

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Н. Л. ДОБРЕЦОВ, Ю. Н. КОЧКИН,  
А. П. КРИВЕНКО, В. А. КУТОЛИН

---

# ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1971

**Породообразующие пироксены.** Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Изд-во «Наука», 1971.

Монография — обобщающая сводная работа по ромбическим и моноклинным пироксенам. Приведено около 1700 химических анализов пироксенов, описаны их ассоциации и свойства, дан обзор экспериментальных и других работ по пироксенам, приведено много другого справочного материала. На этой основе с помощью методов математической статистики, формационного и парагенетического анализов разбираются вопросы распределения катионов в решетке пироксенов, изоморфизм, предлагаются рациональные схемы пересчета анализов и классификация пироксенов. Выделено и охарактеризовано свыше 50 формационных и парагенетических типов пироксенов из магматических, метаморфических пород и глубинных включений, для их диагностики приведены таблицы, диаграммы, а также рассчитанные дискриминантные функции. Показано, что железистость, хромистость, титанистость и марганцовистость пироксенов зависят от состава вмещающих пород и окислительного потенциала, глиноземистость пироксенов — также от температуры и давления. Разобраны закономерности сопряженного изменения составов сосуществующих с пироксенами минералов с использованием термодинамического анализа. Предлагается использовать статистический подход для выявления оптимальных геологических термометров и барометров. Вычисленные корреляционные зависимости и многомерные уравнения регрессии позволили рассмотреть роль различных катионов в изменении параметров решетки, показателей преломления  $d$ ,  $N_g$  —  $N_p$ ,  $cN_g$  и  $2V$ . На их основе вычислены свойства теоретических пироксенов, составлены диаграммы диагностики.

Табл. 105 в тексте + два Приложения, илл. 86, библиогр. 902 названия.

Ответственный редактор

академик В. С. СОБОЛЕВ

## ВВЕДЕНИЕ

---

К настоящему времени в литературе накопилось много разоб-  
щенных и разнородных данных образования важнейших породообразующих минералов. Простое объединение и систематизация этих данных, обычно доступных исследователям лишь в трудоемкая задача. Но еще большее значение приобретают работы, в которых собраны факты тематичес

Такие сводки, давно регулярно составляемые вниманием и геохимиков уже с конца прошлого столетия, по мере накопления данных по различным минералам известны сводки Дельтера (Doelter, 1914), работы П. Ниггли (Niggli, 1943), П. Н. Чирвинского (1928), А. Н. Винчелла и Г. Винчелла (1953), В. Трёгера (1958) и др. Однако большинство этих работ уже устарело, и даже в последних сводках по различным минералам (Deeg а. о., 1962—1963) статистический подход, так же как парагенетический и формационный анализы, использованы недостаточно.

С учетом этого с 1958 г. в геологического отделения АН СССР под общим руководством академика В. С. Соболева была начата серия сводных работ по важнейшим породообразующим минералам с использованием парагенетического анализа. Опубликованы сводки по гранатам (Н. В. Соболев, 1960, Кефежинска), биотитам (Е. Н. Ушакова) и амфиболам (Е. А. Костюк).

Настоящая работа была начата Н. Л. Добрецовым и продолжалась с перерывами в 1962—1963 гг. в работе. Некоторые предварительные результаты опубликованы в отдельных статьях (Добрецов, 1959, 1962; Добрецов, Пономарев, 1964а, б; Кочкин и др., 1967). В обработке материалов по пироксенам интрузивных пород принимала участие В. М. Фролова, в обработке материалов по метабазитам большую помощь оказала М. Ф. Нахаева.

В результате длительной подготовительной работы было собрано около 2000 анализов. Основная часть фактического материала приведена в конце книги в виде Приложения 1.

В главе 1 дан обзор предыдущих работ по пироксенам. Глава 2 посвящена методике работ. Поскольку методическая сторона статистической



мянутых выше книгах разобрана недостаточно, мы сочли полезным включить в эту главу специальный параграф «Статистическая обработка материала». В другом параграфе этой главы рассмотрены вопросы отбора и отбра

Основная часть работы (девять глав) посвящена трем проблемам:

1. Вопросы кристаллохимии пироксенов, которые могут быть уточнены с помощью статист

анализа содержаний катионов (глава 3).

2. Парагенетические задачи — выделение формационных и парагенетических типов пироксенов, выяснение особенностей их состава в зависимости состава пироксенов от состава и условий образования вмещающих пород. Большое внимание уделено диагностике отдельных типов пироксенов с помощью диск

риал, наиболее обширный, разделен на пять глав. В четырех из них (главы 4—7) дана характеристика формационных (парагенетических) типов пироксенов из эффузивных,

род и глубинных ксенолитов. Глава 8 посвящена сравнению составов пироксенов разных типов. В главе 9 обсуждается существование пироксенов и других минералов.

3. Связь состава и физических свойств пироксенов и определение состава пироксенов по свойствам. Эта задача решается с помощью многомерных регрессионных зависим

плана, чем это было сделано Г. Винчеллом (Winchell, Tilling, 1960; Winchell, 1961, 1963).

Все расчеты проведены на электронно-вычислительных машинах в Вычислительном центре Сибирского отделения АН СССР. Техническую помощь в расчетах оказали М. Л. Шемякин и В. В. Зуенко.

Авторы неоднократно пользовались советами и консультациями академиков В. С. Соболева и Ю. А. Кузнецова, а также по отдельным вопросам — доктора геолого-минералогических наук В. П. Костюка, кандидатов геолого-минералогических наук И. М. Волохова, В. В. Хлестова, Н. В. Соболева, кандидата физико-математических наук Ю. А. Воронина. Отдельные материалы по пи

данов, В. А. Ва

А. Ю. Одинец, Н. В. Соболев, Л. И. Шабынин.  
Всем указанным лицам, консультировавшим, помогавшим в работе или предоставившим материалы, авторы выражают искреннюю благодарность.

За время, прошедшее после сдачи рукописи в издательство, опубликовано много новых работ по пироксенам, которые использованы в настоящей работе. С целью хотя бы частично восполнить этот пробел, в конце книги приведен дополнительный список, в котором включены важнейшие из новых работ, а также источники той части дополнительных работ, которые необходимо дать краткое пояснение справочного характера.

Прежде всего отметим общие работы по классификации пироксенов (Гинзбург, 1970) и экспериментальные работы (Banno, Green, 1968; Freeman, Frazer, 1968; Schrüpf, 1968; Lindsley, Munoz, 1970; Solar, 1970; Nijikata, 1968; Onuma et al., 1968; Nolan, 1969; Medaris, 1969; Boyd, 1969), которые необходимо добавить к обзору экспериментальных исследований в главе 1. В четырех последних работах приведены дополнительные данные о влиянии изоморфных замещений в синтетических пироксенах на параметры решетки и о вхождении  $Ti^{4+}$ ,  $Fe^{3+}$  и других компонентов в решетку клинопироксенов.

Клинопироксеновые исследования были продолжены в работах многих исследователей

(Minčeva-Stefanova, Padera, 1968; Smith et al., 1969; Lefèvre, 1969). Связь оптических свойств и состава пироксенов обсуждалась также в работах В. М. Шемякина (1968), Е. М. Заблоцкого (1968), Лика (Leake, 1968). Особо следует отметить последнюю работу Лика, в которой использовано 240 химических анализов ортопироксенов и вычислены уравнения регрессии, аналогичные приведенным в главе 10.

Продолжены работы по изучению распределения катионов между сосуществующими пироксенами и другими минералами как в общетеоретическом (Grover, Orville, 1969; Chakraborty, 1969; Saxena, 1969) и экспериментальном (Larimer, 1968; Medaris, 1969) отношениях, так и в применении к конкретным комплексам пород (Davidson, 1968; Nagasimharao, 1968; Rodgers, Brothers, 1969; Mottana, 1970 и др.). В ряде работ продолжалось обсуждение соотношения между ортопироксеном, пижонитом и авгитом в эффузивных породах (Ernst, Schorer, 1969; Tarney, 1969; Nakamura, Kushiho, 1970).

Специально следует выделить те новые моменты, которые выявились в последние годы при изучении пироксенов в общетеоретическом и методическом плане: а) при исследовании состава пироксенов стали широко использовать микрозонд, что позволило получить принципиально новые данные о зональности пироксенов (Dallwitz, Green, 1966; Essene, 1968; Brown, Carmichael, 1969; Boyd, 1969; Добрецов и др., 1971а, б); б) появились рентгеноструктурные (Smith et al., 1969; см. также § 5) и с использованием эффекта Мессбауэра (Virgo, Hafner, 1968) работы по исследованию распределения катионов между различными структурными позициями в решетке пироксенов; сделаны попытки использовать инфракрасные спектры поглощения в Na- и Ca-пироксенах (Кузнецова, Москалева, 1968; Охаси, Яги, 1968); в) появились обобщающие работы по химическому составу пироксенов из метеоритов (Van Schmus, Kofman, 1967; Mason, 1968) и первые анализы пироксенов из лунных пород (Эгрил и др., 1970; Wood et al., 1970; Ringwood, Essene, 1970 и др.). Эти пироксены принципиально не отличаются от пироксенов, известных в земной коре и мантии; г) получены новые данные о вхождении группы ОН в структуру пироксенов (Sclar, 1970).

Опубликовано много новых химических, частично рентгеноспектральных анализов пироксенов.

Из новейших публикаций, содержащих оригинальные анализы пироксенов, перечислим главнейшие для разных групп пироксенов.

Пироксены из эффузивных пород охарактеризованы во многих новых работах, в частности для эффузивов Грузии в работе Гвахария (Gyakhariya, 1968). Среди них отметим работы, содержащие по четыре — восемь и более анализов пироксенов из пород андезитовой и трахиандезитовой формации (Savelli, 1967; Nicholls, Carmichael, 1969; Nakamura, Kushiho, 1970) и из пород континентальной оливин-базальтовой и щелочно-базальтоидной формаций (Остроумова, Румянцева, 1967; Král, Kaspar, 1967; Brown, Carmichael, 1969; Abbot, 1969; Varet, 1969).

Пироксены из интрузивных пород продолжают изучаться достаточно интенсивно. Опубликованы новые анализы пироксенов из пород гипербазитовой формации (Пинус, Колесник, 1966; Onuki, 1967; Pavelescu, 1968), габбро-пироксенит-дунитовой формации (Ефимов, Ефимова, 1967; Фоминых и др., 1967; Tazaki, 1967), Бушвельдского массива (Desborough, Rose, 1968; Atkins, 1969), габбро-сиенитовой формации (Полканов и др., 1967; Волюнец и др., 1967; Андреева, 1968), формации щелочных и ультраосновных пород и формации агапитовых нефелиновых сиенитов (Pasc, 1968; Залищак, 1969; Поляков, 1969). Особо следует отметить химические анализы пироксенов из щелочных пород Уганды (Tyler, King, 1967) и Монтаны (Witkind, 1969).

Пироксены из метаморфических пород изучаются наиболее интенсивно либо как сосуществующие с другими минералами фазы (для целей геотермометрии и барометрии), либо из редких и специфических пород. Получены новые анализы пироксенов из двупироксеновых гнейсов и чарнокитов (Кононова, 1968; Davidson, 1968; Nagasimharao, 1968; McIver, 1966), из железистых кварцитов (Пирогов, Штода, 1969; Moore et al., 1969; в последней статье опубликованы оптические и рентгеновские параметры для железистых пироксенов Квебека, химические анализы которых приведены в Приложениях 1, 2 и использованы в настоящей книге). Большое число анализов пироксенов опубликовано для эклогитов и ассоциирующихся пород (Mottana et al., 1968; Edgar et al., 1969; Matthes et al., 1969; Казак, 1970; Добрецов и др., 1971; Mottana, 1970), а также для скарнов и скарноидов. Для последних отметим лишь некоторые работы (Шабынин, 1969; Анастасенко, 1968; Гинзбург, 1969; в последней доказывається несмесимость между фассантом и диопсидом). Из более специфических пироксенов отметим анализы пироксенов из фенитов (Sutherland, 1969), а также жадеитов из жадеитовых пород и глаукофановых сланцев (Keith, Coleman, 1968; Essene, 1968; Добрецов и др., 1971а, б). Материалы работы Н. Л. Добрецова с соавторами (1971а), доказывающей несмесимость в ряду Na—Ca пироксенов с помощью анализов на микрозонде, частично использованы в § 25.

Во многих новых работах охарактеризованы пироксены из глубинных включений в базальтоидах (Aoki, Kushiro, 1968; Скрипко, Гребзда, 1969; Rodgers, Brothers, 1969; Lovering, White, 1969) и из включений в кимберлитах (Watson, Morton, 1969; Boyd, 1969 и др.).

Конечно, трудно привести все новейшие работы, касающиеся пироксенов. Однако мы надеемся, что и в настоящем виде наша книга будет достаточно полной сводкой, в частности, химических анализов пироксенов (так как в новейших работах публикуются большей частью рентгеноспектральные анализы, а накопить новые 2000 химических анализов удастся не скоро), поэтому большая часть выводов авторов, основанная на достаточно представительном материале, вероятно, сохранит свое значение и в дальнейшем.

**СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ,  
ПРИНЯТЫЕ В ТЕКСТЕ, ТАБЛИЦАХ И НА РИСУНКАХ**

|  |  |  |
|--|--|--|
| <i>Аб</i> — альбит                                   | <i>КлЭ</i> — клиноэнстатит                                 | <i>РП</i> — ромбический пи-<br>роксен (ортопирок-<br>сен)    |
| <i>Авг</i> — авгит                                   | <i>Кор</i> — корунд  |  |
| <i>Акт</i> — актинолит                               | <i>Корд</i> — корднерит                                    |  |
| <i>Альм</i> — алмаз                                  | <i>Кр</i> — кристобалит                                    | <i>Рт</i> — рутил  |
| <i>Амф</i> — амфибол                                 | <i>КПШ</i> — калиевый полевой<br>шпат                      | <i>Рудн</i> — рудный минерал                                 |
| <i>Ан</i> — анортит                                  | <i>Кум</i> — куммингтонит                                  | <i>Сапф</i> — сапфирин                                       |
| <i>Анд</i> — андалузит                               | <i>КЦо</i> — клиноцоизит                                   | <i>Серп</i> — серпентин                                      |
| <i>Андр</i> — андрадит                               | <i>L</i> — жидкость  | <i>Сил</i> — силлиманит                                      |
| <i>Ант</i> — антофиллит                              | <i>Лабр</i> — лабрадор                                     | <i>Скап</i> — скаполит                                       |
| <i>Анц</i> — анальцит                                | <i>Лав</i> — лавсонит                                      | <i>Сл</i> — слюда  |
| <i>Ап</i> — апатит                                   | <i>Монт</i> — монтичелит                                   | <i>Ст</i> — стекло   |
| <i>Ар</i> — арагонит                                 | <i>МП</i> — моноклинный пи-<br>роксен (клинопи-<br>роксен) | <i>Сф</i> — сфен   |
| <i>Би</i> — биотит                                   |  | <i>SS</i> — твердый раствор                                  |
| <i>Бр</i> — брусит                                   | <i>Мг</i> — магнетит                                       | <i>Та</i> — тальк  |
| <i>Вез</i> — везувиан                                | <i>Му</i> — мусковит                                       | <i>Тд</i> — тридимит   |
| <i>Волл</i> — волластонит                            | <i>Не</i> — нефелин  | <i>Тр</i> — тремолит   |
| <i>Гед</i> — геденбергит                             | <i>Нт</i> — натролит                                       | <i>Турм</i> — турмалин                                       |
| <i>Гел</i> — геленит                                 | <i>Ол</i> — оливин   | <i>Фа</i> — фаялит   |
| <i>Гем</i> — гематит                                 | <i>Омф</i> — омфациит                                      | <i>Фа<sub>20</sub></i> — оливин, содержа-<br>щий 20% фаялита |
| <i>Гип</i> — гиперстен                               | <i>Орт</i> — ортоклаз                                      | <i>Фасс</i> — фассаит  |
| <i>Гл</i> — глаукофан                                | <i>Пер</i> — периклаз                                      | <i>Флог</i> — флогопит                                       |
| <i>Гр</i> — гранат                                   | <i>Пир</i> — пирит   | <i>Фор</i> — форстерит                                       |
| <i>Грос</i> — гроссуляр                              | <i>Пиж</i> — пижонит                                       | <i>ФС</i> — ферросилит                                       |
| <i>Ди</i> — диопсид                                  | <i>Пир</i> — пирон   | <i>Хл</i> — хлорит   |
| <i>Ди<sub>ss</sub></i> — твердый раствор<br>диопсида | <i>Пл</i> — плагиоклаз                                     | <i>Хр</i> — хромит   |
| <i>Дис</i> — дистен                                  | <i>Пла<sub>60</sub></i> — плагиоклаз № 60                  | <i>Це</i> — цеолиты  |
| <i>Дол</i> — доломит                                 | <i>Плаг</i> — плагиоклаз                                   | <i>Цо</i> — цоизит   |
| <i>Жедр</i> — жедрит                                 | <i>ПрЭ</i> — протоэнстатит                                 | <i>Шп</i> — шпинель  |
| <i>Жд</i> — жадеит                                   | <i>Пумп</i> — пумпеллит                                    | <i>Эв</i> — эвлит  |
| <i>Ильм</i> — ильменит                               | <i>Пф</i> — пирофиллит                                     | <i>Эг</i> — эгирин   |
| <i>Кал</i> — кальцит                                 | <i>ПШ</i> — полевой шпат                                   | <i>Эн</i> — энстатит   |
| <i>Као</i> — каоцит                                  | <i>Риб</i> — рибекит                                       | <i>Эп</i> — эпидот   |
| <i>Карб</i> — карбонат                               | <i>Рог</i> — роговая обманка                               |  |
| <i>Кв</i> — кварц                                    |  |  |

## ОБЗОР РАБОТ ПО ПИРОКСЕНАМ

## § 1. ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАБОТ

Обширная группа пироксенов давно привлекала внимание исследователей. Первые работы по синтезу пироксенов были осуществлены одновременно с началом экспериментов в области минералогии и петрологии и продолжаются до настоящего времени. За 80 лет с лишним накоплен большой материал, сопоставление которого с природными данными позволяет более обоснованно судить об условиях образования пироксеносодержащих пород и об особенностях состава самих пироксенов.

Все эти исследования хронологически и по содержанию можно разделить на два периода.

В первый период преобладали работы по синтезу пироксенов из расплава, выяснению закономерностей их кристаллизации из расплавов в многокомпонентных системах и изоморфных замещений в самих пироксенах.

Во второй период, начиная с 1950—1955 гг., стали появляться работы по определению полей устойчивости отдельных представителей группы пироксенов в координатах температура—давление с использованием экспериментальной техники гидротермального синтеза и техники высоких давлений, а также по изучению зависимости изоморфных замещений в пироксенах от температуры и давления. За сравнительно короткий срок в этих направлениях достигнут большой прогресс, но еще остается много неясного, так как некоторые исследования только начинаются.

Первые работы по синтезу пироксенов обобщены Дельтером (Doelter, 1914) в его известном справочнике по химии минералов. Он приводит данные о синтезе энстатита, клиноэнстатита, алюмоэнстатита, диопсида, геденбергита, минералов ряда диопсид —  $MgSiO_3$ , Mn- и Zn-пироксенов (шефферит, джефферсонит) и различных авгитов. Особое внимание привлекают работы Морозевича (Morozewicz, 1899), который сделал первые попытки определить предельные содержания  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$  в моноклинных пироксенах, кристаллизовавшихся. Он получил коричневые пироксены с содержанием 25,35%  $Fe_2O_3$ , 13,82%  $Al_2O_3$  и малым содержанием  $Na_2O$  (1,9%).

Первые детальные исследования фаз в ряду диопсид —  $MgSiO_3$  были опубликованы в 1909 г. (Allen, White, 1909). Используя метод кривых нагревания, разработанный Н. С. Курнаковым с сотрудниками, в комбинации с оптическим изучением фаз, они получили пересечение кривой ликвидуса с кривой солидуса с предельными составами пироксена и две полиморфные модификации для  $MgSiO_3$  — моноклинную и ромбическую. Впоследствии Боуэн показал неточность их результатов из-за

негомогенности и несоответствия составов фаз в условиях опыта и после опытов.

Затем начался «период Боуэна», при участии и под руководством которого было проведено изучение кристаллизации методом закалки многих двух- и трехкомпонентных систем. В их числе находятся системы с пироксенами рядов клиноэнстатит—клиноферросилит, диопсид—геденбергит и промежуточными пироксенами типа пижонитов и субкальциевых авгитов. Одними из первых были изучены системы с магнезиальными пироксенами  $MgO—SiO_2$  (Bowen, Anderson, 1914) и диопсид—форстерит—кремнезем (Bowen, 1914, 1915). Значительно позже были изучены системы с закисным железом  $CaO—FeO—SiO_2$  (Bowen, Schairer, Posnyak, 1933),  $MgO—FeO—SiO_2$  (Bowen, Schairer, 1935) и др. Все эти системы детально разобраны в специальных монографиях, в частности в книге А. Н. Заварицкого и В. С. Соболева (1961), и останавливаться подробно на них нет необходимости. Отметим только основные данные, касающиеся пироксенов.

Боуэн и сотрудники получили непрерывные ряды пироксенов  $CaMgSi_2O_6—Mg_2Si_2O_6$  (что впоследствии оказалось ошибочным), ограниченный ряд  $CaFeSi_2O_6—Fe_2Si_2O_6$ , клино- и ортопироксены  $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$  с предельным содержанием железистой составляющей до 88% (рис. 1).

В равновесии с расплавом предельный состав клиногиперстена соответствует только 61%  $FeSiO_3$ , с понижением температуры пределы сместимости расширяются до 88%. При температурах от 1140° для магнезиальных членов до 970° для железистых клинопироксены инвертируют в ортопироксены  $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$ . В псевдобинарной системе  $CaSiO_3—FeSiO_3$  (рис. 2) пироксены из расплава при низких давлениях вообще не кристаллизуются, а образуется серия твердых растворов волластонита и псевдоволластонита. Лишь при температурах ниже 965° появляются твердые растворы геденбергита с предельным содержанием  $Fe_2Si_2O_6$  80%,  $CaFeSi_2O_6$  20%. В последнее время (Lindsley, 1966) установлено, что с повышением давления температура инверсии геденбергита повышается, и при  $P=13$  кбар и  $T=1270^\circ C$  он начинает плавиться. Таким образом, по Боуэну, в системе  $Mg_2Si_2O_6—Fe_2Si_2O_6$  оказываются возможными при соответствующей температуре пироксены любого состава, кроме наиболее железистых членов, примыкающих к углу  $Fe_2Si_2O_6$ .

Впоследствии в эту систему были внесены существенные уточнения. Прежде всего для бескальциевых пироксенов  $Mg_2Si_2O_6$  была установлена еще одна модификация—протоэнстатит (Haraldsen, 1930), близкая по структуре и свойствам к ромбической. После серии теоретических и экспериментальных работ (Foster, 1951; Atlas, 1952; Morimoro a. o., 1959; Boyd, Schairer, 1957, 1964; Boyd, England, 1965; Lindsley a. o., 1964; Lindsley, 1965 a, b) оказалось, что кристаллизация клиноэнстатита и клиногиперстена из расплава метастабильна.

В магнезиальной области из расплава стабильно должен кристаллизоваться протопироксен, который легко переходит в метастабильный клинопироксен. Клиноэнстатит устойчив в сухих условиях лишь при температурах ниже 600—700° (рис. 3) в области, где в природных условиях в присутствии  $H_2O$  образование  $Mg_2Si_2O_6$  вообще невозможно. Клиноферросилит, как и чистый ортоферросилит, устойчив лишь при высоких давлениях, свыше 15 кбар (Lindsley a. o., 1964; Lindsley, 1965a).

Таким образом, поле клинопироксенов на рис. 1 по крайней мере частично соответствует полю устойчивости протопироксенов. На рис. 4 показаны предполагаемые соотношения протоэнстатита, гиперстена и пижонита, с экспериментально определенной точкой инверсии протоэн-

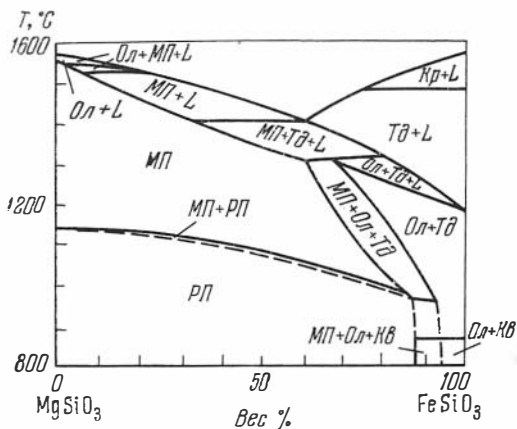


Рис. 1. Система  $MgSiO_3-FeSiO_3$  при 1 атм (Bowen а. о., 1933, 1935)

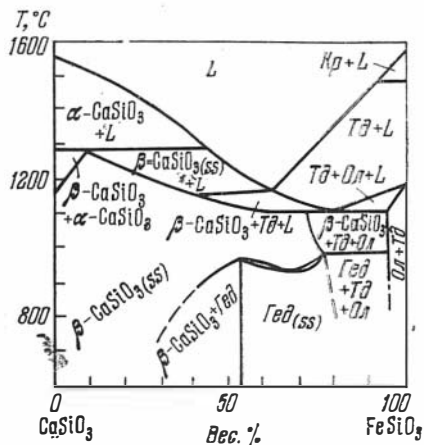


Рис. 2. Система  $CaSiO_3-FeSiO_3$  при 1 атм, иллюстрирующая конгруэнтное плавление геденбергита

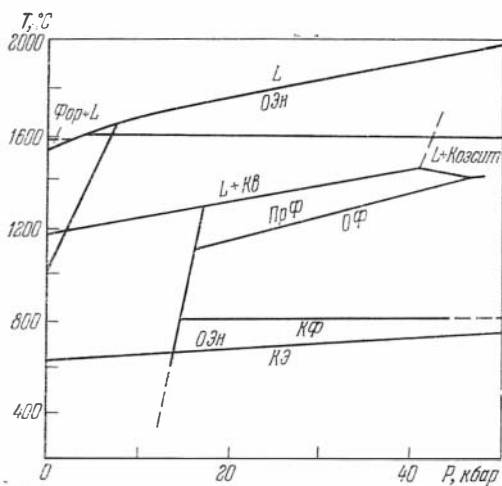


Рис. 3. Поля устойчивости полиморфных модификаций  $MgSiO_3$  и  $FeSiO_3$  (Lindsley а. о., 1964)

ПрЭ — протоэнстатит, ПрФ — протоферросилит, ОФ — ортоферросилит, КФ — клиноферросилит, КЭ — клиноэнстатит

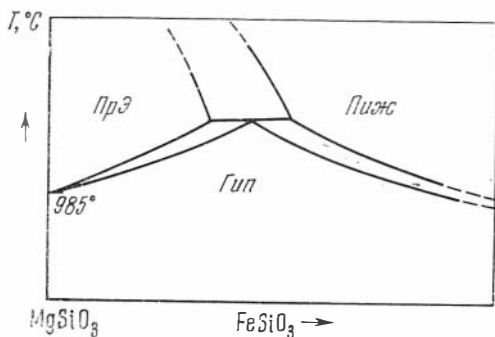


Рис. 4. Схема соотношений полей устойчивости протоэнстатита, пикроита и гиперстена (Boyd, Schairer, 1957)

статит—ортоэнстатит при  $985^{\circ}$ . Переход ортопироксенов в устойчивую моноклинную модификацию происходит при близких температурах — около  $700\text{—}800^{\circ}$  для магнезиального и железистого членов (рис. 3). Однако для пироксенов промежуточной железистости температура этого перехода проходит через максимум, так как точка инверсии пироксена состава  $\text{Fe}_{0,4}\text{Mg}_{0,6}\text{SiO}_3$  соответствует  $900^{\circ}$  при 20 кбар (Lindsley, 1965b).

Кроме этого, уточнен распад твердых растворов  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ . Впервые кривая солидуса была экспериментально установлена Атласом (Atlas, 1952). Эта кривая не пересекалась с поверхностью ликвидуса, т. е., как и у Боуэна, возможна была кристаллизация из расплава непрерывной серии твердых растворов. Бойд и Шейрер (Boyd, Schairer, 1957, 1964) уточнили эту кривую и показали, что кривая солидуса пересекается с поверхностью ликвидуса, т. е. в пироксенах существует разрыв смесимости даже в равновесии с расплавом (рис. 5). С понижением температуры этот разрыв увеличивается, что дает возможность определить температуру образования магнезиальных пироксенов.

Однако диаграмма (рис. 5) справедлива только для чисто магнезиальных членов. С возрастанием железистости кривая солидуса сдви-

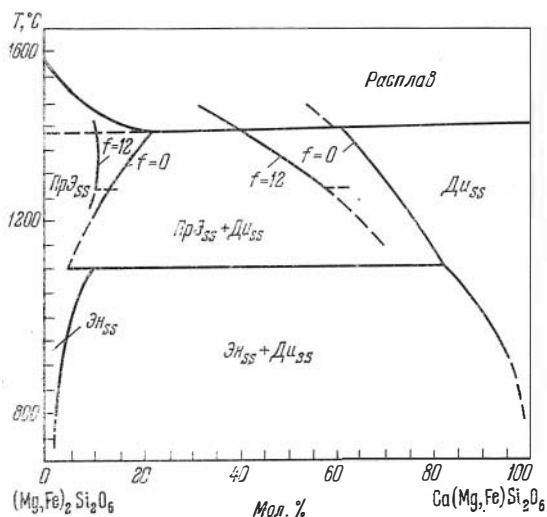


Рис. 5. Равновесие двух пироксенов в системе  $(\text{Mg, Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{—Ca}(\text{Mg, Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$  при разных температурах для безжелезистой системы ( $f=0$ ) и давления 1 атм (Boyd, Schairer, 1957, 1964) и для железосодержащей системы ( $f=12$ ) при  $P=13$  кбар (Green, Ringwood, 1966)

гается так, что то же содержание компонента  $(\text{Fe, Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$  в осушающемся кальциевом пироксене соответствует более низкой температуре. По предварительным данным Грина и Рингвуда (Green, Ringwood, 1966), которые схематически показаны на рис. 5, это снижение при давлении 13 кбар и  $1300\text{—}1400^{\circ}$  равно  $120^{\circ}$  для пироксена с железистостью 12%. Вследствие этого для пироксенов промежуточной железистости при температурах, близких к ликвидусу, возможна полная смесимость между кальциевыми и бескальциевыми пироксенами. В интервале  $1000\text{—}1300^{\circ}$  разрыв смесимости между геденбергитом и ферросилитом не обнаружен (Lindsley, 1966), при более низкой  $T$  этот разрыв, зависящий также от  $P$  установлен (Lindsley, Mupoz, 1970).

Состав и свойства синтетических пироксенов этих серий и других синтетических пироксенов приведены в табл. 1.1. Большинство синтетических пироксенов в цитированных выше работах не анализировались, а их состав определялся примерно по составу шихты или по рентгенограмме, с использованием линий (311) или (220) и калибровки по природным пироксенам. Для сравнения в таблице приведены два анализированных клиногиперстена из шлака (Курцева, 1956).



## Синтетические пироксены и их свойства

| № по пор. | Минерал                       | Условия синтеза (Т, °С)                          | Источники                         | Сост ав** (содержание катионов на 6 атомов кислорода), % |       |    |                  |       |                  |       |    |        |       |      |
|-----------|-------------------------------|--|-----------------------------------|--|-------|----|------------------|-------|------------------|-------|----|--------|-------|------|
|           |                               |  |                                   | Si   | Al    | Ti | Fe <sup>3+</sup> | Cr    | Fe <sup>2+</sup> | Mn    | Mg | Ca     | Na    |      |
| 1         | Энстатит                      | Из расплава при 1 атм                            | Allan Wright, 1906                | 2,0  | 0,012 | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 1,981  | —     | —    |
| 2         |                               | 1 атм, ниже 950° С                               | Atjas, 1952                       | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | —                | —     | —  | (2,0)  | —     | —    |
| 3         | Протоэнстатит                 | Инверсия энстатита при 1100°                     | » »                               | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | —                | —     | —  | (2,0)  | —     | —    |
| 4         | Al-энстатит                   | Из расплава при 1 атм                            | Dorozewicz, 1899                  | 1,828  | 0,165 | —  | 0,157            | —     | 0,03             | —     | —  | 1,729  | 0,105 | —    |
| 5         | Клиноэнстатит                 |  | Atjas, 1952                       | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | —                | —     | —  | (2,0)  | —     | —    |
| 6         | Клиногиперстен                | Из расплава при 1 атм и 1200°—1300°              | » »                               | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | (0,84)           | —     | —  | (1,46) | —     | —    |
| 7         |                               |  | » »                               | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | (1,08)           | —     | —  | 0,92   | —     | —    |
| 8         |                               |  | » »                               | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | (1,26)           | —     | —  | (0,74) | —     | —    |
| 9         | Клиноферросилит               | Инверсия природного ортопироксена                | » »                               | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | (1,77)           | —     | —  | (0,23) | —     | —    |
| 10        |                               | При 25 кбар и 1250°                              |                                   | 1,99   | —     | —  | —                | —     | 2,01             | —     | —  | 0,01   | —     | —    |
| 11        | Клиногиперстен                | Из расплава                                      | Курцева, 1956                     | 1,95   | 0,033 | —  | 0,058            | 0,009 | 0,77             | 0,001 | —  | 1,178  | 0,004 | —    |
| 12        |                               | » »  | » »                               | 1,922  | 0,061 | —  | 0,056            | 0,006 | 1,23             | —     | —  | 0,641  | 0,038 | —    |
| 13        | Диоксид                       | Из расплава при 1 атм                            | Цветков, 1951                     | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | —                | —     | —  | (1,0)  | (1,0) | —    |
| 14        |                               | Из расплава при высоком давлении                 | Clark a. o., 1962                 | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | —                | —     | —  | (1,0)  | (1,0) | —    |
| 15        |                               | Из расплава при 1 атм, 1200°                     | Barth, 1931; König, 1960          | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | —                | —     | —  | (1,0)  | (1,0) | —    |
| 16        |                               | Гидротермальный синтез, 450—550°, 500 атм        | Калвинн, 1966                     | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | —                | —     | —  | (1,0)  | (1,0) | —    |
| 17        | Геденбергит                   | То же  | » »                               | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | 0,45             | —     | —  | 0,55   | (1,0) | —    |
| 18        | Геденбергит                   | Из твердых фаз                                   | Bowen, Schairer, Posnjak, 1933    | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | 1,06             | —     | —  | —      | 0,91  | —    |
| 19        |                               | При 1 атм, 800—900° в сухой системе              | То же                             | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | 1,20             | —     | —  | —      | 0,8   | —    |
| 20        | Ферропиконит                  | То же  | » »                               | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | 1,40             | —     | —  | —      | 0,6   | —    |
| 21        |                               | » »  | » »                               | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | 1,5              | —     | —  | —      | 0,5   | —    |
| 22        |                               | » »  | » »                               | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | 1,6              | —     | —  | —      | 0,4   | —    |
| 23        | Пиконит                       | Из расплава при 1 атм, 1305°                     | Bowen, 1915; Boyd, Schairer, 1964 | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 1,37   | 0,63  | —    |
| 24        | Ca-клиноэнстатит              | Из расплава при 1 атм, 1377°                     | То же                             | (2,0)  | —     | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 1,80   | 0,20  | —    |
| 25        | Al-авгит (фассанит)           | Из расплава при 1 атм, 1100—1300°                | Цветков, 1951                     | 1,784  | 0,385 | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 0,87   | 0,973 | —    |
| 26        |                               | То же (+стекло+Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )* | » »                               | 1,684  | 0,619 | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 0,721  | 0,979 | —    |
| 27        |                               | То же  | » »                               | 1,594  | 0,791 | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 0,675  | 0,945 | —    |
| 28        | Ca-чермакит                   | Из твердых фаз 1250—1300°, 13—15 кбар            | Hays, 1966                        | 0,93   | 2,07  | —  | —                | —     | —                | —     | —  | —      | 1,04  | —    |
| 29        | Al-авгит                      | Из расплава при 1 атм                            | Segnit, 1953                      | 1,80   | 0,403 | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 0,80   | 1,00  | —    |
| 30        |                               | То же  | » »                               | 1,787  | 0,426 | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 0,892  | 0,895 | —    |
| 31        |                               | » »  | » »                               | 1,873  | 0,248 | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 1,016  | 0,857 | —    |
| 32        |                               | » »  | » »                               | 1,922  | 0,163 | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 1,278  | 0,645 | —    |
| 33        |                               | » »  | » »                               | 1,919  | 0,163 | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 1,172  | 0,746 | —    |
| 34        | Жадитсодержащий диоксид (№ 4) | Из расплава при 1 атм, 1200—1300° (+стекло)      | König, 1960                       | 1,99   | 0,06  | —  | —                | —     | —                | —     | —  | 1,03   | 0,58  | 0,04 |

Таблица 1.1 (продолжение)

| № по пор. | Минерал                          | Условия синтеза (T; °C)                         | Источники                         | Свойства             |                      |                      |             |       |                            | Параметры решетки |             |             |                |                         |
|-----------|----------------------------------|---|-----------------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|-------------|-------|----------------------------|-------------------|-------------|-------------|----------------|-------------------------|
|           |                                  |   |                                   | <i>N<sub>g</sub></i> | <i>N<sub>m</sub></i> | <i>N<sub>p</sub></i> | <i>cNg°</i> | +2V°  | <i>d, э/см<sup>3</sup></i> | <i>a, Å</i>       | <i>b, Å</i> | <i>c, Å</i> | <i>β, град</i> | <i>V, Å<sup>3</sup></i> |
| 1         | Энстатит                         | Из расплава при 1 атм                           | Allen, Wright, 1966               | 1,658                | 1,652                | 1,647                | —           | —     | 3,209                      | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 2         |                                  | 1 атм, ниже 950° C                              | Atlas, 1952                       | 1,658                | 1,653                | 1,650                | —           | 60    | —                          | 18,20             | 8,89        | 5,20        | —              | —                       |
| 3         | Протоэнстатит                    | Инверсия энстатита при 1100°                    | » »                               | 1,658                | 1,653                | 1,650                | —           | 70    | —                          | 9,25              | 8,92        | 5,25        | —              | —                       |
| 4         | Al-энстатит                      | Из расплава при 1 атм                           | Morozewicz 1899                   | —                    | —                    | —                    | —           | —     | 3,087                      | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 5         | Клиноэнстатит                    |   | Atlas 1952                        | 1,660                | 1,654                | 1,651                | 22°         | 53    | 3,19                       | 9,12              | 8,96        | 5,24        | 92,75          | —                       |
| 6         | Клиногиперстен                   | Из расплава при 1 атм и 1200—1300°              | » »                               | 1,700                | —                    | 1,680                | 36,5        | 20—25 | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 7         |                                  |   | » »                               | 1,740                | —                    | 1,716                | 42          | 11    | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 8         |                                  |   | Lindsley, 1964, 1965              | 1,752                | (1,721)              | 1,725                | 42          | 11    | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 9         | Клиноферросилит                  | Инверсия природного ортопироксена               | » »                               | 1,777                | —                    | 1,743                | 36          | Малый | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 10        |                                  | При 25 кбар и 1250°                             | » »                               | 1,794                | —                    | 1,763                | 34          | »     | —                          | 9,72              | 9,098       | 5,231       | 71,95          | —                       |
| 11        | Клиногиперстен                   | Из расплава                                     | Курцева, 1956                     | 1,718                | —                    | 1,699                | 42          | 32    | 3,54                       | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 12        |                                  | » »   | » »                               | 1,762                | —                    | 1,738                | 42          | 27    | 8,70                       | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 13        | Диопсид                          | Из расплава при 1 атм                           | Цветков, 1951                     | 1,694                | 1,671                | 1,664                | 38,5        | 59    | 3,28                       | (Рентгенограмма)  |             |             |                |                         |
| 14        |                                  | Из расплава при высоком давлении                | Clark a.o., 1962                  | —                    | —                    | —                    | —           | —     | —                          | 9,745             | 8,925       | 5,248       | 74,13          | 439,08                  |
| 15        |                                  | Из расплава при 1 атм, 1200°                    | Berth, 1931; König, 1960          | 1,694                | 1,6715               | 1,664                | 38,5        | 58    | 3,275                      | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 16        |                                  | Гидротермальный синтез, 450—550°, 500 атм       | Калнин, 1966                      | 1,696                | —                    | 1,665                | 39,40       | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 17        | Геденбергит                      | То же   | » »                               | 1,723                | 1,705                | 1,694                | 45          | —     | —                          | (Рентгенограмма)  |             |             |                |                         |
| 18        | Геденбергит                      | Из твердых фаз                                  | Bowen, Schairer, Posnjak, 1933    | 1,757                | —                    | 1,732                | —           | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 19        |                                  | При 1 атм, 800—900° в сухой системе             | То же                             | 1,763                | —                    | 1,737                | —           | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 20        | Ферропижонит                     | То же   | » »                               | 1,772                | —                    | 1,744                | —           | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 21        |                                  | » »   | » »                               | 1,775                | —                    | 1,747                | —           | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 22        |                                  | » »   | » »                               | 1,781                | —                    | 1,751                | —           | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 23        | Пижонит                          | Из расплава при 1 атм, 1305°                    | Bowen, 1915; Boyd, Schairer, 1964 | 1,684                | (1,660)              | 1,661                | —           | —     | —                          | 2 — (011) = 39,60 |             |             |                |                         |
| 24        | Са-клиноэнстатит                 | Из расплава при 1 атм, 1377°                    | То же                             | 1,664                | 1,665                | 1,650                | —           | —     | —                          | 2 — (220) = 27,98 |             |             |                |                         |
| 25        | Al-авгит (флюант)                | Из расплава при 1 атм, 1100—1300°               | Цветков, 1951                     | 1,704                | 1,681                | 1,674                | 37          | 61    | 3,53                       | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 26        |                                  | То же (+стекло+Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) | » »                               | 1,709                | —                    | 1,679                | 36          | 62    | 3,20                       | (Рентгенограмма)  |             |             |                |                         |
| 27        |                                  | То же   | » »                               | 1,714                | 1,692                | 1,684                | 35          | 62    | 3,17                       | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 28        | Са-чермакит                      | Из твердых фаз 1250—1300°, 13—15 кбар           | Hays, 1966                        | 1,730                | 1,714                | 1,709                | —           | (59)  | 3,431                      | 9,619             | 8,659       | 5,278       | 73,86          | 422,3                   |
| 29        | Al-авгит                         | Из расплава при 1 атм                           | Segnit, 1953                      | 1,694                | —                    | 1,669                | —           | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 30        |                                  | То же   | » »                               | 1,693                | —                    | 1,668                | —           | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 31        |                                  | » »   | » »                               | 1,695                | —                    | 1,669                | —           | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 32        |                                  | » »   | » »                               | 1,682                | —                    | 1,664                | —           | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 33        |                                  | » »   | » »                               | 1,690                | —                    | 1,667                | —           | —     | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |
| 34        | Жадент, содержащий диопсид (№ 4) | Из расплава при 1 атм, 1200—1300° (+стекло)     | König, 1960                       | 1,695                | 1,677                | 1,669                | —           | 63    | —                          | —                 | —           | —           | —              | —                       |

\* Помимо условий синтеза приведены (в скобках) дополнительные фазы, появившиеся в опыте вместе с пироксеном.

\*\* В скобках—состав синтетических пироксенов, для которых специальные химические анализы не сделаны.

| № по пор. | Минерал                                   | Условия синтеза (T, °C)                              | Источники                                     | Состав** (содержание катионов на 5 атомов кислорода), % |       |                             |                  |    |                  |       |    |       |       |        |
|-----------|---|--|---|---|-------|-----------------------------|------------------|----|------------------|-------|----|-------|-------|--------|
|           |   |  |   | Si  | Al    | Ti                          | Fe <sup>3+</sup> | Cr | Fe <sup>2+</sup> | Mn    | Mg | Ca    | Na    |        |
| 35        | Жадент, содержащий диоксид (№ 5)          | Из расплава при 1 атм, 1200—1300°(стекло)            | König, 1960                                   | 1,97  | 0,12  | —                           | —                | —  | —                | —     | —  | 1,00  | 0,85  | 0,06   |
| 36        | » » (№ 3)                                 | » »  | » »   | 1,97  | 0,13  | —                           | —                | —  | —                | —     | —  | 0,97  | 0,86  | 0,07   |
| 37        | Al-авгит (№ 53)                           | » »  | » »   | 1,74  | 0,52  | —                           | —                | —  | —                | —     | —  | 0,90  | 0,84  | —      |
| 38        | Al-авгит с Na (№ 64)                      | » »  | » »   | 1,74  | 0,53  | —                           | —                | —  | —                | —     | —  | 0,88  | 0,84  | 0,01   |
| 39        | То же (№ 62)                              | » »  | » »   | 1,74  | 0,54  | —                           | —                | —  | —                | —     | —  | 0,91  | 0,79  | 0,02   |
| 40        | Al-авгит с Na (№ 74)                      | Из расплава при 1 атм, 1200—1300° (+стекло)          | » »   | 1,76  | 0,51  | —                           | —                | —  | —                | —     | —  | 0,88  | 0,82  | 0,03   |
| 41        | То же (№ 91)                              | То же  | » »   | 1,81  | 0,42  | —                           | —                | —  | —                | —     | —  | 0,87  | 0,86  | 0,04   |
| 42        | Бедный Ca Al-авгит (№ 85)                 | » »  | » »   | 1,99  | 0,07  | —                           | —                | —  | —                | —     | —  | 1,15  | 0,74  | 0,05   |
| 43        | Na-Al-геденбергит (№ 88)                  | » »  | » »   | 2,00  | 0,08  | —                           | —                | —  | 0,18             | —     | —  | 0,80  | 0,86  | 0,08   |
| 44        | Жадент                                    | Из стекла при 17—20 кбар, 900°                       | Robertson a. o., 1957<br>Frondeh, Klein, 1965 | (2,0)   | (1,0) | —                           | —                | —  | —                | —     | —  | —     | —     | (1,0)  |
| 45        | Fe-Al-авгит (№ 3)                         | Из расплава при 1 атм, 1100—1300°                    | Цветков, 1951                                 | 1,832   | 1,90  | —                           | 0,146            | —  | 0,027            | —     | —  | 0,849 | 0,956 | —      |
| 46        | Fe-Al-авгит (№ 5)                         | То же  | » »   | 1,689   | 0,272 | —                           | 0,327            | —  | 0,036            | —     | —  | 0,725 | 0,954 | —      |
| 47        | То же (№ 9)                               | » »  | » »   | 1,557   | 0,063 | —                           | 0,823            | —  | 0,056            | —     | —  | 0,516 | 0,986 | —      |
| 48        | Fe-Al-авгит                               | Из расплава при 1 атм                                | Morozewicz, 1899                              | 1,753   | 0,298 | —                           | 0,305            | —  | 0,022            | —     | —  | 0,711 | 1,80  | 0,121  |
| 49        | То же                                     | То же  | » »   | 1,242   | 0,670 | —                           | 0,784            | —  | 0,037            | 0,144 | —  | 0,09  | 0,98  | 0,12   |
| 50        | Fe-авгит                                  | Из расплава при 1 атм                                | Segnit, 1963                                  | (1,945)   | —     | —                           | (0,109)          | —  | —                | —     | —  | 0,946 | (1,0) | —      |
| 51        | То же                                     | То же  | » »   | (1,89)  | —     | —                           | (0,222)          | —  | —                | —     | —  | 0,89  | (1,0) | —      |
| 52        | Fe-Al-авгит (№ 60)                        | Из расплава при 1 атм, 1300° (+окислы+полевые шпаты) | König, 1960                                   | 1,56  | 0,64  | —                           | 0,24             | —  | —                | —     | —  | 0,81  | 0,75  | —      |
| 53        | Fe <sup>3+</sup> -авгит (№ 46)            | То же (+окислы)                                      | » »   | 1,90  | —     | —                           | 0,20             | —  | —                | —     | —  | 1,00  | 0,90  | —      |
| 54        | То же (№ 80)                              | То же (+пижонит+окислы)                              | » »   | 1,92  | —     | —                           | 0,16             | —  | —                | —     | —  | 1,31  | 0,61  | —      |
| 55        | Ti <sup>3+</sup> -авгит                   | Из расплава при 1 атм                                | Цветков, 1951                                 | 1,902   | 0,122 | Ti <sup>3+</sup> =<br>0,088 | —                | —  | —                | —     | —  | 0,903 | 0,982 | —      |
| 56        | То же                                     | Из расплава при 1 атм в присутствии H <sub>2</sub>   | » »   | 1,791   | 0,199 | 0,203                       | —                | —  | —                | —     | —  | 0,814 | 0,996 | —      |
| 57        | То же                                     | То же  | » »   | 1,704   | 0,302 | 0,290                       | —                | —  | —                | —     | —  | 0,705 | 1,001 | —      |
| 58        | Ti <sup>3+</sup> -авгит                   | Из расплава при 1 атм в присутствии H <sub>2</sub>   | » »   | 1,599   | 0,405 | 0,383                       | —                | —  | —                | —     | —  | 0,613 | 1,004 | —      |
| 59        | То же                                     | То же  | » »   | 1,698   | 0,219 | 0,323                       | —                | —  | —                | —     | —  | 0,793 | 0,993 | —      |
| 60        | Ti <sup>4+</sup> -авгит (бесцветный)      | Из расплава при 1 атм в окислительной атмосфере      | » »   | 1,604   | 0,401 | Ti <sup>4+</sup> =<br>0,201 | —                | —  | —                | —     | —  | 0,806 | 0,985 | —      |
| 61        | То же (+перовскит)                        | То же (+перовскит)                                   | » »   | 1,406   | 0,589 | 0,302                       | —                | —  | —                | —     | —  | 0,715 | 0,987 | —      |
| 62        | Fe <sup>3+</sup> -Ti <sup>4+</sup> -авгит | То же (+стекло)                                      | » »   | 1,910   | —     | 0,039                       | 0,123            | —  | —                | —     | —  | 0,948 | 0,973 | —      |
| 63        | То же                                     | То же  | » »   | 1,808   | —     | 0,063                       | 0,224            | —  | —                | —     | —  | 0,935 | 0,980 | —      |
| 64        | Na-Ti <sup>4+</sup> -авгит                | » »  | » »   | (1,9)   | (0,1) | (0,1)                       | —                | —  | —                | —     | —  | (0,9) | (0,9) | (0,10) |
| 65        | Ti <sup>4+</sup> -авгит                   | » »  | Varth, 1931<br>Цветков, 1951                  | (1,8)   | —     | (0,2)                       | —                | —  | —                | —     | —  | (1,0) | (1,0) | —      |

| № по пор. | Минерал                                   | Условия синтеза (T, °C)                              | Источники                                      | Свойства |       |       |                  |                    |                      | Параметры решетки |       |       |         |                   |   |
|-----------|---|--|--|----------|-------|-------|------------------|--------------------|----------------------|-------------------|-------|-------|---------|-------------------|---|
|           |   |  |  | Ng       | Nm    | Np    | cNg <sup>3</sup> | -1/2V <sup>3</sup> | d, г/см <sup>3</sup> | a, Å              | b, Å  | c, Å  | β, град | V, Å <sup>3</sup> |   |
| 35        | То же (№ 5)                               | То же  | König, 1960                                    | 1,695    | 1,675 | 1,668 | —                | 60                 | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 | — |
| 36        | » » (№ 3)                                 | » »  | » »  | 1,695    | 1,678 | 1,668 | —                | 63                 | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 | — |
| 37        | Al-авгит (№ 53)                           | » »  | » »  | 1,704    | 1,688 | 1,678 | —                | 67                 | —                    | 9,72              | 8,85  | 5,21  | 73,66   | —                 |   |
| 38        | Al-авгит с Na (№ 64)                      | » »  | » »  | 1,704    | 1,688 | 1,678 | —                | 67                 | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 39        | То же (№ 62)                              | » »  | » »  | 1,703    | 1,687 | 1,678 | —                | 69                 | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 40        | Al-авгит с Na (№ 74)                      | Из расплава при 1 атм, 1200—1300° (+стекло)          | » »  | 1,704    | 1,688 | 1,678 | —                | 72                 | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 41        | То же (№ 91)                              | То же  | » »  | 1,698    | 1,683 | 1,675 | —                | —                  | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 42        | Бедный Ca Al-авгит (№ 85)                 | » »  | » »  | 1,687    | 1,671 | 1,662 | —                | 85                 | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 43        | Na-Al-геденбергит (№ 88)                  | » »  | » »  | 1,715    | 1,697 | 1,686 | —                | 60                 | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 44        | Жадеит                                    | Из стекла при 17—20 кбар, 900°                       | Robertson a. o., 1957<br>Frondell, Klein, 1965 | —        | —     | —     | —                | —                  | —                    | 9,418             | 8,563 | 5,21  | 72,43   | 400,7             |   |
| 45        | Fe-Al-авгит (№ 3)                         | Из расплава при 1 атм, 1100—1300°                    | Цветков, 1951                                  | 1,728    | 1,707 | 1,698 | 43               | 63                 | 3,348                | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 46        | Fe-Al-авгит (№ 5)                         | То же  | » »  | 1,764    | 1,745 | 1,731 | 55               | 84                 | 3,392                | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 47        | То же (№ 9)                               | » »  | » »  | 1,855    | 1,815 | 1,809 | 80               | 120                | 3,569                | (Рентгенограмма)  |       |       |         |                   |   |
| 48        | Fe-Al-авгит                               | Из расплава при 1 атм                                | Morozewicz, 1899                               | —        | —     | —     | —                | —                  | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 49        | То же                                     | То же  | « »  | —        | —     | —     | —                | —                  | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 50        | Fe-авгит                                  | Из расплава при 1 атм                                | Segnit, 1963                                   | 1,705    | —     | 1,677 | —                | —                  | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 51        | То же                                     | То же  | » »  | 1,716    | —     | 1,691 | —                | —                  | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 52        | Fe-Al-авгит (60)                          | Из расплава при 1 атм, 1300° (+окислы+полевые шпаты) | König, 1960                                    | 1,751    | 1,735 | 1,725 | —                | 80                 | —                    | 9,72              | 8,85  | 5,21  | 73,66   | —                 |   |
| 53        | Fe <sup>3+</sup> -авгит (№ 46)            | То же (+окислы)                                      | » »  | 1,733    | 1,707 | 1,693 | —                | 66                 | —                    | 9,730             | 8,900 | 5,247 | 74,17   | —                 |   |
| 54        | То же (№ 80)                              | То же (+пирожит+окислы)                              | » »  | 1,710    | 1,693 | 1,683 | —                | 65                 | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 55        | Ti <sup>3+</sup> -авгит                   | Из расплава при 1 атм                                | Цветков, 1951                                  | 1,705    | 1,684 | 1,677 | 40               | 60                 | 3,290                | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 56        | То же                                     | Из расплава при 1 атм в присутствии H <sub>2</sub>   | » »  | 1,715    | 1,696 | 1,689 | 42               | 62                 | 3,303                | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 57        | То же                                     | То же  | » »  | 1,728    | 1,711 | 1,704 | 44               | 64                 | 3,313                | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 58        | Ti <sup>3+</sup> -авгит                   | Из расплава при 1 атм в присутствии H <sub>2</sub>   | » »  | 1,740    | 1,724 | 1,718 | 45               | 66                 | 3,332                | (Рентгенограмма)  |       |       |         |                   |   |
| 59        | То же                                     | То же  | » »  | —        | —     | —     | —                | —                  | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 60        | Ti <sup>4+</sup> -авгит (бесцветный)      | Из расплава при 1 атм в окислительной атмосфере      | » »  | 1,736    | 1,721 | 1,715 | 51,0             | 66                 | 3,326                | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 61        | То же (+перовскит)                        | То же (+перовскит)                                   | » »  | 1,760    | 1,748 | 1,743 | 59,0             | 70                 | 3,367                | (Рентгенограмма)  |       |       |         |                   |   |
| 62        | Fe <sup>3+</sup> -Ti <sup>4+</sup> -авгит | То же (+стекло)                                      | » »  | 1,710    | —     | 1,680 | 47—67            | 62—84              | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 63        | То же                                     | То же (+стекло)                                      | » »  | 1,745    | —     | 1,711 | —                | —                  | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 64        | Na-Ti <sup>4+</sup> -авгит                | То же  | » »  | 1,780    | —     | 1,712 | —                | —                  | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
| 65        | Ti <sup>4+</sup> -авгит                   | » »  | » »  | 1,708    | —     | 1,682 | —                | —                  | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |
|           |   |  | Barth, 1931<br>Цветков, 1951                   | 1,730    | —     | 1,700 | —                | —                  | —                    | —                 | —     | —     | —       | —                 |   |

Таблица 1.1 (продолжение)

| № по пор. | Минерал                  | Условия синтеза (T, °C)           | Источники   | Состав** (содержание катионов на 6 атомов кислорода), % |       |                          |                  |       |                  |       |         |         |         |
|-----------|--------------------------|-----------------------------------|---|---|-------|--------------------------|------------------|-------|------------------|-------|---------|---------|---------|
|           |                          |                                   |   | Si  | Al    | Ti                       | Fe <sup>3+</sup> | Cr    | Fe <sup>2+</sup> | Mn    | Mg      | Ca      | Na      |
| 66        | Эгирин-авгит             | Из расплава при 1 атм. 900—1500°  | Островский, 1946  | 1,99  | —     | —                        | 0,085            | —     | 0,02             | —     | 0,905   | 0,903   | 0,086   |
| 67        |                          |                                   | » »   | 2,00  | —     | —                        | 0,16             | —     | 0,03             | —     | 0,817   | 0,806   | 0,14    |
| 68        |                          |                                   | Из расплава при 1 атм. 900—1500°<br>в окислительной атмосфере | » »   | 2,00  | —                        | —                | 0,24  | —                | 0,04  | —       | 0,73    | 0,72    |
| 69        |                          | То же                             | » »   | 2,00  | —     | —                        | 0,52             | —     | 0,02             | —     | 0,47    | 0,46    | 0,53    |
| 70        | Эгирин-авгит (№34)       | Из расплава (+стекло)             | Островский, 1956  | 1,95  | —     | —                        | 0,34             | —     | —                | —     | 0,73    | 0,69    | 0,24    |
| 71        | (№ 86)                   | Из расплава (+стекло+окислы)      | » »   | 1,98  | —     | —                        | 0,24             | —     | —                | —     | 1,00    | 0,58    | 0,20    |
| 72        | (№ 89)                   | То же                             | » »   | 1,99  | —     | —                        | 0,22             | —     | 0,30             | —     | 0,54    | 0,75    | 0,20    |
| 73        | Эгирин-авгит с Al (№ 57) | Из расплава (+стекло)             | » »   | 1,94  | 0,14  | —                        | 0,08             | —     | —                | —     | 0,91    | 0,83    | 0,10    |
| 74        | (№ 43)                   | То же                             | » »   | 1,95  | 0,05  | —                        | 0,15             | —     | —                | —     | 0,87    | 0,83    | 0,15    |
| 75        | (№ 33)                   | » »                               | » »   | 1,94  | 0,04  | —                        | 0,23             | —     | —                | —     | 0,84    | 0,77    | 0,18    |
| 76        | (№ 87)                   | » »                               | » »   | 1,97  | 0,04  | —                        | 0,14             | —     | —                | —     | 1,01    | 0,72    | 0,12    |
| 77        | (№ 90)                   | » »                               | » »   | 1,95  | 0,09  | —                        | 0,15             | —     | 0,34             | —     | 0,54    | 0,79    | 0,14    |
| 78        | Диоксид                  | Из расплава при 1 атм 1110—1300°  | Yagi, 1958, 1966  | (2,0)   | —     | —                        | 0,0              | —     | —                | —     | (1,0)   | (1,0)   | —       |
| 79        | Эгирин-авгит             | То же                             | (регенерационные данные по Nolan, Edgar, 1963)                | (2,0)   | —     | —                        | 0,09             | —     | —                | —     | (0,905) | (0,905) | (0,099) |
| 80        | Эгирин-авгит             | Из расплава при 1 атм. 1110—1300° | То же   | (2,0)   | —     | —                        | 0,19             | —     | —                | —     | (0,81)  | (0,81)  | 0,19    |
| 81        |                          | То же                             | » »   | (2,0)   | —     | —                        | 0,285            | —     | —                | —     | (0,715) | (0,715) | 0,285   |
| 82        |                          | » »                               | » »   | (2,0)   | —     | —                        | 0,38             | —     | —                | —     | (0,62)  | (0,62)  | 0,38    |
| 83        |                          | » »                               | » »   | (2,0)   | —     | —                        | 0,475            | —     | —                | —     | (0,525) | (0,525) | 0,475   |
| 84        |                          | » »                               | » »   | (2,0)   | —     | —                        | 0,58             | —     | —                | —     | (0,42)  | (0,42)  | 0,58    |
| 85        |                          | » »                               | » »   | (2,0)   | —     | —                        | 0,68             | —     | —                | —     | (0,32)  | (0,32)  | (0,68)  |
| 86        |                          | » »                               | » »   | (2,0)   | —     | —                        | 0,785            | —     | —                | —     | (0,215) | (0,215) | (0,785) |
| 87        |                          | » »                               | » »   | (2,0)   | —     | —                        | 0,89             | —     | —                | —     | (0,11)  | (0,11)  | (0,89)  |
| 88        | Эгирин                   | » »                               | Washington, Merwin, 1927                                      | (2,0)   | —     | —                        | 1,0              | —     | —                | —     | —       | —       | (1,0)   |
| 89        | Хромдиоксид              | Из расплава при 1 атм             | Цветков, 1951   | 1,908   | 0,096 | —                        | —                | 0,096 | —                | —     | 0,909   | 0,989   | —       |
| 90        |                          | Из шлага                          | Ланин, 1939   | 1,684   | 0,337 | Ti <sup>4+</sup> = 0,009 | 0,017            | 0,285 | 0,027            | 0,012 | 0,678   | 0,932   | 0,001   |
| 91        | Хромовый клиноэстатит    | » »                               | Белякин, Лавин, 1946  | 1,801   | 0,448 | 0,109                    | 0,055            | 0,474 | —                | 0,002 | 0,894   | 0,055   | —       |
| 92        | Урсит                    | Из расплава при 1 атм             | Frondel, Klein, 1963  | (2,0)   | —     | —                        | —                | (1,0) | —                | —     | —       | —       | (1,0)   |
| 93        | V <sup>3+</sup> -авгит   | То же                             | Цветков, 1951   | 1,95  | —     | —                        | 0,106            | —     | —                | —     | 0,954   | 0,930   | —       |
| 94        |                          | » »                               | » »   | 1,958   | —     | —                        | 0,088            | —     | —                | —     | 0,964   | 0,930   | —       |
| 95        |                          | » »                               | » »   | 1,897   | 0,113 | —                        | 0,105            | —     | —                | —     | 0,897   | 0,932   | —       |
| 96        |                          | » »                               | » »   | 1,806   | 0,196 | —                        | 0,156            | —     | 0,015            | —     | 0,807   | 0,930   | —       |
| 97        |                          | » »                               | » »   | 1,576   | 0,340 | —                        | 0,260            | —     | 0,018            | —     | 0,697   | 1,680   | —       |

Таблица 4.4 (окончание)

| № по пор. | Минерал                    | Условия синтеза ( $T$ , °C)       | Источники   | Свойства |         |         |              |             |                    | Параметры решетки |               |               |                      |                 |   |
|-----------|----------------------------|-----------------------------------|---|----------|---------|---------|--------------|-------------|--------------------|-------------------|---------------|---------------|----------------------|-----------------|---|
|           |                            |                                   |   | $N_g$    | $N_m$   | $N_p$   | $cN_g^\circ$ | $+2V^\circ$ | $d, \text{э/см}^3$ | $a, \text{А}$     | $b, \text{А}$ | $c, \text{А}$ | $\beta, \text{град}$ | $V, \text{А}^3$ |   |
| 66        | Эгирин-авгит               | Из расплава при 1 атм, 900—1500°  | Островский, 1946  | 1,696    | —       | 1,668   | 38           | 59          | —                  | —                 | —             | —             | —                    | —               |   |
| 67        |                            |                                   | » »   | 1,706    | —       | 1,677   | 33           | 65          | —                  | —                 | —             | —             | —                    | —               |   |
| 68        |                            |                                   | Из расплава при 1 атм, 900—1500°<br>в окислительной атмосфере | » »      | 1,715   | —       | 1,683        | 41          | 70                 | —                 | —             | —             | —                    | —               | — |
| 69        |                            | То же                             | » »   | 1,766    | —       | 1,726   | 71           | 95          | —                  | —                 | —             | —             | —                    | —               |   |
| 70        | Эгирин-авгит (№ 34)        | Из расплава (+стекло)             | Островский, 1956  | 1,740    | 1,721   | 1,702   | —            | 90          | —                  | 9,72              | 8,87          | 5,25          | 73,97                | —               |   |
| 71        | (№ 86)                     | Из расплава (+стекло+окислы)      |   | » »      | 1,721   | 1,703   | 1,692        | —           | 66                 | —                 | —             | —             | —                    | —               | — |
| 72        | (№ 89)                     | То же                             |   | » »      | —       | 1,765   | —            | —           | 80                 | —                 | —             | —             | —                    | —               | — |
| 73        | Эгирин-авгит с Al (№ 57)   | Из расплава (+стекло)             |   | » »      | 1,708   | 1,691   | 1,678        | —           | 67                 | —                 | —             | —             | —                    | —               | — |
| 74        | (№ 43)                     | То же                             |   | » »      | 1,719   | 1,699   | 1,686        | —           | —                  | —                 | —             | —             | —                    | —               | — |
| 75        | (№ 39)                     | » »                               | » »   | 1,732    | 1,708   | 1,693   | —            | 78          | —                  | 9,72              | 8,88          | 5,25          | 74,0                 | —               |   |
| 76        | (№ 87)                     | » »                               | » »   | 1,720    | 1,701   | 1,688   | —            | —           | —                  | —                 | —             | —             | —                    | —               |   |
| 77        | (№ 90)                     | » »                               | » »   | —        | 1,763   | —       | —            | 82          | —                  | —                 | —             | —             | —                    | —               |   |
| 78        | Диопсид                    | Из расплава при 1 атм, 1110—1300° | Yagi, 1958, 1966  | 1,695    | 1,672   | 1,664   | 38           | 59          | —                  | 9,748             | 8,924         | 5,251         | 74,21                | 439,5           |   |
| 79        | Эгирин-авгит               | То же                             | (рентгеновские данные по Nolan, Edgar, 1963)                  | 1,700    | 1,683   | 1,671   | 42           | 61          | —                  | 9,740             | 8,919         | 5,255         | 74,10                | 439,1           |   |
| 80        | Эгирин-авгит               | Из расплава при 1 атм, 1110—1300° | То же   | 1,712    | 1,693   | 1,682   | 45           | 69          | —                  | 9,730             | 8,904         | 5,257         | 73,96                | 437,7           |   |
| 81        |                            | То же                             | » »   | 1,730    | —       | 1,696   | 56           | 75          | —                  | 9,722             | 8,896         | 5,261         | 73,85                | 437,1           |   |
| 82        |                            | » »                               | » »   | 1,749    | —       | 1,710   | 65           | 87          | —                  | 9,709             | 8,880         | 5,264         | 73,1                 | 435,6           |   |
| 83        |                            | » »                               | » »   | 1,769    | —       | 1,727   | 72           | 98          | —                  | 9,698             | 8,868         | 5,271         | 73,74                | 434,7           |   |
| 84        |                            | » »                               | » »   | 1,782    | —       | 1,736   | 80           | 104         | —                  | 9,688             | 8,854         | 5,273         | 73,58                | 433,4           |   |
| 85        |                            | » »                               | » »   | 1,796    | —       | 1,746   | 85           | 111         | —                  | 9,678             | 8,825         | 5,275         | 73,34                | 431,1           |   |
| 86        |                            | » »                               | » »   | 1,810    | —       | 1,759   | 88           | 114         | —                  | 9,669             | 8,823         | 5,280         | 72,11                | 430,7           |   |
| 87        |                            | » »                               | » »   | 1,823    | —       | 1,767   | 94           | 117         | —                  | 9,662             | 8,805         | 5,284         | 72,04                | 429,5           |   |
| 88        | Эгирин                     | » »                               | Washington, Merwin, 1927                                      | (1,836)  | (1,816) | (1,776) | 98           | 120         | —                  | 9,658             | 8,795         | 5,294         | 75,88                | 429,1           |   |
| 89        | Хромдиопсид                | Из расплава при 1 атм             | Цветков, 1951   | 1,702    | 1,681   | 1,672   | 41           | 61          | 3,295              | (Рентгенограмма)  |               |               |                      |                 |   |
| 90        |                            | Из шлака                          | Лапин, 1939   | 1,728    | —       | 1,701   | 47           | 65          | —                  | —                 | —             | —             | —                    | —               |   |
| 91        | Хромовый кл. н.э.-энстатит | » »                               | Белянкин, Лапин, 1946   | 1,722    | —       | 1,698   | —            | —           | —                  | —                 | —             | —             | —                    | —               |   |
| 92        | Уреит                      | Из расплава при 1 атм             | Fronde!, Klein, 1965  | 1,781    | —       | 1,766   | 82           | —           | 3,60               | 9,550             | 8,712         | 5,273         | 72,56                | 418,60          |   |
| 93        | V <sup>3+</sup> -авгит     | То же                             | Цветков, 1951   | 1,705    | —       | 1,675   | 42           | 60—61       | 3,308              | (Рентгенограмма)  |               |               |                      |                 |   |
| 94        |                            | » »                               | » »   | 1,703    | —       | 1,672   | 40           | 59—60       | 3,293              | —                 | —             | —             | —                    | —               |   |
| 95        |                            | » »                               | » »   | 1,705    | —       | 1,675   | 38—39        | 64          | 3,296              | —                 | —             | —             | —                    | —               |   |
| 96        |                            | » »                               | » »   | 1,718    | —       | 1,683   | 41           | 68          | 3,310              | (Рентгенограмма)  |               |               |                      |                 |   |
| 97        |                            | » »                               | » »   | 1,734    | —       | 1,693   | 44           | 70          | 3,314              | —                 | —             | —             | —                    | —               |   |

Следующая серия работ (Цветков, 1945, 1951; Segnit, 1953; König, 1960) посвящена «проблеме авгита», изучению вхождения трехвалентных катионов в бесщелочные пироксены при атмосферном давлении. Сам термин «авгит», как отметил В. С. Соболев (1949, 1950; Заварицкий, Соболев, 1961), приобрел теперь двойное значение. Во всех более ранних работах под авгитом понимали моноклинный пироксен, богатый  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ . Это понятие до сих пор широко распространено в советской и западноевропейской (немецкой, французской) литературе, хотя и раньше существовали другие представления, например, энстатит-авгитами называли пироксены, бедные Са, независимо от содержания  $R_2O_3$ . Позже вслед за Хессом (Hess, 1941) в американской и английской литературе авгитом называли обедненный кальцием моноклинный пироксен независимо от содержания в нем полуторных окислов. Мы будем пользоваться в основном первоначальным термином.

Наиболее ранней и наиболее полной из указанных экспериментальных работ по «проблеме авгита» является работа советского исследователя А. И. Цветкова (1951). Зарубежные исследователи цитируют, как правило, только первую работу А. И. Цветкова (1945), а сводная его монография (1951) за рубежом мало известна. Только этим можно объяснить то, что последующие работы (Segnit, 1953; König, 1960) в значительной мере повторили работу А. И. Цветкова и были значительно уже ее. Экспериментальная техника этих работ аналогична. Исходные смеси (чаще всего, окислов) плавилась в открытых тиглях (с неоднократным переплавлением) и затем медленно кристаллизовались до получения гомогенных продуктов с последующей закалкой их. Только в экспериментах с  $Ti_2O_3$ , проводя эксперименты в атмосфере водорода, Цветков применял специальную аппаратуру. Кёниг осуществлял эксперименты с железом в запаянных стеклянных ампулах. Прочие различия отдельных экспериментов несущественны. Синтезированные авгиты изучались химически, оптически и рентгеноструктурно (Сегнит не приводит рентгенографических данных, А. И. Цветков дает только рентгенограммы, но не рассчитывает параметры ячейки).

В результате экспериментов Цветков оценил предельную растворимость в диопсиде  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Ti_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $V_2O_5$ , обсудил форму вхождения их в пироксен, а также на основании всех химических, оптических и структурных данных показал, что все синтезированные пироксены — члены единого ряда моноклинных авгитов, в которых трехвалентные катионы входят в диопсид в виде компонента Чермака  $Me(Al, Fe^{3+}, Ti, Cr, V)_2SiO_6$  с широкими изоморфными замещениями. Сегнит (Segnit, 1953) дополнительно исследовал вхождение  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$  при переменном содержании Са и Mg в ряду диопсид—клиноэнстатит. Кёниг исследовал также вхождение трехвалентных катионов в присутствии Na и оценил предельное содержание жадеитового компонента (NaAl) при атмосферном давлении и получил эгирин-авгитовые пироксены.

Как видно из табл. 1.1, по данным А. И. Цветкова предельное содержание Al-чермакитового компонента  $CaAl_2Si_2O_6$  при 1 атм составляет около 40 мол.%, или 19 вес.%  $Al_2O_3$ . Предел растворимости подтвержден также присутствием избыточных корунда и шпинели. Сегнит и Кёниг получили значительно меньшие содержания Al — около 21 мол.% (или 10 вес.%)  $Al_2O_3$  по Сегниту (Segnit, 1953) и 27 мол.% (или 15 вес.%)  $Al_2O_3$  по Кёнигу (König, 1960) в присутствии  $Na_2O$ . В опытах Сегнита не указана точная температура; вероятно, она была ниже, чем в экспериментах А. И. Цветкова. В опытах Сегнита и Кёнига обращает внимание, что наблюдался недостаток Са, т. е. чермакитовый компонент имел вид  $(Ca, Mg)Al_2SiO_6$ .

Во всех опытах в отсутствие  $Na_2O$  Al входил почти поровну в позицию Si (в четверной координации) и Mg (в шестерной координации).

Только в некоторых опытах Цветкова (например, в опыте 25) недостаток Si оказывался больше, чем половинное количество Al. Если в анализе 25 (табл. 1.1) 1,784 Si дополнить 0,215 Al<sub>IV</sub>, то останется 0,170 Al<sub>V</sub><sup>I</sup>, т. е. наблюдается недостаток Al<sub>V</sub><sup>I</sup>, но избыток Mg при допущении Ca до 1,0 магнием, остается 0,843 Mg, т. е. 0,060 Mg избыточны. Отсюда следует предположение о замене недостающего алюминия магнием, по схеме 2Al<sup>I</sup>→3Mg (0,045 Al<sup>I</sup>→0,066 Mg). Подобные соотношения устанавливаются также для титанавгитов с Ti<sup>3+</sup> (см. табл. 1.1).

Позже экспериментальные данные о глиноземистых клинопироксенах получили Хитонен и Шейрер (Hytönen, Schairer, 1961) при исследовании базальтовых систем. При 1 атм и 1210—1250° они получили до 12,5—15,0 вес.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в диопсиде в сечении диопсид—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, до 11,7% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в сечении диопсид—кальциевый чермакит (до 25 вес.% Ca-чермакита) и 10—12,6% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в сечении диопсид—магниевый чермакит (до 20—25% MgAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub>). Они установили также значительные содержания магниевого чермакита MgAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub> в энстатите в равновесии с авгитом и анортитом, хотя точные содержания Al в энстатите им определить не удалось.

Чистый кальциевый чермакит CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> был получен совсем недавно при высоких давлениях и температурах (Clark a. o., 1962). Хейс (Haas, 1966a, b) изучил его свойства (см. табл. 1.1) и определил поле устойчивости в координатах температура—давление (см. рис. 12). Оптические свойства диопсида при вхождении Al (чермакита) изменяются мало, только несколько возрастают показатели преломления, но в гораздо меньшей степени, чем при вхождении других трехвалентных элементов (Fe, Ti, Cr). Зато существенно изменяются параметры решетки — уменьшаются *a* и *b* и увеличивается *c*.

Вхождение только Fe<sup>3+</sup> в диопсид (без Al), по данным Сегнита и Кёнига, осуществляется в гораздо меньших пределах — около 11 мол.% компонента CaFe<sub>2</sub><sup>3+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, или около 8 вес.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Как видно из анализов этих пироксенов (табл. 1.1), количество ионов Fe<sup>3+</sup> в точности равно удвоенному количеству (2—Si), т. е. ион Fe<sup>3+</sup> в этих опытах поровну входил и в шестерную, и в четверную координацию (т. е. позицию Si). Но вхождение Fe<sup>3+</sup> в позицию кремния осуществляется с трудом (В. С. Соболев, 1949), и именно этим, по-видимому, объясняется гораздо более низкая растворимость в диопсиде Fe<sup>3+</sup>, чем Al<sup>3+</sup>. Это подтверждается также тем, что в присутствии Al вхождение Fe<sup>3+</sup> в диопсид резко увеличивается, так что содержание компонента (Ca, Mg)(Fe<sup>3+</sup>, Al)<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub> можно достигать, по данным Цветкова (1951) и Кёнига (König, 1960), 44—45 мол.%, или 27 вес.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (анализ 47, в табл. 1.1). Однако А. И. Цветков отмечает, что предел растворимости этого компонента в его опытах не достигнут. В частности, по цитированным выше старым данным Морозевича, содержание чермакита с Al и Fe<sup>3+</sup> при 1 атм достигает 60—65 мол.%. Между Fe<sup>3+</sup> и Al, как видно из табл. 1.1, возможны широкие изоморфные замещения, но в целом следует ожидать преимущественного вхождения Al в позицию Si, а Fe<sup>3+</sup> — в позицию Mg (шестерная координация).

Для титанавгитов А. И. Цветков (1951) провел две серии опытов — с трехвалентным Ti (Ti<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и четырехвалентным Ti (TiO<sub>2</sub>) в присутствии Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. При 1 атм максимальное вхождение трехвалентного Ti в виде компонента CaTi<sup>3+</sup>(AlSi)O<sub>6</sub> составляло 40% (аналогично чисто Al-компоненту), из них половину (0,383, или 12,25 вес.%) составлял Ti<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В отсутствие Al трехвалентный титан с трудом входит в решетку пироксенов, по-видимому как и Fe<sup>3+</sup>, из-за ограниченного изоморфизма с Si. Были получены пироксены с содержанием около 10% компонента CaTi<sub>2</sub><sup>3+</sup>SiO<sub>6</sub>, в котором около 0,1 Ti<sup>3+</sup> находится на месте Si (анализ 65 в табл. 1.1).



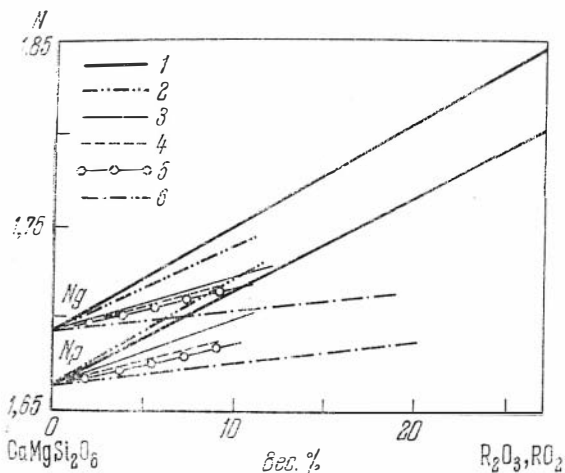


Рис. 6. Влияние трех- и четырехвалентных катионов (окислов) на показатели преломления ( $N$ ) клинопироксенов (по А. И. Цветкову, 1951)

1 —  $Fe_2O_3$ , 2 —  $TiO_2$ , 3 —  $Ti_2O_3$ ,  
4 —  $V_2O_5$ , 5 —  $Cr_2O_3$ , 6 —  $Al_2O_3$

Четырехвалентный титан входит в несколько меньшем количестве (0,302 или 11 вес. %), но в его присутствии получено минимальное содержание Si — 1,406 и около 30% компонента  $CaAl_2TiO_6$  в пироксене. Вместе с ним присутствует перовскит, т. е. был достигнут предел растворимости. В присутствии  $Fe_2O_3$  (без Al)  $TiO_2$  также растворяется в диопсиде, но в гораздо меньшем количестве, чем в присутствии Al.

А. И. Цветков допускает, что  $Ti^{4+}$  может входить в позицию как Si, так и Mg, однако приведенные в табл. 1.1 данные и специальные опыты Барта (Barth, 1931) и А. И. Цветкова (1951) в системе  $CaMgSi_2O_6—CaMgTi_2O_6$  показывают, что  $Ti^{4+}$  входит, как правило, только в позицию Si в четверной координации. Правда, А. И. Цветков предполагает, что  $Be^{2+}$  в полученных им смешанных кристаллах в системе  $CaMgSi_2O_6—CaTiBeSiO_6$  ввиду его малого размера может замещать только Si и соответственно  $Mg^{2+}$  должен замещаться  $Ti^{4+}$ , но такие случаи изоморфизма двух- и четырехвалентных ионов не соответствуют общему правилу (В. С. Соболев, 1949) и в природе, по-видимому, очень редки. По оптическим свойствам и окраске (бесцветной у авгитов с  $Ti^{4+}$  и фиолетово-розовой у авгитов с  $Ti^{3+}$ ) природные титанавгиты несомненно содержат трехвалентный титан, хотя вероятна и большая доля четырехвалентного титана (см. главу 3).

Из второстепенных компонентов, редко присутствующих в природных пироксенах в значительном количестве, А. И. Цветков получил вхождение до 10 мол. % компонента  $CaV_2SiO_6$  и около 30% компонента  $CaVAlSiO_6$ , а также хромовые пироксены с содержанием около 10%  $CaCrAlSiO_6$  (и около 30% в пироксене из шлака, изученного В. В. Лапиным, 1939). Вхождение Cr без Al происходит еще труднее, чем остальных ионов  $R^{3+}$ , и даже при содержании в шихте 10 мол. %  $CaCrSiO_6$  были получены лишь пироксены с включениями хромита и с очень ограниченным содержанием Cr. При высоком давлении содержание Cr должно расти. При условиях синтеза в табл. 1.1 вхождение в диопсид всех прочих (кроме алюминия) трехвалентных ионов ( $Fe^{3+}$ ,  $Ti^{3+}$ ,  $V^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ) в позицию Si не превышает 10—11 мол. % (в пересчете на компонент Чермака  $CaR_2^{3+}SiO_6$ ), а в присутствии Al они входят почти исключительно в шестерной координации на место Mg.

В отличие от глиноземистых авгитов оптические свойства авгитов с  $Fe^{3+}$ ,  $Ti^{3+}$  и  $Ti^{4+}$ , V,  $Cr^{3+}$  резко изменяются по сравнению с диопсидом. Как видно из табл. 1.2 и рис. 6, показатели преломления,  $nNg$  и  $2V$  при вхождении  $R^{3+}$  и  $R^{4+}$  во всех случаях возрастают, причем наибольшее возрастание вызывается вхождением  $Fe^{3+}$ . С ним может сравниться

Таблица 1.2

## Изменение свойств синтетических авгитов при вхождении в диоксид дополнительных ионов

| Дополнительный ион R   | Среднее изменение свойств диоксида при вхождении 0,1 иона R* (на 6 атомов кислорода) |                                    |                                      |                            |                             |                      |                       |                       |                       | Окраска при различном содержании дополнительного иона R                              |  |
|--|--|------------------------------------|--------------------------------------|----------------------------|-----------------------------|----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|--|--|
|  | Ng   | Np                                 | Ng-Np                                | cNg <sup>o</sup>           | 2V <sup>o</sup>             | d, г/см <sup>3</sup> | a                     | b                     | c                     | 0,1 R на 6 атомов кислорода  | 0,3 R на 6 атомов кислорода  |
|  |  |                                    |                                      |                            |                             |                      | A                     |                       |                       |  |  |
| Mg (на место Ca)<br>Fe <sup>2+</sup> (на место Ca)<br>Fe <sup>2+</sup> (на место Mg) | —<br>+0,004<br>+0,006  | —<br>+0,0040<br>0,007              | —<br>—<br>-0,0005                    | —<br>—<br>—                | —<br>—<br>—                 | —<br>—<br>—          | —<br>—<br>+0,006      | —<br>—<br>+0,002      | —<br>—<br>—           | Бесцветный<br>»<br>»   | Бесцветный<br>»<br>Светло-зеленый  |
| Al<br>Fe <sup>3+</sup>   | +0,0026<br>+0,020  | +0,0025<br>0,018                   | —<br>+0,002                          | -0,5<br>+(4-6)             | +0,5<br>+(3-10)             | -0,01<br>+0,045      | -0,012<br>—           | -0,025<br>—           | +0,003<br>—           | Бесцветный<br>Желто-коричневый   | Бесцветный<br>Бурый  |
| Ti <sup>3+</sup><br>Ti <sup>4+</sup><br>Cr <sup>3+</sup><br>V <sup>3+</sup>          | +0,011<br>+0,016<br>+0,008<br>+0,010   | 0,009<br>+0,021<br>0,009<br>+0,008 | -0,002<br>-0,004<br>-0,001<br>+0,002 | +2,5<br>+7,5<br>+1,5<br>+4 | +2<br>+(3-5)<br>+2<br>+2,03 | —<br>—<br>—<br>—     | —<br>—<br>—<br>—      | —<br>—<br>—<br>—      | —<br>—<br>—<br>—      | Фиолетово-розовый<br>Бесцветный<br>Зеленый<br>Без Al—фиолетовый<br>С Al—буро-зеленый | Коричнево-фиолетовый<br>Бесцветный<br>Интенсивно зеленый<br>—<br>Зеленый |
| (Na)Al<br>(Na)Fe <sup>3+</sup><br>(Na)Cr   | —<br>+0,010—15<br>+0,009   | +0,003<br>+(0,010—0,013)<br>0,010  | -0,003<br>+(0,001—0,003)<br>-0,0015  | —<br>+(4-7)<br>+4          | +6-7<br>+(8-9)<br>—         | —<br>—<br>—          | -0,033<br>-0,009<br>— | -0,036<br>-0,011<br>— | -0,004<br>+0,004<br>— | Бесцветный<br>Зеленый<br>»   | Бесцветный<br>—<br>Зеленый   |

\* Данные в предположении линейного изменения свойств и в пересчете на атомы содержания, а не на вес.%, как у А. И. Цветкова (1951).

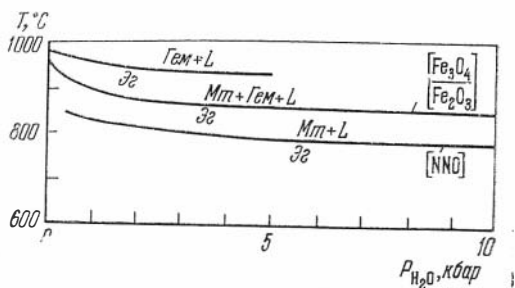


Рис. 7. Линии конгруэнтного плавления эгирина при  $P_{H_2O} = P_{общ}$  и разных буферах, фиксирующих разные окислительные условия;  $[NiO]$  — буфер  $[Ni/NiO]$

Верхняя кривая — по И. А. Островскому (1956) без буфера, т. е. без четкого фиксирования окислительных условий

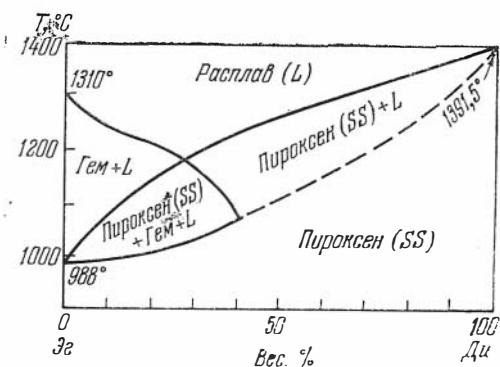


Рис. 8. Плавление твердых растворов пироксенов в системе эгирин — диоксид (Yagi, 1966)

только влияние  $Ti^{4+}$ . Влияние  $Ti^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$  и  $V^{3+}$  на показатели преломления и  $2V$  сходны, но их влияние на двупреломление различно. Наибольшее уменьшение двупреломления и увеличение  $cNg$  вызывает  $Ti^{4+}$ . Наоборот,  $V$ , как и  $Fe^{3+}$ , увеличивает двупреломление и довольно сильно влияет на  $cNg$ .

Таким образом, в работах по авгитам не были определены равновесные диаграммы кристаллизации. Экспериментальные данные о температурах и последовательности кристаллизации таких пироксенов сложного состава пока отсутствуют, кроме некоторых сведений в работе Хитонен и Шейрер (Hytönen, Schairer, 1961).

Серия экспериментальных работ посвящена синтезу, условиям кристаллизации и изоморфизму в группе натровых пироксенов. Жадеитовый компонент ( $NaAlSi_2O_6$ ) при атмосферном давлении входит в пироксены в очень ограниченном количестве. При кристаллизации из расплава при 1 атм, по данным Кёнига и Цветкова (см. табл. 1), предел вхождения жадеитового компонента в клинопироксены без кварца составляет около 10%. С возрастанием давления пределы смешимости расширяются вплоть до образования чистого жадеита.

Для серии диопсид—эгирин получен непрерывный ряд твердых растворов как при кристаллизации из расплава (Островский, 1946; Yagi, 1958, 1966), так и в гидротермальных условиях (Nolan, Edgar, 1963). При 1 атм легко синтезируется также уреит  $NaCrSi_2O_6$  (Frondel, Klien, 1965), и здесь можно также ожидать непрерывный ряд твердых растворов диопсид—уреит.

Кристаллизация эгирина из расплава изучена в системе  $SiO_2-Fe_2O_3-Na_2O$  (Bowen, Schairer, Williams, 1930) и системе диопсид—эгирин—нефелин (Yagi, 1966). В первых работах было показано инконгруэнтное плавление эгирина при  $983^\circ$  с образованием расплава и гематита. Температура плавления эгирина, как оказалось позже (Островский, 1956; Yagi, 1966), снижается с возрастанием  $P_{H_2O}$  и с понижением окислительного потенциала  $P_{O_2}$  (рис. 7). В ряду диопсид—эгирин (Yagi, 1966) характер плавления (инконгруэнтность) и

температура плавления закономерно изменяются (рис. 8). Так же закономерно изменяются оптические свойства пироксенов этой серии (табл. 1.1), причем их зависимость от состава, особенно для  $cNg$ ,  $2V$  и  $Ng-Np$  отчетливо криволинейна (Островский, 1946; Yagi, 1966). Эгириин-диопсиды, синтезированные в гидротермальных условиях, не отличаются по своим свойствам. Измерение в них параметров решетки (Nolan, Edgar, 1963) показало закономерное, почти линейное уменьшение параметров  $a$ ,  $b$  и угла  $\beta$  и увеличение параметра  $c$  с увеличением содержания эгириновой составляющей.

Экспериментальные работы второго этапа, начиная с 50-х годов, направлены в основном на изучение полей устойчивости различных пироксенов и их ассоциаций в области субсолидуса в зависимости от температуры, давления и состава флюида. Главные значения здесь имели опыты в присутствии  $H_2O$  и других летучих, а также эксперименты при высоких давлениях. Ниже мы попытаемся кратко суммировать основные результаты этих исследований по отдельным группам пироксенов.

Ромбические пироксены в безводных условиях устойчивы в широком диапазоне температур и давлений. Экспериментальные диаграммы, показывающие поля устойчивости различных модификаций  $Mg_2Si_2O_6$  и  $Fe_2Si_2O_6$  приведены выше (см. рис. 3). Поле протозэнстатита располагается в области высоких температур и низких давлений, но в природе протозэнстатит неизвестен, так как он легко переходит в метастабильную форму — клиноэнстатит. Клиноэнстатит и клиноферросилит стабильны лишь при низких температурах, где в присутствии  $H_2O$  бескальциевые пироксены становятся невозможны. Чистый клиноферросилит  $Fe_2Si_2O_6$ , кроме того, устойчив лишь при высоких давлениях и в природе не встречен. Таким образом, в поле температур и давлений, соответствующих обычным изверженным и метаморфическим породам, устойчивы только ромбические пироксены  $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$  и лишь в лавах и метеоритах встречаются клиноэнстатиты, образовавшиеся, вероятно, за счет протозэнстатитов, а также пироксены промежуточной железистости и Са-пижониты (см. рис. 4).

При самых высоких давлениях, в мантии, ромбические пироксены становятся неустойчивыми. По данным Склара с соавторами (Sclar a.o., 1964), энстатит разлагается на форстерит и стишовит<sup>1</sup> при давлениях окло 105—110 *кбар* и температуре 800—1000°. Но более поздние эксперименты Майджера и Рингвуда (Ringwood, Major, 1966a) не подтвердили этот переход. Энстатит остается устойчивым по крайней мере до 200 *кбар*, а промежуточный пироксен с железистостью 40% при 180 *кбар* разлагается на  $SiO_2$  (стишовит) и шпинелеподобную модификацию  $(Mg, Fe)_2SiO_4$ . Для чистого энстатита подобный переход предполагается при давлении порядка 300 *кбар*. Чистый ферросилит  $Fe_2Si_2O_6$  разлагается на стишовит и шпинелеподобную модификацию  $Fe_2SiO_4$  при давлении 150 *кбар* (Ringwood, Major, 1966b).

Сложнее картина устойчивости различных ассоциаций с энстатитом. Некоторые моновариантные реакции, определяющие устойчивость ассоциаций с пироксенами, для которых экспериментально определены линии в координатах температура — давление, показаны на рис. 9. Из этого рисунка и других данных (Schreyer, Yoder, 1960; Boyd, England, 1963b, 1965) следует, что сначала с увеличением давления число ассоциаций, в которых возможен энстатит, увеличивается (или, другими словами, увеличивается поле составов, в которых возможен энстатит) вследствие сокращения поля кордиерита. В частности, парагенезисы кордиерит + форстерит, а затем и анортит + форстерит сменяются парагенезисами пироксенов со шпинелью (рис. 9). Затем, в поле пиропы, в  $P-T$ -

<sup>1</sup> В советской литературе этот минерал называют также стиповеритом.

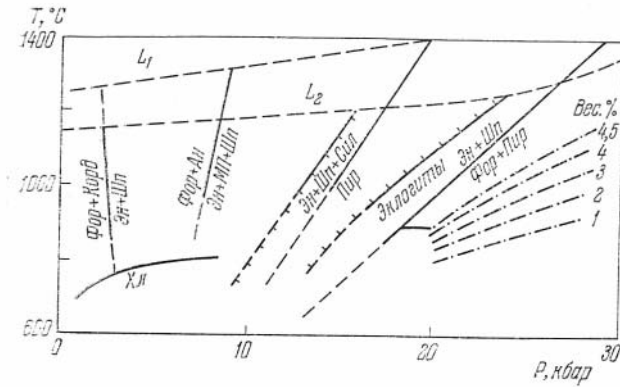


Рис. 9. Линии моновариантных равновесий в системе  $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ , иллюстрирующие твердофазные превращения с участием пироксенов в земной коре и мантии.

Две линии с поперечными штрихами — интервал эклогитизации «обычных» составов габбро. Штрих-пунктирные линии — предельное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (главным образом  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , вес.%) в энстатите в равновесии с пиропом.

условиях эклогитовой фации, после составов с ромбическими пироксенами сокращается, и они становятся возможными только в ультраосновных породах, недосыщенных  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  и щелочами.

Параллельно с этими реакциями, с изменением давления и температуры закономерно изменяется предельное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в энстатите. Твердые растворы здесь укладываются в псевдобинарную систему  $\text{MgSiO}_3-\text{Al}_2\text{O}_3$ . Первоначально при синтезе пироба была установлена высокая растворимость глинозема в ромбическом пироксене, доходящая до 19 вес. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Boyd, England, 1960) и был сделан вывод, что дальнейшее повышение давления должно еще более повысить этот предел.

В. С. Соболев (1963), исходя из общих теоретических положений о разной роли Al в четверной и шестерной координации, показал, что пока устойчив кордиерит, где весь Al в четверной координации, т. е. до давления примерно 15 кбар, рост давления будет повышать растворимость  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в  $\text{MgSiO}_3$ , поскольку в энстатит Al входит поровну в четверной и шестерной координации. В поле устойчивости пироба, где весь алюминий находится в шестерной координации, дальнейшее повышение давления должно привести к понижению растворимости  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ромбическом пироксене. Первый вывод был подтвержден недавними экспериментами (Hensen, Essene, 1971), а второй — экспериментами Бойда и Ингланда (Boyd, England, 1963), из данных которых (рис. 10) хорошо видно, что при давлении свыше 20 кбар с увеличением давления при постоянной температуре содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в энстатите, находящемся в равновесии с пиропом, резко снижается. Однако не менее существенно влияние температуры, так что уменьшение Al при снижении давления на 1 кбар компенсируется возрастанием температуры на 20—25°. Экспериментальные данные о предельных содержаниях  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ортопироксенах при более низких давлениях даны в работе Хенсена и Эссена (Hensen, Essene, 1971). Подробнее этот вопрос обсужден в главе 8.

Аналогичные закономерности справедливы и для вхождения Al в моноклинные пироксены (в системе без Na).

Как видно из экспериментальных данных Куширо (Kushiro, 1965a), в диопсид, сосуществующий с анортитом и кварцем, в заметном количестве может входить кальциевый чермакит  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$  (рис. 11). Его предельное содержание в пироксене зависит от температуры и давления. С увеличением давления содержание Al (чермакита) в диопсиде увеличивается в поле без граната и уменьшается в поле устойчивости ассоциаций с гроссуляр-пироповым гранатом, т. е. аналогично поведению Al в энстатите.

Поле устойчивости чистого кальциевого чермакита, по данным Хейса (Hays, 1966b), располагается в виде клина при давлениях более



Наконец, Na-Al-пироксен — жадеит устойчив лишь при высоких давлениях. Первый синтез жадеита и определение линии устойчивости жадеита по реакции альбит+нефелин=жадеит (2 молекулы) было проведено лишь в 1957 г. (Robertson a. o., 1957). Ранее такие условия предполагали многие исследователи и даже были проведены ориентировочные термодинамические расчеты поля устойчивости жадеита (Adams, 1953; В. С. Соболев, 1955), но высказывались и многочисленные сомнения против необходимости высокого давления при образовании жадеита (Yoder, 1950). При 600° жадеит устойчив лишь при давлении свыше 12 кбар, а жадеит с кварцем, согласно реакции разложения альбита (альбит→жадеит+кварц), при той же температуре устойчив лишь при давлениях свыше 17 кбар (Birch, Le Comte, 1960).

Линии равновесия для обеих реакций, определенные экспериментально в координатах  $T$ — $P$ , показаны на рис. 13. На диаграмме показаны также изолинии предельных содержаний жадеитового компонента в пироксене, находящемся в равновесии с альбитом и кварцем (Kushiro, 1965a). Эти изолинии наклонены круто к оси  $P$  и почти параллельны линиям устойчивости жадеита и жадеита с кварцем, т. е. влияние давления здесь более существенно, чем влияние температуры. Содержание жадеитового компонента с возрастанием давления при постоянной температуре все время увеличивается, а с возрастанием температуры при постоянном давлении — уменьшается (т. е. наоборот по сравнению с Al без Na) с заметным перегибом кривых около 60% жадеита (рис. 14). Для более низкотемпературных условий в интервале 60—80% жадеита возможны дополнительные осложнения — разрыв смесимости. Такая линия солидуса с разрывом установлена в последнее время при 30 кбар в системе диопсид — жадеит (Bell, Davis, 1965). Аналогичную кривую можно построить для системы с кварцем, используя данные Куширо.

В присутствии  $H_2O$  и  $CO_2$  ассоциации с пироксенами при низких температурах становятся неустойчивыми, и их вытесняют ассоциации с низкотемпературными водными минералами и карбонатами. Особенно значителен этот эффект для ромбических пироксенов, благодаря чему в реальных природных условиях ромбические пироксены могут образоваться лишь в высокотемпературных условиях. Согласно первым экспериментальным данным Боуэна и Таттла (1950), энстатит в присутствии  $H_2O$  разлагался на форстерит и тальк при  $T < 650^\circ$  (при  $P_{H_2O} = 1000 \text{ атм}$ ), а энстатит с кварцем (+ $H_2O$ ) превращались в тальк при температурах ниже  $750^\circ$ . Позднее Гринвуд (Greenwood, 1963) показал, что Боуэн и Таттл пропустили область равновесного существования антофиллита из-за экспериментальных трудностей (для получения антофиллита и освобождения от промежуточных метастабильных продуктов Гринвуду потребовались длительные выдержки опытов, до 100 дней). В результате выяснилось, что энстатит разлагается на антофиллит+форстерит при температурах ниже  $700^\circ$ , а энстатит с кварцем (+ $H_2O$ ) превращаются в антофиллит при  $T < 750^\circ$ . Эти соотношения и линии реакции в координатах  $T$ — $P_{H_2O}$  показаны на рис. 15.

Добавление железа сильно снижает температуру устойчивости гиперстена с кварцем, и безглиноземистого антофиллита (Hellner a. o., 1965; Hellner, Schurmann, 1966), — почти на  $250^\circ$  при железистости 60%, как видно из рис. 16, а. Однако в природных условиях такие антофиллиты неизвестны, им соответствуют моноклинные Fe-Mg-амфиболы — кумингтониты. Поэтому неясно, насколько приложимы эти экспериментальные данные к природным условиям. Добавление Al, наоборот, повышает температуру устойчивости ромбических амфиболов, ассоциации с которыми ограничивают нижний предел устойчивости природных гиперстенов (Akella, Winkler, 1966). С учетом железистости и глиноземистости природных антофиллитов они вряд ли устойчивы при температуре выше

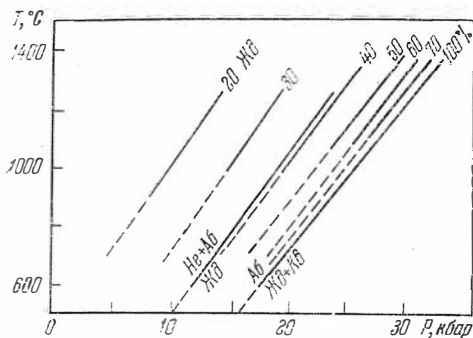
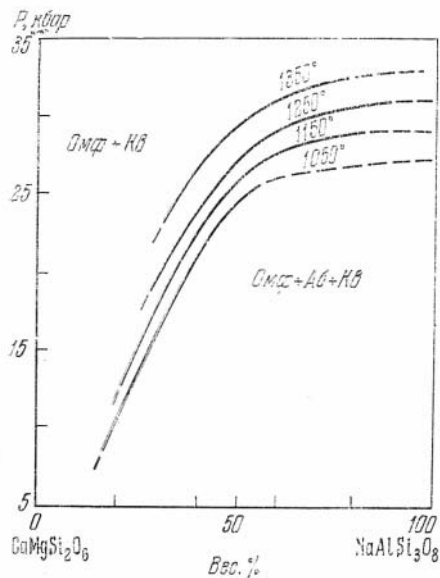


Рис. 13. Линии разложения жадеита, жадеита с кварцем и линии предельного содержания жадеита в диопсиде, ассоциирующемуся с кварцем в координатах  $P$  и  $T$  (Kushiro, 1965a)

14



15

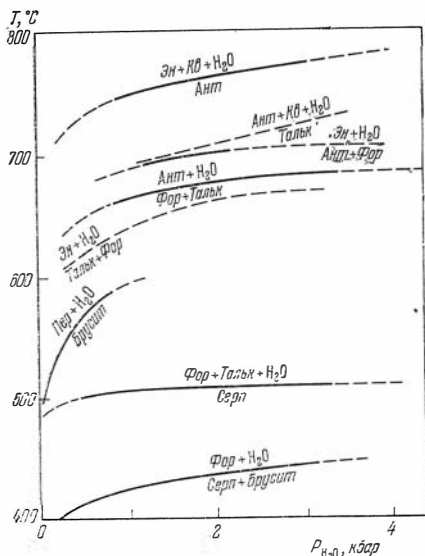
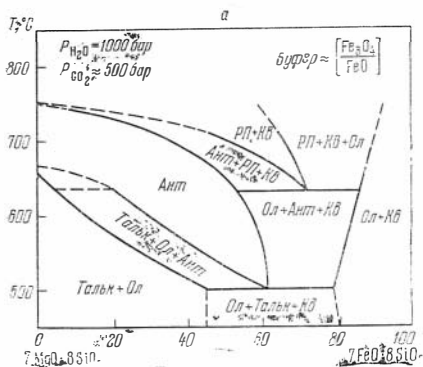


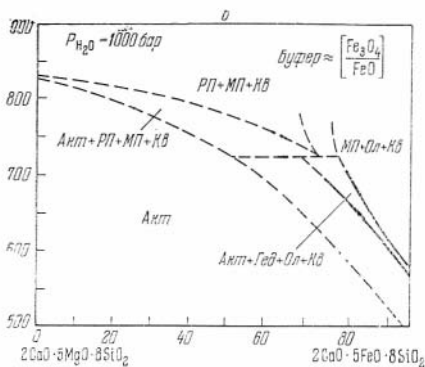
Рис. 15. Моновариантные равновесия в системе  $MgO-SiO_2-H_2O$ , иллюстрирующие поле устойчивости энстатита и энстатита с кварцем при  $P_{H_2O} = P_{общ}$  (по Боуэну и Таттлу, 1950, с добавлениями по Greenwood, 1963)

Рис. 16. Соотношение полей устойчивости пироксенов и амфиболов для разных железистостей

а — в системе без  $Ca$ , по данным Hellner а. о., 1965; б — в системе с  $Ca$ , но без  $R^{2+}$ , по данным Hellner а. о., 1966 и Ernst, 1964



16





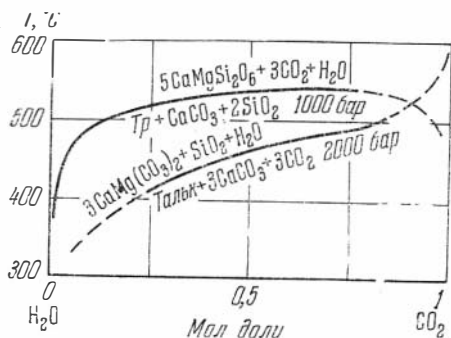


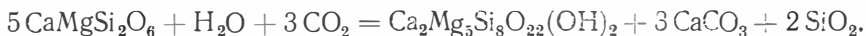
Рис. 17. Реакции разложения диопсида, тремолита и талька в присутствии карбонатов в зависимости от соотношения  $H_2O$  и  $CO_2$  в растворе

Сплошные линии соответствуют экспериментальным данным Метца и Винклера (Metz, Winkler, 1964) и Винклера (Winkler, 1966), пунктирные — вероятные экстраполяции

750—800°. Соответственно гиперстен не очень высокой железистости с кварцем не опускается ниже 700° в присутствии чистой  $H_2O$ .

Диопсид в присутствии чистой  $H_2O$ , по-видимому, устойчив до самых низких температур. Точные экспериментальные данные отсутствуют, но во всяком случае при 350—380° диопсид удавалось синтезировать в гидротермальных условиях в присутствии некоторых солей (Калинин, 1966). Некоторые данные об устойчивости пироксенов диопсид-геденбергитового ряда с ортопироксеном (или фаялитом) и кварцем приведены на рис. 16б.

В атмосфере  $CO_2$ , или в смеси  $H_2O$  и  $CO_2$  (т. е. в реальных природных условиях) диопсид или другие кальциевые пироксены должны при достаточно низкой температуре карбонатизироваться. Согласно расчетным данным Уикса (Weeks, 1956), диопсид в атмосфере  $CO_2$  ниже 350—400° превращается в доломит и кварц. Возможно, эта реакция метастабильна и соответствующие температуры занижены. Во всяком случае, в смеси  $H_2O$  и  $CO_2$ , согласно экспериментальным данным Метца и Винклера (Metz, Winkler, 1964), диопсид при понижении температуры ниже 500—550° разлагается на тремолит, кальцит и кварц. Температура этой реакции



меняется в зависимости от соотношения  $H_2O$  и  $CO_2$  в смеси, и при давлении 1000 бар, как видно из рис. 17, достигает максимума около 540° при соотношении  $H_2O$  к  $CO_2$  — 1 : 3, как в уравнении реакции. Аналогичные реакции могут быть рассмотрены для других ассоциаций с диопсидом и для других кальциевых пироксенов.

Во всех аналогичных реакциях гидратации, карбонатизации и смешанных реакциях существенную роль играет соотношение  $H_2O$  и  $CO_2$  в природном флюиде (Добрецов, 1966; В. С. Соболев, Добрецов, Хлестов, 1966). В частности, в карбонатных породах, где можно ожидать высокого давления  $CO_2$ , кальциевые пироксены станут неустойчивыми при более высоких температурах, чем в некарбонатных толщах. Все же сравнение экспериментальных и природных данных показывает, что пределы колебания  $P_{H_2O}$  и  $P_{CO_2}$  во флюиде в природных условиях не слишком велики (Соболев, Добрецов, Хлестов, 1966), и соответствующими экспериментальными и расчетными оценками можно пользоваться при определении нижнего предела устойчивости пироксенов.

Для жадеитовых пироксенов нижний температурный предел устойчивости определяется реакцией анальцимизации, которая также сильно зависит от соотношения  $P_{H_2O}$  и  $P_{CO_2}$  (Добрецов, 1963, 1966), но вряд ли снижается ниже 250—300°. При более низких температурах жадеитовый компонент в пироксенах замещается анальцимом.

Из трех типов статистических задач, указанных во Введении, исторически первым направлением работ было решение третьей задачи — составление диаграмм состав — свойства для определения состава минералов по их свойствам. Для пироксенов известны диаграммы Томита (Tomita, 1934), Уоллса (Walls, 1935), Винчелла (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953), Хесса (Hess, 1949, 1952; Hess, Phillips, 1940), Полдерваарта (Poldervaart, 1950), Кеннеди (Kennedy, 1947), Трёгера (Tröger, 1951) и другие. Большинство из них приведено в справочниках А. Н. Винчелла и Г. Винчелла (1953) и Трёгера (1958), изданных на русском языке. Из более поздних работ советских авторов, в которых опубликованы новые диаграммы с использованием нового материала, можно упомянуть работы В. С. Соболева (1950), М. М. Веселовской (1950), В. А. Жарикова и К. К. Подлесской (1955), Л. Л. Перчука (1962), В. П. Костюка (1964), Б. Г. Лутца (1964), В. И. Кицула (1966). Диаграммы построены по данным химических анализов природных пироксенов.

Недостаток всех этих диаграмм, несмотря на наглядность их, — сведение многокомпонентного состава пироксенов к двум- или трехкомпонентному, отсутствие оценок точности и достоверности при сравнительно ограниченном материале.

Наряду со статистическими диаграммами, составленными в результате изучения природного материала, известны также диаграммы, построенные по экспериментальным данным для «чистых» систем (см. § 1). Они свободны от первого недостатка указанных выше эмпирических диаграмм (произвольное упрощение сложного состава), но и экспериментальное упрощение состава системы все равно не позволяет без правок переносить экспериментальные кривые на природные пироксены.

Несомненным шагом вперед в этом направлении явилось использование многомерных регрессионных зависимостей. Одними из первых важность применения многомерного регрессионного анализа к многокомпонентным минеральным системам отметили А. Б. Вистелиус (1956), и Хей (Heu, 1956), в работах которых даны и первые примеры расчетов. Применительно к пироксенам первыми работами такого рода были работы Хори (Hori, 1954, 1956). Он рассчитал уравнения многомерной регрессии, показывающие зависимость показателей преломления от содержания катионов в ромбических и моноклиновых пироксенах, и оценил влияние изоморфных замещений катионов на показатели преломления. Хори предполагал линейный характер теоретической зависимости показателей преломления от состава. К сожалению, уравнения и выводы Хори были основаны на очень ограниченном материале (17 образцов для ромбических и 40 для моноклиновых пироксенов).

Позже Н. Л. Добрецов (1959) провел более подробный статистический анализ связей между ионами ромбических пироксенов и их влияния на оптические свойства пироксенов. Оказалось, что достоверно связано с показателями преломления ортопироксенов только содержание железа. Почти одновременно Хенрикс (Henriques, 1958a, б) усовершенствовал расчеты Хори, в частности, используя криволинейные уравнения регрессии для моноклиновых пироксенов, нашел лучшее совпадение вычисленных и измеренных показателей преломления. Однако для других констант ( $c:Ng, 2V$ ) совпадение было гораздо менее удовлетворительным. Хенрикс использовал тот же, что и Хори, небольшой по объему аналитический материал.

Наиболее полная работа была проделана для моноклиновых пироксенов Винчеллом (Winchell, Tilling, 1960; Winchell, 1961, 1963), который

использовал около 100 анализов моноклинных пироксенов из различных пород. Он вычислил по методу наименьших квадратов уравнения линейной регрессии для всех оптических свойств ( $Ng$ ,  $Nm$ ,  $Np$ ,  $Ng - Np$ ,  $cNg$ ,  $2V$ ), удельного веса, параметров решетки на довольно большом материале и показал, что для большинства свойств (кроме  $2V$ ) имеющиеся данные не противоречат гипотезе линейности (Винчелл сделал ненужным усложнение Хенрикса — квадратичную зависимость). Для параметров решетки моноклинных пироксенов уравнения регрессии с использованием более полных данных позднее были вычислены Висванатаном (Viswanathan, 1966).

Более подробный разбор результатов этих работ дан ниже, в главах 10 и 11. Здесь мы отметим только два главных момента, которые не учитываются в такого рода работах. Во-первых, для решения обратной задачи — определения состава минералов по свойствам, уравнения многомерной регрессии еще не используются (первые шаги в этом направлении были сделаны в упомянутых выше работах группы Института геологии и геофизики СО АН СССР; см. Добрецов, Пономарева, 1964а; Кеpezинскас, 1965). Во-вторых, указанные выше зависимости вычислены для всей группы пироксенов, независимо от условий их образования и прочих особенностей. Между тем практический интерес представляет выяснение таких зависимостей именно для пироксенов из узких классов пород. В. С. Соболев (1950) один из первых выдвинул идею о необходимости изучения зависимости состав — свойство для каждой узкой парагенетической группы минералов. Некоторые авторы (Venson, 1944; Brown, 1957; Norton, Clavan, 1959; Carmichael, 1964; Лутц, 1964; Хмарук, Шербаков, 1963, 1965; Кицул, 1966) уже получили кривые, связывающие свойства и состав пироксенов из одной интрузии или родственной группы пород. Однако в более полном виде такая задача не решалась.

Из приведенного обзора литературы по проблеме «связь состава и свойств пироксенов» вытекает, что главными задачами дальнейших статистических работ в этом направлении должны быть два указанных выше момента: вычисление регрессионных зависимостей для отдельных парагенетических типов пироксенов и решение обратных задач — определение их состава по совокупности свойств с помощью регрессионного анализа.

Специальные статистические работы кристаллохимического направления по пироксенам (I тип задач) не ставились и решались чаще всего попутно с задачами зависимости состав — свойство. Здесь можно отметить выяснение корреляционных связей между катионами в минерале как показателей изоморфных замещений (Sabine, 1950; Добрецов, 1959; Добрецов, Пономарева, 1964а).

Довольно большое число работ посвящено изучению влияния изоморфных замещений на параметры решеток и на основе этого — суждения о вхождении катионов в ту или иную позицию (Zwaan, 1954; De Vogt, 1957; Bowen, Gayes, 1960; Brown, 1960; Гинзбург, 1964; Гинзбург, Сидоренко, 1964 и др.). Но эти работы носят в основном не статистический, а общетеоретический или экспериментальный рентгеноструктурный характер.

В предыдущем параграфе мы касались работ, в которых сделаны попытки экспериментально определить форму вхождения катионов, изоморфные замещения и пределы их в пироксенах (Barth, 1931; Цветков, 1945, 1951 и др.). Однако многие авторы пытались это сделать и при рассмотрении природных пироксенов, используя по существу эмпирический статистический подход, но без специальных математических приемов. Так, Сегнит (Segnit, 1953) пересчитал 76 анализов пироксенов, приведенных у Ниггли, и сравнил их с экспериментальными данными. Статистические данные по эгирин-авгитам привели Вашингтон и Мервин

Washington, Mervin, 1927) и Сабине (Sabine, 1950) и рассмотрели изоморфные замещения в них. Многочисленные анализы различных пироксенов и некоторые выводы из них статистического характера сделаны в последней сводке Хауи (Deer, Howie, Zussman, 1962—1963). Список таких работ можно продолжить (см., например, Гарри, 1950; Хесс, 1949; Хауи, 1955 и др.). Данные о распределении второстепенных элементов пироксенах рассмотрели Кармишель (Carmichael, 1962, 1967), Карстенс (Carstens, 1958), Хауи (Howie, 1955) и др.

В настоящее время поставлена задача рассмотреть все эти вопросы на более обширном статистическом материале, используя аппарат математической статистики, в частности корреляционный анализ.

Отметим важнейшие работы о распределении элементов между пироксенами и другими сосуществующими минералами. Эти вопросы относятся и к кристаллохимическим, и парагенетическим задачам. Наибольшее внимание было уделено распределению Mg и Fe между сосуществующими орто- и клинопироксенами, а также пироксенами и другими минералами (оливинами, амфиболами, гранатами, биотитами). Важность изучения распределения Fe и Mg в сосуществующих минералах впервые была подчеркнута в работах Д. С. Коржинского (1936, 1940), позже этому были посвящены работы Рамберга и Де Вора (Ramberg, De Vore, 1951; De Vore, 1957), Харри (Гарри, 1950), в которых распределение главных и второстепенных ионов между пироксенами, пироксенами и оливинами интерпретировалось с общих термодинамических и кристаллохимических позиций. Статистические данные приведены также у Хауи (Howie, 1955), Карстенса (Carstens, 1958), Муира и Тилли (Muir, Tilley, 1958) и др. Многие авторы отметили зависимость распределения Mg, Fe и Ca в сосуществующих пироксенах от условий их образований и пытались использовать эти соотношения для генетических интерпретаций с помощью метода соединительных линий (Hess, 1941; Muir, Tilley, 1958; Wilson, 1961 и др.; см. главу 7).

Позже этот чисто графический метод был раскритикован и вместо него Бартоломе, Кретц и другие исследователи (Bartholome, 1962; Kretz, 1961, 1963; Mueller, 1960) предложили использовать коэффициент распределения ( $K_D$ ) Mg и Fe между сосуществующими пироксенами, а также пироксенами и оливинами, пироксенами и амфиболами. Термодинамическая сторона этого вопроса рассмотрена в работах Кретца (Kretz, 1961a, 1963), Мюллера (Mueller, 1960), А. А. Маракушева (1968), Т. Л. Перчука (1967 а—в), а статистические закономерности, зависимости этого коэффициента от условий образования пород приведены, кроме цитированных работ, в работах Кранка (Кранк, 1961), Н. В. Соболева (1964), Бинса (Binns, 1962), Л. П. Бондаренко (1964) и др. Для метаморфических пород особенно показательна работа Бинса, в которой показано различие коэффициента распределения для трех разных метаморфических зон комплекса Брокен Хилл. Таким образом, в этом направлении сделано довольно много, и дальнейшая задача, рассмотренная в главе 9, состоит главным образом в привлечении более полного статистического материала по сосуществующим минералам из различных то генезису пород.

Собственно парагенетические задачи статистического характера — выделение парагенетических типов и сравнение особенностей их состава в зависимости от условий образования и состава вмещающих пород — на примере пироксенов только начинаются. Выделение парагенетических групп минералов, значение которого было оценено, решалось традиционными геологическими методами давно, например в работах В. С. Соболева (1949), П. Н. Чирвинского (1928), Трёгера (Tröger, 1959), Алби (Albee, 1962), Н. В. Соболева (1964), Кепежинскаса (1965) и др. Однако эти работы касались главным образом других минералов, и использо-

вание аппарата математической статистики здесь явно запоздало по сравнению, например, с задачами изучения зависимости состав — свойство.

Обычно исследователи ограничивались построением гистограмм и вычислением средних, хотя еще в 1950 г. Вистелиус сделал попытку применить линейные дискриминантные функции Р. Фишера для выделения парагенетических групп пород. Только в последнее время работы такого направления начаты сотрудниками Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР, в том числе и в отношении пироксенов (Добрецов, Пономарева, 1964а, б). Главная задача их — сочетание парагенетического или формационного подхода с современными методами математической статистики, в частности, дискриминантных функций.

Именно в этом направлении, продолжая упомянутые выше работы, и проведены наши исследования, изложенные в главах 4—7.

## МЕТОДИКА РАБОТ

## § 3. СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛА

Математический аппарат решения аналогичных задач хорошо известен, мы не использовали здесь ничего принципиально нового. Никаких специальных пояснений к статистическим понятиям, терминам и формулам мы не приводим, поскольку сейчас они известны уже довольно широкому кругу геологов и изложены в многочисленных руководствах, начиная от классических монографий (Крамер, 1948; Фишер, 1958; Андерсон, 1963 и др.) и кончая специальными руководствами для геологов (Миллер, Кан, 1965), биологов (Урбах, 1964) и других специалистов.

Из обзора работ в предыдущей главе видно, что в минералогии пироксенов, как и вообще в геологии, традиционными и до недавнего времени единственными методами обработки и обобщения наблюдений были графические методы (диаграммы, графики, номограммы и т. д.). Эти методы, связанные с привлечением большого количества материалов, также по сути дела статистические, но они упрощены, ограничены в своих возможностях и слабо контролируются. Мы также будем применять их в своей работе, но главным образом в иллюстрационных целях. Тем не менее в графических построениях старых работ часто уже обобщен основной материал и сделаны основные выводы. Задача применения методов математической статистики состоит в таком случае в том, чтобы, дополнив новыми материалами, проверить и уточнить старые выводы и по возможности сделать новые, основанные на более тонких связях или различиях. Однако это не единственная возможность.

Преимуществом методов математической статистики при обработке минералогических и геологических наблюдений, как это отмечено во многих работах (Вистелиус, 1956, 1963), является, во-первых, введение критериев для оценки достаточности материалов и проверки гипотез, во-вторых, возможность обнаружения гораздо более тонких связей, различий и так далее, в-третьих, применимость их для многомерных случаев. Не менее важным нам кажется и то, что при последовательном использовании методов математической статистики неизбежно возникает вопрос об уточнении и пересмотре некоторых старых понятий и о построении моделей явлений и процессов, которые позволят шагнуть на еще более высокую ступень познания.

Собранный из литературы и сведенный в таблицы материал о данной группе минералов (химические анализы, физические свойства, парагенезисы и состав ассоциирующих минералов, см. Приложение 1 и 2) можно считать результатом статистического «эксперимента», задачи которого, как было сформулировано выше, мы условно разобьем на три группы: кристаллохимические, парагенетические и состав — свойства.

Специфика и ограничения такого «эксперимента» (сбора данных из литературы) накладывают определенные особенности на полученную

статистическую совокупность. Прежде всего это касается результатов химического анализа. Данную выборку можно, по-видимому, считать случайной и независимой, поскольку анализы и прочие измерения делали независимо различные исследователи, в разное время и из различных мест. Сложнее и существеннее вопрос о представительности выборки, т. е. степени ее соответствия генеральной совокупности, в качестве которой можно считать всю совокупность пироксенов земной коры и мантии, доступных изучению. Эта степень определяется: 1) представительностью и точностью отдельных анализов и измерений, в том числе размером проб; 2) равномерностью и случайностью «опробования» генеральной совокупности пироксенов, а также числом «проб».

Таблица 2.1

Точность химических анализов диабаза W-1, близкого по составу к пироксенам (Wilks, 1963)

| Компоненты                     | Данные 1951 г. |           |          | Данные 1960 г. |           |                | Пересчет на формулу пироксена данных 1960 г. |           |          |
|--------------------------------|----------------|-----------|----------|----------------|-----------|----------------|--|-----------|----------|
|                                | <i>n</i>       | $\bar{x}$ | <i>S</i> | <i>n</i>       | $\bar{x}$ | <i>S</i>       | компонент                                    | $\bar{x}$ | <i>S</i> |
| SiO <sub>2</sub>               | 30             | 52,33     | 0,35     | 30             | 52,48     | 0,31           | Si   | 1884      | 11       |
| TiO <sub>2</sub>               | 30             | 1,04      | 0,23     | 30             | 1,10      | 0,15           | Ti   | 30        | 4        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 30             | 15,37     | 0,85     | 30             | 15,05     | 0,26           | Al   | 636       | 11       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 30             | 1,75      | 0,95     | 28             | 1,49      | 0,29<br>(0,61) | Fe <sup>3+</sup>                             | 397       | 8(16)    |
| FeO                            | 30             | 8,55      | 0,69     | 28             | 8,72      | 0,18<br>(0,44) | Fe <sup>2+</sup>                             | 261       | 6(14)    |
| MnO                            | 30             | 0,18      | 0,07     | 29             | 0,16      | 0,02           | Mn   | 4         | 1        |
| MgO±0,63BaO                    | 30             | 6,53      | 0,47     | 29             | 6,62      | 0,13           | Mg   | 353       | 7        |
| CaO + SrO                      | 30             | 10,96     | 0,17     | 29             | 10,98     | 0,15           | Ca   | 423       | 6        |
| Na <sub>2</sub> O              | 30             | 2,07      | 0,21     | 28             | 2,07      | 0,20           | Na   | 190       | 14       |
| K <sub>2</sub> O               | 30             | 0,70      | 0,17     | 28             | 0,64      | 0,04           | K  | 28        | 2        |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 30             | 1,04      | 0,23     | 30             | 1,10      | 0,15           | —  | —         | —        |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 28             | 0,15      | 0,07     | 26             | 0,17      | 0,06           | —  | —         | —        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 29             | 0,14      | 0,04     | 29             | 0,16      | 0,07           | —  | —         | —        |
| Сумма                          | —              | 100,81    | —        | —              | 100,74    | —              | —  | 3848      | —        |

Для Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO в скобках приведены среднеквадратичные ошибки по данным за все годы (*n*=60; Груза, 1967).

Независимую оценку точности химических анализов можно получить на основании многократных анализов стандартных образцов гранита G-1 и диабаза W-1, проводимых различными аналитиками разных лабораторий многих стран, начиная с 1950 г. (Fairbain а. о., 1951; Stevens а. о., 1960; Fleischer, Stevens, 1962). В табл. 2.1 приведены данные 1951 и 1960 гг. для диабаза W-1, состав которого близок к составу обычных клинопироксенов.

Среднеквадратичные отклонения отдельных независимых определений от средних значений будем считать мерой точности анализов. Из табл. 2.1 видно, что точность анализа с 1951 по 1960 г. заметно возросла. Это связано и с улучшением методик, и с тем, что данные предыдущих определений вольно или невольно учитывались. В качестве оценок точности анализов пироксенов мы приняли среднеквадратичные отклонения по данным 1960 г., так как этот период — «средний» для времени анализов большинства пироксенов, и лишь для Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup> мы предпочитаем среднюю оценку по всем данным. Минералы по сравнению с породами анализируются с особой тщательностью, так что даже ошибки 1960 г. для диабаза W-1 являются, вероятно, завышенной оценкой для точности анализов пироксенов.

При пересчете на формулу пироксенов (в отношении к 6000 атомов кислорода) получим, что наименьшую точность (около 15 единиц) имеет

определение Na, Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup> (по средним данным), по данным же 1960 г. точность определения FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> вдвое лучше. Очень хорошо определяется Ca, несмотря на высокое содержание, причем ошибка определения низка и в 1951 г. Поэтому содержание Ca в пироксенах можно считать наиболее достоверным параметром, если только не предполагаются примеси других кальциевых минералов. Низкое значение среднеквадратичных отклонений для Ti, Mn и K объясняется их низким содержанием, тогда как относительная ошибка для всех этих аксессуарных компонентов наибольшая (10—20%).

В. В. Груза (1967) провел специальное исследование ошибок определения FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Он показал, что они не коррелируются с другими ошибками, но имеют высокую отрицательную связь между собой (табл. 2.2). Это указывает на то, что имеется систематическая ошибка — переопределение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> за счет FeO в ходе анализа. Среднеквадратичная ошибка для них по данным за все годы также повышенная. Особенно велика она для Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по данным 1931 г.— около 1%. Аналогичную картину можно ожидать для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ошибка которого в старых анализах также велика. Особенно преувеличенным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> оказывается в тех анализах, где TiO<sub>2</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (иногда V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) не определялись и входили в значение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, так как последнее определяется по разности. Поэтому к цифрам для Fe<sup>3+</sup> и Al, в частности к коэффициентам корреляции, следует относиться с большой осторожностью, особенно в группах, где много старых и неполных анализов.

Таблица 2.2

Корреляция ошибок анализа (отклонений от среднего) отдельных компонентов в диабазе W=1 по данным 1960 и 1962 гг. (Груза, 1967; n=64)

| Ошибка                           | Δ P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Δ MnO | Δ K <sub>2</sub> O | Δ Na <sub>2</sub> O | Δ CaO | Δ MgO | Δ FeO | Δ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Δ TiO <sub>2</sub> | Δ SiO <sub>2</sub> | Δ Σ   |
|----------------------------------|---------------------------------|-------|--------------------|---------------------|-------|-------|-------|----------------------------------|--------------------|--------------------|-------|
| Δ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -0,05                           | +0,13 | +0,06              | -0,08               | +0,02 | -0,03 | -0,90 | -0,25                            | +0,01              | -0,16              | -0,05 |
| Δ FeO                            | -0,01                           | -0,11 | -0,06              | +0,06               | -0,14 | +0,10 | 1     | -0,02                            | -0,04              | -0,07              | -0,02 |

Квадрат среднеквадратичных отклонений, приведенных в табл. 2.1, можно считать «инструментальной» дисперсией, вносимой в общую сложную дисперсию изучаемых признаков. Точность химических анализов представляется вполне удовлетворительной и в несколько раз меньше обычных значений среднеквадратичных отклонений в парагенетических типах пироксенов. Кроме того, точность полученных величин и общая дисперсия зависят от чистоты отбора мономинеральной пробы, т. е. наличия примесей. Однако достоверность (точность) химических анализов и физических измерений поддается внутреннему контролю (сумма анализа, соответствие состава теоретической кристаллохимической формуле, соответствие свойств составу и т. д.). Мету и степень этого контроля мы обсудим ниже, в § 4. «Внутренний контроль», т. е. отбраковка некачественных анализов, значительно уменьшает «инструментальную» дисперсию, так что в ряде случаев ее можно даже не учитывать. Во всяком случае, после отбраковки суммарная ошибка измерений (точность анализа + точность отбора) вряд ли значительно больше величин, приведенных в табл. 2.1.

Представительность отдельных анализов определяется соответствием данной пробы минерала среднему составу минерала в данном геологическом теле или его участке. В свою очередь это зависит от представительности пробы (образца) породы и представительности пробы минерала из данного образца. Этот вопрос не исследован, по крайней мере так, как это сделал Чейз (Chayes, 1960) для количественно-минералогич-



ческого подсчета состава гранитов. Однако, исходя из принципов парагенетического анализа, можно утверждать, что в каждой многоминеральной ассоциации (при постоянстве набора минералов, но не обязательно их количественного соотношения, т. е. валового состава породы) и при постоянстве внешних условий (что обуславливает постоянство состава минералов в данной ассоциации) состав породообразующего минерала практически постоянен. Можно полагать, что эти условия выдерживаются для большинства пород на достаточно больших участках, поэтому мы считаем большинство отдельных проб минералов представительными. Во многих случаях достаточно даже нескольких зерен данного минерала. В других случаях, когда указанные выше условия не выдерживаются и наблюдаются зональные кристаллы, или минералы с быстро меняющимся составом и свойствами, в различной степени замещенные, при быстро и незакономерно меняющихся парагенезисах и так далее, вопрос о представительности пробы минерала остается открытым. Это касается в первую очередь минералов некоторых эффузивных и изверженных, а также метасоматических и диафоризованных пород.

Требование равномерности и случайности «опробования» было бы, вероятно, выполнено (Вистелиус, 1963; Родионов, 1965), если бы пробы пироксенов были отобраны через равные интервалы по площади пироксеносодержащих пород или хотя бы пропорционально массе каждой пироксеносодержащей породы. Поскольку эти условия, очевидно, не выполнены, мы вынуждены оценивать представительность не всей совокупности проб минерала (2000 для пироксенов), а представительность совокупности каждого парагенетического типа в отдельности. Этого мы коснемся ниже, при характеристике парагенетических типов. Достаточность числа наблюдений  $n$  в каждом конкретном случае будет оцениваться благодаря использованию соответствующих стандартов и статистических критериев, которые зависят от числа наблюдений  $n$ .

Перейдем теперь к краткой характеристике статистической сущности задач, решаемых ниже.

### Кристаллохимические задачи

Статистические исследования могут быть полезны при решении следующих вопросов: 1) законы распределения главных и второстепенных компонентов; 2) реально изоморфные замещения в пироксенах (в частности, в главных парагенетических типах в отдельности) и выяснение характера примесей; 3) нахождение устойчивых группировок катионов (минералов) и рациональная методика пересчетов анализов.

Знание законов распределения содержаний катионов в минералах необходимо для решений всех последующих задач. В частности, большинство применяемых критериев основано на нормальном распределении. Поэтому необходимо знать, имеются ли основания считать нормально распределенными генеральные совокупности содержаний катионов и насколько существенны отклонения от нормальности.

Вывод о характере закона распределения строго может быть получен лишь из модельных представлений. Это — самостоятельная задача, и в настоящей работе она решена лишь частично. Однако примерное представление о типе распределения можно получить путем построения и анализа гистограмм, а также сравнения эмпирических распределений с теоретическими, например нормальными, с помощью критерия  $\chi^2$  Пирсона. Гистограммы строились для содержаний всех катионов и для их суммы, а также отдельно для  $\text{H}_2\text{O}^+$ . Величина интервала в гистограмме была не меньше двойной ошибки (точности) анализа, а число интервалов изменялось от 6 до 20 в зависимости от числа наблюдений в выбор-

ке. Сравнение с нормальным распределением при помощи критерия  $\chi^2$  проводилось для относительно больших выборок ( $n \geq 40$ ).

Для проверки нормальности (и унимодальности) распределений использовался также графический метод: накопленные частоты наносились на вероятностную бумагу, масштаб которой (по оси частостей) рассчитан таким образом, чтобы при нормальном распределении точки ложились на одну прямую линию. Все эти методы относятся к одномерным распределениям, т. е. к содержаниям отдельных катионов. Оценка закона многомерных распределений нами не проводилась, так как она сложна и недостаточно разработана.

С кристаллохимических позиций в пироксенах возможно большое число изоморфных замещений. Однако как во всей группе пироксенов, так особенно и в каждом парагенетическом типе реально осуществляются лишь некоторые из них, зависящие от особенностей состава пород и условий их образования. Для установления реальных взаимозамещений катионов наиболее приемлем корреляционный анализ, применение которого в данном случае сводится к проверке гипотез о наличии соответствующих замещений.

Зависимость между содержаниями двух главных катионов, если они изоморфно замещают друг друга, должна быть линейной. Поэтому парный коэффициент корреляции как мера линейной связи между двумя переменными вполне достаточен и количественно описывает эту зависимость. Вычисление парных коэффициентов корреляции обычно велось на ЭВМ с помощью соответствующих программ. Матрица всех парных коэффициентов корреляции дает общее представление о взаимосвязи катионов в решетке. Эта матрица служит также основой для дополнительных вычислений, которые необходимы для толкования полученных связей и проверки гипотез о соответствующих изоморфных замещениях.

Гипотеза об изоморфных замещениях пары катионов наиболее просто подтверждается, если между ними сильная отрицательная связь ( $r \rightarrow -1$ ). Более сложна картина для слабых связей, особенно слабых положительных. Здесь может быть большое число «наведенных» (ложных) связей. Например, если  $x_1$  и  $x_2$ , а также  $x_1$  и  $x_3$  связаны вследствие изоморфного замещения, то отсюда автоматически получается, что будут связаны  $x_2$  и  $x_3$ , хотя в действительности эта связь не имеет отношения к изоморфизму. Для обнаружения таких «наведенных» связей необходимы вычисления частных коэффициентов корреляции (например,  $r_{23.1}$  — частный коэффициент корреляции  $x_2$  и  $x_3$  при постоянном  $x_1$ ). Но здесь необходимы две оговорки: 1) частный коэффициент корреляции двух переменных при всех прочих постоянных не имеет смысла в закрытой системе (сумма катионов постоянна), так как всегда стремится к  $-1$  (Вистелниус, 1963); 2) при небольшом числе анализов и не очень строгом доказательстве линейности связей вычисление частных коэффициентов корреляции при числе исключенных переменных больше 1—2 также теряет смысл (Урбах, 1964).

Сильная положительная связь тоже допускает два толкования: или оба катиона входят в решетку одновременно при гетеровалентном замещении в виде минала (закономерной группы), например ( $\text{NaFe}^{3+}$ ) в моноклинных пироксенах, или их содержания одновременно возрастают в решетке минерала вследствие особенностей дифференциации магмы или других процессов. В этих случаях помощь может оказать вычисление общих коэффициентов корреляции между суммой нескольких катионов. Они вычисляются через парные коэффициенты корреляции по известным формулам (Урбах, 1964; Миллер, Кан, 1965). В некоторых случаях использовался также регрессионный анализ.

Комбинируя и сопоставляя все эти вычисления, мы проверяем соответствующие гипотезы о возможных изовалентных и гетеровалентных

замещениях и можем выделить устойчивые группировки катионов, или миналы, входящие в пироксены данного парагенетического типа. При выделении миналов, как видно из предыдущего, главное значение имеют сильные положительные коэффициенты корреляции. Очевидно, что при наличии сильных связей между катионами число независимых переменных меньше числа катионов в составе пироксенов, и такими независимыми переменными как раз и являются миналы. В соответствии с этим может быть предложена рациональная методика пересчетов пироксенов на миналы (компонентный состав), которая имеет, конечно, значение лишь тогда, когда число миналов меньше числа главных катионов.

Методами корреляционного анализа решается также вопрос о роли второстепенных катионов и тех главных катионов, содержания которых невелики. Задача сводится к статистической проверке альтернативных гипотез: 1) либо катион — изоморфная примесь и входит в решетку минерала, 2) либо он не входит в решетку и его наличие обусловлено механическими примесями или ошибками анализа. (Если вторая гипотеза подтверждается, то, очевидно, данный катион должен быть исключен при пересчете химического анализа, или этот анализ должен быть соответствующим образом скорректирован.) Из этих гипотез можно вывести определенные следствия о связях данного катиона, которые и проверяются. Например, из гипотезы, что наличие катиона обусловлено ошибками анализа, следует, что закономерные связи данного катиона с другими будут отсутствовать, а будут проявляться связи с методикой анализа, аналитиком (типом лаборатории) или годом выполнения анализа (см. § 4 и 7). Для проверки гипотезы о вхождении катиона в решетку важное значение имеет связь содержания катиона с физическими свойствами. Если такая связь обнаруживается, то катион, несомненно, входит в решетку пироксенов.

Во всех этих задачах существенное значение имеет оценка значимости (достоверности) связи и сравнение коэффициентов корреляции между собой. Оценка коэффициентов корреляции проводилась или по уже рассчитанным таблицам уровней значимости коэффициента корреляции, или рассчитывалась через  $z$ -трансформацию Фишера  $t = z\sqrt{n-3}$ , где  $z = \ln(1+r)/(1-r)$ . Если  $t \geq 1,90$ , то с вероятностью 95% коэффициент корреляции считается значимым. В тексте и таблицах ниже обычно приводятся только значимые коэффициенты корреляции. Оценка различий между коэффициентами корреляции (т. е. оценка того, насколько существенно данное различие между коэффициентами при данном числе наблюдений или оно случайно) проводилась также с помощью  $z$ -трансформации (Фишер, 1958).

### Парагенетические задачи

К парагенетическим задачам относятся задачи выделения формационных или парагенетических типов минералов для различных групп пород, отличающихся по составу и условиям образования, и выяснение их особенностей (типоморфных признаков). Они должны дать ответы на следующие основные вопросы: 1) чем отличаются составы пироксенов различных парагенетических групп; 2) как наилучшим образом диагностировать их по составу; 3) как связано изменение состава пироксенов (или их типов) с изменением состава пород, температуры и давления при их образовании; 4) как меняется изменчивость состава минералов в различных условиях, в частности — при увеличении числа сосуществующих минералов и в «критических ассоциациях»; 5) как связано изменение состава сосуществующих минералов. Важность этих задач определяется тем, что состав минерала может служить показателем условий его обра-

зования или дополнительным критерием для выделения геологических совокупностей (комплексов, фаций и т. д.).

В соответствии с поставленными задачами со статистической точки зрения возникает следующая ситуация. Имеется суммарная выборка  $N$  анализов, которая по геологическим признакам может быть разделена на несколько групп — выборки объемом по  $N_1, N_2, N_3 \dots N_m$  анализов. Требуется проверить однородность этих выборок, установить их различия, прежде всего по средним содержаниям и дисперсиям, способ диагностики групп по отдельным определениям, а также зависимость состава групп (и отдельных проб) от состава среды и условий их образования. Сопряженность изменения составов сосуществующих минералов составляет отдельную задачу.

Парагенетические типы могут быть выделены по разным признакам в зависимости от конкретного материала и целей исследования. В общем эта задача аналогична построениям классификаций — перечислений любых геологических совокупностей (Воронин, Гольдин, 1964). Мы использовали в основном три набора признаков, учитывающих состав и условия образования пироксеносодержащих пород.

А. Способ нахождения (образования) породы: а) эффузивы и пирокласты, б) интрузивные кристаллические тела, в) метаморфические толщи (включая метасоматические образования), г) метеориты и пр.

Б. Фациальная или формационная характеристика толщ (тел), в которых найдена ассоциация. Для групп (Аа) и (Аб) использовалась классификация магматических формаций по Ю. А. Кузнецову (1964), включающая для пироксеносодержащих пород 14 главных подразделений. Для группы (Ав) использована схема метаморфических фаций, разработанная В. С. Соболевым с соавторами (Соболев, 1964; Добрецов, Ревдатов и др., 1966, 1968).

В. Ассоциации главных минералов (или тип породы), которые в общем также считались известными (перечисленными). Некоторые ассоциации могли быть одинаковыми для разных формационных или фациальных групп пород. В соответствии с этим, как правило, мы делили пироксены сначала по признакам ряда Б, а затем по признакам ряда В.

Таким образом, пироксены из каждой ассоциации, отличающейся хотя бы на один главный минерал, или по способу образования, или по формационной (фациальной) принадлежности, — отдельные парагенетические типы. Принцип выделения парагенетических типов, согласно этому определению, наиболее полно применим для метаморфических пироксенов. Здесь имеется достаточно строгая и ясная классификация метаморфических фаций и достаточно полно определены ассоциации.

Наибольшие затруднения возникают при выделении «ассоциаций» в стекловатых эффузивных породах. Фактически во многих случаях использовался «тип породы» или «нормативные ассоциации», вычисляемые по химическому составу пород или предполагаемые из характеристики породы.

Кроме того, во многих случаях приводимых сведений о пироксенах или самих анализов оказывалось недостаточно, и многие парагенетические типы приходилось объединять в более крупные классы (формационные или парагенетические группы). Из-за недостатка материала фактически мы выделяли парагенетический тип тогда, когда ясно могли отличить одну выборку от другой. По этой же причине проверялась однородность уже выделенных групп (выборок). Однородной, согласно Д. А. Родинову (1965), будем считать совокупность, в которой образующие ее элементы (содержания катионов) распределены одинаково.

Для проверки однородности Д. А. Родинов (1965) разработал специальную методику и критерий, однако в большинстве случаев мы ограничивались более простыми, приближенными сопоставлениями. В частно-

сти, двухвершинные или резко асимметричные одномерные распределения содержаний главных катионов считались признаком неоднородности. Во многих случаях это ясно и без вычислений. В других случаях, при достаточном числе наблюдений, проводилась проверка графическим методом с помощью вероятностной бумаги или использовался критерий уни-modalности С. В. Гольдина (Гольдин, 1968).

В случае обнаружения неоднородности выяснялся ее парагенетический смысл и проводилось разделение группы на более узкие выборки (типы).

Сравнение парагенетических типов и групп между собой сводилось прежде всего к проверке гипотез о равенстве средних и дисперсий для отдельных компонентов. При попарном сравнении в качестве критериев различия использовались: для средних  $t$ -критерий (Стьюдента) и  $t'$ -критерий, для дисперсий  $F$ -критерий Фишера (Урбах, 1964; Миллер, Кан, 1965). При одновременном сравнении многих выборок, особенно в иллюстративных целях, использовались интервальные оценки среднего и доверительные эллипсы, а для дисперсий — критерий Бартлета (Урбах, 1964; Миллер, Кан, 1965).

Поскольку в химических анализах мы имеем дело с многомерным случаем (средними векторами), использовался также обобщенный многомерный  $T^2$ -критерий Хотеллинга, позволяющий различать даже близкие парагенетические типы (Миллер, Кан, 1965; Андерсон, 1963). С некоторыми оговорками можно утверждать, что если две выборки различаются с помощью  $t$ -критерия хотя бы по одному компоненту, то они будут отличаться и по  $T^2$ -критерию (Хальд, 1956). Поэтому, когда было можно, мы ограничивались  $t$ -критериями.

При характеристике парагенетических типов главное внимание уделялось содержанию главных катионов: сравнение средних и коэффициентов корреляции второстепенных катионов велось осторожно, так как они не имеют нормального распределения. Надо также иметь в виду, что многие главные катионы линейно связаны между собой, так что число независимых переменных в общем случае меньше числа главных катионов.

Сравнение парагенетических типов между собой преследовало не только классификационные цели, но и решение третьей задачи — выяснение зависимости состава пироксенов от условий их образования. Особое значение имело сравнение типов пироксенов из одинаковых или сходных ассоциаций, но разной фацальной (формационной) принадлежности. Кроме сравнения средних и дисперсий, вычислялась также корреляция между составом пироксенов и температурой, давлением, составом пород. Для оценки связей с температурой, давлением и другими качественными признаками использовались таблицы сопряженности состава пироксенов (например, содержание  $Al_{IV}$ ) и качественного признака (например, температуры) при примерном постоянстве других признаков (в данном случае состава пород, давления). В случае необходимости вычислялось значение  $\chi^2$  и  $K$  — коэффициент сопряженности Чупрова (Урбах, 1964).

Для решения задачи диагностики использовались линейные дискриминантные функции (Добрецов, Пономарева, 1964б; Миллер, Кан, 1965; Кутолин и др., 1966). Если составы пироксенов каждого парагенетического типа представить как облако точек в  $k$ -мерном пространстве (где  $k$  — число главных катионов), то дискриминантная функция будет представлять собой гиперплоскость, наилучшим образом разделяющая два соседних облака (парагенетических типа). В уравнении дискриминантной функции:

$$D(x) = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_kx_k.$$

Коэффициент  $b_i$  вычисляли через ковариационные матрицы, используя

для вычислений на ЭВМ корреляционную программу и специальную программу для дискриминантных функций. Если вычисленный по отдельному анализу  $D(x) > 0$ , то этот анализ относится к первому типу ( $A_1$ ), а если  $D(x) < 0$ , то ко второму ( $A_2$ ). Ошибка классификации по отдельному анализу определяется через «обобщенное расстояние»  $\alpha$  между  $A_1$  и  $A_2$ . Это же обобщенное расстояние используется для вычисления обобщенного  $T^2$ -критерия.

### Задачи о зависимостях состав — свойства

Работы, посвященные этим задачам, наиболее многочисленны в литературе (см. § 2), так как их решение представляло уже давно большой практический интерес. В нашем исследовании они включают: 1) зависимость каждого свойства от состава (содержаний главных катионов), степень влияния каждого катиона на данное свойство; 2) наиболее вероятные свойства конечных членов изоморфных рядов и других «интересных» пироксенов; 3) определение состава пироксенов по его свойствам, в том числе по совокупности свойств одновременно.

Кроме традиционных диаграмм, которые мы также строили (для иллюстраций), применяемые нами статистические методы для решения этих задач по существу аналогичны методам, уже примененным для пироксенов Винчеллом (Winchell, Tilling, 1960; Winchell, 1961, 1963). Они сводятся к корреляционному и многомерному регрессионному анализу, частично уже упоминавшемуся выше. Главное отличие от работ Винчелла заключается в том, что мы и здесь применили парагенетический метод и решали эти задачи для каждого парагенетического типа (или более крупной группы) в отдельности. Это дает некоторые преимущества, особенно для задачи определения состава по свойствам, поскольку практически эта задача интересует геологов именно в отношении конкретного типа пироксенов из определенных пород.

Связь состава и свойств в общем случае является криволинейной (см. обсуждение в гл. 8), поэтому применение коэффициента корреляции как меры силы линейной связи и соответствующего уравнения прямолинейной регрессии должно сопровождаться проверкой линейности связи. В тех случаях, когда связь оказывалась явно криволинейной или можно было ожидать такую связь (особенно для  $2V$  и  $cNg$ ), мы применяли соответствующие преобразования аргумента, в частности  $\sin^2 V$  (см. главу 8). Однако если коэффициент корреляции оказывался достаточно высоким, то проверки линейности связи не требовалось. В других случаях первое представление о возможной криволинейности давали построенные графики.

На основании матрицы парных коэффициентов корреляции вычислялись уравнения многомерной регрессии, выражающие свойства как функции содержаний катионов. Коэффициенты нормализованного уравнения, когда аргумент (содержание каждого катиона) преобразовывался по формуле  $t_i = (x_i - \bar{x}_i) / S_{x_i}$ , оценивают степень влияния каждого катиона на соответствующее свойство. Используя эти же коэффициенты, вычисляли частную корреляцию свойства с каждым катионом и общую корреляцию свойства со всеми катионами вместе и через нее меру точности уравнения  $S_y$ . По этим уравнениям вычисляли также свойства конечных членов рядов и других интересных составов.

Для решения обратной задачи использовались треугольные диаграммы состав — свойство, построенные для конечных чистых членов ряда, и многомерные уравнения регрессии.

В уравнениях обратной задачи содержание катиона (состав) представлялось в зависимости от нескольких свойств. Эти уравнения вычислялись главным образом по методу наименьших квадратов через систему

уравнений. Такая зависимость не является, конечно, функциональной и не имеет физического смысла, но позволяет наиболее точно — по совокупности свойств — определять состав минерала. Как в первом, так и во втором случае если какие-либо коэффициенты оказывались неотличимыми от нуля (незначимыми), то соответствующие переменные отбрасывались и уравнения пересчитывались снова с учетом реально влияющих переменных. Соответствующие программы выдавали также оценки точности уравнений.

В связи с уравнениями многомерной регрессии состав — свойство необходимо уточнить вопрос о числе независимых переменных в этих уравнениях. Хенрикс (Henriqs, 1958a, b), разбирая уравнения, вычисленные Хори (Hori, 1954, 1956), указал, что Хори неправильно использовал содержания всех 11-ти катионов [Si, Al<sub>IV</sub>, Al<sub>VI</sub>, Ti, (Fe<sup>3+</sup>+Cr), Fe<sup>2+</sup>, Mn, Mg, Ca, Na, K] как независимые переменные. На них наложены две связи:

$$1) \text{Si} + \text{Al}_{\text{IV}} = 2,0$$

и

$$2) \sum W_i \cdot N_i = 12,$$

где  $W_i$  — валентность,  $N_i$  — содержание  $i$ -компонента в формуле. Поэтому необходимо уменьшить общее число переменных на 2 (Хенрикс отнес к этим двум исключаемым компонентам Al<sub>IV</sub> и непонятно почему — свободный член уравнения  $A_0$ ). Винчелл (Winchell, 1961, 1963) комбинировал ионы более сложным образом, выделяя группы A (K, Na, Ca, Mg) = 1, B (Mg, Fe, Mn, Fe<sup>3+</sup>, Cr, Ti, Al<sub>VI</sub>) = 1 и C (Fe<sup>3+</sup>, Al<sub>IV</sub>, Ti, Si) = 2, т. е. всего 15 переменных, из них 11 независимых или, исключая K и Cr, — девять.

Мы не можем принять схему пересчета на кристаллохимические формулы по Винчеллу, так как она накладывает слишком много произвольных ограничений (см. ниже § 7). Но и использование всех содержаний катионов в уравнениях регрессии — только формальное недоразумение и не влияет на точность получаемых уравнений. Это видно из сравнений результатов Хори и Хенрикса (см. главу 10) с нашими вычислениями, что можно показать и в общем виде.

Действительно, по причине технических удобств вычислений на ЭВМ мы использовали 12 переменных (Si, Al<sub>IV</sub>, Al<sub>VI</sub>, Ti, Fe<sup>3+</sup>, Cr, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Mg, Ca, Na, K; из них содержания Cr и K в большинстве случаев практически равны нулю; остается 10 переменных). На них наложены две связи, указанные выше, т. е. две переменные — зависимые, например: Al<sub>IV</sub> = 2 — Si и Mg = 2 — ∑ (Al<sub>VI</sub> + Ti + Fe<sup>3+</sup> + Cr + Fe<sup>2+</sup> + Mn + Ca + Na + K). Но соответствующая подстановка в уравнение не изменяет результат и легко позволяет перейти от уравнений со всеми 10-ю (или 12-ю) переменными к уравнениям только с восемью независимыми переменными. Например:

$$Ng = A_0 + A_1(\text{Si}) + A_2(\text{Al}_{\text{IV}}) + A_3(\text{Al}_{\text{VI}}) + A_4(\text{Ti}) + A_5(\text{Fe}^{3+}) + \\ + A_6(\text{Fe}^{2+}) + A_7(\text{Mn}) + A_8(\text{Mg}) + A_9(\text{Ca}) + A_{10}(\text{Na}); \text{Cr} = 0 \text{ и } \text{K} = 0. \quad (\text{I})$$

Заменив Al<sub>IV</sub> и Mg, получим

$$Ng = (A_0 + 2A_2 + 2A_8) + (A_1 - A_2)\text{Si} + (A_3 - A_8)\text{Al}_{\text{VI}} + (A_4 - A_8)\text{Ti} + \\ + (A_5 - A_8)\text{Fe}^{3+}. \quad (\text{Ia})$$

Поэтому мы вычисляли и приводили ниже уравнения типа I, от которых легко перейти к уравнениям типа Ia, приводимым Хенриksom или Винчеллом. К тому же условие Si + Al<sub>IV</sub> = 2 далеко не всегда выдерживалось из-за нехватки Al; тогда вычисление отдельных коэффициентов при Si и Al<sub>IV</sub> имело определенный смысл.

#### § 4. ОТБОР МАТЕРИАЛА И ПЕРЕСЧЕТ АНАЛИЗОВ

В процессе подготовки настоящей работы было собрано около 2000 анализов моноклинных пироксенов и примерно 500 ромбических. После отбора в соответствии с изложенными ниже требованиями осталось соответственно 1300 и 350 анализов. Сбор анализов за некоторым исключением закончен по литературным источникам до 1 января 1966 г. Дополнительные анализы приведены в Приложениях.

Главными критериями отбраковки анализов были следующие:

1. Сумма компонентов, представленных в весовых процентах химического анализа, не выходила за пределы 99,5—100,75% (Гиллебранд и др., 1960; Булах, 1964).

2. Мы приняли, что вода не входит в решетку пироксенов и ее содержание связано лишь с примесями (см. § 7). Для определения допустимых пределов содержания  $H_2O^+$  и потерь при прокаливании строились гистограммы для эффузивных, интрузивных и метаморфических пироксенов. По минимуму, разделяющему в вершины гистограмм, приводилась граница (рис. 18). Оказалось, что в эффузивных и метаморфических пироксенах такой границей можно считать 0,6%. Для магматических пироксенов эта граница несколько выше, что связано, по-видимому, с развитием изохимических вторичных водосодержащих минералов (серпентин и др.) в результате процессов аутометаморфизма. Для рассмотренных пироксенов из редких ассоциаций принята граница 0,9%  $H_2O^+$  (или п. п. п.).

3. Гистограмма суммы количества ионов в пересчете на 6000 кислородов и в клино- и в ортопироксенах (рис. 19) отвечает нормальному распределению, отражает случайный характер отклонения этой величины от теоретической, равной 4000. Поэтому мы нашли возможным принять интервал для суммы ионов 3950—4050, что примерно соответствует интервалу  $\pm 2S_{\Sigma}$  (два стандартных отклонения суммы). Эти колебания суммы катионов в 100 единиц сопоставимы с колебаниями, вызываемыми ошибками анализов: четыре стандартных отклонения ошибок анализов для наиболее распространенных в пироксенах элементов Si, Fe и Mg равны (см. табл. 2.1) 45, 90 и 30 единиц на 6000 кислородов; принятый интервал колебания суммы 1,25 вес.% составляет для тех же элементов примерно 48, 38 и 70 единиц, а для Na даже 90 единиц (на 6000 кислородов). Таким образом, мы можем принять, что колебания суммы катионов обусловлены в основном суммарными ошибками анализов или загрязнением анализируемого материала примесями, и исключить анализы, у которых сумма катионов заметно отклоняется от величины 4000. Винчелл (Winchell, 1961) принял допустимый интервал суммы 3970—4030, т. е. 60 единиц. Мы несколько расширили его с учетом возможности дефектного изоморфизма (случай несимметричного распределения суммы катионов в жадеитовых пироксенах, см. § 7).

4. В качестве дополнительных критериев учитывались следующие признаки. Для  $K_2O$  в большинстве пироксенов (особенно ортопироксенов и клинопироксенов магматических пород) принята граница 0,2%, в предположении, что более высокие содержания  $K_2O$  связаны с примесями (см. § 7). Отбрасывались анализы, в которых определены не все компоненты, не разделены щелочи, трех- и двухвалентное железо, анализы, которые явно не соответствуют приводимым свойствам.

Важнейшие исключения из этих правил отбраковки: 1) если анализ незначительно отклонялся по одному из признаков, а по остальным был удовлетворительным, его включали в обработку для характеристики формационных и парагенетических типов (особенно редких); 2) если не совсем доброкачественный анализ по одному или двум признакам сопровождался данными по химизму ассоциирующих минералов и породы, его также включали в выборку. Такие не вполне удовлетворительные



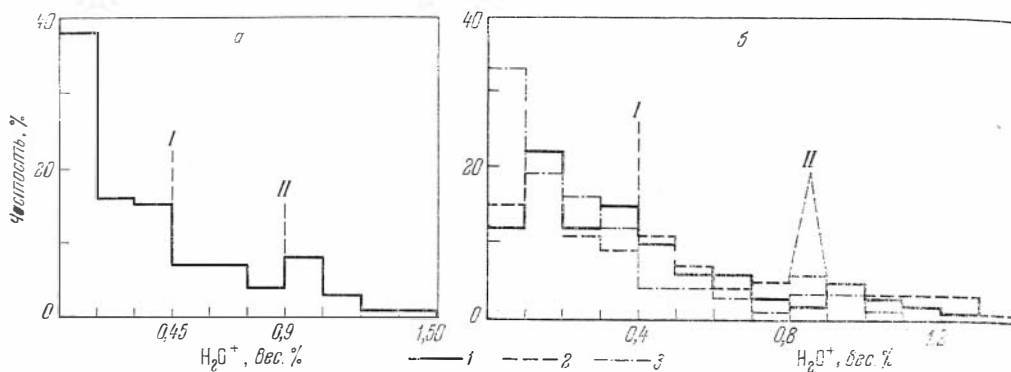


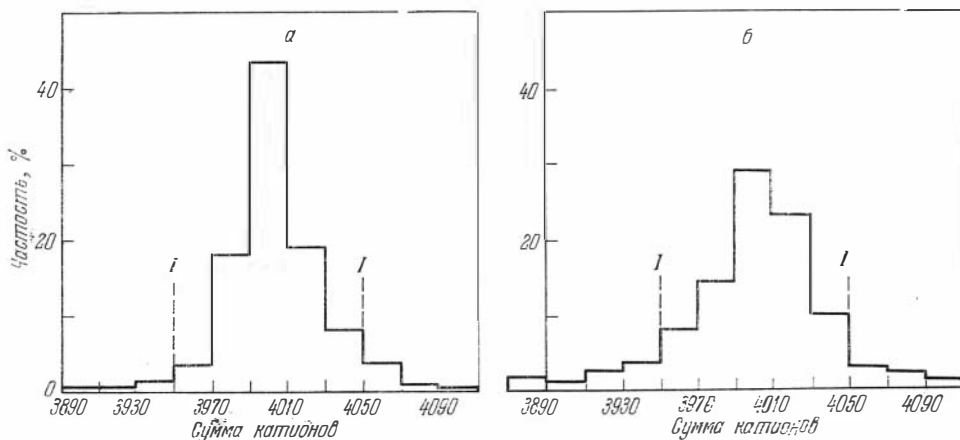
Рис. 18. Содержание  $H_2O^+$  в ортопироксенах (а) и клинопироксенах (б)

I и II — границы анализов I и II классов

Анализы с содержаниями  $H_2O$  более, чем в классе II, считаются недоброкачественными. Анализы клинопироксенов из пород: 1 — эффузивных ( $n=110$ ), 2 — интрузивных ( $n=380$ ), 3 — метаморфических ( $n=340$ )

Рис. 19. Распределение суммы катионов (в отношении к 6000 атомов кислорода) в пироксенах

а — ортопироксены,  $n=400$ ; б — клинопироксены,  $n=1200$



анализы и бракуемые признаки помечены в приложениях звездочкой. Однако при корреляции состава и физических свойств такие анализы отбрасывались.

То, что такая отбраковка анализов не случайна и необходима, иллюстрируется табл. 2.3, которая дополнительно характеризует оставленные и отбракованные анализы. Из нее видно, что исключены преимущественно старые анализы или анализы, сделанные в местных геологических организациях. В обоих случаях можно предполагать ошибки или несовершенство методов анализа и отбора мономинеральных проб. Из таблицы видно также, что в разных группах исключено от 18 до 30% анализов, в среднем около 25% опубликованных анализов.

Способ пересчета анализов принят обычный для пироксенов — на основе шести кислородов (Булах, 1964). Для удобства в тексте и таблицах коэффициенты кристаллохимической формулы увеличены в 1000 раз, т. е. даны в отношении к 6000 кислородов. Катионы в соответствии с их вероятным кристаллохимическим положением, как это сделано, например, у Г. Винчелла (Winchell, 1961, 1963), не подразделялись за исключением катионов алюминия: в случае недостатка Si в четверной координ-

## Отбраковка анализов

| Группы пироксенов                                   | Число анализов |           |           |                                 |   |
|---|----------------|-----------|-----------|---------------------------------|---|
|   | общее          | оставлено | исключено | среди исключенных               |   |
|   |                |           |           | иностранные страны (до 1940 г.) | советские, выполненные в центральных лабораториях |
| Метаморфические ортопироксены                       | 260            | 230*      | 30        | 10                              | 11  |
| Клинопироксены скарнов и скарноидов                 | 163            | 125       | 38        | 6                               | 23  |
| Клинопироксены включенный в базальтах и кимберлитах | 79             | 63        | 16        | 5                               | 5   |
| Пироксены жадитовых пород                           | 75             | 51        | 24        | 22                              | —   |

\* Из них 30 не вполне удовлетворительные.

нации сумма здесь дополнялась до 2000 алюминием, остаток алюминия обособлялся в  $Al_{VI}$  (в шестерной координации). В итоге получалось 12 коэффициентов, т. е. содержания Si,  $Al_{IV}$ ,  $Al_{VI}$ , Ti,  $Fe^{3+}$ , Cr,  $Fe^{2+}$ , Mn, Mg, Ca, Na и K в отношении к 6000 кислородов. Остальные коэффициенты, используемые в тексте и приведенные в таблицах, вычислялись следующим образом:

$$f = \frac{(Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Cr + Ti) \cdot 100}{Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Cr + Ti} = \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} \cdot 100;$$

$$f' = \frac{Fe^{2+} + Mn}{Fe^{2+} + Mn + Mg} \cdot 100;$$

$$\Sigma_1 = W + X + Y = Ca + Na + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Cr + Ti + Al_{VI}.$$

$$\Sigma_2 = W + X + Y + Z, \text{ где } Z = Si + Al_{IV}.$$

$$\bar{Fe} = \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg + Ca} \cdot 100;$$

$$\bar{Mg} = \frac{Mg}{\Sigma Fe + Mg + Ca} \cdot 100;$$

$$\bar{Ca} = \frac{Ca}{\Sigma Fe + Mg + Ca} \cdot 100;$$

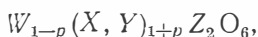
$$K_{ок} = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}.$$

Пересчеты анализов пироксенов на кристаллохимические формулы и дополнительные коэффициенты в Приложениях не приведены. Однако все они в систематизированном виде, с той же нумерацией, что и в Приложениях 1 и 2, имеются в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

## КРИСТАЛЛОХИМИЯ ПИРОКСЕНОВ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ КАТИОНАМИ

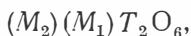
### § 5. КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПИРОКСЕНОВ

В группу пироксенов объединяют минералы со сходной структурой, но весьма разнообразным составом. Вслед за Берманом и Хессом (Hess, 1949) общую формулу пироксенов обычно изображают в виде:



где  $W = \text{Ca, Na}$ ;  $X = \text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Mn, Ni, Li}$ ;  $Y = \text{Al, Fe}^{3+}, \text{Cr, Ti, V}$ ;  $Z = \text{Si, Al}$ .

В подгруппе ромбических пироксенов содержание ионов групп  $W$  и  $Y$  мало, так что их формула в первом приближении имеет вид  $X_2 Z_2 O_6$ . В моноклинных пироксенах соотношения между ионами групп  $W, X, Y, Z$  могут быть самыми различными, но обычно  $p$  мало и  $W$  близко к единице. Другие авторы предлагают более простую формулу, учитывающую различное структурное положение катионов (Clark, Parfike, 1966; Коулмен, Кларк, 1968):



где  $T$  — катионы в тетраэдрической координации (преимущественно  $\text{Si}$  и  $\text{Al}$ ),  $M_1$  и  $M_2$  — катионы в двух других различных структурных позициях, в восьмерной или шестерной координации.

В основе структуры всех пироксенов лежат непрерывные зигзагообразные цепочки  $[\text{Si}_2\text{O}_6]_n$  из кремнекислородных тетраэдров. Идеализированная схема такой цепочки, у которой все вершины тетраэдров смотрят в одну сторону, представлена на рис. 20. Период повторяемости по длине цепочки из двух тетраэдров составляет в среднем 5,3 Å и равен среднему параметру  $c$  элементарной ячейки пироксенов. Внутри цепочек часть  $\text{Si}$  может замещаться  $\text{Ti}^{4+}$  и  $\text{Al}^{3+}$  (редко  $\text{Fe}^{3+}$ , см. § 1), что вызывает искажения цепочек и изменение параметра  $c$  (см. гл. 10, 11). Но главные различия между структурными типами внутри группы пироксенов определяются катионами в позиции  $M_1$  и  $M_2$  ( $\text{Ca, Na, Mg, Fe}^{2+}$  и др.), которые соединяют цепочки в боковом направлении и могут по-разному располагаться друг относительно друга.

В соответствии с размерами и другими свойствами этих катионов изменения структур пироксенов могут происходить тремя путями (Mogimoto а. о., 1959): 1) взаимным смещением силикатных цепочек, 2) искажением этих цепочек, 3) смещением катионов в позициях  $M_1$  и  $M_2$  (т. е. изменением самих позиций). Первые два изменения связаны с изоморфными замещениями. Замещения внутри групп  $M_1$  или  $M_2$  (например, замена  $\text{Mg}$  на  $\text{Fe}^{2+}$  в ряду диопсид — геденбергит) приводят к первому типу изменений (смещению цепочек), замещения внутри групп  $T$  — к искажению цепочек; возможны и комбинированные эффекты. В связи с

этим происходят изменения параметров решетки (см. главы 10, 11). Изменения же позиций  $M_1$  и  $M_2$  (главным образом смещения позиции  $M_2$ ) приводят к возникновению различных структур пироксенов.

Для бесщелочных пироксенов, состав которых в первом приближении можно выразить в четырехкомпонентной системе  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ — $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ , различные структурные типы в зависимости от состава показаны на рис. 21, а. Другие пироксены, в частности натровые (жадеит, эгирин) и сподумен, в чистом виде имеют также структуру диопсида (Waggen, Bragg, 1929; Брэгг, Кларингбулл, 1967). Из них в последние годы детально была исследована лишь структура жадеита (Prewitt, Vignham, 1966) и фассаита (Peacor, 1967). Однако недавно для омфацитов — промежуточных пироксенов системы диопсид — эгирин — жадеит, все крайние члены которой имеют структуру диопсида, были обнаружены отклонения и было высказано предположение о существовании особого типа структуры с пространственной группой  $P2$  (рис. 21, б; Clark, Parke, 1966). Протоэнстатиты в горных породах при нормальной температуре невозможны (см. § 1), бескальциевые клиноэнстатиты и клиногиперстены характерны только в метеоритах и в настоящей работе лишь упоминаются (см. § 10). Остается три главных типа структур, которые имеют значение для целей настоящего исследования:

- 1) тип энстатита с пространственной группой  $Pbca$ , характеризующей ромбические пироксены;
- 2) тип диопсида с пространственной группой  $C2/c$ , характерный также для большинства крайних членов моноклинных пироксенов (геденбергита, жадеита, эгирина и др.);
- 3) тип омфацита с пространственной группой  $P2$ , представляющей усложненный структурный тип диопсида и возможный не только в омфацитах, но и в других пироксенах сложного состава.

В структурах энстатита и диопсида кремнекислородные цепочки соединяются катионами, занимающими две структурные позиции  $M_1$  и  $M_2$ . Позиции  $M_1$ , занимаемые Mg в обеих структурах, тождественны и соответствуют правильной шестерной (октаэдрической) координации ионов кислорода, которые связаны лишь с одним ионом кремния. Позиции  $M_2$  различны: в энстатите ее тоже заполняет Mg, но в искаженной шестерной координации кислорода, а в диопсиде — более крупный катион Ca, поэтому позиция  $M_2$  в диопсиде сдвинута и имеет восьмерную координацию ионов кислорода, которые принадлежат главным образом основаниям кремнекислородных тетраэдров, и два из них — общие для тетраэдров в цепочке.

В структуре диопсида все цепочки кристаллографически эквивалентны и в направлении оси  $z$  расположены ступенчато, что вызывает моноклинную симметрию минерала. В ромбических пироксенах, по данным одних авторов, все цепочки также эквивалентны и их структура пред-

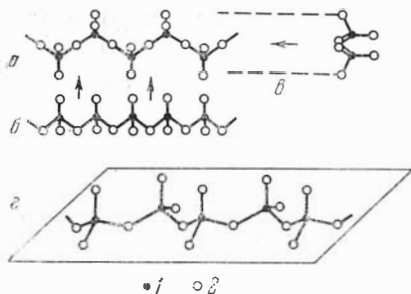


Рис. 20. Схема отдельной пироксеновой цепочки  $(\text{SiO}_3)_n$  в трех проекциях на плоскость (100) (а), в направлении  $z$  (б), в направлении  $y$  (в) и в перспективе (г) (Bragg, 1937; воспроизведено из книги Дир и др., 1965, рис. 2)

1 — атомы кремния, 2 — атомы кислорода

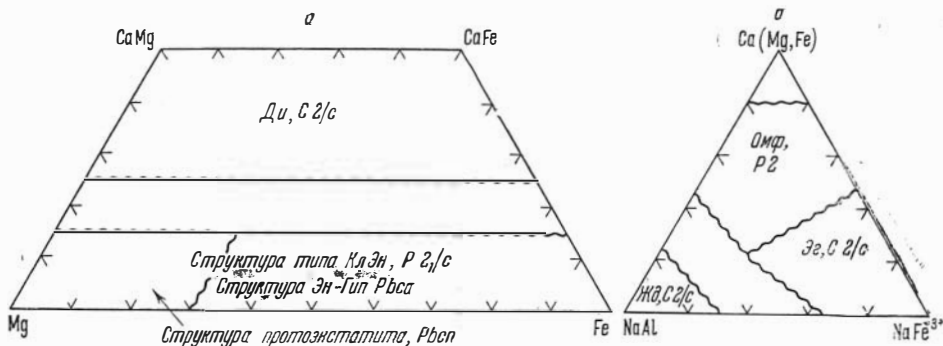


Рис. 21. Соотношения структур пироксенов разных составов  
 а — безнатровые орто- и клинопироксены, б — натровые клинопироксены

ставляет sdвойникованную структуру диопсида (вследствие чего удваивается параметр  $a$  и возникает ромбическая сингония), а согласно данным других авторов (Дир и др., 1965), имеются два типа структурно различных цепочек  $[\text{Si}_2\text{O}_6]_n$ , хотя и с очень небольшими отличиями. В структуре энстатита в направлении оси  $x$  любая позиция ( $M_1$  или  $M_2$ ) повторяется как ААВВААВВ..., а в структуре клинопироксенов — как АВАВАВ... (Morimoto а. о., 1959). Таким образом, параметры ячейки ромбических (РП) и моноклинных (МП) пироксенов находятся в следующем соответствии:

$$a(\text{РП}) \approx 2a \cdot \sin \beta(\text{МП}) \approx 18,2 \text{ \AA};$$

$$b(\text{РП}) \approx b(\text{МП}) \approx 8,9 \text{ \AA};$$

$$c(\text{РП}) \approx c(\text{МП}) \approx 5,2 \text{ \AA}.$$

Специальное изучение структур фассаита из нефелинового якупирангита (Peacor, 1967), йохансенита (Freed, Peacor, 1967), жадеита (Prewitt, Burnham, 1966) показало, что все они имеют ту же структуру пироксена с пространственной группой  $C2/c$ . Второстепенные различия заключаются в небольшом вращении тетраэдров в цепочках и искажении координационного полиэдра  $M_2$ . Так, в жадеите координационный полиэдр Na в  $M_2$  лишь примерно соответствует квадратной антипризме. Октаэдры позиции  $M_1$  более правильные, хотя и различаются по размерам для разных структур. Интересно также, что в структуре изученного фассаита при сложном составе катионов в позициях  $M_1$  и  $T$  не обнаруживается их заметная упорядоченность, в частности упорядоченные распределения Si и Al, что может быть связано с высокотемпературностью образования этого фассаита.

В табл. 3.1 приведены параметры решетки и расстояния Me—O для указанных конечных членов моноклинных пироксенов со структурой типа диопсида. Таблица иллюстрирует зависимость размеров и формы (угла  $\beta$ ) элементарной ячейки от размеров катионов. В целом чем меньше размеры катионов в позициях  $M_1$  и  $M_2$ , тем меньше параметры  $a$  и  $b$  и значения  $\beta$  (острые углы). Замещение Si на более крупные катионы увеличивает главным образом параметр  $c$ .

Структура типа омфацита (P2) была обнаружена при рентгенографическом изучении семи монокристаллов омфацитов из Калифорнии (Coleman а. о., 1965; Clark, Parfike, 1966). Некоторые слабые рефлексы явно противоречили симметрии  $C2/c$ , так как имели  $hkl$  со значениями  $n+k=2n+1$  и  $h0l$  со значениями  $l=2n+1$ . Обработка структуры одного

Ионные радиусы катионов, межатомные расстояния и параметры ячейки для крайних чистых членов пироксенов (Å)

| Пироксен                  | Катион в позиции $M_2$ , его радиус | Катион в позиции $M_1$ и его радиус        | Среднее расстояние Ме—О |       |       | Параметры решетки |       |      |        | Литературный источник            |
|---------------------------|-------------------------------------|--|-------------------------|-------|-------|-------------------|-------|------|--------|----------------------------------|
|                           |                                     |  | T                       | $M_1$ | $M_2$ | a                 | b     | c    | $\rho$ |                                  |
| Юхансенит                 | Ca, 1,06                            | Mn <sup>2+</sup> , 0,90                    | —                       | —     | —     | 9,98              | 9,16  | 5,29 | 74°30' | Freed, Peacor, 1967              |
| Геденбергит               | То же                               | Fe <sup>2+</sup> , 0,83                    | —                       | —     | —     | 9,85              | 9,02  | 5,26 | 75°40' | Дир и др., 1965                  |
| Диопсид                   | » »                                 | Mg, 0,78                                   | 1,63                    | 2,10  | 2,54  | 9,74              | 8,92  | 5,25 | 74°10' | Warren, Bragg, 1920              |
| Фэссант*                  | » »                                 | 0,5 Mg, 0,78<br>0,5 R <sup>3+</sup> , 0,60 | 1,66                    | 2,07  | 2,53  | 9,79              | 8,905 | 5,32 | 74°06' | Peacor, 1967                     |
| CaAlAlSiO <sub>6</sub> ** | » »                                 | Al, 0,57                                   | —                       | —     | —     | 9,62              | 8,66  | 5,28 | 73°52' | Clark а. о., 1962;<br>Hays, 1966 |
| Эгирин                    | Na, 0,98                            | Fe <sup>2+</sup> , 0,67                    | —                       | —     | —     | 9,65              | 8,79  | 5,29 | 73°10' | (Дир и др., 1965)                |
| Жадент                    | То же                               | Al, 0,57                                   | 1,62                    | 1,93  | 2,47  | 9,42              | 8,56  | 5,22 | 72°25' | Prewitt, Burnham, 1966           |
| Сподумен                  | Li, 0,78                            | То же                                      | 1,60                    | 2,07  | 2,26  | 9,50              | 8,30  | 5,24 | 69°40' | (Поваренных, 1966)               |
| Клинохлорит               | Mg, 0,78                            | Mg, 0,78                                   | —                       | —     | —     | 8,62              | 8,83  | 5,19 | 71°39' | Morimoto а. о., 1960             |
| Энстатит                  | Mg, 0,78                            | Mg, 0,78                                   | 1,58                    | 2,14  | 2,24  | 18,23             | 8,81  | 5,19 | (90°)  | Warren, Modell, 1930             |
| Ферросилит                | Fe <sup>2+</sup> , 0,83             | Fe <sup>2+</sup> , 0,83                    | —                       | —     | —     | 18,43             | 9,06  | 5,26 | (90°)  | (Дир и др., 1965)                |

\* Ссылки даны частично на первоисточники, частично на сводки (в скобках), из которых взяты соответствующие величины.

\*\* Состав Ca(Mg, Fe<sup>2+</sup>)<sub>0,65</sub>(Al, Fe<sup>3+</sup>)<sub>0,4</sub>[(Si<sub>1,5</sub>Al<sub>0,5</sub>)O<sub>6</sub>].

\*\*\* В T-позиции 0,5 ионов Si замещено Al.

из омфацитов с идеализированной формулой  $Na_{0,5}Ca_{0,5}(Mg, Fe^{2+})_{0,5} \times (Al, Fe^{3+})_{0,5}[Si_2O_6]$  была выполнена в пространственной группе  $P2_1$ . При этом было показано (Clark, Parke, 1966), что позиции  $M_1$  и  $M_2$  расщепляются каждая на четыре различные кристаллографические позиции, т. е. кристалл имеет упорядоченное расположение катионов с восемью структурными позициями вместо двух. Подробное расщепление позиций  $M_1$  и  $M_2$  в связи с явлением упорядочивания (особенно при низких температурах) можно ожидать и в других пироксенах сложного состава с возникновением различных структурных подтипов.

Еще до работы с монокристаллами омфацитов И. В. Гинзбург и Г. А. Сидоренко (1964) сделали попытку выделить эмпирически структурные типы пироксенов на основании «особых диагностических линий дебаеграмм» (порошкограмм). Всего ими было выделено девять структурных типов пироксенов, показанных на рис. 22 (Гинзбург, 1964); и «каждый из этих типов характеризуется своим набором диагностических линий». Выделение пяти из них в ряду I (см. рисунок 22) представляет более дробное подразделение структур энстатита и диопсида в соответствии с постепенным возрастанием содержаний Ca (сравни с рис. 21, а). Выделение типов II (эгирин) и IV (жадеит) и омфацита (III) лишь частично совпадает с приведенными выше данными по омфацитам. Однако, как подчеркивают Коулмен и Кларк (1968), «ни симметрия  $P2_1$ , ни упорядочивание катионов не могут быть обнаружены только из рассмотрения порошкограмм, поскольку рефлексы, противоречащие симметрии  $C2/c$ , очень слабые и не появляются на порошкограммах». Поэтому структурная классификация клинопироксенов лишь на основании порошкограмм, без изучения монокристаллов «не обещает ничего хорошего, так как исходные предположения неправильны» (Коулмен, Кларк, 1968).

Обратимся еще раз к вопросу об упорядоченности в пироксенах. Этот вопрос изучен совершенно недостаточно, и можно высказать лишь пред-

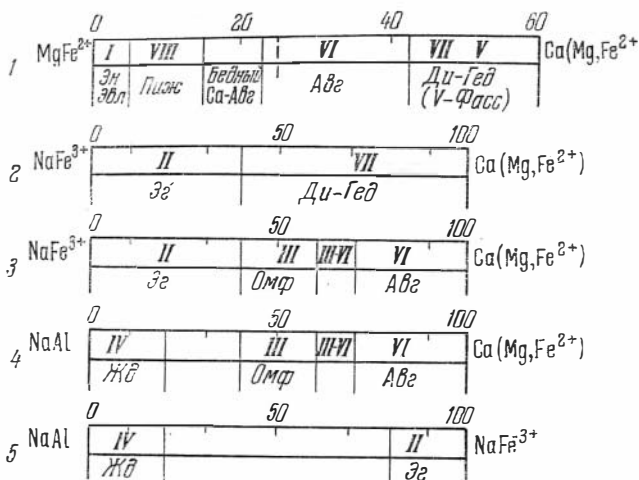


Рис. 22. Классификация структурных типов пироксенов (по И. В. Гинзбург, 1964)

1 — построен как перпендикуляр из середины основания трапеции с углами: энстатит — ортоферросилит — диопсид — геденбергит; 2 — медиана треугольника эгирин — диопсид — геденбергит; 3–5 — стороны треугольника эгирин — жадеит — авгит

варительные соображения, важные, однако, с точки зрения целей настоящей работы. Структурную упорядоченность в пироксенах можно рассматривать с разных сторон: 1) идентичность цепочек и их упорядоченность; 2) различные смещения и упорядоченность позиций  $M_1$  и  $M_2$ ; 3) упорядоченное распределение различных катионов в разных позициях ( $M_1$ ,  $M_2$ ,  $T$ ), например распределение Mg и  $Fe^{2+}$  между  $M_1$  и  $M_2$  в гиперстене. Упорядоченность катионов, имеющая для наших целей наибольшее значение, сама зависит от упорядоченности позиций (по пунктам 1 и 2). По-видимому, наименее упорядоченной следует считать структуру протоэнстатита, в которой все цепочки эквивалентны, позиции  $M_1$  и  $M_2$  наиболее сближены и распределение Mg в направлении  $x$  однообразно как АААА... (Morimoto a. o., 1959).

Структура некоторых гиперстенов оказывается упорядоченной. Как показал Гхоуз (Ghose, 1962, 1965), в железистых гиперстенах Mg входит в основном в позицию  $M_1$ ,  $Fe^{2+}$  — в позицию  $M_2$ . В таких случаях говорят о «надструктурах» (или «подрешетках») и внутрикристаллическом обменном равновесии катионов (см. § 33). Наиболее упорядоченной следует считать структуру типа омфацита, с расщеплением позиций  $M_1$  и  $M_2$  на «подпозиции» (надструктуры). Учитывая, что такой омфацит образован при высоких давлениях и относительно низких температурах (Coleman a. o., 1965), а структура протоэнстатита возможна лишь при самых высоких температурах и низких давлениях (выше  $1000^\circ C$ , до 4 кбар, см. § 1), и используя также аналогии с явлениями упорядочивания в других минералах, можно предположить, что степень упорядоченности катионов будет уменьшаться с повышением температуры (и понижением давления) и увеличиваться с понижением температуры (и повышением давления). Вероятно, пироксены основной массы эффузивов и субвулканов — наименее упорядоченные, пироксены вкрапленников, глубинных магматических пород и высокотемпературных метаморфических пород — частично упорядоченные (примерно в равной степени), а пироксены низкотемпературных метаморфических пород и пород высоких давлений (эклогиты, глаукофановые сланцы и др.) — наиболее упорядоченные. Следствием этого будет возможность более широких изоморфных замещений в первой совокупности и лишь определенных, избирательных замещений в третьей совокупности пироксенов.

Подобные же закономерности в отношении влияния температуры и давления намечаются и для распределения катионов между сосущест-

вующими парами минералов, поскольку приближение к идеальности с повышением температуры (см. главу 9) зависит от идеальности твердых растворов в самих минералах (и, в частности, от степени их упорядоченности).

Почти все указанные выше сведения о кристаллохимии пироксенов, приведенные в кратком обзоре, получены при рентгеноструктурном изучении пироксенов.

В то же время многие вопросы остаются неясными, и для их выяснения, помимо экспериментальных исследований, могут оказаться полезными статистические методы. Например, мы уже отмечали связь параметров решеток с составом (см. главы 10 и 11). Неясны формы вхождения многих компонентов, устанавливаемых химическими анализами, в частности неясно, входят ли в структуру пироксенов  $H_2O(OH)$  и  $K$ , в какой форме и при каких условиях входят  $Ti$ ,  $Fe^{3+}$  (без  $Na$ ) и т. д. Теоретически можно предсказать, какие катионы могут входить в какие позиции и какие изоморфные замещения возможны между ними, но какие из теоретически возможных вариантов осуществляются в различных природных пироксенах, заранее не ясно, и это можно решить с помощью корреляционного анализа. Мы уже перечисляли эти задачи в § 3, где сформулировали также, что статистическое решение их нужно начинать с выяснения законов распределения катионов в решетке пироксенов.

## § 6. ЗАКОНЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КАТИОНОВ В ПИРОКСЕНАХ

Знание законов распределения катионов в пироксенах важно как основа всего последующего статистического изучения (применение критериев и т. д.), а также для проверки некоторых наших представлений и гипотез. Теоретические законы распределения должны выводиться на основе модельных представлений, но некоторую информацию могут дать и эмпирические гистограммы.

Гистограммы распределений содержаний катионов во всей изученной совокупности пироксенов (рис. 23) представляют собой результат смешения многих распределений, среди которых необходимо различать следующие три случая распределения катионов в пироксенах: 1) из однородных вмещающих пород; 2) из пород, принадлежащих одному парагенетическому типу ( типовые распределения); 3) в совокупности из разных парагенетических типов пород (смешанные распределения). Очевидно, распределение на рис. 23 соответствует третьему случаю. Необходимо четко представлять соотношения между перечисленными распределениями.

Кроме того, эмпирически установлено (Добрецов, Пономарева, 1964б), что существенно различать распределения главных и второстепенных катионов. Ранее мы предположили, что катион можно считать второстепенным, если его содержания настолько малы, что практически не влияют на сумму катионов в решетке, т. е.  $\bar{x}_i \leq S_{\Sigma}$ , где  $\bar{x}_i$  — содержание  $i$ -катиона в минерале,  $S_{\Sigma}$  — стандартное отклонение суммы катионов, которое обычно равно 20—30 единицам кристаллохимической формулы. Такое распределение имеет большое значение для анализа корреляционных связей, однако для анализа распределений оно недостаточно. Катионы, составляющие 10—20 единиц и менее на 6000 ионов кислорода, мы будем называть примесями<sup>1</sup>, а кроме них выделять катионы, средние содержания которых отличаются от 0 или 1000 меньше чем на величину

<sup>1</sup> Чтобы не путать с определением «аксессуарный компонент» по В. С. Соболеву (1949).



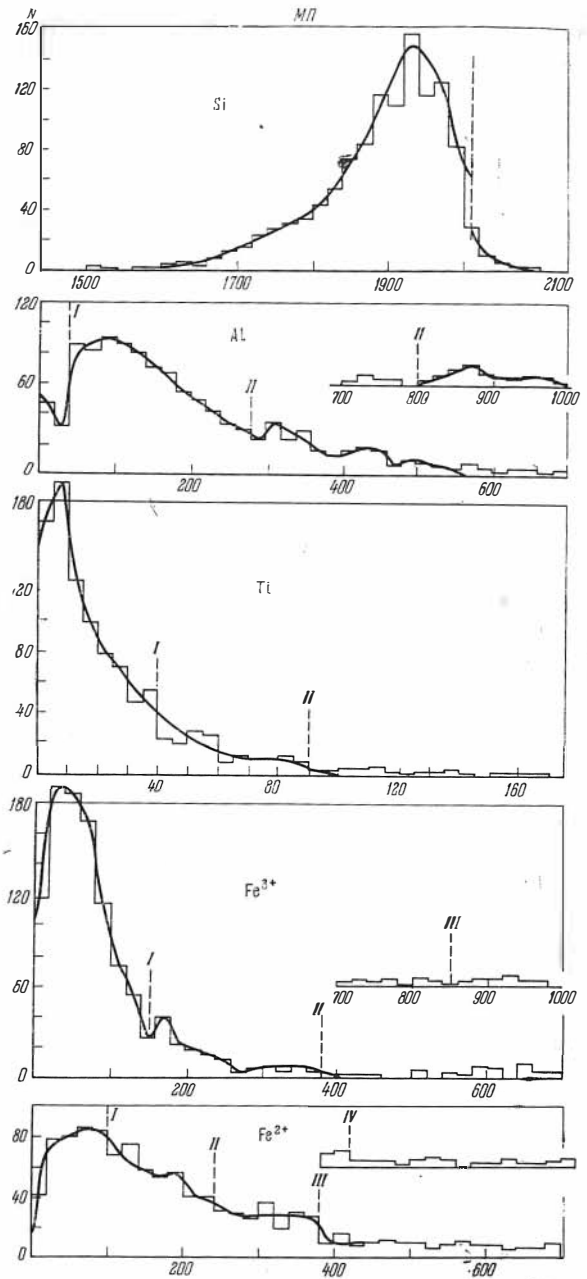
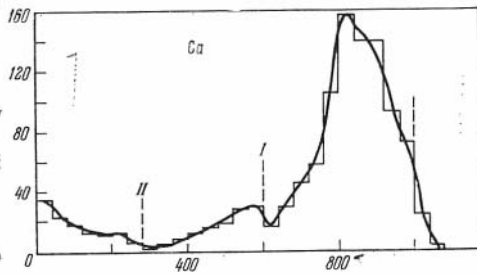
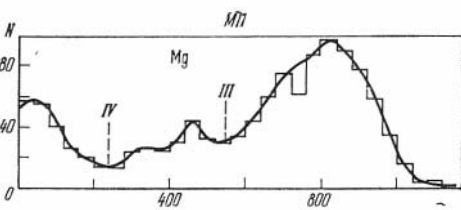
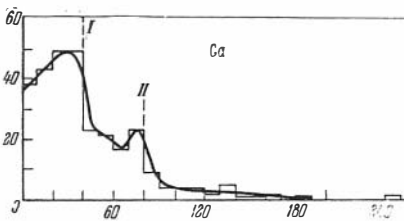
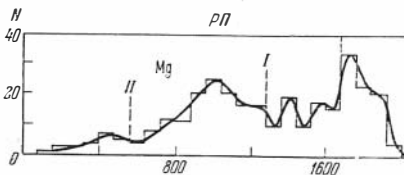
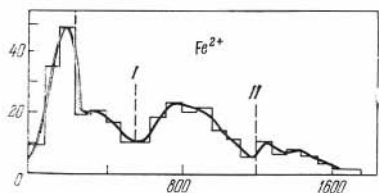
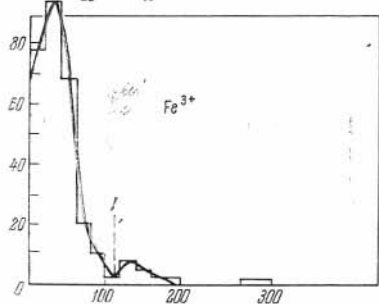
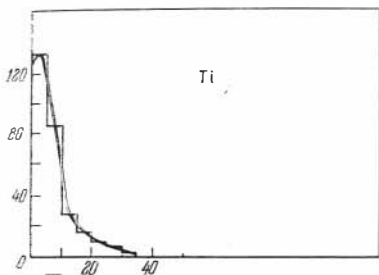
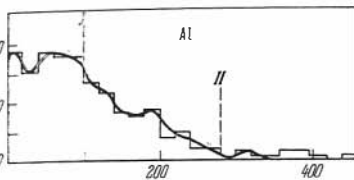
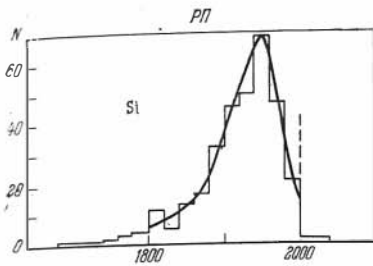


Рис. 23. Суммарные распределения катионов в ортопироксенах (PI) и клинопироксенах (MII)  
Пунктир I—IV — границы природных интервалов составов

их стандартного отклонения, так что сильно сказывается эффект усечения распределений (см. ниже). Для оставшихся (большинства) главных катионов мы и рассмотрим законы распределения, переходя от простейшего первого случая к третьему, а затем обсудим отклонения, вызываемые эффектом усечения, и особенности распределения компонентов-примесей.

Распределение катионов в минералах из однородных (в смысле состава и условий образования) вмещающих пород рассматривала Н. С. Маковская (1969). Однородность она предполагала в самом строгом смысле, включая постоянство концентраций элементов в различных точках расплава или раствора и одинаковую продолжительность времени вы-



деления элементов из раствора. Полагая, что в этих условиях действуют лишь факторы, обуславливающие случайный, вероятностный характер изоморфного замещения, Маковская предложила простую модель, в основе которой лежат следующие кристаллохимические представления.

В кристаллической структуре минерала рассматриваются пустоты одной позиции. Положим, что в пироксенах это пустоты позиции  $M_1$ , занимаемые элементами Mg и  $Fe^{2+}$ . Исключив из рассмотрения случай компенсационного изоморфизма, можно утверждать, что заполнение катионами пустот этой позиции не зависит от характера заполнения пустот других позиций, причем заранее невозможно предсказать точно, каким изоморфным элементом окажется заполнена та или иная конкретная

пустота. Таким образом, процесс заполнения пустот катионами представляет собой случайный, вероятностный процесс, и при довольно общих предположениях относительно его характера совокупность элементов, изоморфно замещающих друг друга в данных физико-химических условиях в рассматриваемой позиции, будет характеризоваться многомерным нормальным распределением. Наиболее существенным предположением при этом является то, что в случае изовалентного изоморфизма заполнение данной конкретной пустоты никак не связано с заполнением других пустот этой позиции.

Вывод о многомерном нормальном распределении можно обобщить на случай компенсационного гетеровалентного изоморфизма, если заполнение пустот соответствующих (обычно двух) позиций рассматривать независимо от заполнения пустот остальных позиций и, кроме того, предполагать независимость для пар пустот, относящихся к разным позициям и характеризующихся одинаковой суммарной валентностью. Например, при изоморфизме  $MgSi \rightleftharpoons AlAl$  независимость предполагается для пар пустот, состоящих из одной «большой» и одной «малой» пустоты; такая пара пустот принимает состояние либо  $MgSi$ , либо  $AlAl$ . Аналогичный вывод может быть сделан для дефектного гетеровалентного изоморфизма, например, типа  $3Mg \rightleftharpoons 2Al\Box$ .

Статистическое изучение пироксенов в пределах небольшого ( $50 \times 50$  м) практически мономинерального участка из скарновой зоны месторождения Верхнего Тетюхинской группы полиметаллических месторождений показало, что дисперсии элементов, обусловленные вероятностным характером изоморфного замещения, относительно малы и не превышают аналитической ошибки наблюдений. Более того, проверка однородности опробованных пироксенов привела к выводу, что однородность в том смысле, в котором она предполагалась Н. С. Маковской, не выдерживается уже в пределах небольшого практического мономинерального участка.

Геологов часто интересует распределение элементов в пределах интрузивного или рудного тела, некоторой зоны или целого месторождения. Здесь мы тем более не можем предполагать однородность условий минералообразования в достаточно узком смысле. Построение теоретических функций распределения элементов для таких объектов нужно осуществлять в предположении однородности в более широком смысле, например, однородности только  $P - T$ -условий. При изучении конкретного геологического объекта комплекс условий, относительно которого объект можно рассматривать однородным, а концентрации элементов в его условиях — случайными величинами, должен определяться, исходя из конкретной геологической обстановки.

Таким образом, в первом случае — распределение катионов в пироксенах из однородных вмещающих пород (сокращенно мы будем называть такие распределения «единичными») имеются в виду породы данного конкретного участка или всего геологического тела, которые были подвергнуты опробованию и для которых не была отвергнута гипотеза однородности. При этом гипотеза однородности может быть проверена с помощью дисперсионного анализа в случае сетевого опробования и с помощью критерия Родинона при опробовании по разрезу. Теоретические функции распределения катионов в пироксенах могут быть получены при стохастическом моделировании конкретного геохимического процесса, формирующего в пределах опробованного участка или геологического тела «концентрационное поле» (по выражению Б. И. Белова, 1966). При этом для правильного стохастического моделирования необходимо четко представлять тот комплекс условий, в отношении которого данный объект можно рассматривать как однородный.

Следует подчеркнуть, что изучение распределений элементов возмож-

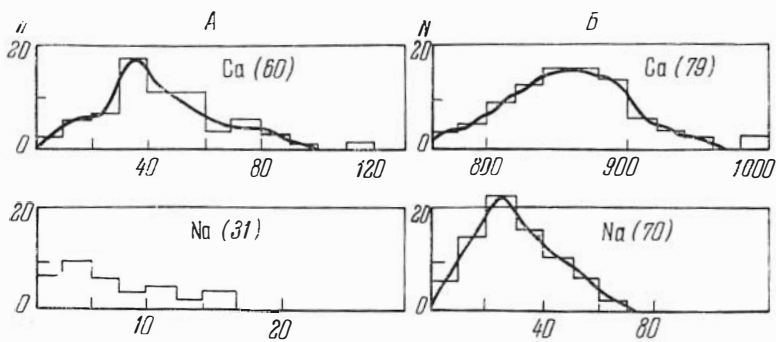
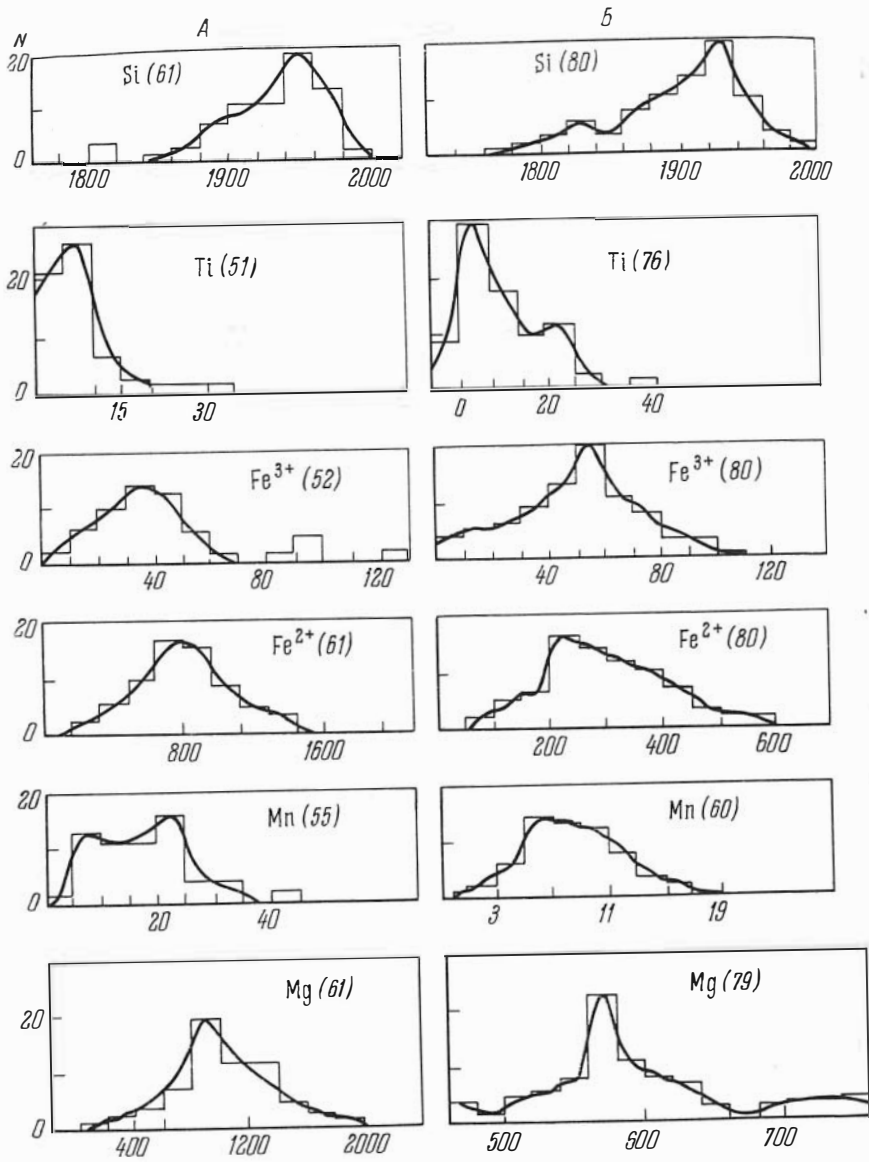
но лишь в случае, если дисперсия, обусловленная действием геохимических факторов, существенно превышает дисперсию аналитических ошибок. Гипотеза  $\sigma_{\text{геох}}^2 \leq \sigma_{\text{анал}}^2$  может быть проверена с помощью простейших схем дисперсионного анализа. При построении гистограмм можно нейтрализовать влияние аналитических ошибок, выбирая интервал группировки данных таким образом, чтобы он превышал среднеквадратическое отклонение ошибок. Дисперсии ошибок для различных катионов в пироксенах приведены ниже в табл. 3.3.

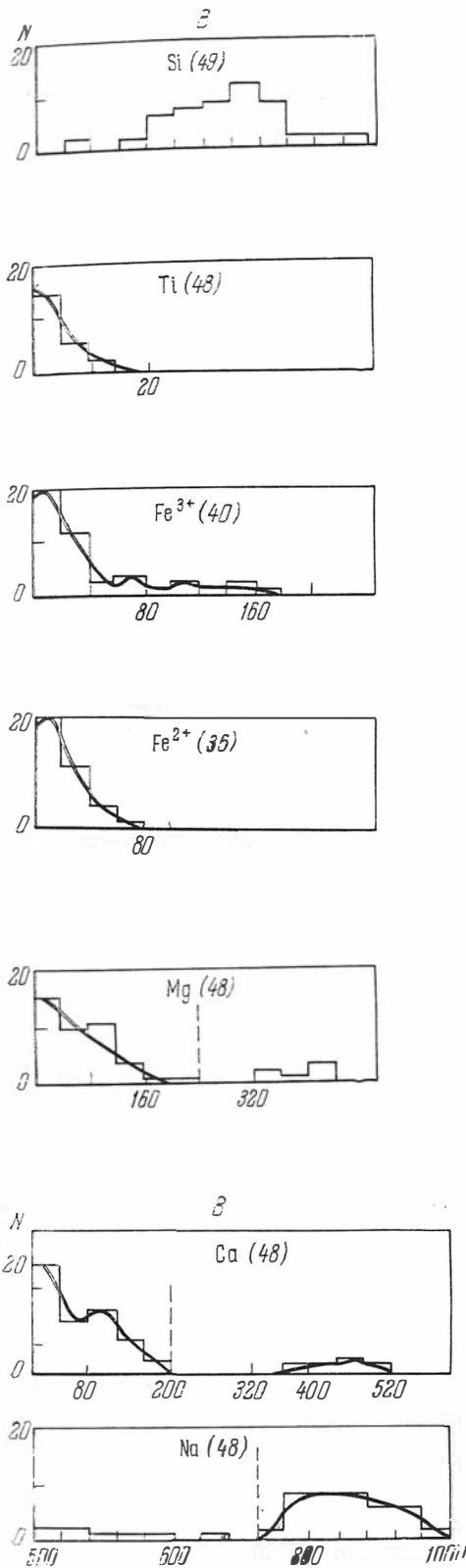
Переходя к «типovým» распределениям, отметим, что каждый парагенетический тип пироксенов характеризуется не точечными значениями  $T$ ,  $P$  и состава вмещающих пород, а некоторыми интервалами этих значений. Каждой совокупности значений  $T$ ,  $P$  и состава вмещающих пород, взятых из этих интервалов, отвечает некоторое «единичное» распределение катионов, причем можно считать, что для всех таких совокупностей в пределах одного парагенетического типа «единичные» распределения катионов одинаковы по типу, но характеризуются различными параметрами.

В настоящей работе выборки анализов пироксенов, соответствующие тому или иному парагенетическому типу, таковы, что однородные участки пород или целые геологические тела представлены в них единичными анализами. Эти единичные анализы мы будем считать точечными оценками математических ожиданий соответствующих «единичных» распределений. Точность таких оценок зависит от дисперсии «единичных» распределений, а также от дисперсии аналитических ошибок, если последняя сравнима с геохимической дисперсией или превышает ее.

Если бы мы оперировали «истинными» математическими ожиданиями, то их распределение, вообще говоря, не зависело бы от вида «единичных» распределений, и без построения соответствующей стохастической модели мы не могли бы предсказать вида кривой типового распределения. Однако в нашей ситуации эта независимость «единичного» и «типového» распределений не выдерживается из-за весьма приближенных оценок математических ожиданий. Вид кривой «типového» распределения будет зависеть главным образом от соотношения дисперсий «единичного» распределения, с одной стороны, и распределения «истинных» математических ожиданий — с другой. По-видимому, обычно дисперсии математических ожиданий в пределах типа невелики (поскольку интервалы составов вмещающих пород для каждого парагенетического типа довольно узки), и в этом случае типовое распределение будет отличаться от «единичного» лишь большей дисперсией и некоторым смещением математического ожидания. Например, при нормальном «единичном» распределении и равномерном распределении математических ожиданий с малой дисперсией мы получим типовое распределение в виде нормальной же кривой, несколько растянутой по оси абсцисс. При большей дисперсии математических ожиданий мы получим типовое распределение в виде симметричной уплощенной или плитообразной гистограммы.

К сожалению, выборки пироксенов для большинства выделенных в работе парагенетических, или формационных, типов оказались, как видно из Приложений, слишком малочисленными (обычно менее 20 анализов) и недостаточными для изучения в них распределений катионов. На рис. 24 приведены примеры распределения катионов в более многочисленных выборках парагенетических типов. Большинство этих распределений не противоречит нормальному (согласно проверке с помощью критерия  $\chi^2$ ) или комбинации равномерного распределения математических ожиданий и нормального «единичного» распределения (симметричные плитообразные или с уплощенной вершиной распределения, особенно для  $Mn$  и  $Na$ ). Лишь для  $Si$ ,  $Mg$  и  $Ca$  в нескольких случаях намечается





двувершинность, которая может служить признаком неоднородности. Однако здесь необходимо учитывать возможную непредставительность («неравномерность») опробования, которая заключается в том, что разновидности пород, относящихся к одному парагенетическому типу, представлены в выборке непропорционально их географической распространенности. Этот фактор имеет существенное значение в тех случаях, когда наблюдаются заметные вариации средних от одного массива пироксеносодержащих пород к другому (т. е. достаточно велика дисперсия математических ожиданий). С учетом влияния непредставительности мы считали многовершинность признаком неоднородности (см. § 3) лишь в тех случаях, когда максимумы на гистограммах четко сопоставлялись с геологически различными типами пород. Такое сопоставление наблюдается только для пироксенов типа *B* (см. рис. 24) (жадеиты и диопсид-жадеиты, см. § 25).

При описании распределения катионов в совокупности из разных парагенетических типов пород удобно воспользоваться так называемым процессом рандомизации. Поясним это на примере нормальных типовых распределений. Положим, что все типовые распределения в рассматриваемой совокупности нормальны, более того — имеют одинаковую дисперсию и различаются лишь параметром  $m$  ( $m$  — математическое ожидание). Тогда совокупность типовых плотностей распределения можно записать так:

$$f(x, m) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x-m}{\sigma}\right)^2},$$

где  $m$  — переменная величина.

Рис. 24. Распределения главных катионов в некоторых типах пироксенов

*A* — ортопироксены из двупироксеновых гнейсов. *B* — клинопироксены из двупироксеновых гнейсов. *B* — жадеитовые пироксены из жадеитовых пород

В общем случае удобно рассматривать параметр  $m$  как случайную величину, даже если изменение этого параметра в пределах совокупности из разных типов пород окажется не случайным (в этом и заключается процесс рандомизации). Тогда в зависимости от того, непрерывно или дискретно распределение  $m$ , мы получим следующие формулы для плотности распределения компонента в совокупности из различных типов пород:

$$\omega(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, m) u(m) dm,$$

$$\omega(x) = \sum_k f(x, m_k) p_k, \quad p_k \geq 0, \quad \sum p_k = 1,$$

где  $u(m)$  — непрерывная плотность распределения параметра  $m$ ,  $p_k$  — вероятность значения  $m_k$  в случае дискретного распределения параметра  $m$ .

Плотности такого вида называются в теории вероятностей смесями (Феллер, 1967) или смешанными распределениями.

Разумеется, нельзя предсказать вид кривой смешанного распределения, не зная типовых распределений и распределения параметра  $m$ , и в этом случае опять необходимо построение соответствующих стохастических моделей.

При выводе формулы смешанного распределения мы допустили существенное ограничение, что все типовые распределения одинаковы и различаются лишь одним параметром (в нашем случае параметром  $m$ ). Это предположение обычно не выдерживается (в различных парагенетических типах распределение компонента может быть различным), но для приближенного описания распределения компонента в совокупности из разных типов пород приведенные смешанные распределения весьма удобны. Более сложные случаи могут быть рассмотрены с помощью аналогичных приемов.

На рис. 25 представлены гистограммы, иллюстрирующие распределение катионов в пироксенах различных фаций и формаций. Как видно из рисунков, эти гистограммы обычно характеризуются многовершинностью или резкой асимметрией, причем каждая вершина обычно соответствует отдельному парагенетическому типу. При этом на характере гистограммы может сказываться непредставительность как по географическому признаку, так и по парагенетическим типам пород, хотя, как можно предполагать, число анализов в формации или в суммарной выборке примерно пропорционально распространенности соответствующих типов пород.

На рис. 23, как уже отмечалось, гистограммы характеризуют распределение катионов во всей изученной совокупности пироксенов. Для Si, Ti, Fe<sup>3+</sup>, Na (в клинопироксенах) мы имеем одновершинные однородные распределения (несколько растянутые по оси абсцисс для Fe<sup>3+</sup> и Na). Многовершинность, согласно критерию С. Гольдина  $U$  (см. § 3), значима лишь для Al, Fe<sup>2+</sup> (в ортопироксенах), Mg и Ca. Минимумы на гистограммах могут служить границами подразделений и учитываться при классификации пироксенов. Такие границы намечены на рис. 23 пунктиром. Гистограмма Fe<sup>2+</sup> в клинопироксенах имеет ступенчатый характер с примерно равномерным распределением в пределах ступеней. Эти ступени в клинопироксенах и максимумы в ортопироксенах и соответствующие им интервалы железистости, также намеченные пунктиром, отвечают естественным породным группам по основности (см. главу 9).

Как видно из рис. 23 и 25, распределения главных катионов в орто- и клинопироксенах существенно не различаются, и даже интервалы же-

лезистости в тех и других пироксенах хорошо соответствуют друг другу, если содержание Mg и Fe<sup>2+</sup> в ортопироксенах уменьшить вдвое. Некоторое отличие имеется для Ti и Al (за счет титанавитов и жадеитовых клинопироксенов), и существенно различаются только распределения Ca и Na, которые в ортопироксенах — второстепенные или примесные компоненты. Дополнительные различия имеются для других примесных компонентов.

На рис. 23 для Si, Ti, Fe<sup>3+</sup> и Na (в клинопироксенах) хорошо заметна асимметричность распределений. Они как бы обрезаны по нулевому значению для Ti, Fe<sup>3+</sup>, Ca (в ортопироксенах) и по значениям 2000 для Si, 1000 для Ca (в клинопироксенах). Соответствующая проверка с помощью критерия  $\chi^2$  показывает, что распределения этих элементов не противоречат усеченному нормальному распределению. Степень усечения для Ti, Fe<sup>3+</sup> и Na около 0,6 (т. е. усечена почти половина распределения), для Si около 0,2—0,3.

Эффект усечения возникает вследствие того, что содержания Ti, Fe<sup>3+</sup>, Na (и других катионов) не могут быть меньше нуля, Si и Ca (в клинопироксенах) — больше 2000 и 1000 соответственно. Здесь есть некоторая аналогия с усеченными гистограммами мощностей осадков, на основании которых А. Н. Колмогоров (1949) рассмотрел модель усеченных распределений.

Заметный эффект усечения может проявиться в определенных парагенетических типах для любого из главных катионов, если, как отмечено выше, их среднее отличается от предельных значений 0 или 1000 (2000) меньше чем на величину 1—1,5 их среднеквадратичных отклонений. Так, в пироксенах из ультраосновных пород усечено распределение Fe<sup>2+</sup>, в железистых и многих натровых пироксенах — распределение Mg и т. д. Поэтому асимметрия распределения главных катионов в данном парагенетическом типе пироксенов может быть следствием усечения, а не смешения нескольких распределений. При малом объеме выборки различать эти случаи невозможно.

Катионами-примесями, согласно приведенному выше определению, являются Mn, Cr, Ti, K из распространенных элементов и Co, V, Sr, Sc и другие из ряда редких элементов в большинстве типов орто- и клинопироксенов, а также Na в ортопироксенах, Ti, Fe<sup>3+</sup> в некоторых орто- и клинопироксенах. Наоборот, Mn, Cr, V в некоторых типах не примесные. В целом в ортопироксенах большее число катионов ведет себя как примеси по сравнению с клинопироксенами. Примесные катионы во всех случаях характеризуются резко асимметричными распределениями (рис. 26), но в отличие от усеченных распределений главных катионов они лучше согласуются с гипотезой о распределении Пауссона. Это справедливо, в частности, для суммарных выборок (см. рис. 26).

В отдельных парагенетических типах могут наблюдаться отклонения (см., например, Mg на рис. 24), но в этих случаях дисперсия соизмерима со средней дисперсией ошибок химических анализов, и соответствующие распределения могут оказаться просто распределениями ошибок. В гистограммах для Cr и Mn (в клинопироксенах) обнаруживаются дополнительные максимумы, соответствующие собственно марганцовистым и хромистым пироксенам. Границы для них намечены на рис. 26 пунктиром. Пунктирные границы для Na (в ортопироксенах) и K, вероятно, отделяют анализы, загрязненные примесями K- и Na-минералов (см. § 7).

Резюмируя все сказанное, можно, отметить следующее.

1. Для целей этой работы следует выделять «единичные», типовые и смешанные распределения.

Теоретические функции «единичных» распределений могут быть получены лишь при стохастическом моделировании конкретного геохими-



ческого процесса, формирующего в пределах исследуемого объекта «концентрационное поле». Типовые распределения в большинстве случаев будут повторять основные особенности «единичных» распределений, отличаться от них главным образом большей дисперсией и некоторым смещением математического ожидания. Более сложные случаи возникают, если математические ожидания в пределах парагенетического типа характеризуются достаточно большой дисперсией.

Смешанные распределения гораздо меньше связаны с особенностями перечисленных распределений, и вид кривой смешанного распределения невозможно предсказать без стохастической модели, которая воспроизводит «пироксенообразующие» геохимические процессы.

2. Некоторую предварительную информацию о типовых и смешанных распределениях можно получить при изучении гистограмм (см. рис. 23—26). При этом существенно различать распределения главных и примесных компонентов.

Типовые эмпирические распределения главных компонентов обычно не противоречат гипотезе нормального распределения или гипотезе смещения нормального и равномерного распределений, реже — гипотезе усеченного нормального распределения. Смешанные распределения главных компонентов часто характеризуются резкой асимметрией и многовершинностью, причем асимметрия нередко связана с эффектом усечения. Особенно значительен этот эффект для Ti, Fe<sup>3+</sup> и Si в суммарных выборках.

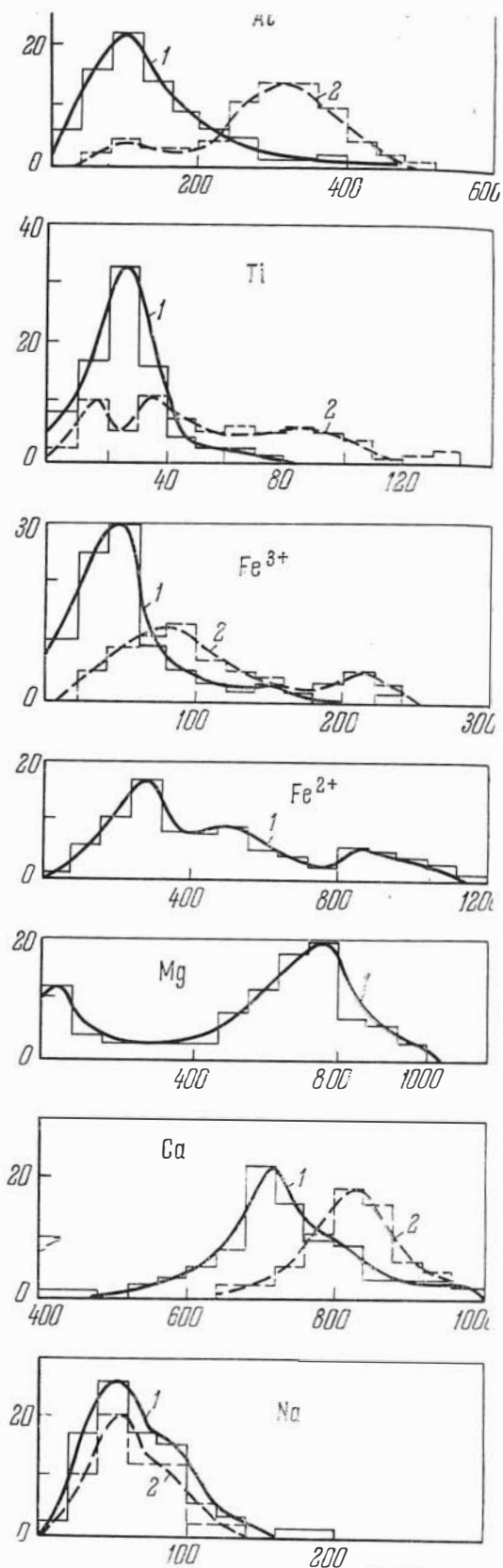
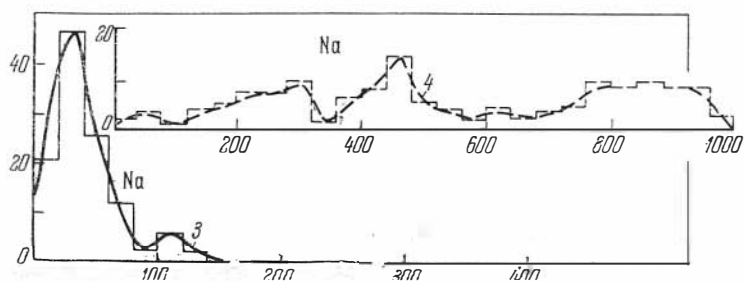
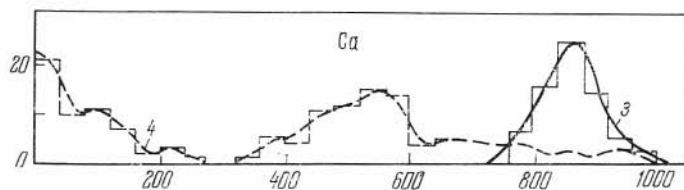
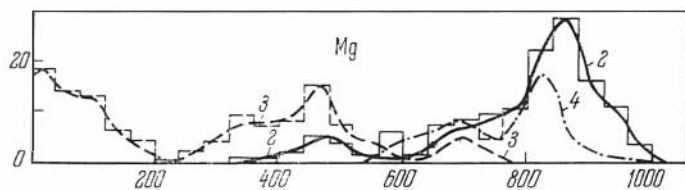
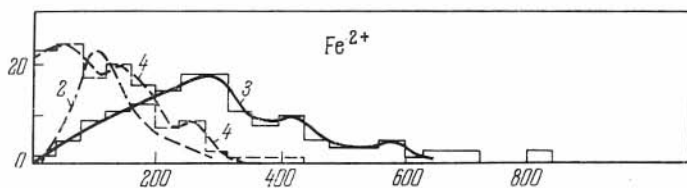
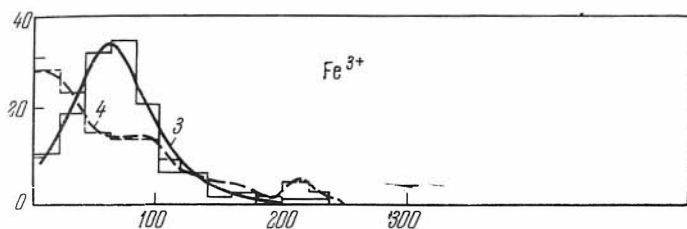
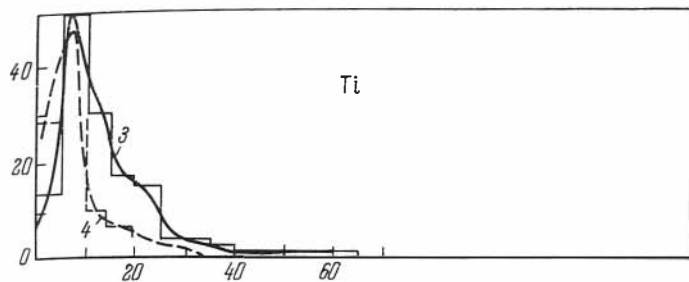
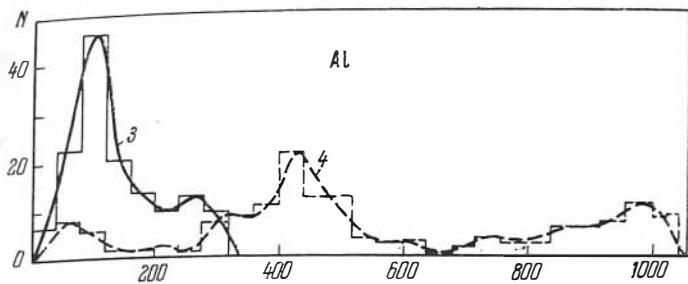


Рис. 25. Распределения главных катионов в клинопироксенах пород некоторых магматических формаций и метаморфических фаций

- 1 — трапсовая формация,
- 2 — континентальная щелочная оливинбазальтовая формация,
- 3 — дупироксеновая (гранулитовая) фация.
- 4 — фации высоких давлений (эклгиты и жадеитовые породы)



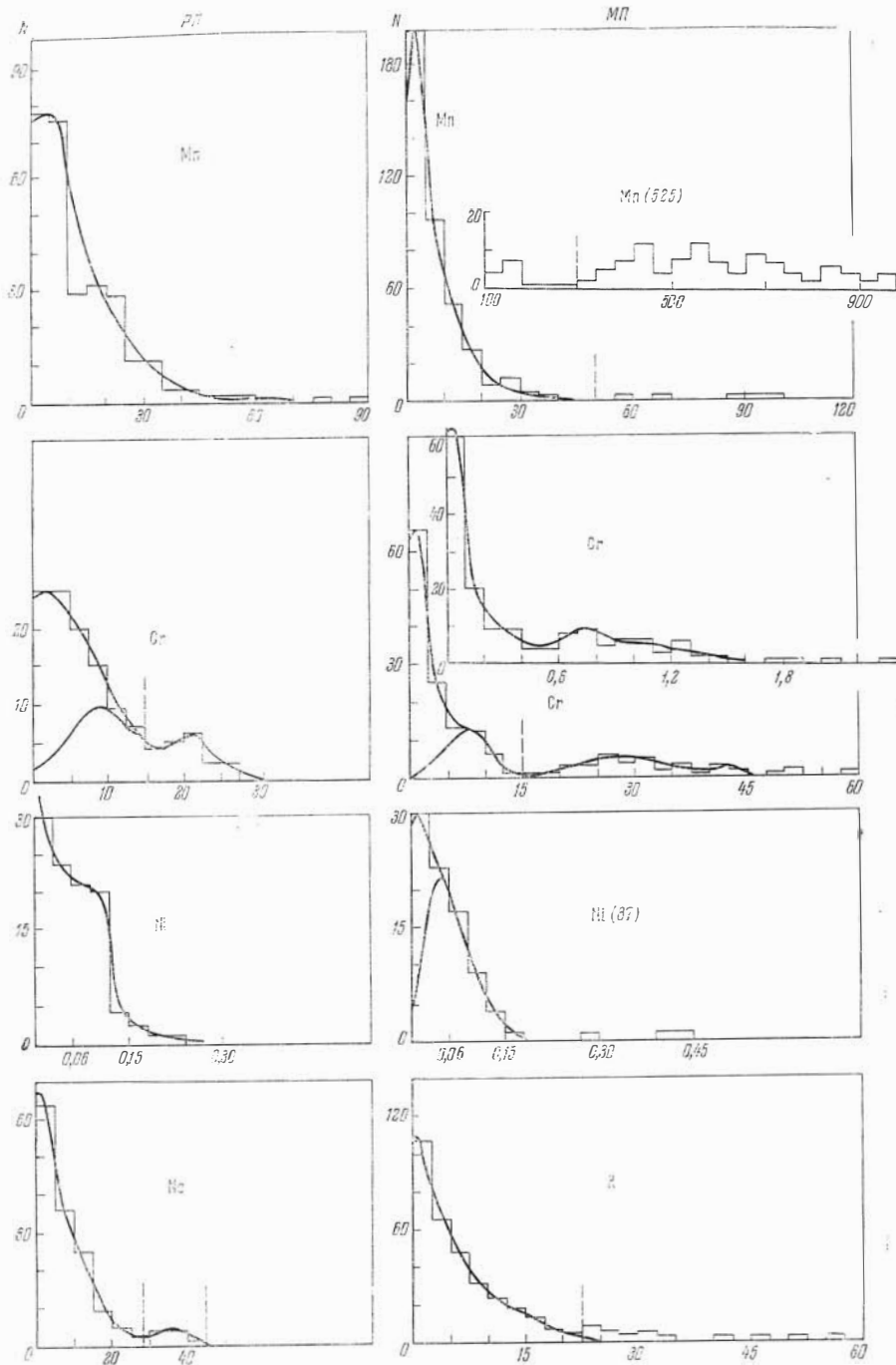


Рис. 26. Распределения элементов-примесей в ромбических и моноклинных пироксенах  
 Для Cr и Ni в области малых значений нижняя кривая — только по химическим анализам, верхняя — с учетом спектральных анализов

Компоненты-примеси во всех случаях характеризуются резко асимметричными распределениями, которые не противоречат гипотезе пуассоновского распределения.

3. Статистические критерии, основанные на нормальном распределении ( $t$ - и  $F$ -критерии, критерий значимости коэффициента корреляции и др.) могут быть более или менее обоснованно использованы для проверки статистических гипотез в отношении главных компонентов. При этом для  $Si$ ,  $Ti$  и  $Fe^{3+}$  в суммарной выборке надо учитывать эффект усечения. Для примесных компонентов мы ограничимся приближенными сопоставлениями или будем использовать непараметрические критерии.

## § 7. КОРРЕЛЯЦИИ МЕЖДУ КАТИОНАМИ. РОЛЬ ОТДЕЛЬНЫХ КАТИОНОВ В ПИРОКСЕНАХ

Задачей корреляционного анализа связей между содержаниями катионов в пироксенах, как было сформулировано в § 3, является проверка гипотез о наличии реальных изоморфных замещений из числа теоретически возможных. Для использования анализа связей между содержаниями катионов нужно, чтобы содержания катионов удовлетворяли следующим условиям:

1) колебания содержаний катионов должны заметно превышать колебания, связанные с ошибками анализов, т. е.  $S_{кат} \gg S_{анал}$ , где  $S_{анал}$  — величины, приведенные в табл. 2.1;

2)  $S_{кат} > S_{\Sigma}$ ; отклонения суммы катионов ( $S_{\Sigma}$ ) в пироксенах в основном связаны с ошибками анализов (см. § 4), поэтому данное условие сходно с предыдущим, но имеет и другой смысл: однозначная трактовка коэффициентов корреляции как показателей изоморфных замещений наиболее очевидна при постоянной сумме катионов, поэтому колебания содержаний катионов в изучаемой совокупности должно быть не меньше колебаний самой суммы; второе условие шире первого и в большинстве случаев включает его;

3)  $x_{кат} \geq S_{\Sigma}$ ; компоненты-примеси, которые не удовлетворяют этому условию, так же как и в предыдущем случае; практически не влияют на сумму катионов, т. е. система для них открытая; кроме того, компоненты-примеси имеют резко асимметричное распределение, и использование для них обычных коэффициентов корреляции не имеет смысла.

Для катионов, не удовлетворяющих этим трем условиям, коэффициенты корреляции отражают не изоморфные замещения, а корреляцию ошибок определений или общие геохимические тенденции в магме или растворе<sup>1</sup>. Это относится в первую очередь к  $Cr$ ,  $Mn$ ,  $Ni$ ,  $K$ , а также к  $Ti$  и  $Na$  в большинстве типов ортопироксенов,  $Ti$  и  $Fe^{3+}$  в некоторых клинопироксенах. Связи  $Mn$ ,  $Cr$  и  $Ti$  имеют смысл только в пироксенах, богатых этими компонентами. В остальных случаях их коэффициенты корреляции в таблицах опускаются или заменяются знаком  $H$  — неопределенность. Для главных компонентов, таких, как  $Ti$ ,  $Si$ ,  $Fe^{3+}$ , во многих случаях  $Na$  и  $Ca$ , необходимо учитывать эффект усечения и возникающую при этом асимметрию. Поэтому мы учитываем в основном лишь сильные связи этих катионов.

Полезно также различать следующие четыре типа корреляционных связей между катионами:

1) связи внутри парагенетического типа пироксенов при относительном постоянстве состава и условий образования пород характеризуют «внутренние» изоморфные замещения: может заметно сказываться корреляция между ошибками химических анализов;

<sup>1</sup> Второе условие наименее очевидно в данном отношении, поэтому мы использовали его с некоторыми оговорками и исключениями.

2) связи между катионами пироксенов одной формации или фации при закономерной смене состава и относительном постоянстве внешних условий образования пород характеризуют «внешние» изоморфные замещения, определяемые в основном закономерностями изменения состава пород; другими словами, это корреляция между средними содержаниями в разных парагенетических типах, в пределах одной формации (фации); она может как усиливаться, так и затухать связями первого типа, так как связи типов 1 и 2 могут быть противоположного знака;

3) связи между катионами пироксенов пород одного состава, но разных формаций (фаций), определяются в основном изменением «внешних» условий образования;

4) связи между катионами сводной группы пироксенов (всей в целом или магматических и метаморфических пород отдельно) характеризуют «средневзвешенные» изоморфные замещения, вызываемые комбинацией всех трех причин — «внутренними» и «внешними» вариациями состава и условий образования; в этом случае определить, какие причины конкретно вызывают ту или иную связь, трудно, но этот случай дает наиболее общую картину всех связей реально проявляемых в природных пироксенах.

Рассмотрим сначала сводные таблицы коэффициентов корреляции между содержаниями катионов. В табл. 3.2 приведены средние стандарты и коэффициенты корреляций между содержаниями катионов в ромбических пироксенах из эффузивных, интрузивных и метаморфических пород, а в табл. 3.3 — средние стандарты и коэффициенты корреляции в моноклинных пироксенах из тех же трех групп пород, причем метаморфические клинопироксены подразделены на две группы — безнатровые и натровые (жадеитовые и эгириновые).

В ромбических пироксенах эти сводные связи ранее рассматривались одним из авторов (Добрецов, 1959), но на более ограниченном материале (40 анализов). Автор пришел к выводам о наличии следующих изоморфных замещений:

1)  $\text{Si}^{4+} \rightleftharpoons \text{Al}^{3+}$  (избыточный заряд компенсируется различными способами);

2)  $\text{Si}^{3+} \rightleftharpoons \text{Ti}^{4+}$  (слабая связь);

3)  $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+}$  (очень сильная связь между ними не зависит от других связей);

4)  $\text{Mn}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Mn}^{2+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ ;

5)  $\text{Ca}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+}$  (?).

Все эти связи находят свое подтверждение в табл. 3.2 и 3.3. — как в орто-, так и клинопироксенах; кроме этого, проявляется ряд дополнительных связей, особенно в натровых клинопироксенах (см. также: Добрецов, Пономарева, 1964а), которые характеризуют замещения типа:  $\text{Na} \rightleftharpoons \text{Ca}$ ;  $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Al}_{\text{VI}}$ ;  $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Al}_{\text{VI}}$ ;  $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$  и др. Сильные положительные связи, такие, как связи  $\text{Al}_{\text{IV}}$  с  $\text{Fe}^{3+}$  или  $\text{Al}_{\text{VI}}$ ,  $\text{Na}$  с  $\text{Al}_{\text{VI}}$  или  $\text{Fe}^{3+}$ , свидетельствуют о наличии определенных группировок — миналов, ведущих себя как единое целое при гетеровалентных изоморфных замещениях (чермакитовые, жадеитовый, эгириновый и другие миналы).

В целом коэффициенты корреляции в табл. 3.2 и 3.3. можно разбить на две группы:

1) отрицательные связи (особенно сильные) устанавливаются главным образом между сходными катионами, находящимися в одной позиции, например, в группе  $M_2$  — между  $\text{Ca}$  и  $\text{Na}$ , в группе  $(M_1, R^{2+})$  — между  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$ , в группе  $(M_2, R^{3+})$  — между  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ ;  $\text{Ti}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , в группе  $T$  — между  $\text{Si}$  и  $\text{Al}_{\text{IV}}$ , реже  $\text{Ti}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ;

Коэффициенты корреляции между катионами ромбических пироксенов

| Катионы          | Тип* | $\bar{x}$ | S   | Na    | Ca    | Mg    | Mn    | Fe <sup>2+</sup> | Fe <sup>3+</sup> | Ti    | Al <sub>VI</sub> | Al <sub>IV</sub> |
|------------------|------|-----------|-----|-------|-------|-------|-------|------------------|------------------|-------|------------------|------------------|
| Si               | 1    | 1944      | 29  | —     | —     | —     | +0,54 | +0,49            | —                | —     | -0,54            | -0,86            |
|                  | 2    | 1923      | 46  | —     | —     | —     | —     | —                | -0,28            | —     | -0,26            | -0,87            |
|                  | 3    | 1933      | 32  | —     | —     | —     | +0,31 | +0,36            | -0,38            | -0,32 | —                | -0,90            |
| Al <sub>VI</sub> | 1    | 27        | 28  | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2    | 26        | 30  | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3    | 25        | 34  | —     | —     | —     | —     | -0,35            | —                | —     | —                | —                |
| Ti               | 1    | 10        | 9   | —     | +0,47 | -0,49 | —     | (+0,40)          | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2    | 6         | 7   | +0,30 | +0,39 | -0,51 | +0,34 | -0,45            | +0,29            | —     | —                | —                |
|                  | 3    | 9         | 8   | —     | +0,40 | -0,27 | —     | —                | (+0,20)          | —     | —                | —                |
| Fe <sup>3+</sup> | 1    | 54        | 22  | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2    | 30        | 31  | —     | +0,32 | -0,45 | —     | —                | +0,33            | —     | —                | —                |
|                  | 3    | 48        | 44  | —     | —     | -0,43 | -0,26 | —                | —                | —     | —                | —                |
| Fe <sup>2+</sup> | 1    | 563       | 202 | —     | —     | -0,94 | +0,52 | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2    | 330       | 240 | —     | +0,26 | -0,94 | +0,77 | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3    | 790       | 213 | —     | —     | -0,91 | +0,59 | —                | —                | —     | —                | —                |
| Mn               | 1    | 17        | 12  | —     | —     | -0,48 | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2    | 8         | 7   | —     | +0,30 | -0,72 | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3    | 17        | 10  | —     | —     | -0,53 | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
| Mg               | 1    | 1278      | 217 | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2    | 1546      | 230 | —     | -0,40 | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3    | 1669      | 212 | —     | -0,27 | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
| Ca               | 1    | 78        | 54  | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2    | 60        | 42  | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3    | 39        | 28  | +0,49 | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
| Na               | 1    | 8         | 11  | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2    | 4         | 8   | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3    | 8         | 12  | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |

\* 1—ортопироксены из эффузивов,  $n=22$ ,  $r \geq 0,42$ ; 2—ортопироксены из интрузивных пород,  $n=59$ ,  $r \geq 0,25$ ; 3—ортопироксены из метаморфических пород (двупироксеновых гнейсов),  $n=59$ ,  $r \geq 0,25$ .

2) связи между катионами разных групп, а также катионами, имеющими малые содержания и малые дисперсии (независимо от их принадлежности к той или иной группе), могут быть самыми различными, но чаще положительными.

Весьма характерен тот факт, что связи (особенно второй группы) резко различаются как для разных крупных групп в табл. 3.2 и 3.3, так и особенно для разных парагенетических типов. Поэтому мы перейдем к характеристике связей и изоморфных замещений отдельных катионов с использованием коэффициентов корреляции в отдельных парагенетических группах (табл. 3.4—3.12). Обозначения типов (РЭ, РИ, РМ, РГ, МЭ, МИ, ММ, МГ) и их характеристики приведены в главах 4—7; в частности, для справок можно смотреть ключ в табл. 4.1—7.1.

Кремний. В наших пересчетах Al<sub>IV</sub> дополняет кремний до 2000, поэтому связь Si и Al<sub>IV</sub>, согласно пересчету, близка к -1 и отклоняется

Коэффициенты корреляции между катионами моноклиновых пироксенов

| Катионы          | Тип * | $\bar{x}$ | S   | K     | Na    | Ca    | Mg    | Mn    | Fe <sup>2+</sup> | Fe <sup>3+</sup> | Ti    | Al <sub>VI</sub> | Al <sub>IV</sub> |
|------------------|-------|-----------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|------------------|------------------|-------|------------------|------------------|
| Si               | 1     | 1793      | 83  | -0,33 | -0,41 | —     | +0,36 | —     | +0,24            | -0,67            | -0,59 | —                | -0,97            |
|                  | 2     | 1901      | 66  | -0,17 | -0,40 | —     | -0,21 | +0,32 | +0,35            | -0,52            | -0,64 | -0,21            | -0,80            |
|                  | 3     | 1901      | 61  | -0,29 | —     | —     | —     | +0,28 | +0,34            | —                | -0,56 | -0,58            | -0,99            |
|                  | 4     | 1955      | 42  | —     | +0,58 | -0,60 | -0,53 | —     | -0,54            | —                | —     | +0,58            | -0,98            |
| Al <sub>VI</sub> | 1     | 79        | 73  | —     | +0,40 | -0,63 | -0,13 | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2     | 29        | 36  | +0,31 | +0,40 | —     | —     | —     | -0,22            | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3     | 43        | 49  | -0,30 | +0,19 | -0,23 | —     | -0,23 | -0,31            | —                | +0,34 | —                | —                |
|                  | 4     | 590       | 236 | +0,21 | +0,93 | -0,95 | -0,93 | —     | -0,68            | -0,32            | —     | —                | —                |
| Ti               | 1     | 40        | 28  | +0,32 | +0,46 | —     | -0,41 | —     | —                | +0,30            | —     | —                | —                |
|                  | 2     | 28        | 19  | —     | +0,27 | —     | —     | —     | —                | +0,41            | —     | —                | —                |
|                  | 3     | 12        | 10  | +0,27 | +0,44 | -0,28 | —     | —     | —                | +0,33            | —     | —                | —                |
|                  | 4     | 7         | 8   | —     | +0,31 | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
| Fe <sup>3+</sup> | 1     | 88        | 52  | +0,40 | +0,25 | +0,21 | -0,49 | -0,26 | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2     | 52        | 33  | —     | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3     | 68        | 59  | —     | +0,70 | —     | -0,41 | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 4     | 79        | 80  | +0,35 | -0,32 | +0,33 | +0,63 | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
| Fe <sup>2+</sup> | 1     | 145       | 59  | —     | —     | -0,25 | -0,27 | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2     | 614       | 271 | —     | —     | —     | -0,92 | +0,74 | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3     | 335       | 181 | —     | -0,20 | -0,17 | -0,69 | +0,39 | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 4     | 50        | 47  | —     | -0,69 | +0,68 | +0,56 | +0,45 | —                | —                | —     | —                | —                |
| Mn               | 1     | 4         | 4   | —     | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2     | 14        | 7   | —     | +0,28 | —     | —     | -0,74 | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3     | 11        | 10  | —     | —     | —     | —     | -0,40 | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 4     | 10        | 10  | —     | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
| Mg               | 1     | 776       | 121 | -0,28 | -0,50 | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2     | 517       | 297 | —     | -0,25 | -0,31 | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3     | 643       | 195 | —     | —     | -0,27 | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 4     | 319       | 232 | —     | -0,96 | +0,97 | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
| Ca               | 1     | 819       | 89  | —     | -0,35 | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2     | 728       | 97  | —     | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3     | 850       | 133 | -0,18 | -0,33 | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 4     | 319       | 245 | -0,30 | -0,98 | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
| Na               | 1     | 49        | 32  | +0,39 | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2     | 31        | 16  | +0,63 | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3     | 41        | 52  | —     | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 4     | 620       | 251 | -0,45 | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
| K                | 1     | 8         | 10  | —     | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 2     | 6         | 4   | —     | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 3     | 4         | 8   | —     | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |
|                  | 4     | 10        | 12  | —     | —     | —     | —     | —     | —                | —                | —     | —                | —                |

\* 1—клинопироксены вкрупненников в базальтах,  $n=112$ ,  $r \geq 0,195$ ; 2—клинопироксены из интрузивных пород трапцовой формации,  $n=105$ ,  $r=0,21$ ; 3—клинопироксены из метаморфических пород двупироксеновой фации,  $n=12$ ,  $r \geq 0,18$ ; 4—натровые клинопироксены из эклогитозой фации и глаукофановых сланцев,  $n=95$ ,  $r \geq 0,80$ .

заметно от —1 только в тех группах, где хотя бы в части анализов наблюдался недостаток Al или избыток Si (свыше 2000). Никакой дополнительной информации корреляция Si и Al<sub>IV</sub> не содержит и поэтому в табл. 3.4 не приведена.

Наибольший интерес представляют связи Si с Al<sub>VI</sub>, Ti и Fe<sup>3+</sup>. В случае вхождения в пироксены чермакитового компонента по схеме SiR<sup>2+</sup>→

→ $Al_{IV} R^{3+}$  (или вообще  $2R^{3+}$ ) следует ожидать отрицательные связи Si (и положительные связи  $Al_{IV}$ ) с этими катионами. В суммарных выборках эти связи отчетливы и для орто-, и для клинопироксенов, кроме натровых клинопироксенов, где они затушеваны вследствие изоморфного вхождения  $R^{3+}$  главным образом по схеме  $CaR^{2+} \rightarrow NaR^{3+}$ . Значения коэффициентов корреляции возрастают, если объединить  $R^{3+} = Al_{IV} + Ti + Fe^{3+}$  и рассмотреть множественную корреляцию Si и  $R^{3+}$ .

В отдельных парагенетических и формационных типах пироксенов (см. табл. 3.4) отрицательные связи Si и  $R^{3+}$  также проявлены, но в отличие от суммарной выборки значительно ослаблены и проявляются лишь частично, т. е. для отдельных катионов —  $Al_{VI}$ , или  $Fe^{3+}$  и Ti. В наибольшей степени эти связи Si и  $R^{3+}$  ослаблены в орто- и клинопироксенах из гипербазитов, где лишь в некоторых типах проявлены связи Si и  $Fe^{3+}$ , и в клинопироксенах — вкрапленниках из базальтов, где связи Si,  $Al_{VI}$  и  $Fe^{3+}$  вообще отсутствуют, и проявлены лишь связи Si и Ti, недостоверные, однако из-за низкого содержания и малой дисперсии Ti. В пироксенах из гипербазитов это может быть объяснено низкой дисперсией  $R^{3+}$ ; в тех случаях, когда содержания и дисперсии  $R^{3+}$  в них повышаются (типы МИ2а, МИ2б, РГ1, РГ2, МГ2), связи Si с  $Fe^{3+}$  или  $Al_{VI}$  становятся значимыми.

В остальных типах пироксенов из основных пород отрицательные связи Si с  $R^{3+}$  проявлены лучше, причем здесь также намечается зависимость: чем выше содержания и больше дисперсия соответствующих трехвалентных катионов, тем сильнее их отрицательная связь с Si. Наиболее высокие значения коэффициентов корреляции Si с  $Fe^{3+}$ , Ti и частично  $Al_{VI}$  наблюдаются в клинопироксенах из щелочных базальтоидов и габброидов. Однако и здесь, и в большинстве пироксенов из других основных пород мы наблюдаем преимущественно связь Si с  $Fe^{3+}$ , и лишь в тех случаях, где эта связь не проявлена (или недостоверна) вследствие пониженного содержания и малой дисперсии  $Fe^{3+}$ , появляется связь Si с  $Al_{VI}$ . Только в орто- и клинопироксенах из метаморфических основных пород проявляются одновременно связи Si с  $Fe^{3+}$  и Si с  $Al_{VI}$ . В целом отрицательные связи Si с  $Al_{VI}$  проявлены хуже, чем связи Si с  $Fe^{3+}$ . По-видимому, мы при пересчетах несколько искусственно разделяем  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$ , не учитывая вхождение Ti (и  $Fe^{3+}$ ?) в позицию Si, уменьшая тем самым действительное содержание  $Al_{VI}$  и ослабляя его связи.

Из других связей кремния отметим связи с Mg и  $Fe^{2+}$ , с одной стороны, и Ca, Na, с другой. При обычной схеме чермакитового замещения можно ожидать положительные связи Si с Mg и (или)  $Fe^{2+}$  в зависимости от того, где место занимают ионы  $R^{3+}$ . Однако эти связи проявлены только в некоторых типах. В остальных они затушеваны другими связями Mg и  $Fe^{2+}$  (в частности, связью их между собой), а в некоторых типах приобретают даже отрицательный знак.

Отрицательную связь Ca с Si следовало также ожидать, если в чермакитовый минал из двухвалентных катионов входит преимущественно Ca, т. е.  $CaR^{3+}[AlSiO_6]$ . Такая связь проявлена в некоторых ортопироксенах из ультраосновных пород и в клинопироксенах из некоторых типов основных пород. Другие, положительные связи Ca с Si и отрицательные связи Si и Na в клинопироксенах могут быть «наведены» через другие связи, но могут объясняться тем, что в чермаките место Ca занимают Mg и  $Fe^{2+}$ . Эти связи Ca, Na и Si не определяются просто примесями других минералов, так как связь Si с суммой катионов в этих случаях не обнаруживается. Связи Si с суммой катионов в некоторых типах могут свидетельствовать о том, что пироксены соответствующей выборки загрязнены примесями. Это тем более вероятно, что такие случаи относятся к группам пород, где выделение чистых мономинеральных



Таблица 3.4

## Коэффициенты корреляции Si с катионами ромбических и моноклинных пироксенов

| Пиро-<br>кसे-<br>ны | Тип                             | n           | r <sub>0,05</sub><br>(или 0,5) | Al VI | Ti    | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg      | Ca      | Na       | Σ <sub>2</sub> | f       | K <sub>ок</sub> |         |
|---------------------|---------------------------------|-------------|--------------------------------|-------|-------|------------------|------------------|---------|---------|----------|----------------|---------|-----------------|---------|
| Ромбические         | из гипербазитов                 | РИ1         | 11                             | 0,60  | H     | H                | —                | —       | —       | H (0,62) | H              | -0,85   | —               | —       |
|                     |                                 | РИ2         | 11                             | 0,60  | -0,91 | H                | —                | —       | +0,64   | -0,81    | —              | -0,69   | —               | —       |
|                     |                                 | РМ1         | 26                             | 0,89  | -0,58 | H                | —                | —       | +0,51   | —        | —              | —       | -0,46           | +0,35   |
|                     |                                 | РМ1а        | 10                             | 0,63  | -0,63 | H                | —                | -0,77   | +0,82   | —        | H              | —       | -0,82           | —       |
|                     |                                 | РГ1         | 22                             | 0,42  | —     | H                | -0,54            | —       | (+0,40) | -0,42    | (-0,49)        | —       | —               | -0,50   |
|                     |                                 | РГ4а+б      | 19                             | 0,45  | —     | H                | (-0,40)          | —       | —       | -0,52    | H              | -0,49   | (-0,44)         | —       |
|                     |                                 | РГ4б        | 12                             | 0,58  | -0,68 | H                | —                | -0,71   | —       | -0,65    | H              | —       | -0,74           | —       |
|                     | из основных пород               | РИ3         | 7                              | 0,75  | —     | H                | —                | —       | —       | —        | H              | —       | —               | —       |
|                     |                                 | РМ2         | 59                             | 0,26  | —     | H                | -0,38            | +0,36   | —       | —        | H              | —       | —               | -0,34   |
|                     |                                 | РМ2б        | 12                             | 0,58  | —     | H (-0,73)        | -0,85            | —       | —       | —        | H              | +0,43   | —               | —       |
|                     |                                 | РМ3         | 12                             | 0,58  | -0,60 | H                | -0,64            | +0,81   | -0,75   | —        | —              | —       | —               | —       |
|                     |                                 | РМ (9+10)   | 8                              | 0,71  | -0,91 | —                | (-0,58)          | +0,74   | -0,74   | —        | H              | —       | +0,73           | —       |
|                     | из прочих пород (железистые РП) | РМ4         | 44                             | 0,29  | -0,52 | H (-0,39)        | -0,32            | —       | —       | —        | H              | —       | —               | —       |
|                     |                                 | РМ4а        | 10                             | 0,68  | —     | H                | —                | —       | —       | +0,70    | H              | —       | —               | -0,61   |
|                     |                                 | РМ4б        | 11                             | 0,66  | -0,66 | H                | (-0,60)          | —       | —       | —        | H              | —       | —               | -0,65   |
|                     |                                 | РМ5         | 17                             | 0,48  | -0,74 | H                | (-0,47)          | (+0,47) | —       | —        | H              | —       | —               | (-0,45) |
|                     |                                 | РМ5в        | 10                             | 0,60  | -0,84 | H                | —                | —       | —       | +0,61    | H              | -0,70   | —               | —       |
|                     |                                 | РМ6         | 9                              | 0,67  | —     | H (-0,80)        | —                | —       | -0,68   | +0,76    | H              | -0,83   | +0,64           | -0,75   |
|                     |                                 | РМ8         | 11                             | 0,60  | H     | H                | —                | —       | —       | +0,66    | —              | —       | —               | —       |
|                     |                                 | РМ (6+10)   | 12                             | 0,58  | —     | H (-0,86)        | —                | —       | —       | (+0,54)  | H              | -0,72   | —               | —       |
|                     |                                 | Моноклинные | из гипербазитов                | МИ1   | 15    | 0,51             | —                | H       | H       | —        | —              | —       | —               | —       |
| МИ2а                | 12                              |             |                                | 0,58  | -0,85 | H                | —                | —       | —       | +0,84    | —              | —       | —               | —       |
| МИ2б                | 13                              |             |                                | 0,55  | —     | H                | -0,76            | —       | +0,61   | —        | —              | —       | —               | —       |
| МИ12                | 16                              |             |                                | 0,50  | —     | H                | —                | —       | —       | +0,66    | —              | —       | —               | —       |
| ММ1                 | 9                               |             |                                | 0,67  | —     | H                | (-0,48)          | —       | —       | —        | H              | —       | —               | —       |
| МГ1                 | 17                              |             |                                | 0,48  | —     | H                | —                | —       | —       | +0,60    | H              | -0,57   | —               | —       |
| МГ2                 | 19                              |             |                                | 0,46  | —     | -0,60            | -0,54            | —       | +0,74   | (-0,40)  | —              | —       | -0,64           | -0,66   |
| МГ4в                | 8                               |             |                                | 0,71  | +0,75 | H                | —                | —       | -0,74   | —        | —              | —       | -0,87           | —       |
| МГ5а                | 11                              |             |                                | 0,60  | —     | H                | —                | +0,68   | —       | —        | —              | —       | (+0,50)         | —       |
| ММ16                | 8                               |             |                                | H     | —     | —                | —                | —       | —       | —        | —              | (-0,69) | —               | —       |

|                                |                                       |           |      |         |           |         |       |         |         |         |         |         |         |       |
|--------------------------------|---------------------------------------|-----------|------|---------|-----------|---------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|
| из основных пород              | МЭ1                                   | 22        | 0,42 | —       | H (-0,42) | —       | —     | —       | —       | —       | —       | —       | —       |       |
|                                | МЭ2                                   | 8         | 0,71 | —       | H (-0,71) | —       | —     | —       | —       | —       | —       | —       | —       |       |
|                                | МЭ (1+2)                              | 30        | 0,36 | —       | H (-0,39) | —       | —     | —       | —       | —       | —       | —       | —       |       |
|                                | МИ4                                   | 10        | 0,63 | —       | H         | -0,65   | —     | —       | +0,87   | -0,73   | -0,36   | —       | —       |       |
|                                | МИ5                                   | 22        | 0,42 | —       | H         | -0,49   | —     | —       | —       | —       | —       | —       | -0,48   |       |
|                                | ЛИ6а                                  | 22        | 0,42 | —       | H         | -0,42   | —     | +0,47   | -0,66   | —       | -0,53   | —       | -0,49   |       |
|                                | МИ6 (б+в)                             | 15        | 0,51 | —       | H         | H       | —     | —       | —       | H       | -0,85   | —       | —       |       |
|                                | МИ6                                   | 10        | 0,63 | -0,76   | H         | H       | +0,61 | —       | —       | H       | —       | —       | —       |       |
|                                | МИ6д                                  | 18        | 0,47 | —       | H         | -0,74   | —     | —       | +0,64   | —       | —       | —       | —       |       |
|                                | МИ9                                   | 13        | 0,55 | —       | H         | -0,70   | —     | +0,63   | —       | H       | —       | +0,58   | -0,83   |       |
|                                | ММ2                                   | 4         | 0,27 | -0,58   | H (-0,49) | (-0,24) | +0,44 | —       | —       | -0,67   | —       | +0,43   | —       |       |
|                                | ММ3                                   | 15        | 0,51 | -0,65   | H (-0,65) | (-0,40) | —     | —       | —       | -0,53   | (-0,43) | —       | (-0,44) |       |
|                                | ММ9                                   | 12        | 0,58 | —       | H (-0,62) | -0,64   | —     | —       | —       | —       | —       | —       | —       |       |
|                                | ММ10                                  | 18        | 0,47 | (-0,42) | H (-0,66) | -0,62   | —     | —       | —       | —       | —       | —       | -0,60   |       |
|                                | ММ24                                  | 13        | 0,55 | -0,77   | -0,92     | —       | —     | —       | —       | —       | —       | —       | -0,58   |       |
|                                | из целочных базальтоидов и габброидов | МЭ3       | 8    | 0,71    | -0,81     | H       | —     | —       | —       | —       | —       | —       | —       | —     |
|                                |                                       | МЭ4       | 37   | 0,32    | —         | -0,75   | -0,88 | —       | +0,49   | —       | (-0,49) | -0,60   | -0,48   | -0,75 |
|                                |                                       | МЭ5       | 8    | 0,71    | —         | H       | —     | —       | +0,87   | -0,77   | —       | —       | —       | —     |
|                                |                                       | МЭ6 (5+6) | 53   | 0,27    | —         | -0,65   | -0,79 | +0,31   | +0,38   | —       | -0,55   | -0,61   | -0,29   | -0,72 |
|                                |                                       | МЭ6       | 12   | 0,58    | —         | —       | -0,90 | —       | +0,58   | —       | —       | —       | -0,78   | -0,82 |
| МЭ7                            |                                       | 17        | 0,48 | —       | —         | -0,64   | -0,49 | +0,63   | —       | —       | —       | -0,73   | —       |       |
| МЭ8                            |                                       | 12        | 0,58 | —       | H         | —       | —     | —       | —       | —       | —       | —       | —       |       |
| МЭ (6+7)                       |                                       | 29        | 0,37 | —       | H (-0,37) | -0,70   | —     | +0,55   | -0,49   | -0,49   | —       | -0,63   | —       |       |
| МИ10б                          |                                       | 12        | 0,58 | -0,93   | —         | —       | —     | —       | +0,80   | —       | —       | —       | +0,59   |       |
| МИ10в                          |                                       | 13        | 0,51 | —       | -0,86     | -0,61   | —     | +0,85   | —       | —       | —       | —       | —       |       |
| натровые эгириновые жадеитовые | ММ13г                                 | 19        | 0,46 | H       | H         | +0,60   | —     | —       | -0,72   | +0,69   | -0,58   | —       | +0,47   |       |
|                                | ММ14б                                 | 17        | 0,48 | —       | H         | +0,52   | —     | —       | —       | —       | —       | —       | —       |       |
|                                | ММ28                                  | 8         | 0,71 | —       | (-0,49)   | (+0,55) | -0,71 | —       | (-0,64) | (+0,64) | -0,77   | —       | (+0,67) |       |
|                                | ММ14                                  | 20        | 0,44 | —       | H         | —       | -0,47 | —       | —       | —       | —       | —       | —       |       |
|                                | ММ17                                  | 26        | 0,39 | —       | H         | —       | -0,50 | —       | —       | +0,52   | —       | —       | —       |       |
|                                | ММ17а                                 | 9         | 0,67 | (-0,55) | H         | (+0,57) | —     | -0,67   | (-0,57) | —       | (-0,63) | (+0,56) | —       |       |
|                                | ММ18                                  | 14        | 0,63 | (+0,41) | H         | —       | —     | —       | -0,64   | (+0,47) | -0,61   | —       | —       |       |
|                                | ММ19                                  | 28        | 0,37 | +0,42   | H         | —       | —     | (-0,33) | -0,41   | —       | -0,41   | —       | —       |       |
|                                | ММ20                                  | 15        | 0,51 | +0,72   | H         | -0,75   | -0,81 | -0,66   | —       | —       | -0,80   | —       | —       |       |
|                                | ММ21                                  | 41        | 0,31 | +0,40   | H         | -0,50   | -0,33 | -0,32   | —       | —       | -0,64   | —       | —       |       |
| МГ5б                           | 12                                    | 0,58      | —    | H       | (+0,38)   | —       | —     | -0,62   | +0,58   | —       | +0,58   | —       |         |       |
| из кис-лых и средних пород     | МН8                                   | 8         | 0,71 | —       | H         | —       | -0,77 | —       | —       | H       | -0,78   | —       | —       |       |
|                                | ММ4а                                  | 10        | 0,63 | +0,69   | H (-0,70) | —       | —     | —       | —       | —       | -0,62   | —       | —       |       |

К табл. 3.4—3.13: в скобках — коэффициенты корреляции, меньшие, но близкие к  $r_{0,05}$  (или 0,5); H — неопределенность связей в смысле, указанном в начале §7; высокие коэф. фициенты корреляции приведены в скобках рядом с индексом H, их интерпретация неопределенная; n — число анализов.

фракций наиболее трудно. Соответствующие оговорки сделаны в тексте в главах 4—7.

Таким образом, связи Si в ортопироксенах и бесщелочных клинопироксенах существенно не различаются и соответствуют главным образом чермакитовой схеме гетеровалентного изоморфизма (исключая некоторые «наведенные» связи). Наоборот, связи Si (и других катионов) в натровых клинопироксенах иные. Здесь большинство связей определяется вхождением эгирина ( $\text{NaFe}^{3+}$ ) и (или) жадеита ( $\text{NaAl}_{\text{VI}}$ ), благодаря чему «чермакитовые» связи трехвалентных катионов затушеваны. Более того, эгирины и жадеиты обычно насыщены Si и почти не содержат  $\text{Al}_{\text{IV}}$  (чермакита, см. ниже). Поэтому с увеличением содержания Na и уменьшением Ca содержание Si приближается к 2000. Этим объясняется положительная корреляция Si с Na и  $\text{Fe}^{3+}$  в эгириновых пироксенах щелочных пород и положительная корреляция Si с  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и Na в жадеитовых пироксенах метаморфических пород.

Алюминий и трехвалентное железо. Поскольку коэффициенты корреляции  $\text{Al}_{\text{IV}}$  и Si с другими катионами отличаются только по знаку (так как  $r_{\text{SiAl}_{\text{IV}}} \approx -1$ ), то связи  $\text{Al}_{\text{IV}}$  мы отдельно не рассматриваем. Связи  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  сходны или дополняют друг друга, поэтому мы рассмотрим их совместно (табл. 3.5 и 3.6).

В ортопироксенах и бесщелочных клинопироксенах вхождение Al и  $\text{Fe}^{3+}$ , как мы уже отметили, происходит по схеме чермакитового замещения  $\text{SiR}^{2+} \rightarrow 2\text{R}^{3+}$ . На основании экспериментальных данных (см. § 1) мы предположили, что в позицию Si входит в основном Al, а  $\text{Fe}^{3+}$  в подавляющем большинстве случаев входит в позицию  $M_1$  (октаэдрическую). Поэтому с некоторой долей условности мы в тетраэдрическую позицию помещали только Al, дополняя четырехкоординационным Al содержание Si до 2000, а остаток Al выделяли как  $\text{Al}_{\text{VI}}$ . Так поступает подавляющее большинство авторов, однако, как отмечено выше, это приводит к искажению действительных соотношений между  $\text{Al}_{\text{IV}}$  и  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и ослаблению связи  $\text{Al}_{\text{VI}}$  с другими катионами.

В большинстве типов содержания  $\text{Al}_{\text{VI}}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Ti, Mg и  $\text{Fe}^{2+}$  меняются в достаточно больших пределах, сумма их также непостоянна (так как часть Mg и  $\text{Fe}^{2+}$  входит в позицию  $M_2$ ), поэтому корреляции  $\text{Al}_{\text{VI}}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и Ti можно рассматривать как в открытой системе.

Как мы видели, связи  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  с Si сходны, но для  $\text{Al}_{\text{VI}}$  они более слабые, проявляются реже. Отрицательная связь  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  между собой в целом в суммарных выборках и в большинстве отдельных типов отсутствует за исключением метаморфических натровых эгирин-жадеитовых пироксенов, где  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , несомненно, замещают друг друга. В других случаях появляется положительная связь  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , которая может соответствовать одновременному вхождению  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  в одну позицию, например, на место Mg. В частности, в метаморфических ортопироксенах типа PM10 и метаморфических клинопироксенах типа MM16 отрицательная множественная корреляция Mg с  $\text{Fe}^{3+}$  и Al возрастает и становится значимой и отрицательной, если даже по отдельности  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  с Mg могли быть не связаны. В остальных типах эти две противоположные тенденции в связях  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  могут уравниваться друг друга и поэтому связь  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  не обнаруживается.

Связи и  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  с двухвалентными катионами шестерной координации ( $\text{R}_{\text{VI}}^{2+} = \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}$ ) в целом сходны — почти во всех случаях отрицательные, что также соответствует чермакитовому замещению. Однако в одних случаях  $\text{Fe}^{3+}$  связан с Mg, в других — с  $\text{Fe}^{2+}$  (и Mn), Al чаще замещает Mg, но есть случаи отрицательной связи  $\text{Al}_{\text{VI}}$  с  $\text{Fe}^{2+}$  при отсутствии связи с Mg (см. табл. 3.5). Это можно трактовать как преимущественное замещение ионов  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Al}_{\text{VI}}$  в одних случаях на ион Mg, в других  $\text{Fe}^{2+}$ .

Таблица 3.5

Коэффициенты корреляции  $Al_{VI}$  с катионами ромбических и моноклинных пироксенов

| Пироксены   | Тип                              | n                 | Si              | Ti    | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg      | Ca      | Na    | $\Sigma_2$ | <i>f</i> | $K_{ЭК}$ |         |   |
|-------------|----------------------------------|-------------------|-----------------|-------|------------------|------------------|---------|---------|-------|------------|----------|----------|---------|---|
| Ромбические | из гипербазатов                  | РН2               | 11              | -0,91 | И                | —                | —       | (-0,53) | +0,69 | И          | (+0,55)  | —        | —       |   |
|             |                                  | РМ1               | 26              | -0,58 | И                | —                | —       | (-0,37) | —     | И          | -0,73    | —        | —       |   |
|             |                                  | РМ1 <sub>1</sub>  | 10              | -0,13 | И                | +0,71            | —       | -0,78   | —     | И          | -0,65    | +0,65    | —       |   |
|             |                                  | РГ1               | 22              | —     | И                | —                | —       | (-0,36) | —     | И          | -0,48    | —        | —       |   |
|             |                                  | РГ4б              | 19              | —     | И                | —                | —       | -0,86   | —     | (+0,39)    | -0,51    | —        | —       |   |
|             |                                  | РГ4в              | 12              | -0,68 | И                | —                | +0,93   | (-0,44) | —     | И          | —        | +0,92    | —       |   |
|             |                                  | из основных пород | РН3             | 7     | —                | И                | —       | —       | —     | (+0,70)    | И        | —        | —       | — |
|             | РМ2 <sub>1</sub>                 |                   | 47              | —     | И                | —                | -0,95   | —       | —     | И          | -0,57    | —        | —       |   |
|             | РМ2б                             |                   | 12              | —     | И                | —                | —       | —       | —     | И          | —        | —        | —       |   |
|             | РМ3                              |                   | 12              | -0,60 | И                | —                | —       | —       | —     | —          | —        | —        | —       |   |
|             | РМ (9+10)                        |                   | 8               | -0,91 | И                | —                | (-0,60) | —       | —     | И          | —        | —        | —       |   |
|             | из прочих пород (железистые P/T) | РМ4               | 44              | -0,52 | И                | —                | —       | —       | —     | И          | —        | —        | —       |   |
|             |                                  | РМ4 <sub>1</sub>  | 10              | —     | И                | —                | —       | —       | —     | И          | —        | —        | —       |   |
|             |                                  | РМ4б              | 11              | -0,66 | И                | —                | —       | —       | —     | И          | —        | —        | —       |   |
|             |                                  | РМ5               | 17              | -0,74 | И                | —                | —       | —       | —     | И          | —        | —        | —       |   |
|             |                                  | РМ5в              | 10              | -0,84 | И                | —                | —       | —       | -0,78 | И          | +0,73    | —        | —       |   |
|             |                                  | РМ6               | 9               | —     | И                | —                | —       | —       | —     | И          | -0,73    | —        | —       |   |
|             |                                  | РМ (6+10)         | 12              | —     | И                | —                | —       | —       | —     | И          | -0,68    | —        | —       |   |
|             |                                  | Моноклинные       | из гипербазатов | МН1   | 15               | —                | И       | И       | —     | —          | —        | —        | -0,60   | — |
|             | МН2 <sub>1</sub>                 |                   |                 | 12    | -0,85            | И                | -0,60   | —       | —     | -0,89      | —        | —        | —       | — |
|             | МН2б                             |                   |                 | 13    | —                | —                | —       | —       | —     | —          | —        | —        | -0,71   | — |
|             | МН2                              |                   |                 | 16    | —                | —                | —       | —       | —     | —          | —        | —        | —       | — |
|             | ММ1                              |                   |                 | 9     | —                | И                | И       | —       | -0,77 | +0,78      | И        | -0,58    | —       | — |
|             | МГ1                              |                   |                 | 17    | —                | И                | И       | —       | -0,57 | —          | И        | —        | —       | — |
|             | МГ2                              |                   |                 | 19    | —                | (-0,31)          | —       | -0,57   | —     | -0,46      | —        | —        | -0,45   | — |
|             | МГ4в                             |                   |                 | 8     | +0,75            | И                | +0,74   | —       | -0,79 | —          | —        | -0,74    | (+0,60) | — |
|             | МГ5 <sub>1</sub>                 |                   |                 | 12    | —                | И                | —       | —       | -0,75 | -0,93      | +0,95    | -0,58    | —       | — |
| ММ1б        | 8                                |                   |                 | —     | И                | —                | —       | -0,81   | -0,93 | +0,95      | —        | —        | —       |   |

Таблица 3.5 (продолжение)

| Пироксены                           | Тип                                   | n          | Si      | Ti    | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg      | Ca      | Na      | Σ <sub>z</sub> | f       | K <sub>ок</sub> |       |
|-------------------------------------|---------------------------------------|------------|---------|-------|------------------|------------------|---------|---------|---------|----------------|---------|-----------------|-------|
| Моноклинные                         | из основных пород                     | МЭ1        | —       | Н     | —                | —                | -0,82   | -0,82   | +0,83   | -0,80          | +0,70   | —               |       |
|                                     |                                       | МЭ2        | —       | Н     | —                | +0,75            | -0,71   | +0,79   | (+0,76) | —              | —       | —               |       |
|                                     |                                       | МЭ (1+2)   | 30      | —     | Н                | —                | —       | -0,78   | -0,71   | +0,81          | -0,76   | +0,67           | —     |
|                                     |                                       | МИ3        | 14      | —     | Н                | Н                | —       | -0,68   | +0,61   | Н              | —       | +0,58           | —     |
|                                     |                                       | МИ4        | 10      | —     | Н                | —                | —       | -0,70   | —       | —              | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | МИ5        | 22      | —     | Н                | —                | -0,42   | —       | -0,47   | —              | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | МИ6а       | 22      | —     | Н                | —                | —       | —       | —       | +0,68          | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | МИ6б+в     | 15      | —     | Н                | —                | —       | —       | —       | Н              | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | МИ6г       | 10      | -0,76 | Н                | Н                | —       | —       | —       | Н              | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | МИ6д       | 18      | —     | Н                | —                | —       | -0,53   | —       | Н              | —       | -0,51           | —     |
|                                     |                                       | МИ9        | 13      | —     | Н                | —                | —       | —       | —       | —              | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | ММ2        | 54      | -0,58 | Н (+0,46)        | —                | -0,29   | —       | —       | +0,48          | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | ММ3        | 15      | -0,65 | Н                | —                | -0,43   | —       | —       | —              | —       | —               | +0,57 |
|                                     |                                       | ММ9        | 12      | —     | Н                | —                | —       | —       | —       | —              | (-0,51) | —               | —     |
|                                     | ММ10                                  | 18         | (-0,42) | Н     | —                | —                | —       | —       | —       | -0,80          | —       | (-0,41)         |       |
|                                     | ММ24                                  | 13         | -0,77   | —     | —                | —                | —       | —       | —       | —              | —       | —               |       |
|                                     | из щелочных базальтоидов и габброидов | МЭ3        | 8       | -0,81 | Н                | —                | —       | —       | -0,73   | —              | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | МЭ4        | 37      | —     | -0,51            | —                | —       | —       | -0,50   | —              | -0,63   | —               | —     |
|                                     |                                       | МЭ5        | 8       | —     | Н                | —                | —       | —       | —       | —              | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | МЭ (3+4+5) | 53      | —     | -0,41            | —                | —       | —       | -0,51   | —              | -0,40   | —               | —     |
|                                     |                                       | МЭ6        | 12      | —     | —                | —                | —       | —       | —       | —              | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | МЭ7        | 17      | —     | —                | —                | —       | —       | -0,71   | —              | -0,54   | —               | —     |
|                                     |                                       | МЭ8        | 12      | —     | Н                | —                | —       | —       | —       | —              | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | МЭ (6+7)   | 29      | —     | —                | —                | -0,39   | —       | -0,57   | —              | -0,44   | —               | —     |
|                                     |                                       | МИ10б      | 12      | -0,93 | —                | —                | —       | -0,75   | -0,86   | —              | —       | —               | —     |
|                                     |                                       | МИ10в      | 13      | —     | —                | —                | —       | —       | —       | —              | —       | —               | —     |
| натровые<br>жидентовые<br>эгриновые | МИ14б                                 | 17         | —       | Н     | —                | —                | —       | —       | —       | —              | —       | —               |       |
|                                     | ММ14                                  | 20         | —       | Н     | —                | —                | —       | —       | —       | —              | —       | —               |       |
|                                     | ММ26                                  | 8          | —       | —     | (+0,61)          | (-0,59)          | (-0,59) | (-0,58) | (+0,58) | —              | (+0,57) | (+0,57)         |       |
|                                     | ММ17                                  | 26         | —       | Н     | —                | —                | -0,70   | -0,75   | +0,71   | —              | —       | —               |       |
|                                     | ММ17а                                 | 9          | (+0,55) | Н     | +0,81            | +0,63            | -0,90   | -0,92   | +0,75   | -0,72          | +0,81   | +0,67           |       |
|                                     | ММ18                                  | 14         | (+0,41) | Н     | -0,52            | —                | -0,90   | -0,82   | +0,84   | -0,58          | —       | —               |       |
|                                     | ММ19                                  | 28         | +0,42   | Н     | -0,33            | —                | -0,59   | -0,69   | (+0,30) | —              | +0,44   | —               |       |

Т а б л и ц а 3.5 (окончание)

| Пироксены   | Тип                               | <i>n</i> | Si | Ti    | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg      | Ca      | Na      | $\Sigma_2$ | <i>f</i> | $K_{ок}$ |       |
|-------------|-----------------------------------|----------|----|-------|------------------|------------------|---------|---------|---------|------------|----------|----------|-------|
| Моноклинные | нитратные<br>жадеитовые           | ММ20     | 15 | +0,72 | H                | -0,72            | -0,91   | -0,78   | -0,83   | -0,85      | -0,56    | —        | —     |
|             |                                   | ММ21а    | 41 | +0,40 | H                | -0,77            | -0,59   | -0,83   | -0,88   | +0,51      | -0,45    | —        | —     |
|             |                                   | МГ5б     | 12 | —     | H                | —                | (-0,50) | -0,79   | -0,75   | +0,75      | —        | —        | —     |
|             | из средних<br>и кислых<br>пород   | МИ7а     | 10 | +0,71 | H                | —                | —       | -0,65   | —       | —          | -0,80    | —        | —     |
|             |                                   | МИ8      | 8  | —     | H                | —                | —       | —       | —       | —          | -0,64    | —        | —     |
|             |                                   | ММ4      | 10 | +0,69 | H                | —                | —       | (-0,57) | —       | —          | -0,73    | —        | —     |
|             |                                   | ММ11     | 14 | +0,82 | H                | -0,41            | +0,64   | -0,58   | —       | —          | -0,66    | +0,56    | —     |
|             | из карбонатных пород и экарлюидов | ММ6б     | 9  | —     | H                | —                | -0,54   | —       | -0,79   | —          | -0,83    | —        | —     |
|             |                                   | ММ12а    | 15 | —     | H                | -0,51            | —       | —       | -0,56   | —          | —        | —        | —     |
|             |                                   | ММ12б    | 12 | —     | H                | —                | —       | -0,44   | —       | —          | -0,46    | —        | —     |
|             |                                   | ММ6в+г   | 19 | —     | H                | (-0,38)          | —       | -0,59   | -0,59   | -0,49      | -0,49    | —        | -0,39 |
|             |                                   | ММ25     | 22 | —     | —                | —                | —       | -0,42   | -0,55   | +0,46      | -0,45    | —        | —     |
|             |                                   | ММ26     | 23 | —     | H                | +0,53            | —       | (-0,40) | -0,59   | —          | -0,59    | —        | —     |
|             |                                   | ММ27     | 36 | -0,38 | H                | —                | —       | +0,53   | -0,73   | +0,45      | -0,42    | -0,35    | —     |
|             |                                   | ММ27а+б  | 10 | —     | H                | —                | —       | —       | (-0,59) | +0,66      | -0,72    | —        | —     |
|             |                                   | ММ29     | 11 | —     | H                | —                | —       | —       | —       | —          | —        | —        | —     |
|             |                                   | ММ8а     | 25 | -0,44 | H                | (-0,33)          | -0,46   | —       | —       | —          | -0,41    | -0,55    | +0,34 |

Коэффициенты корреляции  $Fe^{3+}$  с катионами ромбических и моноклинных пироксенов

| Пироксены         | Тип               |                                 | n                | Si      | Al VI | Ti        | Fe <sup>3+</sup> | Mg      | Ca      | Na        | $\Sigma_2$ | f       | K <sub>ок</sub> |        |
|-------------------|-------------------|---------------------------------|------------------|---------|-------|-----------|------------------|---------|---------|-----------|------------|---------|-----------------|--------|
| Ромбические       | из гипербазитов   | РИ2                             | 11               | —       | —     | H         | +0,79            | —       | —       | H         | —          | +0,84   | +0,86           |        |
|                   |                   | PM1                             | 26               | —       | —     | H         | —                | (-0,32) | +0,55   | H (+0,68) | —          | —       | +0,65           |        |
|                   |                   | PM1a                            | 10               | —       | +0,71 | H         | —                | (-0,49) | —       | —         | H          | -0,70   | —               | +0,75  |
|                   |                   | PG1                             | 22               | -0,54   | —     | H         | —                | (-0,32) | (+0,32) | —         | H          | —       | —               | +0,97  |
|                   |                   | PG4a+b                          | 19               | (-0,40) | —     | H         | (-0,46)          | —       | +0,52   | —         | H          | —       | —               | +0,86  |
|                   |                   | PG4b                            | 12               | —       | —     | H         | —                | (-0,51) | (+0,42) | —         | H          | —       | —               | +0,76  |
|                   | из основных пород | РИ3                             | 7                | —       | —     | H         | —                | —       | —       | —         | H          | —       | —               | —      |
|                   |                   | PM2a                            | 47               | —       | —     | H         | —                | —       | —       | —         | H          | -0,50   | —               | +0,85  |
|                   |                   | PM2b                            | 12               | -0,85   | —     | H (+0,71) | —                | —       | +0,59   | —         | H          | (-0,46) | —               | +0,97  |
|                   |                   | PM3                             | 12               | -0,64   | —     | H         | -0,58            | +0,61   | —       | —         | H          | —       | —               | +0,90  |
|                   |                   | PM (9+10)                       | 8                | (-0,58) | —     | H         | (-0,55)          | (+0,54) | —       | —         | H          | —       | —               | +0,92  |
|                   |                   | из прочих пород (железистые РП) | PM4a             | 10      | —     | —         | H (+0,83)        | —       | —       | —         | —          | H       | —               | —      |
|                   | PM4b              |                                 | 11               | (-0,60) | —     | H         | —                | —       | —       | —         | H          | —       | —               | +0,99  |
|                   | PM5               |                                 | 17               | (-0,47) | —     | H (+0,86) | -0,66            | —       | +0,74   | —         | H          | -0,84   | —               | +0,87  |
|                   | PM5b              |                                 | 10               | —       | —     | H         | (-0,56)          | —       | —       | —         | H          | (-0,46) | —               | +0,95  |
|                   | PM6               |                                 | 9                | —       | —     | H         | —                | —       | —       | —         | H          | —       | —               | +0,997 |
|                   | PM8               |                                 | 11               | —       | —     | H         | —                | —       | —       | —         | —          | —       | —               | +0,93  |
|                   | PM (6+10)         |                                 | 12               | —       | —     | H         | —                | —       | —       | —         | (+0,51)    | —       | —               | +0,97  |
|                   | Моноклинные       |                                 | из гиндербазитов | МИ2a    | 12    | —         | -0,60            | H       | —       | —         | —          | —       | —               | —      |
|                   |                   | МИ2b                            |                  | 13      | -0,76 | —         | H                | —       | -0,77   | +0,58     | +0,61      | —       | —               | +0,84  |
|                   |                   | МИ12                            |                  | 16      | —     | —         | H                | H       | —       | —         | —          | —       | —               | —      |
|                   |                   | MG2                             |                  | 19      | -0,54 | —         | +0,70            | —       | -0,75   | +0,51     | +0,55      | —       | —               | +0,68  |
|                   |                   | MG5a                            |                  | 12      | —     | —         | H                | —       | —       | —         | —          | —       | —               | +0,71  |
|                   |                   | MI16                            |                  | 8       | —     | —         | H                | (+0,56) | —       | —         | —          | —       | —               | +0,79  |
| из основных пород |                   | МЭ1                             | 22               | —       | —     | H         | —                | —       | —       | —         | —          | —       | —               | +0,72  |
|                   |                   | МЭ1+2                           | 30               | —       | —     | H         | —                | —       | —       | —         | —          | —       | —               | +0,79  |
|                   |                   | MI3                             | 14               | —       | —     | H         | —                | —       | —       | —         | H          | —       | —               | —      |
|                   |                   | MI4                             | 10               | -0,65   | —     | H         | +0,54            | -0,78   | +0,78   | +0,90     | —          | —       | +0,84           | —      |

Таблица 3.6 (продолжение)

| Пироксены                                | Тип        | n     | Si      | AlVI    | Ti      | Fe <sup>2+</sup> | Mg      | Ca    | Na    | Σ <sub>2</sub> | f       | K <sub>ок</sub> |       |
|--|------------|-------|---------|---------|---------|------------------|---------|-------|-------|----------------|---------|-----------------|-------|
| из основных пород                        | МИ5        | 22    | -0,49   | —       | H       | —                | —       | —     | —     | —              | —       | +0,92           |       |
|  | МИ6а       | 22    | -0,42   | —       | H       | —                | -0,69   | +0,62 | —     | —              | —       | +0,88           |       |
|  | МИ6(б+в)   | 15    | H       | —       | H       | —                | —       | —     | —     | —              | —       | +0,94           |       |
|  | МИ6д       | 18    | -0,75   | —       | H       | —                | -0,86   | —     | —     | —              | —       | +0,85           |       |
|  | МИ9        | 13    | -0,70   | —       | H       | —                | —       | —     | H     | —              | —       | +0,82           |       |
|  | ММ2        | 54    | (-0,21) | —       | H       | —                | —       | —     | —     | —              | —       | +0,41           |       |
|  | ММ3        | 15    | (-0,40) | —       | H       | —                | -0,70   | —     | —     | —              | —       | +0,40           |       |
|  | ММ9        | 12    | -0,64   | —       | H       | —                | -0,46   | —     | —     | +0,74          | —       | +0,82           |       |
|  | ММ10       | 18    | -0,62   | —       | H       | —                | -0,65   | —     | —     | +0,65          | —       | +0,91           |       |
|  | ММ24       | 13    | —       | —       | H       | —                | —       | —     | —     | —              | —       | —               |       |
| из щелочных базальтоидов<br>и габброидов | МЭ3        | 8     | —       | —       | H       | —                | —       | —     | —     | —              | —       | —               |       |
|  | МЭ4        | 37    | -0,88   | —       | +0,63   | —                | -0,62   | —     | +0,62 | +0,42          | +0,65   | +0,79           |       |
|  | МЭ5        | 8     | —       | —       | H       | —                | —       | —     | —     | —              | —       | +0,89           |       |
|  | МЭ (3+4+5) | 53    | -0,79   | —       | +0,54   | —                | -0,54   | —     | +0,64 | +0,37          | +0,52   | +0,77           |       |
|  | МЭ6        | 12    | -0,90   | —       | —       | —                | —       | —     | —     | —              | +0,86   | +0,94           |       |
|  | МЭ7        | 17    | -0,64   | —       | —       | —                | -0,52   | —     | —     | —              | +0,71   | —               |       |
|  | МЭ8        | 12    | —       | —       | H       | —                | —       | —     | —     | +0,58          | —       | +0,79           |       |
|  | МЭ (6+7)   | 29    | -0,70   | -0,39   | —       | —                | -0,52   | —     | —     | —              | +0,69   | +0,55           |       |
|  | МИ10б      | 12    | —       | —       | —       | —                | —       | —     | —     | +0,88          | -0,71   | —               | +0,79 |
|  | МИ10в      | 13    | -0,61   | —       | —       | —                | —       | -0,62 | +0,62 | —              | —       | —               | —     |
| нагровые                                 | эгириновые | МИ13з | 19      | +0,60   | H       | H                | —       | —     | -0,92 | +0,84          | -0,59   | (-0,42)         | +0,51 |
|  |            | МИ14б | 17      | +0,52   | —       | H                | -0,51   | -0,65 | -0,68 | +0,55          | —       | 0,54            | +0,86 |
|  |            | ММ14  | 20      | —       | —       | H                | -0,83   | -0,93 | -0,98 | +0,95          | -0,60   | +0,98           | +0,91 |
|  |            | ММ28  | 8       | —       | (+0,61) | H                | -0,87   | -0,96 | -0,93 | +0,99          | (-0,66) | +0,97           | +0,99 |
|  | жидеитовые | ММ17  | 26      | —       | —       | H (+0,59)        | —       | -0,45 | —     | (+0,31)        | —       | +0,65           | +0,74 |
|  |            | ММ17а | 9       | (+0,57) | +0,81   | H                | (+0,60) | -0,91 | -0,92 | —              | -0,94   | +0,95           | +0,90 |
|  |            | ММ18  | 14      | —       | -0,52   | H                | —       | —     | —     | —              | —       | —               | +0,66 |
|  |            | ММ19  | 28      | —       | -0,33   | H                | —       | -0,57 | -0,55 | +0,62          | —       | +0,84           | +0,71 |
|  |            | ММ20  | 15      | -0,75   | -0,72   | H                | +0,79   | +0,79 | —     | —              | —       | (+0,45)         | +0,57 |
|  |            | ММ21а | 41      | -0,50   | -0,77   | H                | +0,41   | +0,33 | +0,42 | —              | +0,41   | +0,56           | +0,31 |



Таблица 3.6 (окончание)

| Пироксены   | Тип                             |            | n  | Si      | Al <sup>VI</sup> | Ti        | Fe <sup>2+</sup> | Mg      | Ca    | Na      | Σ <sub>2</sub> | f       | K <sub>ок</sub> |         |
|-------------|---------------------------------|------------|----|---------|------------------|-----------|------------------|---------|-------|---------|----------------|---------|-----------------|---------|
|             | патровые                        | жадеитовые |    |         |                  |           |                  |         |       |         |                |         |                 |         |
| Моноклинные |                                 | МГ5б       | 12 | (+0,33) | —                | И         | —                | —       | —     | —       | (-0,43)        | +0,64   | +0,65           |         |
|             | из кислых и средних пород       | МИ7        | 10 | —       | —                | И         | —                | -0,73   | —     | И       | —              | —       | —               | +0,91   |
|             |                                 | МИ8        | 8  | —       | —                | И         | —                | -0,77   | +0,83 | И       | —              | +0,72   | —               | +0,95   |
|             |                                 | ММ4а       | 10 | —       | —                | И (+0,43) | —                | —       | —     | +0,80   | —              | —       | —               | +0,79   |
|             |                                 | ММ11       | 14 | —       | (-0,41)          | И         | -0,72            | —       | -0,96 | +0,97   | —              | —       | —               | +0,94   |
|             | из карбонатных пород и скварноз | ММ6б       | 9  | -0,94   | —                | И         | —                | —       | —     | (-0,56) | —              | —       | —               | +0,90   |
|             |                                 | ММ12а      | 15 | (-0,48) | -0,51            | И         | —                | -0,53   | —     | —       | —              | —       | +0,53           | +0,61   |
|             |                                 | ММ12б      | 12 | —       | —                | И         | —                | —       | —     | —       | —              | (-0,47) | —               | +0,83   |
|             |                                 | ММ6в+г     | 19 | -0,57   | (-0,33)          | И (+0,57) | —                | -0,55   | —     | +0,50   | —              | —       | +0,52           | +0,85   |
|             |                                 | ММ25       | 21 | -0,69   | —                | И (+0,31) | —                | -0,55   | —     | —       | —              | —       | +0,69           | +0,51   |
|             |                                 | ММ26       | 23 | -0,66   | +0,53            | И         | —                | —       | —     | —       | —              | (-0,40) | (+0,31)         | +0,43   |
|             |                                 | ММ27       | 36 | -0,56   | —                | И         | —                | —       | —     | —       | —              | +0,53   | —               | +0,47   |
|             |                                 | ММ27 а+б   | 10 | -0,74   | —                | И         | —                | (+0,53) | -0,63 | —       | —              | —       | +0,68           | (+0,51) |
|             |                                 | ММ29       | 11 | —       | —                | И         | —                | —       | +0,62 | -0,94   | +0,95          | —       | —               | (+0,50) |
|             |                                 | ММ8а       | 25 | —       | (-0,33)          | И         | —                | —       | -0,49 | —       | —              | —       | +0,64           | +0,51   |

Ионы  $Al_{VI}$  и  $Fe^{3+}$  и здесь ведут себя как антагонисты: там, где проявляется связь одного из них, связь другого отсутствует или (реже) противоположна по знаку. Чаще проявлены эти связи для  $Fe^{3+}$ , а связи  $Al_{VI}$  с  $R_{VI}^{2+}$  обычно отсутствуют совсем, т. е. и в этом случае мы можем говорить, что связи  $Al_{VI}$  ослаблены по сравнению со связями  $Fe^{3+}$ . Это тем более знаменательно, что связи  $Fe^{3+}$  в свою очередь должны быть ослаблены за счет наибольших ошибок анализов (см. § 3).

Что касается связей  $Al_{VI}$  и  $Fe^{3+}$  с восьмерными катионами (Ca и Na), то из обычного написания чермакитового минала  $CaR^{3+}[AlSiO_6]$  следует ожидать положительную связь  $R^{3+}$  с Ca (и отрицательную с Na). Однако в большинстве случаев такие связи отсутствуют и, наоборот, в некоторых типах появляется отрицательная связь  $Al_{VI}$  с Ca. Наиболее характерно это для натровых и переходных к ним (например, в щелочных базальтоидах) пироксенов. Их мы обсудим ниже. Экспериментально показано (см. § 1), что  $Fe^{3+}$  может входить в позицию Si, хотя и с большим трудом, чем Al. Для проверки этого в природных пироксенах можно пойти двумя путями:

1) убедиться в отсутствии корреляции  $Fe^{3+}$  с  $R^{2+}$  при наличии сильной связи  $Fe^{3+}$  с Si;

2) сопоставить составы и свойства пироксенов, где предполагаются разные позиции  $Fe^{3+}$ .

В ортопироксенах и клинопироксенах из пород двупироксеновой фации (типы PM26, PM46, MM2)  $Fe^{3+}$  отрицательно связан с Si и не обнаруживает связи с двухвалентными октаэдрическими катионами  $Fe^{2+}$ , Mg, Mn (см. табл. 3.6). Те же соотношения в изверженных клинопироксенах типа MI5.9, MЭ6, относительно богатых  $Fe^{3+}$  (без Na). Во всех этих случаях можно предположить, что  $Fe^{3+}$  входит в основном в позицию Si и почти не замещает катион  $R^{2+}$ . Однако из-за больших ошибок определения  $Fe^{3+}$  и возможности его вхождения одновременно на место  $Fe^{2+}$  и Mg этот вывод не может считаться полностью доказанным. Сопоставление состава и свойств пироксенов, где предполагаются разные позиции  $Fe^{3+}$ , мы обсудим в главах 10 и 11. Здесь мы можем отметить только, что имеющиеся данные не позволяют уверенно различать разные позиции  $Fe^{3+}$  по их влиянию на свойства.

Таким образом, вхождение  $Fe^{3+}$  в позицию кремния можно предполагать, да и то не очень уверенно, в железистых ортопироксенах и бесщелочных клинопироксенах. В остальных случаях вероятно, что роль  $Fe^{3+}$  в тетраэдрической координации в пироксенах невелика и с учетом точности определения  $Fe^{3+}$ , мы можем игнорировать ее. Это согласуется с выводом В. С. Соболева (1949), что  $Fe^{3+}$  исключительно редко входит в четверную координацию в силикатах. В подавляющем большинстве природных силикатов и окислов  $Fe^{3+}$  имеет координационное число 6; понижение его координационного числа можно ожидать лишь при самых высоких температурах и нехватке Al.

Как всегда, особняком стоят натровые пироксены. В эгириновых пироксенах щелочных пород (MI11-14a) и эгириновых кварцитов (MM14) хорошо проявлена положительная связь  $Fe^{3+}$  с Na и отрицательная — с  $Fe^{2+}$ , Mg и Ca благодаря изоморфному замещению  $NaFe^{3+} \rightarrow Ca(Mg, Fe^{2+})$ . В жадеитовых пироксенах (MM17, MM19, MM22, MM23) аналогичные связи  $Al_{VI}$  с Na (положительная) и Ca, Mg,  $Fe^{2+}$  (отрицательная) также соответствуют изоморфному замещению  $NaAl_{VI} \rightarrow Ca(Mg, Fe^{2+})$ .

В эгирин-жадеитовых пироксенах (MM19—20) появляется отрицательная связь  $Fe^{3+}$  и  $Al_{VI}$ , т. е. изоморфное замещение между ними. Одновременное вхождение и эгирина и жадеита понижает силу связи  $Al_{VI}$  и  $Fe^{3+}$  между ними и другими катионами, хотя частная корреляция

при исключении или  $Fe^{3+}$ , или  $Al_{VI}$  сохраняет прежние соотношения. В малонатровых пироксенах чаще проявляется жадеитовая схема изоморфизма. Это тем более верно, что все связи  $Al_{VI}$  ослаблены. Вхождение эгирина, кроме собственно эгиринов, проявлено лишь в щелочных или переходных к ним породах (ММ29, ММ4а, МИ10б, МЭ4 и МЭ3+ +4+5), реже в некоторых среднетемпературных пироксенах (ММ9, ММ10, ММ11). Характерно, например, что во вкрапленниках базальта мы имеем связи, соответствующие вхождению жадеитового компонента (!). В пироксенах, переходных к натровым ( $Na=50-120$ , типы МЭ4—12, МИ10б, МГ5а и др.) мы видим только часть этих связей, например отрицательную связь  $Al_{VI}$  с Ca, которая, вероятно, не свидетельствует об изоморфном замещении  $Al \rightleftharpoons Ca$ , а объясняется одновременным проявлением и чермакитовой и жадеитовой схем замещения. В результате связи  $Al_{VI}$  с Mg,  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  взаимно погашаются, а связь Al с Ca сохраняется.

Следует также обсудить возможность в пироксенах дефектного изоморфизма типа  $3Mg \rightarrow 2Al \square$  ( $\square$  — пустота, дефект), который хорошо известен в слюдах и амфиболитах. Мы отмечали такую возможность в некоторых проанализированных искусственных пироксенах А. И. Цветкова (см. § 1). В случае такого изоморфизма в пироксенах следует ожидать недостаток суммы катионов (особенно  $\Sigma_2$ ) и положительную корреляцию ее с трехвалентными катионами. В целом и в орто-, и в клинопироксенах, как указано в § 4, недостатка суммы катионов нет, и колебания суммы сопоставимы с суммарной ошибкой анализа (до 1,25%).

Таким образом, в целом в группе пироксенов в отличие от амфиболов и слюд, дефектный изоморфизм редок или отсутствует. Однако в некоторых типах пироксенов, наиболее богатых  $R^{3+}$ , обнаруживается недостаток суммы и положительная корреляция  $R^{3+}$  (Al или  $Fe^{3+}$ ) с  $\Sigma_2$ . Это касается прежде всего жадеитовых пироксенов (типы ММ17, 18, 19, 22, 23), что было отмечено нами ранее (Добреев, Пономарева, 1964а). Аналогичные закономерности для  $Fe^{3+}$  и  $\Sigma_2$  устанавливаются в некоторых эгириновых пироксенах (типы ММ14, 13а, 28). Наконец, в безнатровых клинопироксенах и ортопироксенах, которые предельно насыщены Al и  $Fe^{3+}$  (типы РМ5, ММ24, ММ25), мы можем предположить наличие такой же схемы замещения. Однако во всех таких случаях нельзя исключить и максимальные, причем систематические ошибки в определении Na и  $R^{3+}$ . Поэтому вопрос фактически остается открытым; можно лишь сказать, что роль дефектного изоморфизма в пироксенах, если даже он существует, несомненно очень мала.

**Титан.** В отличие от Al и  $Fe^{3+}$ , титан может входить в пироксены, как установлено экспериментально, и в трех- и в четырехвалентной форме. Обычными химическими методами ионы  $Ti^{3+}$  и  $Ti^{4+}$  в силикатах не различаются, и их роль в пироксенах, по существу, не изучена. Установлено лишь, что в клинопироксенах по крайней мере часть титана находится в трехвалентной форме, так как обычную окраску и плеохроизм титанавитов может дать лишь трехвалентный титан.

В большинстве орто- и клинопироксенов содержание и пределы изменения титана очень малы — соизмеримы с точностью химического анализа и (или) пределами колебания суммы катионов. В таких пироксенах мы не можем ничего сказать о связях Ti. В табл. 3.7 приведены коэффициенты корреляции Ti в тех немногих типах клинопироксенов, где содержания и стандартные отклонения Ti достаточно велики. Во всех этих типах клинопироксенов проявлена отрицательная корреляция Ti и с Si, и с Mg.

Если Ti находится в четырехвалентной форме, то, согласно кристаллохимическому правилу В. С. Соболева (1949), он может замещать толь-

Коэффициенты корреляции Ti с катионами ромбических и моноклинных пироксенов

| Пироксены   | Тип       | $\bar{x}$ | S  | n  | Si                | Al <sub>IV</sub> | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg                | Ca    | Na      | $\Sigma_2$ | f     | K <sub>ок</sub> |
|-------------|-----------|-----------|----|----|-------------------|------------------|------------------|------------------|-------------------|-------|---------|------------|-------|-----------------|
| Ромбические | РЭ2       | 12        | 12 | 7  | —                 | —                | —                | —                | —                 | —     | —       | —          | —     | —               |
|             | РМ25      | 11        | 9  | 12 | -0,73             | —                | +0,71            | —                | —                 | —     | —       | —          | —     | +0,80           |
|             | РМ42      | 13        | 12 | 10 | (-0,39)           | —                | +0,83            | —                | —                 | —     | H       | —          | —     | —               |
|             | РМ (9+10) | 11        | 9  | 8  | —                 | —                | —                | -0,94            | +0,95             | —     | +0,78   | —          | -0,95 | —               |
| Моноклинные | МЭ4       | 44        | 26 | 37 | -0,75<br>(-0,70)* | -0,51            | +0,63            | —                | -0,42<br>(-)*     | —     | H       | +0,50      | +0,42 | +0,43           |
|             | МЭ(3+4+5) | 43        | 33 | 53 | -0,65<br>(-0,48)* | -0,41            | +0,54            | —                | -0,40<br>(-)*     | —     | +0,33   | +0,41      | -0,39 | -0,30           |
|             | МЭ7       | 61        | 37 | 17 | —<br>(-0,59)*     | —                | —                | —                | —<br>(-0,45)      | —     | (+0,35) | —          | —     | —               |
|             | МИ10а     | 94        | 15 | 5  | -0,90             | —                | —                | —                | -0,87             | —     | —       | —          | —     | —               |
|             | МИ10в     | 105       | 37 | 13 | -0,86<br>(-0,77)* | —                | —                | —                | -0,65             | —     | —       | —          | —     | —               |
|             | МН8       | 20        | 18 | 8  | —                 | -0,91            | —                | —                | —                 | —     | —       | —          | —     | —               |
|             | МГ2       | 41        | 18 | 19 | -0,60             | (-0,30)          | +0,70            | —                | -0,69             | +0,68 | —       | —          | -0,60 | —               |
|             | МА25      | 24        | 32 | 21 | —<br>(-0,53)*     | —                | +0,32            | +0,68            | -0,61<br>(-0,38)* | —     | —       | —          | +0,68 | —               |

\* Частные коэффициенты корреляции.

ко четырехвалентный кремний ( $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Ti}^{4+}$ ) и не должен замещать двухвалентный Mg (при отсутствии Al и  $\text{Fe}^{3+}$ , см. § 1). Если титан трехвалентный, то аналогично Al и  $\text{Fe}^{3+}$  он может входить в обе позиции по чермакитовой схеме изоморфизма  $\text{SiMg} \rightleftharpoons 2\text{Ti}^{3+}$ . Полученные коэффициенты корреляции Ti в клинопироксенах (табл. 3.7) не дают возможности различать эти два случая, так как имеется связь Ti и с Si, и с Mg, но последняя может быть наведенной через другие связи. Однако при схеме изоморфизма  $\text{Si} \rightleftharpoons \text{Ti}^{4+}$  связь Ti и Si будет мало зависеть от связи Ti с Mg, а при схеме  $\text{SiMg} \rightarrow 2\text{Ti}^{3+}$  или  $\text{SiMg} \rightarrow \text{AlTi}^{3+}$  связь Ti и Si при постоянном содержании Mg должна стремиться к нулю.

Как видно из табл. 3.7, частные коэффициенты корреляции Ti и Si при постоянном Mg в клинопироксенах почти не меняются. Наоборот, связь Ti с Mg становятся незначимы не только при постоянном Si (что должно быть в обоих случаях изоморфизма, кроме маловероятной дефектной схемы  $3\text{Mg} \rightleftharpoons 2\text{Ti}^{3+}$ ), но и при постоянном содержании  $\text{Fe}^{3+}$  или Al, если Ti обнаруживает с ними связь. Это противоречит по крайней мере чистой титанчермакитовой схеме замещения  $\text{SiMg} \rightleftharpoons 2\text{Ti}^{3+}$ . Таким образом, в титанистых клинопироксенах часть Ti (судя по частным коэффициентам корреляции, возможно, большая его часть) входит на место Si в виде иона  $\text{Ti}^{4+}$ , а трехвалентный титан, если он имеется, входит лишь вместе с  $\text{Fe}^{3+}$  или Al по схеме  $\text{SiMg} \rightarrow 2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})$ .

В какую позицию входит  $\text{Ti}^{3+}$  — на место Si или Mg, сказать трудно. Судя по влиянию Ti на оптические свойства в природных клинопироксенах в сравнении с влиянием  $\text{Ti}^{4+}$  и  $\text{Ti}^{3+}$  в искусственных пироксенах (см. § 1 и главу 10), по крайней мере часть  $\text{Ti}^{3+}$  входит на место Mg. Возможно, что  $\text{Ti}^{3+}$  статистически распределен в тетраэдрической и октаэдрической координации, но в целом большая часть общего содержания  $\text{Ti}(\text{Ti}^{4+} + \text{Ti}^{3+})$  входит в позицию Si.

Вывод о вхождении Ti на место Si в клинопироксенах подтверждается также балансом Si,  $\text{R}^{3+}$  и Na во многих типах клинопироксенов. Как показано ниже, в главах 4—6, при принятом пересчете, когда в позицию Si помещается только  $\text{Al}_{IV}$ , во многих случаях общего количества

$R_{VI}^{3+} (Al_{VI} + Fe^{3+}, Ti)$  не хватает, чтобы уравнять количество  $Al_{IV}$  и  $Na$ , т. е.  $(Al_{IV} + Na) > (Al_{VI} + Ti + Fe^{3+})$ , или  $[(2 - Si) + Na] > (Al_{VI} + Ti + Fe^{3+})$ . Если же мы предположим, что  $Ti^{4+}$  замещает  $Si$ , то содержание  $Al_{IV}$  соответственно уменьшается, а  $Al_{VI}$  увеличивается, и мы получаем в большинстве случаев удовлетворительное равенство  $[(2 - Si - Ti) + Na] \approx Al_{VI} \pm Ti + Fe^{3+}$  (см. § 8).

Косвенно тот же вывод об искаженном соотношении  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$  был сделан выше при рассмотрении корреляции  $Al_{VI}$ . Таким образом, принятый пересчет с отнесением только  $Al_{VI}$  в тетраэдрическую позицию, по крайней мере для титанистых пироксенов, оказался неудачным. В дальнейшем это должно быть учтено также при расчете составляющих миналов (см. § 8). Впрочем, существо наших выводов от этого мало пострадало, так как мы искали только соотношение  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$  и только в титанистых (и в некоторых железистых, с повышенным содержанием  $Fe^{3+}$ ) пироксенах. В то же время заранее распределять  $Al$ ,  $Ti$  и  $Fe^{3+}$  в различные позиции было бы еще большим произволом. Лишь теперь, после проделанной работы, мы можем вносить относительно обоснованные коррективы.

Охарактеризовать роль  $Ti$  в ортопироксенах ввиду его еще более низкого содержания трудно. Приведенные в табл. 3.7 коэффициенты корреляции в общем отличаются от таковых в титанистых клинопироксенах. Однако содержания и стандарты  $Ti$  здесь находятся на грани допустимых — они соизмеримы со стандартными отклонениями суммы катионов в соответствующих типах и не могут уверенно толковаться как показатель изоморфных замещений. Например, в типе  $PM(9+10)$  положительная связь  $Ti$  с  $Na$  и  $Mg$  свидетельствует, вероятно, об известных геохимических тенденциях — повышении роли  $Ti$  с увеличением щелочности и уменьшением железистости, а не об изоморфных замещениях. Поэтому мы можем лишь по аналогии с клинопироксенами предполагать, что и в ортопироксенах имеются  $Ti^{4+}$  и  $Ti^{3+}$ , которые замещают  $Si$  и  $Fe^{2+}$  или  $Mg$ .

Все сказанное о  $Ti$  согласуется с выводами В. С. Соболева (1949) о роли  $Ti^{3+}$  и  $Ti^{4+}$  в силикатах. В частности, он отмечал, что повышение щелочности и температуры, а также понижение давления будет способствовать понижению координации и  $Al^{3+}$ , и  $Ti^{4+}$  до 4 (т. е. вхождение их на место  $Si$ ). Однако предпочтение  $Al$  по сравнению с  $Ti$  объясняется тем, что вхождение  $Al$  в пироксен определяется в основном обменными реакциями с силикатами  $Al$ , а для  $Ti$  (как и для  $Fe^{3+}$ ) более трудными реакциями с окислами. Поэтому только при очень высокой температуре и высокой щелочности (например, в щелочных базальтоидах и габброидах) титан входит в заметном количестве в авгиты, причем как и в шорломиты — в основном в виде  $Ti^{4+}$  с к. ч. = 4 (координационное число). В остальных случаях он концентрируется в основном в окислах (рутил, перовскит) или в сфене, где к. ч. = 6.

Хром, как и титан, — примесный компонент, поэтому в большинстве типов орто- и клинопироксенов оценить по коэффициентам корреляции изоморфные замещения с участием  $Cr$  невозможно. Только в хромистых пироксенах из гипербазитов имеет смысл рассмотреть коэффициенты корреляции  $Cr$  (табл. 3.8). Можно ожидать, что хром находится в пироксенах в форме  $Cr^{3+}$  и входит либо по чермакитовой схеме изоморфизма, либо аналогично эгирину в форме  $NaCr^{3+}Si_2O_6$  (уреита). Коэффициенты корреляции в табл. 3.8. не противоречат первому типу замещения в ортопироксенах и безнатровых клинопироксенах (тип  $MI2a$ ), причем  $Cr$  замещает в основном двух- или трехвалентное железо. Очень слабые связи  $Cr$  в типе  $MG1$ , несмотря на повышенные концентрации, объясняются малой дисперсией его.

В ультраосновных клинопироксенах с повышенным содержанием  $Na$  устанавливается наличие положительной связи  $Na$  с  $Cr$  (т. е. уреитовый компонент) в типах 4б и 4в лишь при исключении влияния  $Al_{VI}$ . На-

Коэффициенты корреляции Сг с катионами ромбических и моноклинных пироксенов

| Пироксены   | Тип                             | $\bar{x}$ | $S(S\Sigma)$ | $n$    | Si      | Al VI | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg      | Ca    | Na      | $\Sigma_2$          | $f$   | $K_{ок}$ |   |
|-------------|---------------------------------|-----------|--------------|--------|---------|-------|------------------|------------------|---------|-------|---------|---------------------|-------|----------|---|
| Ромбические | РИ (в целом)                    | 8         | 7            | 48     | —       | —     | -0,40            | -0,54            | +0,53   | -0,30 | H       | -0,56               | —     | —        |   |
|             | РИ2                             | 10        | 5(5)         | 11     | (-0,55) | —     | —                | —                | —       | +0,62 | H       | (+0,55)             | —     | —        |   |
|             | РГ1                             | 12        | 20(15)       | 22     | —       | —     | -0,58            | —                | +0,57   | -0,46 | —       | +0,47               | +0,55 | -0,52    |   |
| Моноклинные | Безнатровые                     | МИ4       | 10           | 9(10)  | 15      | —     | —                | —                | -0,66   | —     | -0,75   | H(+0,87)            | —     | -0,59    | — |
|             |                                 | МИ2а      | 12           | 9(11)  | 12      | -0,59 | +0,75            | -0,68            | -0,61   | —     | -0,75   | —                   | —     | -0,63    | — |
|             |                                 | МГ1       | 33           | 15(30) | 17      | —     | (-0,27)          | —                | —       | —     | —       | —                   | —     | —        | — |
|             | С повышенным содержанием натрия | МГ5а      | 16           | 16(22) | 11      | —     | +0,92            | —                | (-0,51) | -0,60 | -0,91   | +0,80               | —     | —        | — |
|             |                                 | МГ4б      | 22           | 32     | 17      | —     | —                | —                | -0,55   | —     | —       | (+0,42)*            | —     | —        | — |
|             |                                 | МГ4в      | 17           | 12(19) | 8       | —     | —                | —                | (+0,63) | —     | (-0,59) | (+0,52)<br>(+0,66)* | —     | +0,76    | — |

\* Частные коэффициенты корреляции.

пример, в типе МГ4в  $r_{NaCr/AlVI} = +0,66$ . Высокая положительная корреляция Na и Сг устанавливается и в безнатровом типе МИ4, но уверенно говорить об уреитовом компоненте здесь трудно из-за малых дисперсий и содержаний Сг и Na. Повышенные содержания Сг в натрийсодержащих клинопироксенах из гипербазитов подтверждают наличие в них уреитового минала. В целом поведение хрома аналогично поведению трехвалентного железа. Высокие содержания уреитового компонента в отличие от эгирина не возникают потому, что при повышенных концентрациях  $Cr^{3+}$  потенциал Na обычно невысок, что подтверждается и низким содержанием эгирина, а в породах с высоким потенциалом Na высокие концентрации Сг не отмечаются.

Ванадий, по-видимому, еще ближе к  $Fe^{3+}$  по своей роли в клинопироксенах (см. § 1). Высокие содержания V устанавливаются в некоторых природных эгириновых пироксенах из щелочных метасоматитов, богатых ванадием (см. ниже § 23). Несмотря на ограниченное число анализов, можно предположить, что  $V^{3+}$  входит в клинопироксены и в виде минала  $NaV^{3+}$  (в эгирин-геденбергитах), и в виде чермакита  $R^{2+}V[AlSiO_6]$  (в безнатровом лавровите).

Двухвалентное железо и магний. Как и в других железо-магнезиальных силикатах, в пироксенах в целом изоморфизм  $Fe^{2+}$  и Mg, судя по сильной отрицательной связи между ними, проявлен хорошо (см. табл. 3.2 и 3.3). Однако в отдельных парагенетических типах отрицательная связь  $Fe^{2+}$  и Mg ослабевает или становится незначимой, а в натровых пироксенах — даже положительной. В ортопироксенах в целом (табл. 3.9 и 3.10) отрицательные связи  $Fe^{2+}$  и Mg более сильные и незначимы только в некоторых ортопироксенах из гипербазитов (типы РИ1, РГ5). Если бы сумма  $Fe^{2+}$  и Mg в пироксенах была строго постоянной (2000 в орто- и 1000 в клинопироксенах), то коэффициент корреляции между ними был бы равен точно -1. В действительности эта сумма меняется вследствие замещения Mg и  $Fe^{2+}$  другими катионами ( $R^{3+}$ , Mn, Ca) и ошибок анализов. Суммарное влияние этих третьих компонентов и ошибок анализов мы можем представить в виде допол-

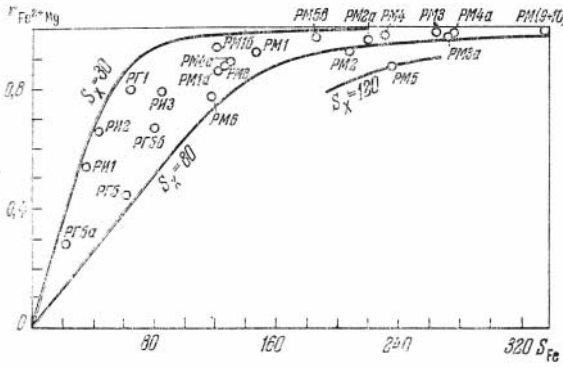


Рис. 27. Зависимость коэффициента корреляции между  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  в ортопироксенах от среднеквадратичного отклонения (дисперсии)  $Fe^{2+}$

$S_x^2$  — дисперсия третьих компонентов (см. в тексте)

нительного компонента  $x$ , где  $\Sigma(Mg + Fe^{2+} + x) = \text{const}$ , причем если  $x$  — ошибки анализов, его значения могут быть и отрицательными. Для такого случая Ф. Ф. Чейз (Chayes, 1960) получил выражение

$$r_{MgFe^{2+}} = \frac{1}{2} \left[ \frac{S_x^2 - (S_{Mg}^2 + S_{Fe}^2)}{S_{Fe} S'_{Mg}} \right], \quad (I)$$

т. е.  $r_{MgFe^{2+}}$  — однозначная функция дисперсии  $Mg$ ,  $Fe^{3+}$  и  $x$  (где  $S_x$  — стандартное отклонение суммы  $Fe^{2+}$  и  $Mg$ ). Если  $S_{Fe} \approx S_{Mg}$ , как это наблюдается в большинстве ортопироксенов, то мы получим:

$$r_{MgFe} \approx \frac{S_x^2}{2S_{Fe}^2} - 1. \quad (Ia)$$

На рис. 27, где показана зависимость коэффициента корреляции  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  в ортопироксенах от  $S_{Fe^{2+}}$ , проведены две линии, рассчитанные по уравнению (Ia) для случая  $S_x = 30$  и  $S_x = 80$ . Почти все значения  $r_{Fe^{2+}Mg}$  для ортопироксенов попадают между этими линиями за исключением  $r_{Fe^{2+}Mg}$  для ортопироксенов из высокоглиноземистых пород с максимальным содержанием  $R^{3+}$  (тип  $PM5$ ). Это находится в хорошем соответствии с величинами стандартных отклонений третьих компонентов в ортопироксенах. При малых значениях  $S_{Fe} \leq 100$  существенную долю в величине  $S_x$  могут составлять ошибки определения  $Fe^{2+}$  и  $Mg$ , при больших значениях  $S_{Fe}$  они, по-видимому, несущественны.

Аналогичная в целом картина наблюдается и в безнатровых клинопироксенах, с тем только отличием, что величина  $S_{Fe}$  здесь меньше, а  $S_x$  во многих случаях больше. Поэтому в этих клинопироксенах связь  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  слабее и чаще, чем в ортопироксенах, незначима. Так, она незначима в большинстве клинопироксенов из гипербазитов, где  $S_{Fe}$  особенно мало. С возрастанием  $S_{Fe}$ , например в типе  $MI12$ , связь  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  также становится значимой. Незначима или ослаблена эта связь в клинопироксенах из базальтов (типы  $MЭ1, 2$ ) и особенно в клинопироксенах из щелочных базальтоидов и габброндов (типы  $MЭ3-8$  и  $MI10$ ). Здесь главное значение имеют, по-видимому, повышенные содержания и дисперсии третьих компонентов, особенно  $R^{3+}$ . В магматических и метаморфических клинопироксенах, где влияние третьих компонентов мало или значение  $S_{Fe}$  очень велико, связь  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  остается сильной отрицательной. Следует также отметить, что в клинопироксенах, в отличие от ортопироксенов, дисперсии  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  могут сильно различаться, а влияние третьих компонентов более многообразно и сложно. Поэтому не удастся показать эти зависимости на двумерной диаграмме, как это сделано с соответствующим упрощением для ортопироксенов.

Положительные связи  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  в натровых пироксенах могут быть объяснены той же схемой, если в пироксены входит только один из компонентов — жадеитовый или эгириновый. Из формулы (I) видно, что  $r_{Fe^{2+}Mg} > 0$ , если  $S_x^2 > (S_{Mg}^2 + S_{Fe}^2)$ , где  $S_v^2 \approx S_{Al_{VI}}^2$  или  $S_{Fe^{3+}}^2$ . В зависимости от дисперсии эгиринового и жадеитового компонента мы получим разные значения  $r_{FeMg}$  — от отрицательных через нулевые до положительных. Если эгириновый и жадеитовый компоненты меняются независимо и дисперсии обоих компонентов велики (например, типы ММ20, ММ21а), то формула (1) несправедлива, и мы можем лишь сказать, что при изменении содержания диоксидного компонента  $Ca$ ,  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  убывают (возрастают) одновременно. Частная корреляция  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  при постоянстве  $Na$  во всех этих случаях становится также отрицательной, что было показано нами ранее (Добрецов, Пономарева, 1964а) для жадеитовых и эгирин-жадеитовых пироксенов.

Остальные связи  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  с другими катионами представляют интерес, так как помогают оценить, какие из «третьих» компонентов замещают  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  и есть ли избирательное замещение  $Fe^{2+}$  в отличие от  $Mg$ . Для этих целей наиболее пригодны группы с максимальным значением  $S_x$ . В ортопироксенах  $Mg$  обнаруживает хотя и слабые, но часто проявляющиеся отрицательные связи с  $Al_{VI}$ ,  $Fe^{3+}$  и  $Ca$ , которые становятся более сильными, если вычислить частные коэффициенты корреляции при постоянстве  $Fe^{2+}$ . Ион  $Fe^{2+}$  только в двух случаях (типы РМ3 и РМ9+10) обнаруживает отрицательные связи с  $Ti$  и  $Fe^{3+}$ . Однако в железистых ортопироксенах связи  $Fe^{2+}$  затушевываются сильной корреляцией  $Mg$  и  $Fe^{2+}$ . При постоянстве  $Mg$  также появляются отрицательные связи  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ .

Таким образом, можно предположить, что при вхождении  $R^{3+}_{VI}$  в ортопироксены (в виде чермакитового компонента, как обнаружено выше)  $Fe^{3+}$  замещает и  $Fe^{2+}$  и  $Mg$ ,  $Al_{VI}$  — преимущественно  $Mg$ ,  $Ti$  и  $Cr$ , вероятно,  $Fe^{2+}$ .  $Ca$  преимущественно замещает  $Mg$ , но в тех случаях, когда проявляется положительная связь  $Ca$  и  $Fe^{2+}$  (типы РГ1, РМ4, 4б), ничего определенного сказать нельзя, так как обе частные корреляции ( $Ca$  с  $Mg$  при постоянном  $Fe^{2+}$ , и  $Ca$  с  $Fe^{2+}$  при постоянном  $Mg$ ) становятся незначимыми. Вероятно, в этих случаях обе связи  $Ca$  с  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  — наведенные, т. е.  $Ca$  входит в виде  $Ca$ -чермакита тем больше, чем выше железистость пироксенов. В магнезиальных породах зависимость оказывается обратной, так как связь  $Si$  и железистости в ортопироксенах в железистых породах (типы РМ6, РМ10) положительная, в магнезиальных (тип РМ1) отрицательная (см. табл. 3.4). Это же можно обнаружить, если просмотреть корреляции  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  с  $Si$  (табл. 3.9 и 3.10).

В клинопироксенах, как в ортопироксенах, наблюдаются отрицательные связи  $Mg$  с  $Al_{VI}$  и  $Fe^{3+}$  и более редкие связи  $Fe^{2+}$  с  $Fe^{3+}$  и  $Ti$  (?). В частности, изоморфизм  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$  наиболее очевиден в эгириновых пироксенах МИ14, ММ14, ММ28 и железистых пироксенах типа ММ11.

Однако связи  $Ca$  с  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  по сравнению с ортопироксенами оказываются иными, так как  $Ca$  здесь располагается не в шестерной, а в восьмерной координации. Многие авторы отмечали (Brown, 1957, 1960), что  $Ca$  в эффузивных и интрузивных клинопироксенах типа субкальциевых авгитов замещается преимущественно  $Fe^{2+}$ , а не  $Mg$ . Действительно, в большинстве таких клинопироксенов мы видим сильную отрицательную связь  $Ca$  и  $Fe^{2+}$ . Но в некоторых типах ультраосновных пироксенов (типы МИ1, МИ2б, ММ1) и некоторых интрузивных и метаморфических пироксенов из основных и кислых пород (типы МИЗ, МИ5, МИ6а, ММ2, ММ3, ММ9 и ММ10) мы видим отрицательную связь  $Ca$  и  $Mg$ , а связь  $Fe^{2+}$  и  $Ca$  в этих случаях отсутствует.

В первом случае (отрицательные связи  $Fe^{2+}$  и  $Ca$ ) клинопироксены богаче  $Fe^{3+}$  и относительно бедны  $Al_{VI}$ . Учитывая также, что в этом случае про-



Таблица 3.9

Коэффициенты корреляции  $Fe^{2+}$  с катионами ромбических и моноклинных шпексенов

| Шпексен     | Тип                             | n               | Si   | AlVI    | Ti    | Fe <sup>3+</sup> | Mg      | Ca      | Na      | $\Sigma_2$ | f     | K <sub>ок</sub> |         |       |
|-------------|---------------------------------|-----------------|------|---------|-------|------------------|---------|---------|---------|------------|-------|-----------------|---------|-------|
| Ромбические | из гипербазитов                 | РИ1             | 11   | —       | H     | H                | —       | H       | H       | —          | +0,87 | —               |         |       |
|             |                                 | РИ2             | 11   | —       | —     | H                | +0,79   | —0,66   | —       | H          | —     | +0,98           |         |       |
|             |                                 | PM1             | 26   | (-0,40) | —     | H                | —       | -0,91   | —       | H          | —     | +0,84           | -0,58   |       |
|             |                                 | PM1a            | 10   | -0,77   | —     | H                | —       | -0,93   | —       | H          | —     | +0,98           | (-0,53) |       |
|             |                                 | PG1             | 22   | —       | —     | H                | —       | -0,80   | +0,69   | H          | —     | +0,90           | —       |       |
|             |                                 | PG4a+b          | 19   | —       | —     | H                | (-0,46) | (-0,28) | —       | H          | —     | +0,41           | -0,68   |       |
|             |                                 | PG4в            | 12   | -0,71   | +0,93 | H                | —       | -0,67   | (+0,41) | H          | —     | +0,98           | —       |       |
|             | из основных пород               | РИ3             | 7    | —       | —     | H                | —       | -0,79   | —       | H          | —     | +0,99           | —       |       |
|             |                                 | PM2a            | 47   | +0,33   | -0,34 | H                | —       | -0,85   | —       | H          | —     | +0,95           | (-0,28) |       |
|             |                                 | PM2б            | 12   | (+0,36) | —     | H                | —       | -0,95   | —       | H          | —     | +0,98           | -0,52   |       |
|             |                                 | PM3             | 17   | +0,80   | -0,40 | H                | —       | -0,98   | —       | —          | —     | +0,99           | -0,35   |       |
|             |                                 | PM(9+10)        | 8    | +0,74   | —     | -0,94            | (-0,55) | -0,98   | —       | H(-0,72)   | -0,53 | +0,98           | -0,94   |       |
|             | из прочих пород (железистые РП) | PM4             | 44   | —       | —     | H                | H       | -0,90   | +0,44   | H          | —     | +0,91           | —       |       |
|             |                                 | PM4a            | 12   | —       | —     | H                | —       | -0,976  | (+0,35) | H          | —     | +0,92           | —       |       |
|             |                                 | PM4б            | 11   | —       | —     | H                | —       | -0,89   | —       | H          | —     | +0,95           | —       |       |
|             |                                 | PM5             | 17   | (+0,47) | —     | (-0,46)          | -0,66   | -0,87   | -0,54   | —          | +0,63 | +0,93           | -0,59   |       |
|             |                                 | PM5в            | 10   | —       | —     | H                | (-0,56) | -0,97   | —       | H          | —     | +0,99           | —       |       |
|             |                                 | PM6             | 9    | —       | —     | H                | —       | -0,76   | —       | H          | —     | +0,74           | —       |       |
|             |                                 | PM8             | 11   | —       | H     | H                | —       | -0,87   | —       | —          | —     | +0,80           | —       |       |
|             |                                 | PM(6+10)        | 12   | —       | —     | —                | —       | -0,86   | —       | +0,51      | —     | +0,88           | —       |       |
|             | Моноклинные                     | из гипербазитов | MI1  | 15      | —     | —                | H       | H       | —       | —          | -0,57 | —               | +0,93   | -0,53 |
|             |                                 |                 | MI2a | 12      | —     | —                | H       | —       | —       | —          | -0,66 | —               | +0,99   | —     |
|             |                                 |                 | MI2б | 13      | —     | —                | H       | —       | —       | —          | -0,67 | -0,56           | +0,88   | -0,73 |
|             |                                 |                 | MI12 | 16      | —     | —                | —       | H       | -0,85   | -0,56      | +0,72 | —               | +0,99   | -0,84 |
|             |                                 |                 | MM1  | 9       | —     | —                | H       | H       | —       | —          | —     | —               | +0,87   | -0,74 |
|             |                                 |                 | MG1  | 17      | —     | —                | (+0,79) | H       | —       | -0,40      | H     | —               | +0,85   | -0,58 |
|             |                                 |                 | MG2  | 19      | —     | -0,57            | —       | —       | —       | —          | —     | +0,56           | —       | -0,36 |
| MG5a        |                                 |                 | 12   | +0,68   | —     | H                | —       | —       | —       | —          | —     | —               | -0,70   |       |
| MI16        |                                 |                 | 8    | —       | —     | H                | (+0,56) | —       | —       | —          | —     | +0,86           | —       |       |

Таблица 3.9 (продолжение)

| Гипроксены  | Тип                                   | n         | Si | Al V1 | Ti    | Fe <sup>3+</sup> | Mg    | Ca    | Na      | Σ <sub>z</sub> | f     | K <sub>ок</sub> |         |   |
|-------------|---------------------------------------|-----------|----|-------|-------|------------------|-------|-------|---------|----------------|-------|-----------------|---------|---|
| Моноклинные | из основных пород                     | МЭ1       | 22 | —     | —     | Н                | —     | —     | —       | —              | —     | +0,67           | -0,62   |   |
|             |                                       | МЭ2       | 8  | —     | +0,75 | Н                | Н     | —     | -0,99   | —              | —     | +0,96           | —       |   |
|             |                                       | МЭ(1+2)   | 30 | —     | —     | Н                | —     | —     | -0,50   | +0,42          | —     | +0,56           | -0,64   |   |
|             |                                       | МИ3       | 14 | Н     | —     | Н                | —     | —     | —       | —              | —     | +0,85           | —       |   |
|             |                                       | МИ4       | 10 | —     | —     | Н                | +0,84 | —     | -0,73   | +0,78          | —     | +0,99           | —       |   |
|             |                                       | МИ5       | 22 | —     | +0,42 | Н                | —     | -0,83 | —       | —              | —     | +0,98           | -0,62   |   |
|             |                                       | МИ6а      | 22 | —     | —     | Н                | —     | —     | —       | —              | —     | +0,88           | -0,42   |   |
|             |                                       | МИ6(б+в)  | 15 | —     | —     | Н                | +0,56 | —     | -0,53   | —              | —     | +0,95           | —       |   |
|             |                                       | МИ6г      | 10 | +0,61 | —     | Н                | —     | Н     | -0,81   | -0,61          | —     | -0,62           | +0,97   | — |
|             |                                       | МИ6д      | 18 | —     | —     | Н                | —     | —     | -0,93   | —              | Н     | —               | +0,95   | — |
|             | из основных пород                     | МИ9       | 13 | +0,63 | —     | Н                | —     | -0,72 | -0,62   | —              | —     | +0,98           | -0,69   |   |
|             |                                       | ММ2       | 54 | +0,44 | -0,29 | Н                | —     | -0,60 | -0,52   | Н(-0,35)       | —     | +0,91           | —       |   |
|             |                                       | ММ3       | 15 | —     | —     | Н                | —     | —     | —       | —              | —     | —               | -0,50   |   |
|             |                                       | ММ9       | 12 | —     | —     | Н                | —     | -0,79 | —       | —              | —     | —               | (-0,40) |   |
|             |                                       | ММ10      | 18 | —     | —     | Н                | -0,65 | —     | (-0,45) | -0,67          | —     | —               | -0,78   |   |
|             |                                       | ММ24      | 13 | —     | —     | Н                | —     | -0,74 | (+0,43) | —              | —     | —               | —       |   |
|             | из щелочных базальтоидов и габброидов | МЭ3       | 8  | —     | —     | Н                | —     | —     | —       | —              | —     | +0,83           | —       |   |
|             |                                       | МЭ4       | 37 | —     | —     | —                | —     | -0,46 | —       | —              | —     | +0,65           | -0,59   |   |
|             |                                       | МЭ5       | 8  | —     | —     | Н                | —     | —     | —       | —              | —     | +0,81           | —       |   |
|             |                                       | МЭ(3+4+5) | 53 | +0,31 | —     | —                | —     | —     | -0,46   | —              | -0,28 | +0,67           | -0,69   |   |
|             |                                       | МЭ6       | 12 | —     | —     | —                | —     | —     | —       | —              | —     | +0,50           | —       |   |
|             |                                       | МЭ7       | 17 | -0,49 | —     | —                | —     | —     | -0,49   | —              | —     | +0,64           | -0,60   |   |
|             |                                       | МЭ8       | 12 | —     | —     | Н                | —     | —     | —       | —              | —     | +0,81           | -0,59   |   |
|             |                                       | МЭ(6+7)   | 29 | —     | —     | —                | —     | —     | —       | —              | —     | +0,50           | -0,59   |   |
|             |                                       | МИ10б     | 12 | —     | —     | —                | —     | —     | -0,65   | -0,74          | —     | +0,93           | -0,70   |   |
|             |                                       | МИ10в     | 13 | —     | —     | Н                | —     | —     | —       | —              | +0,84 | +0,94           | -0,86   |   |
|             | натро-вые эгиритовые                  | МИ13а     | 19 | —     | —     | Н                | —     | -0,94 | —       | —              | —     | +0,99           | -0,82   |   |
|             |                                       | МИ14б     | 17 | —     | -0,51 | Н                | -0,51 | —     | Н       | —              | +0,63 | —               | Н       |   |

Таблица 3.9 (окончание)

| Пироксены        | Тип                             | <i>n</i>          | Si | Al VI | Ti      | Fe <sup>3+</sup> | Mg      | Ca      | Na      | $\Sigma_2$ | <i>f</i> | <i>K</i> <sub>ок</sub> |         |
|------------------|---------------------------------|-------------------|----|-------|---------|------------------|---------|---------|---------|------------|----------|------------------------|---------|
| Моноклинные      | эпириниоиды                     | ММ23              | 8  | -0,71 | (-0,59) | —                | -0,87   | +0,70   | +0,87   | -0,87      | —        | —                      | -0,91   |
|                  |                                 | ММ14              | 20 | -0,47 | —       | H                | -0,83   | +0,67   | +0,80   | -0,81      | —        | —                      | —       |
|                  | нитровые<br>ж. деитозисы        | ММ17              | 26 | -0,50 | (-0,35) | H                | —       | —       | —       | (+0,33)    | -0,66    | +0,45                  | -0,64   |
|                  |                                 | ММ17 <sub>1</sub> | 9  | —     | (+0,63) | II               | (+0,60) | -0,79   | -0,75   | +0,83      | —        | +0,80                  | —       |
|                  |                                 | ММ18              | 14 | —     | —       | H                | —       | —       | —       | —          | —        | +0,65                  | -0,71   |
|                  |                                 | ММ19              | 28 | —     | —       | H                | —       | —       | —       | —          | —        | —                      | -0,83   |
|                  |                                 | ММ20              | 15 | -0,81 | -0,90   | H                | +0,79   | +0,80   | +0,62   | (-0,41)    | +0,68    | —                      | —       |
|                  |                                 | ММ21 <sub>1</sub> | 41 | -0,33 | -0,59   | H                | +0,41   | +0,51   | +0,51   | (-0,62)    | —        | +0,36                  | -0,31   |
|                  |                                 | МГ56              | 12 | —     | —       | H                | —       | —       | —       | -0,46      | +0,74    | +0,60                  | -0,70   |
|                  | из кислых<br>и средних<br>пород | ММ17              | 10 | —     | —       | —                | —       | -0,96   | —       | —          | —        | —                      | —       |
|                  |                                 | ММ18              | 8  | -0,77 | —       | —                | —       | -0,75   | —       | —          | —        | —                      | —       |
|                  |                                 | ММ4               | 10 | —     | —       | H                | —       | -0,87   | -0,82   | —          | —        | +0,95                  | -0,76   |
|                  | из скварцоподов                 | ММ66              | 9  | —     | -0,54   | II               | —       | -0,87   | +0,82   | —          | +0,66    | +0,83                  | (-0,60) |
|                  |                                 | ММ12 <sub>1</sub> | 15 | —     | —       | H                | —       | -0,90   | —       | —          | —        | +0,93                  | -0,56   |
|                  |                                 | ММ126             | 12 | —     | —       | H                | —       | -0,91   | —       | —          | —        | +0,97                  | —       |
|                  |                                 | ММ6(в+г)          | 19 | —     | —       | II               | —       | -0,80   | (-0,31) | —          | —        | +0,86                  | -0,39   |
|                  |                                 | ММ25              | 21 | —     | —       | +0,63            | —       | -0,68   | —       | +0,40      | —        | +0,77                  | -0,67   |
|                  |                                 | ММ26              | 23 | —     | —       | II               | —       | -0,95   | -0,49   | —          | —        | +0,97                  | -0,74   |
|                  |                                 | ММ27              | 36 | —     | —       | H                | —       | (-0,22) | +0,29   | —          | —        | +0,40                  | -0,50   |
|                  |                                 | ММ266+276         | 10 | —     | —       | H                | —       | —       | —       | —          | —        | +0,97                  | —       |
| ММ29             |                                 | 11                | —  | —     | H       | (+0,53)          | -0,94   | —       | —       | —          | +0,93    | -0,81                  |         |
| ММ3 <sub>1</sub> |                                 | 25                | —  | -0,46 | II      | —                | -0,95   | —       | —       | —          | +0,73    | -0,44                  |         |

Таблица 3.10

## Коэффициенты корреляции Mg с катенами ромбических и моноклиновых пироксенов

| Пироксены   | Тип                             | n               | Si   | Al <sub>IV</sub> | Ti       | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Ca      | Na      | Σ <sub>2</sub> | f       | K <sub>ок</sub> |       |       |
|-------------|---------------------------------|-----------------|------|------------------|----------|------------------|------------------|---------|---------|----------------|---------|-----------------|-------|-------|
| Ромбические | из гипербазитов                 | РИ1             | 11   | —                | H(-0,75) | H                | H                | —       | H       | H              | +0,84   | —               | —     |       |
|             |                                 | РИ2             | 11   | +0,64            | (-0,54)  | H                | —                | -0,66   | -0,61   | H              | —       | -0,73           | —     |       |
|             |                                 | PM1             | 26   | +0,51            | —        | H                | (-0,32)          | -0,91   | —       | H              | —       | -0,88           | +0,41 |       |
|             |                                 | PG1             | 22   | (+0,40)          | (-0,33)  | H                | (-0,32)          | -0,80   | -0,93   | -0,69          | —       | -0,92           | —     |       |
|             |                                 | PG4a+b          | 19   | —                | -0,86    | H                | —                | (-0,28) | —       | -0,60          | (+0,49) | —               | —     |       |
|             |                                 | PG6             | 12   | —                | (-0,44)  | H                | (-0,51)          | -0,67   | -0,63   | —              | +0,67   | -0,71           | —     |       |
|             | из основных пород               | РИ3             | 7    | —                | —        | H                | —                | -0,79   | —       | H              | —       | -0,86           | —     |       |
|             |                                 | PM2a            | 59   | —                | —        | H(-0,27)         | —                | -0,92   | -0,27   | H              | —       | -0,98           | —     |       |
|             |                                 | PM26            | 12   | —                | —        | H                | —                | -0,95   | —       | H              | —       | -0,99           | —     |       |
|             |                                 | PM3             | 17   | -0,75            | —        | H                | —                | -0,98   | —       | H              | +0,53   | -0,99           | —     |       |
|             |                                 | PM(9+10)        | 8    | -0,74            | —        | H(+0,95)         | (+0,54)          | -0,98   | —       | H              | —       | —               | —     |       |
|             | из прочих пород (железистые PГ) | PM4             | 44   | —                | —        | H                | H                | -0,99   | -0,37   | H              | —       | -0,99           | —     |       |
|             |                                 | PM4a            | 10   | —                | —        | H                | —                | -0,976  | (-0,35) | H              | —       | -0,99           | H     |       |
|             |                                 | PM46            | 13   | —                | —        | H                | —                | -0,89   | -0,56   | H              | —       | -0,93           | H     |       |
|             |                                 | PM5             | 17   | —                | —        | —                | —                | -0,87   | —       | H              | —       | -0,98           | —     |       |
|             |                                 | PM5a            | 10   | —                | —        | H                | —                | -0,97   | —       | H              | —       | -0,99           | —     |       |
|             |                                 | PM6             | 9    | -0,68            | —        | H                | —                | -0,76   | -0,71   | H              | +0,71   | -0,98           | —     |       |
|             |                                 | PM8             | 11   | —                | H        | H                | —                | -0,87   | —       | —              | (+0,53) | -0,95           | —     |       |
|             |                                 | PM(6+10)        | 12   | —                | —        | H                | —                | -0,86   | —       | H              | —       | -0,998          | —     |       |
|             | Моноклиновые                    | из гипербазитов | МИ1  | 15               | —        | —                | H                | H       | —       | -0,71          | —       | 0,68            | —     | —     |
|             |                                 |                 | MI2a | 12               | —        | —                | H                | —       | —       | —              | —       | —               | —     | —     |
|             |                                 |                 | MI26 | 13               | +0,61    | —                | H                | (-0,77) | —       | -0,62          | —       | —               | —     | —     |
|             |                                 |                 | MI12 | 16               | —        | —                | H                | —       | -0,85   | —              | —       | —               | -0,89 | 0,54  |
|             |                                 |                 | MI1  | 9                | —        | -0,77            | H                | H       | —       | -0,80          | H       | +0,76           | —     | —     |
|             |                                 |                 | MI1  | 17               | —        | -0,57            | H                | H       | —       | —              | H       | (+0,41)         | —     | —     |
|             |                                 |                 | MI2  | 19               | +0,74    | —                | (-0,63)          | (-0,75) | —       | -0,68          | -0,64   | —               | -0,92 | -0,79 |
|             |                                 |                 | MI5a | 12               | —        | -0,75            | H                | —       | —       | +0,66          | -0,78   | +0,88           | —     | —     |
| MI16        |                                 |                 | 8    | —                | -0,81    | H                | —                | —       | +0,88   | -0,87          | +0,65   | -0,62           | —     |       |

Таблица 3.10 (продолжение)

| Пироксены   | Тип                                   | n         | Si | AlVI  | Ti    | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Ca    | Na    | $\Sigma_2$ | f     | K <sub>ок</sub> |       |      |
|-------------|---------------------------------------|-----------|----|-------|-------|------------------|------------------|-------|-------|------------|-------|-----------------|-------|------|
| Моноклинные | из основных пород                     | МЭ1       | 22 | —     | -0,82 | H                | —                | -0,46 | +0,56 | -0,83      | +0,78 | -0,90           | —     |      |
|             |                                       | МЭ2       | 12 | —     | -0,71 | H                | H                | —     | —     | —          | —     | —               | —     |      |
|             |                                       | МЭ(1+2)   | 30 | —     | -0,78 | H                | —                | —     | +0,39 | -0,78      | +0,70 | -0,85           | —     |      |
|             |                                       | МИ3       | 14 | H     | -0,68 | H                | —                | —     | -0,98 | H          | +0,64 | -0,73           | —     |      |
|             |                                       | МИ4       | 10 | —     | -0,70 | H                | -0,78            | -0,95 | —     | -0,75      | —     | -0,96           | -0,66 |      |
|             |                                       | МИ5       | 22 | —     | —     | H                | —                | -0,83 | -0,43 | —          | +0,42 | -0,93           | —     |      |
|             |                                       | МИ6а      | 22 | +0,47 | —     | H                | -0,69            | —     | -0,65 | —          | —     | -0,52           | -0,55 |      |
|             |                                       | МИ6(б+в)  | 15 | —     | —     | H                | —                | —     | —     | H          | —     | -0,65           | —     |      |
|             |                                       | МИ6       | 10 | —     | —     | H                | H                | H     | -0,81 | +0,83      | —     | +0,84           | -0,93 | —    |
|             |                                       | МИ6д      | 18 | —     | —     | —                | H                | -0,86 | -0,93 | —          | H     | —               | -0,99 | 0,54 |
|             | из основных пород                     | МИ9       | 13 | —     | —     | H                | —                | -0,72 | —     | H          | —     | -0,83           | —     |      |
|             |                                       | ММ2       | 54 | —     | —     | H                | —                | -0,60 | —     | H          | —     | -0,81           | —     |      |
|             |                                       | ММ3       | 16 | —     | —     | H                | -0,70            | —     | -0,75 | (-0,45)    | —     | —               | —     |      |
|             |                                       | ММ9       | 12 | —     | —     | H                | -0,46            | -0,79 | -0,84 | —          | —     | —               | —     |      |
|             |                                       | ММ10      | 17 | —     | —     | H                | —                | —     | -0,79 | —          | —     | —               | —     |      |
|             |                                       | ММ24      | 13 | —     | —     | —                | H                | —     | -0,74 | —          | —     | —               | —     |      |
|             | из щелочных базальтоидов и габброидов | МЭ3       | 8  | —     | —     | H                | —                | —     | —     | -0,82      | +0,75 | -0,88           | —     |      |
|             |                                       | МЭ4       | 37 | +0,49 | —     | -0,42            | -0,62            | -0,46 | —     | H          | —     | -0,90           | —     |      |
|             |                                       | МЭ5       | 8  | +0,87 | —     | H                | —                | —     | —     | —          | —     | -0,93           | —     |      |
|             |                                       | МЭ(3+4+5) | 53 | +0,38 | —     | -0,40            | -0,54            | -0,46 | —     | -0,33      | —     | -0,88           | —     |      |
|             |                                       | МЭ6       | 12 | +0,58 | —     | —                | —                | —     | -0,67 | —          | —     | -0,76           | —     |      |
|             |                                       | МЭ7       | 17 | +0,63 | —     | (-0,40)          | -0,52            | -0,49 | —     | —          | —     | -0,84           | —     |      |
|             |                                       | МЭ8       | 12 | —     | —     | H                | —                | —     | —     | —          | —     | —               | —     |      |
|             |                                       | МЭ(6+7)   | 29 | +0,55 | —     | H                | -0,52            | —     | —     | —          | —     | -0,77           | —     |      |
|             |                                       | МИ10б     | 12 | —     | -0,75 | —                | —                | -0,65 | +0,88 | —          | +0,67 | -0,89           | —     |      |
|             |                                       | МИ10в     | 13 | +0,85 | —     | —                | -0,65            | -0,62 | —     | —          | —     | -0,75           | —     |      |
|             | натровые эгирини-вые                  | МИ13а     | 19 | —     | —     | H                | —                | -0,94 | —     | —          | —     | -0,96           | +0,70 |      |
|             |                                       | МИ14б     | 17 | —     | —     | H                | -0,67            | —     | —     | —          | —     | —               | —     |      |

Таблица 3.10 (окончание)

| Пироксены   | Тип        | n                         | Si  | Al VI   | Ti      | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Ca      | Na      | $\Sigma_z$ | f       | K <sub>ок</sub> |       |
|-------------|------------|---------------------------|-----|---------|---------|------------------|------------------|---------|---------|------------|---------|-----------------|-------|
| Моноклинные | эгириновые | ММ28                      | 8   | —       | (-0,59) | H                | -0,96            | +0,70   | +0,94   | -0,95      | —       | -0,998          | -0,92 |
|             |            | ММ14                      | 20  | —       | —       | H                | -0,93            | +0,67   | +0,96   | -0,96      | —       | —               | —     |
|             | жидеиновые | ММ17                      | 26  | —       | -0,70   | H                | -0,45            | —       | +0,61   | -0,63      | +0,40   | -0,69           | -0,40 |
|             |            | ММ17а                     | 9   | -0,67   | -0,90   | H                | -0,91            | -0,79   | +0,95   | -0,72      | +0,80   | -0,96           | -0,76 |
|             |            | ММ18                      | 1-1 | —       | -0,90   | H                | —                | —       | +0,58   | -0,89      | —       | (-0,44)         | —     |
|             |            | ММ19                      | 28  | (-0,33) | -0,74   | H                | -0,57            | —       | +0,68   | -0,76      | (+0,38) | -0,83           | -0,46 |
|             |            | ММ20                      | 15  | -0,66   | -0,78   | H                | +0,79            | +0,80   | —       | (-0,46)    | +0,52   | —               | —     |
|             |            | ММ21а                     | 41  | -0,32   | -0,83   | H                | +0,93            | +0,51   | +0,94   | -0,73      | +0,33   | —               | —     |
|             |            | МГ56                      | 12  | —       | -0,79   | H                | —                | —       | +0,81   | -0,88      | —       | -0,98           | —     |
|             |            | из кислых и средних пород | МИ7 | 10      | —       | —                | H                | -0,73   | -0,96   | —          | —       | —               | -0,98 |
|             | МИ8        |                           | 8   | —       | —       | H                | -0,77            | -0,75   | -0,94   | —          | —       | -0,99           | —     |
|             | ММ4        |                           | 10  | —       | (-0,57) | H                | —                | -0,87   | (+0,51) | —          | +0,66   | -0,97           | —     |
|             | из скарнов | ММ66                      | 9   | —       | —       | H                | —                | -0,87   | (-0,50) | —          | —       | -0,99           | —     |
|             |            | ММ12 <sub>1</sub>         | 15  | —       | —       | H                | -0,53            | -0,93   | —       | —          | —       | -0,99           | —     |
|             |            | ММ12 <sub>5</sub>         | 12  | (+0,48) | -0,44   | H                | —                | -0,91   | —       | —          | —       | -0,94           | —     |
|             |            | ММ6 <sub>в</sub> +Г       | 19  | —       | —       | (-0,38)          | -0,55            | -0,80   | —       | —          | —       | -0,98           | —     |
|             |            | ММ25                      | 21  | +0,54   | -0,42   | -0,61            | -0,55            | -0,68   | —       | -0,51      | —       | -0,91           | —     |
|             |            | ММ26                      | 23  | —       | -0,40   | H                | (-0,34)          | -0,95   | +0,52   | —          | —       | -0,99           | +0,59 |
|             |            | ММ27                      | 36  | -0,38   | +0,53   | H                | —                | (-0,22) | -0,48   | +0,40      | —       | -0,60           | —     |
|             |            | ММ266+276                 | 10  | —       | —       | H                | -0,63            | -0,94   | —       | —          | —       | -0,97           | —     |
|             |            | ММ29                      | 11  | —       | —       | H                | —                | -0,95   | —       | —          | —       | -0,98           | +0,63 |
|             |            | ММ8а                      | 25  | —       | —       | H                | -0,49            | —       | —       | —          | —       | -0,46           | —     |

являются положительные связи  $\text{Fe}^{2+}$  с  $\text{Fe}^{3+}$  или  $\text{Al}_{\text{VI}}$ , а сводные коэффициенты корреляции  $\text{Fe}^{2+}$  с  $\text{R}^{3+}$  еще сильнее, мы можем предположить, что чермакитовый компонент имеет вид  $\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_2\text{SiO}_6$ , где  $\text{Fe}^{2+}$  замещает Са в диопсидах. Кроме того, возможно, по-видимому, простое замещение  $\text{Ca} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ , т. е. вхождение ферросилита. Во втором случае клинопироксены богаты  $\text{Al}_{\text{VI}}$  по сравнению с  $\text{Fe}^{3+}$ , и допустимо, что Са замещается Mg, причем преимущественно в виде Mg-чермакита ( $\text{MgR}_2^{3+}\text{SiO}_6$ ). Это не вполне ясно. Возможность существования Mg-чермакита подтверждается положительной корреляцией Mg и Si в некоторых клинопироксенах, особенно из щелочных базальтоидов и габброидов. Таким образом, устанавливается, что в клинопироксенах чермакит может иметь вид не только  $\text{CaR}_2^{3+}\text{SiO}_6$ , но и  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{R}_2^{3+}\text{SiO}_6$ , особенно в клинопироксенах, сильно недосыщенных кальцием. Следует также отметить разное перераспределение Са, Mg и  $\text{Fe}^{2+}$  в сосуществующих пироксенах для магнезиальной и железистой области (см. § 34).

Из общего рассмотрения (Соболев, 1949) можно было ожидать, что Mg входит в восьмерную координацию на место Са только при высоких давлениях (например, ряд гроссуляр — пироп), а  $\text{Fe}^{2+}$  и Mn легко входят в восьмерную координацию даже при низких давлениях и разных температурах, но обязательно при низкой щелочности и низком окислительном потенциале (например, в альмандине и спессартине). Однако в случае вхождения Mg на место Са в виде чермакита одновременно входят на его место более мелкие ионы  $\text{R}^{3+}$ , так что общий объемный эффект незначителен. В магнезиальных породах, как следует из экспериментальных данных (см. § 1), Mg может входить на место Са и без  $\text{R}^{3+}$  с повышением температуры.

**Марганец.** Обычно считается, что Mn входит в пироксены в виде двухвалентного иона, хотя химическими методами, как правило,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$  и  $\text{Mn}^{4+}$  не разделяются. Несомненно, что в йохансениты и геденбергит-йохансениты он входит преимущественно в двухвалентной форме. Это подтверждается очень высоким отрицательным коэффициентом корреляции  $\text{Fe}^{2+}$  и Mn в марганцовистых клинопироксенах (тип MM27, табл. 3.11). Характерно, что в этом типе частные корреляции Mn,  $\text{Fe}^{2+}$  и Mg при постоянном содержании третьего компонента одинаковы по величине и близки к —1:  $r_{\text{Fe}^{2+}\text{Mn-Mg}} = -0,95$ ;  $r_{\text{MgMn-Fe}^{2+}} = -0,91$ ;  $r_{\text{Fe}^{2+}\text{Mg-Mn}} = -0,90$ .

Это объясняется тем, что здесь сумма  $\text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$  из-за низкого содержания  $\text{R}^{3+}$  практически постоянна, так что коэффициенты корреляции определяются их дисперсией согласно приведенной выше формуле. Вычисленные через дисперсии значения близки к значениям, приведенным в табл. 3.11, например  $r_{\text{FeMn}} = -0,90$ , а  $r_{\text{MgMn}} = -0,35$ . Поэтому судить об истинных взаимозамещениях в типе MM27 нельзя. Это находит подтверждение в ортопироксенах и типе MM11 (см. табл. 3.11). Положительная связь Mn и  $K_{\text{ок}}$  наводится через связи Mn с Mg и  $\text{Fe}^{2+}$  и при постоянстве содержания  $\text{Fe}^{2+}$  становится слабой отрицательной (—0,25). Другими словами, с увеличением окисления Mn перестает входить в пироксены. Это находится в соответствии с тем фактом, что марганцовистыми являются все клинопироксены редкометалльных и полиметаллических скарнов, которые образуются при низком окислительном потенциале.

Особое положение занимают бланфордиты из марганцовых пород Индии (гондитов), в которых наряду с Mn имеется, как установлено анализами, многовалентный  $\text{Mn}^{3+}$  или  $\text{Mn}^{4+}$  при одновременно высоком содержании  $\text{NaFe}^{3+}$  (эгирина). В то же время окислительный потенциал в гондитах невысок, так как преобладающая часть Mn находится в них в виде спессартина. По-видимому, главное условие образования таких

Коэффициенты корреляции Mn с катионами ромбических и моноклиньных пироксенов

| Пироксены    | Тип      | $\bar{x}$ | S   | r  | Si      | Fe <sup>2+</sup> | Fe <sup>2+</sup>                | Mg                               | Ca    | Na      | $\Sigma_2$ | K <sub>окс</sub> |
|--------------|----------|-----------|-----|----|---------|------------------|---------------------------------|----------------------------------|-------|---------|------------|------------------|
| Ромбические  | PM6      | 50        | 75  | 8  | —       | —                | -0,73                           | —                                | —     | —       | —          | —                |
|              | PM8      | 38        | 31  | 11 | —       | —                | —                               | —                                | —     | —       | —          | —                |
|              | PM(9+10) | 54        | 63  | 8  | —       | —                | +0,57<br>(-0,98) <sup>*)</sup>  | -0,76                            | —     | H       | —          | —                |
| Моноклиньные | MM27     | 322       | 335 | 35 | +0,33   | -0,27            | -0,881<br>(-0,95) <sup>*)</sup> | (-0,22)<br>(-0,91) <sup>*)</sup> | -0,31 | H       | —          | +0,34<br>(-0,25) |
|              | MM23     | 71        | 56  | 6  | (+0,57) | —                | (-0,52)                         | (-0,55)                          | —     | (+0,45) | -0,65      | —                |

\* Частные коэффициенты корреляции

специфических пироксенов — высокий потенциал Na в марганцовистых породах при одновременно невысоком окислительном потенциале. К сожалению, малое число анализов не позволяет обоснованно судить о корреляциях Mn в бланфордитах (тип MM23, табл. 3.11), хотя отрицательная корреляция Mn с суммой катионов и положительная (?) — с Na, не противоречат гипотезе о том, что часть Mn в виде Mn<sup>3+</sup> входит вместе с Na.

Наконец, Mn как более крупный катион по сравнению с Mg и Fe<sup>2+</sup> в марганцовистых пироксенах может замещать и Ca. Об этом свидетельствует отрицательная связь Ca и Mn, которая усиливается при постоянстве Fe<sup>2+</sup> и Mg и нехватке Ca в пироксенах, близких к йохансениту.

Кальций и натрий. Как уже отмечалось, роль Ca в орто- и клинопироксенах различная. Это касается не только его содержания, но и позиции в структуре, а потому и связей Ca с другими ионами. В ортопироксенах Ca имеет шестерную координацию и имеет отрицательные связи преимущественно с Mg, а не Fe<sup>2+</sup>, даже в железистых пироксенах (табл. 3.12). Его положительная связь с R<sup>3+</sup> (особенно с Fe<sup>3+</sup>) и отрицательная связь с Si подтверждает гипотезу, что в ортопироксены входит Ca-чермакит CaR<sub>2</sub><sup>3+</sup>SiO<sub>6</sub>. Это хорошо объясняется с позиции компенсации объема среди катионов шестерной координации, так как Ca + Al (1,06 + 0,57) ≈ 2Mg (1,56).

Только в наиболее железистых ортопироксенах (типы PM5в—PM10в) связь Ca и Si имеет обратный знак, при наличии отрицательной связи Ca и Mg. По-видимому, здесь кальций входит без R<sup>3+</sup> (т. е. в виде CaFe<sup>2+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) и в среднем даже возрастает с уменьшением R<sup>3+</sup>. В других случаях (например, типы 2а, 4, 5б), когда есть связь Ca с Mg, но отсутствуют другие связи. Ca принадлежит, по-видимому, обоним описанным миналам. Учитывая, что Mg и Fe<sup>2+</sup> в ортопироксенах занимают несколько иные позиции, можно предположить, что смена характера взаимосвязи происходит как раз при  $f' = 50$ ; Na и Ca в ортопироксенах обнаруживают только положительные связи, вероятно, Na здесь ведет себя аналогично кальцию (см. табл. 3.12).

В клинопироксенах кальций находится только в восьмерной координации (позиции M<sub>2</sub>), где он в большинстве случаев — преобладающий катион. В этой позиции он замещается катионами<sup>1</sup> Mg, Fe<sup>2+</sup> и Na (в марганцовистых пироксенах Mn<sup>2+</sup>), причем роль каждого из этих катионов в позиции Ca разная в разных парагенетических типах. В целом, как мы

<sup>1</sup> Наши выводы о замещении Ca разными катионами (особенно Mg) могут быть основаны на коэффициентах корреляции (и частных коэффициентах корреляции) только в случаях, когда сумма Ca, Mg и Fe<sup>2+</sup> не постоянна из-за вхождения R<sup>3+</sup>, Mn, Na и др. В противном случае коэффициенты корреляции между Mg, Fe<sup>2+</sup> и Ca определяются только их дисперсиями (см. выше).



Коэффициенты корреляции Са с катионами ромбических и моноклиновых пироксенов

| Пироксены    | Тип                                       | n        | Si      | Al <sub>VI</sub> | Ti    | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg      | Na      | Σ <sub>2</sub> | f       | K <sub>ок</sub> |       |
|--------------|---|----------|---------|------------------|-------|------------------|------------------|---------|---------|----------------|---------|-----------------|-------|
| Ромбические  | из гипербазитов                           | РИ2      | 11      | -0,81            | +0,69 | H                | —                | —       | -0,61   | H              | +0,60   | —               | —     |
|              |   | PM1      | 26      | —                | —     | H                | +0,55            | —       | —       | H(+0,61)       | +0,39   | —               | —     |
|              |   | PG1      | 22      | -0,42            | —     | H                | (+0,32)          | +0,69   | -0,93   | +0,68          | —       | +0,83           | —     |
|              |   | PG4a+b   | 19      | -0,52            | —     | H                | +0,52            | —       | —       | H              | —       | —               | —     |
|              |   | PG5б     | 12      | -0,65            | —     | H                | (-0,42)          | —       | -3,63   | H              | —       | (+0,47)         | —     |
|              | из основных пород                         | РИ3      | 7       | —                | —     | H                | —                | —       | —       | H              | —       | —               | —     |
|              |   | PM2a     | 47      | —                | —     | H                | —                | —       | (-0,27) | H(0,53)        | —       | —               | —     |
|              |   | PM2б     | 12      | (-0,33)          | —     | H(0,54)          | +0,59            | —       | —       | H              | -0,61   | —               | —     |
|              |   | PM3      | 12      | —                | —     | H                | —                | —       | —       | —              | —       | —               | —     |
|              |   | PM(9+10) | 8       | —                | —     | H                | —                | —       | —       | —              | —       | —               | —     |
|              | из кислых и средних пород (железистые РП) | РЭ2      | 44      | —                | —     | H                | —                | +0,44   | -0,37   | H              | +0,50   | +0,35           | —     |
|              |   | PM4a     | 12      | +0,70            | —     | H                | —                | (-0,35) | (-0,35) | H              | —       | —               | —     |
|              |   | PM4б     | 13      | —                | —     | H                | —                | +0,60   | -0,56   | H              | —       | —               | —     |
|              |   | PM5      | 17      | —                | —     | H(+0,71)         | +0,74            | -0,51   | —       | H              | -0,70   | —               | +0,82 |
|              |   | PM5в     | 10      | (+0,60)          | -0,77 | H                | —                | —       | —       | H(+0,50)       | —       | —               | —     |
| PM6          |   | 9        | +0,76   | —                | H     | —                | —                | -0,71   | H       | —              | +0,84   | —               |       |
| PM8          |   | 11       | +0,66   | H                | H     | —                | —                | —       | —       | —              | —       | —               |       |
| PM(6+10)     |   | 12       | (+0,54) | H                | H     | —                | —                | —       | —       | —              | —       | —               |       |
| Моноклиновые | из гипербазитов                           | МИ1      | 15      | —                | —     | H                | H                | —       | -0,71   | —              | —       | —               | —     |
|              |   | МИ2a     | 12      | +0,84            | -0,89 | H                | —                | —       | —       | —              | —       | —               | —     |
|              |   | МИ2б     | 13      | —                | -0,57 | H                | +0,58            | —       | -0,62   | —              | —       | —               | —     |
|              |   | МИ12     | 16      | —                | H     | H                | —                | -0,56   | —       | -0,51          | +0,18   | -0,51           | +0,60 |
|              |   | MM1      | 9       | —                | +0,78 | H                | H                | —       | -0,80   | (-0,50)        | —       | —               | —     |
|              |   | MG1      | 27      | +0,60            | —     | H                | H                | -0,40   | —       | —              | —       | —               | —     |
|              |   | MG2      | 19      | —                | -0,46 | +0,63            | H                | +0,51   | —       | -0,68          | —       | —               | +0,53 |
|              |   | MG5a     | 12      | —                | -0,93 | H                | —                | —       | +0,65   | -0,91          | (+0,43) | —               | —     |
|              |   | MM16     | 8       | —                | -0,93 | H                | —                | —       | +0,88   | -0,95          | (+0,67) | —               | —     |

Таблица 3.12 (продолжение)

| Гироксены   | Тип                                   | n         | Si | Al <sub>V</sub> | Ti    | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg    | Na      | Σ <sub>2</sub> | f     | K <sub>ок</sub> |       |
|-------------|---------------------------------------|-----------|----|-----------------|-------|------------------|------------------|-------|---------|----------------|-------|-----------------|-------|
| Моноклинные | из основных пород                     | МЭ1       | 22 | —               | -0,82 | H                | —                | —     | +0,56   | -0,81          | +0,64 | -0,65           | —     |
|             |                                       | МЭ2       | 8  | —               | -0,71 | H                | H                | -0,99 | —       | -0,79          | —     | -0,92           | +0,70 |
|             |                                       | МЭ(1+2)   | 30 | —               | -0,71 | H                | —                | -0,50 | +0,30   | -0,78          | +0,56 | -0,57           | +0,39 |
|             |                                       | МИЗ       | 14 | —               | +0,61 | H                | —                | —     | -0,98   | H              | -0,58 | +0,63           | —     |
|             |                                       | МИ4       | 10 | +0,87           | —     | H                | +0,78            | -0,73 | —       | -0,80          | -0,67 | -0,68           | —     |
|             |                                       | Л.И5      | 22 | —               | —     | H                | —                | —     | -0,43   | —              | —     | —               | —     |
|             |                                       | МИ6а      | 22 | -0,66           | —     | H                | +0,62            | —     | -0,65   | —              | —     | —               | +0,63 |
|             |                                       | МИ6(б+в)  | 15 | —               | —     | H                | —                | -0,53 | —       | H              | —     | —               | —     |
|             |                                       | МИ6г      | 10 | —               | —     | H                | H                | -0,61 | +0,83   | —              | +0,65 | -0,75           | —     |
|             |                                       | МИ6д      | 18 | +0,64           | —     | H                | —                | —     | —       | —              | —     | —               | -0,77 |
|             |                                       | МИ9       | 13 | —               | —     | H                | —                | -0,62 | —       | —              | +0,90 | —               | —     |
|             |                                       | ММ2       | 56 | —               | —     | H                | —                | -0,52 | —       | H              | —     | —               | —     |
|             |                                       | ММ3       | 16 | —               | —     | H                | —                | —     | —       | -0,75          | —     | —               | +0,52 |
|             |                                       | ММ9       | 12 | —               | —     | H                | —                | —     | —       | -0,84          | —     | -0,58           | —     |
|             |                                       | ММ10      | 17 | —               | —     | H                | —                | —     | (-0,45) | -0,79          | —     | —               | —     |
|             |                                       | ММ24      | 13 | —               | —     | —                | —                | —     | —       | —              | —     | —               | —     |
|             | из щелочных базальтоидов и габброидов | МЭ3       | 8  | —               | -0,73 | H                | —                | —     | —       | —              | —     | —               | —     |
|             |                                       | МЭ4       | 37 | —               | -0,50 | —                | —                | —     | —       | -0,37          | +0,35 | —               | —     |
|             |                                       | МЭ5       | 8  | -0,77           | —     | H                | —                | —     | —       | —              | —     | —               | —     |
|             |                                       | МЭ(3+4+5) | 53 | —               | -0,51 | —                | —                | —     | —       | -0,34          | —     | —               | —     |
|             |                                       | МЭ6       | 12 | —               | —     | —                | —                | —     | -0,67   | —              | —     | +0,61           | —     |
|             |                                       | МЭ7       | 17 | —               | —     | —                | —                | —     | —       | —              | —     | —               | —     |
|             |                                       | МЭ8       | 12 | —               | —     | —                | H                | —     | —       | —              | -0,73 | —               | —     |
|             |                                       | МЭ(6+7)   | 29 | -0,49           | —     | —                | —                | —     | —       | —              | —     | —               | —     |
|             |                                       | МИ10б     | 12 | +0,80           | -0,86 | —                | —                | —     | -0,74   | +0,88          | —     | —               | -0,89 |
|             |                                       | МИ10в     | 13 | —               | —     | —                | —                | +0,62 | —       | —              | —     | —               | —     |

Таблица 3.12 (окончание)

| Гипро-<br>ксызы | Тип                              |            | n       | Si      | Al <sub>VI</sub> | Ti      | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg    | Na      | Σ <sub>2</sub> | f       | K <sub>ок</sub> |       |
|-----------------|----------------------------------|------------|---------|---------|------------------|---------|------------------|------------------|-------|---------|----------------|---------|-----------------|-------|
| Монотимные      | натровые                         | эгириновые | МИ13а   | 19      | -0,72            | —       | H                | -0,92            | —     | —       | -0,93          | +0,53   | —               | —     |
|                 |                                  |            | МИ14б   | 17      | —                | —       | H                | -0,68            | —     | —       | -0,80          | —       | —               | —     |
|                 |                                  |            | ММ28    | 8       | (-0,64)          | (-0,58) | H                | -0,99            | +0,87 | +0,94   | -0,997         | +0,73   | -0,95           | -0,99 |
|                 |                                  |            | ММ14    | 20      | —                | —       | H                | -0,98            | +0,80 | +0,96   | -0,975         | +0,55   | -0,93           | —     |
|                 |                                  | жадеитовые | ММ17    | 26      | —                | -0,75   | H                | —                | —     | +0,61   | -0,65          | —       | (+0,30)         | —     |
|                 |                                  |            | ММ17а   | 9       | —                | -0,92   | H                | -0,92            | -0,75 | +0,95   | -0,70          | +0,78   | -0,95           | -0,79 |
|                 |                                  |            | ММ18    | 14      | -0,64            | -0,82   | H                | —                | —     | +0,58   | -0,74          | +0,63   | -0,62           | —     |
|                 |                                  |            | ММ19    | 30      | -0,41            | -0,69   | H                | -0,55            | —     | +0,68   | -0,87          | —       | -0,55           | —     |
|                 | натровые                         | жадеитовые | ММ20    | 15      | —                | -0,83   | H                | —                | +0,62 | —       | -0,98          | (-0,47) | -0,56           | —     |
|                 |                                  |            | ММ21а   | 11      | -0,48            | -0,88   | H                | +0,42            | +0,51 | +0,94   | -0,74          | (+0,30) | —               | —     |
| МГ5б            |                                  |            | 12      | -0,62   | -0,75            | H       | —                | —                | +0,81 | -0,98   | —              | (-0,42) | —               |       |
| ММ19            |                                  |            | 12      | -0,62   | -0,75            | H       | —                | —                | +0,81 | -0,98   | —              | (-0,42) | —               |       |
| Монотимные      | из индских<br>и средних<br>пород | МИ7        | 10      | —       | —                | —       | —                | —                | —     | —       | —              | —       | —               |       |
|                 |                                  | МИ8        | 8       | —       | —                | H       | +0,83            | —                | -0,94 | H       | —              | +0,92   | +0,69           |       |
|                 |                                  | ММ4        | 10      | —       | —                | H       | —                | -0,82            | —     | (+0,55) | —              | -0,68   | +0,71           |       |
|                 | из скандинов                     | ММ6б       | 9       | —       | -0,79            | H       | -0,56            | +0,82            | -0,50 | —       | +0,90          | (+0,51) | -0,77           |       |
|                 |                                  | ММ12а      | 15      | —       | -0,56            | H       | —                | —                | —     | -0,60   | —              | —       | —               |       |
|                 |                                  | ММ12б      | 12      | —       | —                | H       | (-0,48)          | —                | —     | —       | +0,64          | —       | —               |       |
|                 |                                  | ММ6в+г     | 19      | -0,33   | -0,59            | H       | —                | (-0,31)          | —     | -0,45   | +0,65          | —       | —               |       |
|                 |                                  | ММ25       | 21      | -0,39   | -0,55            | H       | (+0,30)          | —                | —     | -0,66   | +0,54          | —       | +0,41           |       |
|                 |                                  | ММ26       | 23      | —       | -0,59            | H       | —                | -0,49            | +0,52 | —       | +0,47          | -0,53   | —               |       |
|                 |                                  | ММ127      | 36      | —       | -0,73            | H       | —                | —                | -0,48 | -0,41   | +0,55          | +0,42   | —               |       |
| ММ26б+27б       |                                  | 10         | (+0,60) | (-0,58) | H                | —       | —                | (-0,48)          | -0,72 | —       | —              | —       |                 |       |
| ММ129           |                                  | 11         | —       | —       | H                | -0,94   | —                | —                | -0,98 | (-0,59) | —              | —       |                 |       |
| ММ8а            |                                  | 25         | (-0,36) | —       | H                | —       | (-0,32)          | —                | —     | +0,48   | —              | —       |                 |       |

отмечали, входит преимущественно тот катион, которым наиболее богат клинопироксен: в магнезиальных — магний, в железистых —  $\text{Fe}^{2+}$ , в марганцовистых Mn, Na, как и Ca, входит только в восьмерную координацию, поэтому их связи в клинопироксенах во всех случаях отрицательные. Коэффициенты корреляции Ca и Na приближаются к  $-1$  в натровых клинопироксенах, когда дисперсия других  $\text{R}^{2+}$  ( $\text{Fe}^{2+}$ , Mg и Mn) невелика. Ситуация здесь аналогична связи  $\text{Fe}^{2+}$  и Mg, т. е.

$$r_{\text{NaCa}} = \frac{S_x^2 - (S_{\text{Na}}^2 + S_{\text{Ca}}^2)}{S_{\text{Na}} S_{\text{Ca}}}$$

где  $S_x$  — стандартное отклонение суммы Ca и Na вследствие вхождения  $\text{R}^{2+}$  и ошибок анализов. Когда  $S_x^2 \approx S_{\text{Na}}^2 + S_{\text{Ca}}^2$  коэффициент корреляции Ca и Na незначим, когда  $S_x^2 > S_{\text{Na}}^2 + S_{\text{Ca}}^2$ , связь Ca и Na может стать положительной. Однако в изученных клинопироксенах такая ситуация не возникает, так как обычно сумма Ca и Na близка к 1000, и когда она заметно меньше (например, в некоторых натровых пироксенах) дисперсии Na и Ca достаточно велики. Судя по связям Na с остальными катионами, даже в малонатровых пироксенах мы имеем преимущественное вхождение Na в виде то жадеита ( $\text{NaAlVI}$ ), то эгирина ( $\text{NaFe}^{3+}$ ). Так, в клинопироксенах обычных базальтов наблюдается жадеитовая схема изоморфизма, в щелочных базальтах без фельдшпатоидов — преимущественно эгириновая схема, в щелочных с фельдшпатоидами, по-видимому, проявлены обе схемы, в результате все связи Na подавлены.

### Роль воды и калия в пироксенах

Калий и  $\text{H}_2\text{O}^+$  представляют компоненты, которые нередко устанавливаются анализами в пироксенах в повышенных количествах, но как предполагает большинство авторов, в структуру пироксенов не входят или входят в очень ограниченном количестве.

В отношении воды до недавнего времени у подавляющего большинства исследователей не возникало сомнения, что вода не входит в решетку пироксенов (см. например, В. С. Соболев, 1949; Добрецов, 1959; Добрецов, Пономарева, 1964, а, б, и др.). На основании этого нами был введен один из критериев отбраковки анализов — по содержанию  $\text{H}_2\text{O}^+$  или п. п. п. Ранее имелись указания на возможность повышенного содержания воды в пироксенах, но все они оказались ошибочными. Например, Б. Рао и Л. Рао описали водосодержащий ромбический пироксен под названием «бидолотид», однако позже оказалось, что это антофиллит (Rabbit, 1948). В других случаях при повышенных содержаниях  $\text{H}_2\text{O}^+$  авторы, как правило, отмечают наличие серпентина, хлорита или других богатых водой минералов, а в случае повышенного содержания  $\text{CO}_2$  (или п. п. п.) — также карбонатов.

Но недавно были описаны ромбические пироксены из чарнокитов Северной Карелии, содержащие  $\text{H}_2\text{O}^+$  в количестве 2,30 и 3,20 вес. % (Шемякин и др., 1967). Авторы, описавшие эти ортопироксены, предполагают вхождение воды в структуру пироксена. При этом они отмечают другие анализы ортопироксенов, содержащие повышенные количества  $\text{H}_2\text{O}^+$  (0,6—1,80 вес. %), и ссылаются на Н. В. Белова и Г. П. Литвинскую (1966), которые предполагают в ортосиликатах возможность замены  $[\text{SiO}_4]^{4-} \rightarrow [(\text{OH})_4]^{4-}$ . Фактических доказательств этого предположения для пироксенов авторы не приводят. Они дают лишь рентгенограммы, которые по своим главным линиям соответствуют ортопироксену, но не использовали никаких специальных методик (инфракрасную спектроскопию, ЭПР, ЯМР), чтобы доказать вхождение  $\text{H}_2\text{O}$  именно в структуру

пироксенов, в частности наличие дефектов (пустых мест, не занятых Si) и водородных связей в структуре. Авторы не приводят никаких данных, исключающих возможность наличия примесей. В то же время некоторые их данные — замутненность пироксенов, повышенное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в анализе при низком содержании Al, наличие дополнительных слабых линий на рентгенограммах, не принадлежащих пироксену, дают основание предположить, что вода связана с механическими примесями гидроокислов Fe типа лимонита в количестве 8—10%. Кстати, количества  $\text{Fe}^{2+}$  и групп OH в формулах, приводимых авторами, почти точно соответствуют  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ .

Следует также отметить, что и теоретически вхождение  $(\text{OH})_4$  на место  $\text{SiO}_4$  в цепочках пироксенов (а не в островных силикатах) с возникновением дефектной структуры маловероятно, так как привело бы к распаду цепочек. Даже другие дефектные замещения типа  $3\text{Mg} \rightarrow 2\text{Al}$  или  $3\text{Fe}^{2+} \rightarrow 2\text{Fe}^{3+}$ , широко распространенные, например, в слюдах и амфиболах, практически не проявляются, как мы видели выше, в пироксенах. В структуре пироксенов нет вакантных мест.

Для проверки этих предположений мы прокоррелировали содержание  $\text{H}_2\text{O}^+$  в ортопироксенах, содержащих свыше 0,6%  $\text{H}_2\text{O}^+$ , с содержаниями остальных катионов. Если вода на самом деле входит в структуру пироксенов по схеме  $[\text{SiO}_4]^{4-} \rightarrow [(\text{OH})_4]^{4-}$ , то должна наблюдаться отрицательная корреляция  $\text{H}_2\text{O}^+$  и Si и отсутствие корреляции с другими катионами. Если же вода связана с примесями водосодержащих минералов, таких, как амфибол, серпентин, хлорит, гидроокислы, то корреляция с Si также может быть отрицательная, но обязательно должна появиться корреляция  $\text{H}_2\text{O}^+$  с другими катионами и суммой  $\Sigma_2$ , так как все эти примеси богаче октаэдрическими катионами по сравнению с Si. Коэффициенты корреляции, приведенные в табл. 3.13, подтверждают второе предположение.

Наконец, вхождение воды в структуру пироксена должно уменьшать показатель преломления. Однако связь  $N_g$  и  $\text{H}_2\text{O}^+$  в ортопироксенах не обнаруживается (см. табл. 3.13), если мы даже вычислим частный коэффициент корреляции при постоянной железистости  $r_{NgI_2O^+j} = (-0,25)$ .

Из всего изложенного можно сделать вывод, что  $\text{H}_2\text{O}^+$  не входит в структуру ортопироксенов (во всяком случае в заметных количествах), а ее наличие в анализах обусловлено главным образом примесями вторичных водосодержащих минералов. Аналогичные сопоставления и выводы справедливы и для моноклинных пироксенов. В последнее время доказывается вхождение OH в структуру пироксенов, что в количестве не более 0,8% (Martin, Donnay, 1971). При очень высоком  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ , не достижимом в природе, получены гидроксилсодержащие «пироксены» (Sclar, 1970).

В отношении калия, с первого взгляда нет никаких ограничений для вхождения его в структуру пироксенов, например на место Na. Однако, как отмечал В. С. Соболев (1949), калий и натрий вследствие резкого различия ионных радиусов (для K 1,33 Å, для Na 0,98 Å) в кислородных соединениях должны иметь разные теоретические координационные числа: 8 для Na и 12 для K. Более того, K в природных минералах вообще очень редко имеет к. ч. = 8, (даже реже, чем 6, например, в калиофилите), а широкий изоморфизм K и Na осуществляется только при к. ч. = 10, например в полевых шпатах (В. С. Соболев, 1949). Поэтому даже натровые пироксены в огромном большинстве случаев не содержат K.

Иногда, однако, в анализах пироксенов устанавливается до 0,9 вес. %  $\text{K}_2\text{O}$ . Как и для  $\text{H}_2\text{O}^+$  возникает вопрос: входит ли весь этот K в структуру пироксенов или его наличие объясняется в основном примесями? Для проверки этих предположений коэффициенты корреляций в обычных выборках парагенетических типов и в суммарной выборке не дают

никакой информации, так как содержания и дисперсия К очень малы. Поэтому коэффициенты корреляции К в табл. 3.2—3.12 отсутствуют. Можно, однако, лишь отметить, что в подавляющем большинстве случаев никакая корреляция К с главными катионами не обнаруживается, а положительные корреляции К с акцессорными компонентами (Ti, Cr, Mn и др.) смысла не имеют, так как они возникают из-за обилия «нулей».

Таблица 3.13

Корреляция  $H_2O^+$  и К с составом и величиной  $Ng$  пироксенов

| Параметры                                      | n  | Содержания катионов на 6000 кислородов |                  |    |                  |                  |       |       |       |       |    | $H_2O$<br>(вес. %) | Ng   |            |
|--|----|--|------------------|----|------------------|------------------|-------|-------|-------|-------|----|--------------------|------|------------|
|  |    | Si                                     | Al <sub>IV</sub> | Ti | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mn    | Mg    | Ca    | Na    | K  |                    |      | $\Sigma_2$ |
| Ортопироксены с $H_2O^+$ (п.п.п.) > 0,6 вес. % |    |  |                  |    |                  |                  |       |       |       |       |    |                    |      |            |
| $\bar{x}$                                      | 40 | 1932                                   | 43               | 7  | 48               | 676              | 18    | 1154  | 47    | 7     | 4  | 3992               | 1,30 | —          |
| $r_{(H_2O)}$                                   | 40 | —                                      | —                | —  | +0,22            | —                | —     | -0,20 | +0,42 | —     | —  | -0,23              | —    | —          |
| $\frac{\bar{x}}{x}$                            | 24 | 1937                                   | 35               | 5  | 54               | 821              | 23    | 997   | 60    | 10    | 6  | 3996               | 1,52 | 1,724      |
| $r_{(H_2O)}$                                   | 24 | —                                      | —                | —  | (+0,19)          | —                | —     | —     | +0,47 | —     | —  | -0,44              | —    | —          |
| $r_{(K_2O)}$                                   | 24 | —                                      | —                | —  | +0,36            | +0,967           | +0,54 | -0,99 | +0,30 | —     | —  | —                  | —    | —          |
| Клинопироксены с $K_2O > 0,2$ вес. %           |    |  |                  |    |                  |                  |       |       |       |       |    |                    |      |            |
| $\bar{x}$                                      | 47 | 1946                                   | 497              | 8  | 77               | 96               | 2     | 371   | 428   | 470   | 26 | 3977               | —    | —          |
| $r_{(K_2O)}$                                   | 47 | —                                      | +0,40            | —  | —                | -0,28            | —     | -0,37 | -0,39 | +0,34 | —  | —                  | —    | —          |

Поэтому мы вычислили отдельно коэффициенты корреляции в тех анализах, где его содержание было повышенным (свыше 0,2 вес. %), и привели их в табл. 3.13. Оказалось, что обнаруживаются только слабые отрицательные связи К и  $Fe^{2+}$ , Mg, Ca и положительные с Al<sub>IV</sub> и Na, т. е. калий в среднем увеличивается с возрастанием жадеита. Иногда устанавливается сильная связь К с  $Fe^{3+}$  (положительная). Это может быть связано с примесями биотита, или вхождением минала  $KFe^{3+}Si_2O_6$ . Такой пироксен получен экспериментально (Винчелл, 1967). Отсутствие калиевых эгиринов в природе объясняется тем, что К активнее Na и в первую очередь связывается с Al, для Na остается только остаток Al, а в случае нехватки алюминия Na соединяется с  $Fe^{3+}$  с образованием эгирина (Соболев, 1949). Однако небольшие количества минала  $KFe^{3+}Si_2O_6$  возможны.

В других случаях повышенные содержания К в пироксенах возможны при очень высоких давлениях, в некоторых жадеитовых пироксенах вследствие гипотетической реакции, аналогичной разложению альбита:  $KAlSi_3O_8 \rightarrow KAlSi_2O_6 + SiO_2$ . Однако образование калиевого пироксена должно сопровождаться не только возрастанием координации Al, но и уменьшением координации К (от 10 до 8), поэтому возможность этой реакции не вполне ясна.

## § 8. ПЕРЕСЧЕТ АНАЛИЗОВ ПИРОКСЕНОВ НА МИНАЛЫ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПИРОКСЕНОВ

Исследователи, имеющие дело с анализами пироксенов, обычно стремятся пересчитать их на составляющие миналы. При этом, как правило, преследуется цель свести многокомпонентный состав пироксенов к небольшому числу переменных (3 или 4), чтобы изобразить его на плоскости, на треугольных или иных диаграммах. Другая цель, не всегда высказываемая явно, состоит в том, чтобы сопоставить составы пиро-

ксенов из различных пород с экспериментальными данными, поскольку в экспериментах составы пироксенов изображаются в виде бинарных (или редко тройных) твердых растворов некоторых чистых компонентов, соответствующих конечным членам изоморфной серии пироксенов. В настоящее время экспериментально получены следующие конечные члены (см. § 1):

- |                       |                       |                       |                       |
|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| 1) $MgSiO_3$          | (или $Mg_2Si_2O_6$ ), | 6) $CaAl_2SiO_6$      | — Са-чермакит,        |
| 2) $FeSiO_3$          | (или $Fe_2Si_2O_6$ ), |                       | или Са-алюмочермакит, |
| 3) $CaMgSi_2O_6$      | — диопсид,            | 7) $NaFe^{3+}Si_2O_6$ | — эгирин,             |
| 4) $CaFe^{2+}Si_2O_6$ | — геденбергит,        | 8) $NaAlSi_2O_6$      | — жадеит,             |
| 5) $CaMnSi_2O_6$      | — йохансенит,         | 9) $NaCrSi_2O_6$      | — уреит.              |

Вместо миналов (1—4) можно использовать три минала  $MgSiO_3$ ,  $FeSiO_3$ ,  $CaSiO_3$ , но  $CaSiO_3$  имеет непироксеновую структуру, хотя формально для пересчетов это не имеет значения. Кроме этих 8 или 9 миналов, на основании экспериментальных данных и природных наблюдений предполагается существование других гипотетических форм Са-чермакитов в качестве самостоятельных конечных членов:

- |                                |                          |
|--------------------------------|--------------------------|
| 10) $CaFe^{3+}AlSiO_6$         | — Са-алюмоферрочермакит, |
| 11) $CaFe_2^{3+}SiO_6$         | — Са-феррочермакит,      |
| 12) $CaTi_2^{3+}SiO_6$         | — Са-титаночермакит,     |
| 13) $Ca(Mg, Fe)Ti_2^{4+}SiO_6$ | — титанодиопсид (?).     |

Для последнего можно, очевидно, предложить еще несколько форм. Кроме того, как следует из изложенного (см. § 1, 7), можно предположить еще несколько форм некальциевого чермакита  $(Mg, Fe)R_2^{3+}SiO_6$ , так что общее число чермакитовых миналов может быть удвоено. Некоторые авторы предполагали также существование «молекул», или миналов  $Ca_{c,5}AlSi_2O_6$  — «псевдожадеит» (Eskola, 1921) и  $Ca_{0,5}Fe^{3+}Si_2O_6$  — «кальциозегирин» (Сердюченко, 1960). Таким образом, число таких компонентов, которые можно принять за миналы, превышает общее число компонентов (10, не считая К), и задача пересчета на миналы в общем виде теряет смысл. Присоединение второстепенных компонентов к главным (К к Na, Мп к  $Fe^{2+}$ , Сг к  $Fe^{3+}$ ) не меняет дела, так как одинаково сокращается и число компонентов, и число миналов. Ясно, что распределить восемь оставшихся компонентов между 11—15 миналами однозначно невозможно. Причем, как видно из изложенного, главная трудность заключается в распределении трехвалентных катионов и Na между миналами. Поэтому прибегают к объединению миналов. Однако произвольность в пересчете миналов может быть уменьшена учетом корреляционных связей. Другими словами, существенно различать два подхода:

- 1) формальное, произвольное объединение с учетом «удобства» или некоторых косвенных соображений;
- 2) выделение миналов с учетом реальных корреляционных связей (главным образом, положительных).

Рассмотрим предлагавшиеся способы пересчета с точки зрения этих путей и двух различных целей пересчетов.

Примером первого пути — произвольного объединения компонентов, служит пересчет на энстатит, ферросилит и волластонит, которым широко пользовались Хесс и другие исследователи. Однако оказалось, что для большинства парагенетических и формационных типов пироксенов

они мало пригодны, так как для них характерны колебания содержаний трехвалентных катионов, которые не отражаются на этой диаграмме. Объединение  $Fe^{2+}$  с трехвалентными  $Fe^{3+}$  и Ti, Ca с Na, как и отбрасывание Al,— совершенно произвольно. Использование диаграмм, построенных на основании этих миналов, с учетом экспериментальных данных правомерно только для пироксенов, бедных  $R_2O_3$  и  $Na_2O$ , причем заранее трудно даже наметить границу «низкого» содержания этих компонентов, так как наличие  $R_2O_3$  сдвигает точку проекции состава на треугольнике Волл — Фс — Эн.

Другой способ пересчета предлагает Куширо (Kushiro, 1962) для пироксенов, богатых  $R_2O_3$ . Сходную схему расчета предлагают Онуки и Тиба (Onuki, Tiba, 1965); K, Mn и Cr добавляются к Na,  $Fe^{2+}$  и Al соответственно, а затем рассчитывается содержание миналов в следующем порядке.

- |                         |                |                   |                |
|-------------------------|----------------|-------------------|----------------|
| 1) $NaFe^{3+}Si_2O_6$   | — эгирин,      | 7) $CaSiO_3$      | — волластонит, |
| 2) $NaAlSi_2O_6$        | — жадеит,      | 8) $MgSiO_3$      | — энстатит,    |
| 3) $CaTiAl_2O_6$        |                | 9) $Fe^{2+}SiO_3$ | — ферросилит.  |
| 4) $CaFe^{3+}AlSi_2O_6$ | } Са-чермакит, |                   |                |
| 5) $CaAl_2SiO_6$        |                |                   |                |
| 6) $CaFe^{2+3+}SiO_6$   |                |                   |                |

В этом пересчете предполагается, что в позицию Si входит только  $Al_{IV}$ . Эгирин рассчитывается первым, так что натрий связывается преимущественно с  $Fe^{3+}$  и эгириновый компонент оказывается почти во всех пироксенах, а жадеитовый отсутствует в большинстве изверженных пироксенов. Компоненты 3, 4 и 5 рассчитываются в большинстве изверженных пироксенов, а компонент 6 рассчитывается редко и может быть объединен с компонентом 5. Однако большинство этих допущений спорно. Например, В. С. Соболев (1949) считает, что Na преимущественно связывается с Al, а не с  $Fe^{3+}$ ; тогда первым должен быть рассчитан жадеитовый компонент, который в таком случае присутствует почти во всех пироксенах хотя бы в небольшом количестве. Это отнюдь не противоречит экспериментальным данным (см. § 1 и 31), так как в небольшом количестве жадеит может входить в пироксены и при низких давлениях.

Наконец, произвольны и допущения об отнесении только Al в позицию Si, и о связи с чермакитовыми компонентами только Ca (см. § 7). Таким образом, этот пересчет, несмотря на видимое удобство сопоставления с экспериментальными данными и отсутствие произвольных объединений (кроме K, Mn, Cr, что в большинстве случаев несущественно), также произволен. Он не сокращает и числа компонентов, так что для нанесения результатов пересчетов на диаграммы требуются дополнительные объединения.

Пересчет на миналы натровых пироксенов обсуждался многими авторами, в частности, для жадеитовых и эгирин-жадеитовых пироксенов Уайтом (White, 1964), Н. Л. Добрецовым и Л. Г. Пономаревой (1964а), Э. Эссеном и Файфом (Essene, Fyfe, 1967). Эссен и Файф предположили, что чермакит в жадеитовых пироксенах имеет вид только  $CaAl_2Si_2O_6$ , а все  $Fe^{3+}$  отнесли к эгирину. При этом они отмечали неопределенность в расчетах жадеитового и эгиринового компонентов. Жадеитовый компонент может быть рассчитан либо по Al ( $Жд = Al_{\text{сум}} - 2 Al_{IV}$  или  $Жд = Al_{\text{сум}} - Al_{IV}$ ), либо по содержанию Na и  $Fe^{3+}$  ( $Жд = Na - Fe^{3+}$ ).

Результаты расчетов по обоим методам в общем случае, при нехватке натрия ( $Na < Al_{IV} + Fe^{3+}$ ), не совпадают, так как в первом случае содержание жадеита не зависит от содержания Na, а во втором Na связывается в первую очередь с эгирином, и содержание жадеита по срав-



нению с первым методом занижается. В первом методе содержание жадеита может заметно занижаться, если содержание чермакита велико и в его состав входят Ti и Fe<sup>3+</sup>. Эссен и Файф использовали, кроме того, еще более упрощенный метод: анализировались только содержания Ca, Al и Na, и их содержания принимались пропорциональными авгиту (Aeε = Ca), жадеиту (Жδ = Al) и эгирину (Эε = Na—Al). Очевидно, соотношения авгита, жадеита и эгирина здесь будут еще более искажены, так как не учитывается ни чермакитовый минал, ни обычная нехватка Na + Ca < 1000.

Н. Л. Добрецов и Л. Г. Пономарева (1964а), используя анализ связей между составляющими катионами, предложили следующую методику пересчета на миналы жадеитсодержащих пироксенов. Объединяются R<sup>2+</sup> = Fe<sup>2+</sup> + Mg + Mn; R<sup>3+</sup> = Fe<sup>3+</sup> + Ti + Cr; Na = Na + K.

Далее рассчитываются «обобщенные» миналы в следующем порядке:

- 1) (Ca, Fe<sup>2+</sup>)Fe<sup>3+</sup>Al<sub>IV</sub>SiO<sub>6</sub> — чермакит = Al<sub>IV</sub>(+ R<sub>VI</sub><sup>+</sup>),
- 2) NaAl<sub>VI</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> — жадеит = Al<sub>VI</sub> = Al—Al<sub>IV</sub>,
- 3) NaFe<sup>3+</sup>SiO<sub>6</sub> — эгирин = Na—Al<sub>VI</sub> (если хватает Na),
- 3а) R<sub>1,0</sub><sup>2+</sup>R<sub>0,66</sub><sup>3+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> — «авгит» с дефектным изоморфизмом, в случае избытка R<sup>3+</sup>, его содержание равно 1,5 (R<sub>VI</sub><sup>+</sup>—Na).
- 4) CaR<sup>2+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> — диопсид-геденбергит,
- 4а) R<sup>+</sup>R<sup>2+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> — клиноэнстатит (в магнезиальных клинопироксенах в случае нехватки Ca для связывания R<sup>2+</sup>, оставшихся от прошлых процедур).

Все содержания 1—4а приводятся к 100%. В отличие от расчета Эссена и Файфа, в чермакит объединяются<sup>1</sup> и Al, и Fe<sup>3+</sup> и, кроме Ca, добавляется Fe<sup>2+</sup>. Это вносит неопределенность в расчеты диопсида и клиноэнстатита, и лучше было бы просто считать суммарный чермакит R<sup>2+</sup>R<sub>2</sub><sup>3+</sup>SiO<sub>6</sub> (его содержание равно 2—Si). В отличие от методов пересчета Куширо и Эссена Na связывается в первую очередь с Al<sub>VI</sub>, т. е. преимущественно в виде жадеита. Кроме того, используются объединенные (суммарные) миналы чермакита и диопсид-геденбергита. При нанесении на четверную диаграмму компоненты 3а+4+4а объединялись и фактически использовались содержания Al<sub>IV</sub> = 2—Si, Al<sub>VI</sub>, Na—Al<sub>VI</sub>, 1—Na—Al<sub>IV</sub>, т. е. содержания чермакита, жадеита, эгирина и диопсид-авгита соответственно.

Пересчеты эгириновых пироксенов также обсуждались в некоторых последних работах (Кухаренко и др., 1965; Костюк, 1964, 1967; Перчук, 1962, 1964). Во всех этих работах считалось целесообразным выделять эгириновый (NaFe<sup>3+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), геденбергитовый (CaFe<sup>2+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) и диопсидовый (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) компоненты, а все остальные компоненты так или иначе объединять. Однако пересчеты при этом делались различными путями. Кухаренко с соавторами (1965) просто объединяли суммы атомных количеств катионов, соответствующих NaFe<sup>3+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, CaFe<sup>2+</sup>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> и CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, а все оставшиеся атомные количества объединяли в четвертую сумму, называя ее «авгитовым» компонентом и не задумываясь о ее содержании. Затем все четыре суммы приводились к 100%. В. П. Костюк (1964, 1967) и Л. Л. Перчук поступают иначе, вычисляя миналы в таком порядке:

В. П. Костюк (1967)

Л. Л. Перчук (1966)

- |   |                              |
|---|------------------------------|
| 1) чермакит (Fe, Mn, Ca) Al (Al, Ti) SiO <sub>6</sub> ,                                 | 1) эгирин,                   |
| 2) эгирин NaFeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ,  | 2) жадеит,                   |
| 3) диопсид Ca(Mg, Al)Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ,                                   | 3) диопсид,                  |
| 4) геденбергит Ca(Fe <sup>2+</sup> , Fe <sup>3+</sup> )Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> , | 4) чермакит, 5) геденбергит. |

<sup>1</sup> Al<sub>VI</sub> в чермакит добавляется только в случае нехватки Fe<sup>3+</sup>.

Как и Куширо, оба автора связывают Na почти исключительно с эгирином. Однако здесь это не имеет особого значения, так как содержание жадеита невелико. Главное различие заключается в порядке вычисления чермакита и самого вида чермакитового минала. Вследствие нехватки Na и Ca ( $Na+Ca < 1000$ ), В. П. Костюку (1967, стр. 478) даже при добавлении  $Mn^{2+}$  к Ca, приходится относить избыток Al и  $Fe^{3+}$  в диопсид, геденберgit и гипотетический «клиноферросилит» (с  $Fe^{3+}$ ?), не объясняя, как компенсируется заряд при вхождении  $R^{3+}$  в диопсид и геденберgit.

У Л. Л. Перчука (1966, стр. 622) чермакит вообще имеет странный вид с нехваткой Si ( $CaAl_{1,75}Ti_{0,25}Si_{0,8}$ ?); Si не хватает и для геденбергита, поэтому Л. Л. Перчуку приходится произвольно увеличивать содержание  $SiO_2$  (в анализе № 8 на 3,08 вес. %). Дальнейшие упрощения для сведения к тройной системе эгирин—геденберgit—диопсид еще более произвольны: В. П. Костюк объединяет с диопсидом чермакит, а Л. Л. Перчук—эгирин с жадеитом и вообще отбрасывает чермакит, приводя содержания (Эг+Жд)—Ди—Гед к 100%. Понятно, что полученные ими диаграммы свойств в системе Эг—Ди—Гед (Перчук, 1962; Костюк, 1964) существенно различались, хотя известную роль сыграли разный объем и качество (отсутствие отбраковки анализов) материала. Дальнейшая дискуссия (Перчук, 1966; Костюк, 1967) не внесла полной ясности.

Подведем некоторые итоги.

Во всех предложенных способах пересчета на миналы легко заметить одни и те же трудности и стремление дать свой способ пересчета на миналы и изображения на диаграммах, различный для каждой группы пироксенов. Всего надо различать по крайней мере четыре группы пироксенов, не считая такие редкие типы, как марганцовистые, ванадиевые и цинковые пироксены:

- 1) ортопироксены и безнатровые клинопироксены, бедные  $R_2O_3$ ;
- 2) ортопироксены и безнатровые клинопироксены, богатые  $R_2O_3$ ;
- 3) жадеитовые пироксены;
- 4) эгириновые и эгирин-геденбергитовые пироксены.

Для каждой из этих групп надо четко различать задачу изображения многокомпонентного состава пироксенов на плоскости (на диаграммах) и задачу возможно более точного вычисления некоторых миналов (например, жадеитового) для сопоставления с экспериментальными данными. Задача пересчета пироксенов на миналы в общем виде, как мы отмечали, представляется неопределенной.

По существу, задачу изображения состава пироксенов на плоскости нужно решать для каждой конкретной группы пироксенов в отдельности, в зависимости от поставленных задач. Но можно дать некоторые общие рекомендации. Так, на треугольные диаграммы целесообразно наносить содержания тех катионов, которые в пироксенах имеют примерно постоянную сумму. Например, для первой группы орто- и клинопироксенов можно использовать обычный способ изображения в треугольнике Волл—Эн—Фс и откладывать содержания Ca, Mg и  $Fe^{2+}$ , приведенные к 100%, поскольку  $Ca+Mg+Fe^{2+} \approx 2000$ . Для пироксенов, богатых  $R_2O_3$ , такой способ не годится, так как любое объединение  $R^{3+}$  с  $R^{2+}$  будет искусственным.

В тетраэдре Ca—Mg— $Fe^{2+}$ — $R^{3+}$  (сумма катионов в безнатровых пироксенах постоянна) проекции составов на треугольнике основания Ca—Mg—Fe из вершины  $R^{3+}$  будут смещены либо к вершине Ca, если пироксен обогащен Ca-чермакитом, или к основанию трапеции (Mg— $Fe^{2+}$ ), если пироксен обогащен (Mg, Fe)-чермакитом (т. е. если при вхождении  $R^{3+}$  одновременно уменьшается содержание Ca). Поэтому для второй группы и вообще для безнатровых пироксенов мы чаще

использовали способ изображения в трехмерной прямоугольной системе координат  $j-(2-\text{Si})-\text{Ca}$ , в виде двух совмещенных проекций. Проекция  $(f, \text{Ca})$  аналогична треугольнику *Волл—Эн—Фс*, а ось  $(2-\text{Si})$  показывает суммарное содержание чермакитовых компонентов. Этот способ отражает наиболее важные переменные состава безнатровых пироксенов и при использовании его не надо делать никаких специальных допущений и произвольных объединений. Использование прямоугольной системы координат освобождает от необходимости приведения к 100% и облегчает линейный анализ связей, построение достоверительных интервалов и т. д.

Для натровых пироксенов мы предлагаем изображение составов в тетраэдре  $\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}-\text{Fe}^{3+}-\text{Al}_{\text{VI}}$  [для жадеитовых пироксенов проекция  $(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})-\text{Fe}^{3+}-\text{Al}_{\text{VI}}$ , для эгириновых — проекция  $\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}-(\text{Al}_{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+})$ ], или *Na*. Сумма их примерно постоянна и равна 1000, а содержания соответствующих катионов пропорциональны диопсидовому, геденбергитовому, эгириновому и жадеитовому миналам. Правда, мы не учитываем здесь чермакитовый минал, но обычно его содержания невелики и, по-видимому, добавляются пропорционально к каждому компоненту. Например, в проекции  $(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})-\text{Al}_{\text{VI}}-\text{Fe}^{3+}$  часть  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  входит в чермакитовый минал, но и часть  $(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  также входит в чермакитовый минал, как мы установили выше (см. § 7). Если же предварительно пересчитывать на миналы, объединять их и приводить к 100%, то все это будет вносить дополнительные осложнения. В зависимости от принятых допущений, здесь получаются разные результаты, как мы это видели на примере дискуссии В. П. Костюка и Л. Л. Перчука.

Для каждой конкретной группы пироксенов в общем следует рекомендовать использовать на диаграммах в качестве независимых переменных те содержания, которые имеют наибольшие дисперсии, и указывать содержания прочих компонентов, которые приняты постоянными.

Для сопоставления с экспериментальными данными наибольшее значение имеет содержание *Ca*-компонента и чермакита в безнатровых пироксенах, жадеита — в жадеитовых, соотношение эгирина и геденбергита в эгириновых пироксенах. По отдельности содержание каждого из компонентов мы рекомендуем рассчитывать следующим образом<sup>1</sup>:

1. *Ca*-компонент в орто- и клинопироксенах: *Ca*-компонент (%) = 0,1 *Ca* независимо от вида компонента в отношении остальных катионов — *Ca* ( $\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}$ )  $\text{Si}_2\text{O}_6$  или  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$  и т. д.

2. Суммарный чермакит — обычно принимается: чермакит (%) = 0,1 (2000—*Si*). Однако нужно учесть особую роль *Ti*. Частично *Ti* четырехвалентный и входит на место  $\text{Si}^{4+}$  без какой-либо дополнительной компенсации. Этот  $\text{Ti}^{4+}$ , по-видимому, не нужно включать в чермакитовый компонент. Тогда чермакит (%) = 0,1 [2000—(*Si*+ $\text{Ti}^{4+}$ )]. Для нахождения доли  $\text{Ti}^{4+}$  используем соотношения:

$\text{Ti}^{3+} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+} = \text{Na} + 2(2000 - \text{Si} - \text{Ti}^{4+})$ ;  $\text{Ti}^{3+} + \text{Ti}^{4+} = \text{Ti}$ , тогда  $\text{Ti}^{4+} = \text{Na} + 2(2000 - \text{Si}) - (\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$  и чермакит (%) =  $(\text{Si} + \text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) - 2000 - \text{Na}$ , если  $\text{Ti}^{4+} \approx \text{Ti}$ , то чермакит (%)  $\approx 0,1 [2000 - \text{Si} - \text{Ti}] \approx 0,5 [\text{Al} + \text{Fe}^{3+} - \text{Na}]$ . В случае необходимости определяется содержание каждого чермакита пропорционально доле  $\text{Al}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al} + \text{Ti}^{3+})$  и  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al} + \text{Ti}^{3+})$ . В некоторых случаях, например для ортопироксенов, интересно знать только содержание алюмочермакита или даже просто мол.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (см. § 1).

3. Жадеитовый компонент (*ЖД*): в случае, если содержание чермакита невелико и  $\text{Na} \geq \text{Al}_{\text{VI}}$ , можно считать просто *ЖД* (%) = 0,1  $\text{Al}_{\text{VI}}$ ; если чермакита много, следует сначала рассчитать чермакит, как указано выше и определить долю  $\text{Al}_{\text{черм}}$  и *ЖД* =  $\text{Al} - \text{Al}_{\text{черм}} = \text{Al}_{\text{VI}}$ . Так как в жадеитовых,

<sup>1</sup> Все содержания *Ca*, *Na* и других катионов рассчитываются на 6000 кислородов.

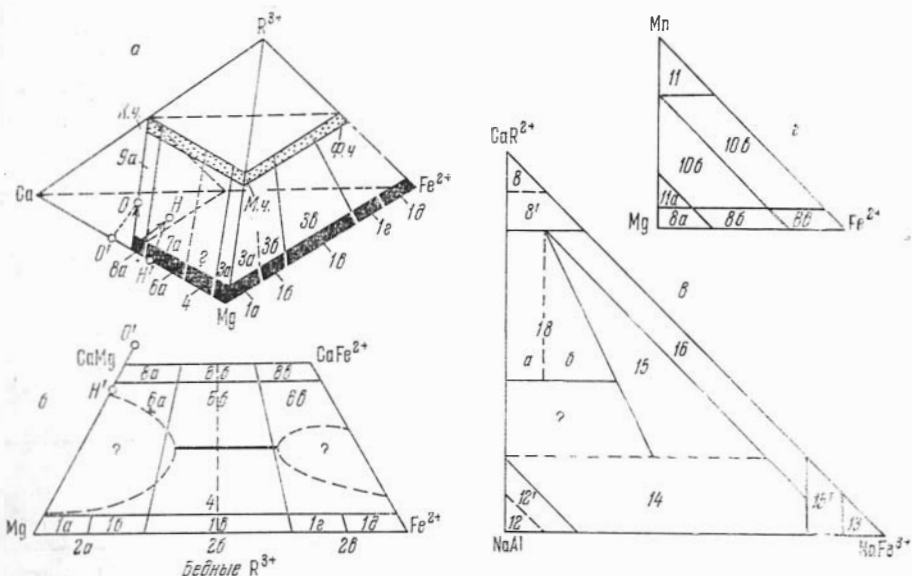


Рис. 28. Классификация пироксенов (цифровые обозначения соответствуют табл. 3.14)  
 а — область составов безнатровых пироксенов в тетраэдре Ca—Mg—Fe<sup>2+</sup>—R<sup>3+</sup>; черное поле составов пироксенов, бедных R<sup>3+</sup>; точками показано поле чермакитов кальциевого (К. ч.), магниевого (М. ч.) и феррочермакита (Ф. ч), в природе не встречающегося; б — классификация безнатровых пироксенов, бедных R<sup>3+</sup>; пунктиром и знаком ? показаны поля, где природные пироксены не встречаются или очень редки; О, Н и О', Н' — два варианта смещения проекции составов пироксенов, обогащенных R<sup>3+</sup>, на плоскость Ca—Mg—Fe<sup>2+</sup> (то же для рис. а); в — классификация натровых пироксенов, бедных R<sup>3+</sup>, на плоскости треугольника жадеит — эгирин — диоксид-геденбергит (8' — натрийсодержащие диоксид-геденбергиты, 12 и 13 — жадеиты и эгирины с повышенным содержанием примесей); г — классификация кальций-марганцовистых пироксенов

пироксенах Ti, обычно очень мало, можно присоединить Ti к Fe<sup>2+</sup> и считать  $Al_{\text{черм}} = \frac{Al_{\text{сум}}(2000 - Si)}{2(Fe^{3+} + Al)}$ ; если наблюдается нехватка Na, т. е.  $Na < Al_{VI}$  (или  $Na < Al_{Жд}$ ), то можно принять  $Жд = 0,05(Na + Al_{VI})$ .

4. Эгириновый компонент (Эг) и соотношение его с геденбергитовым (Гед) компонентом в случае эгириновых пироксенов, бедных чермакитовым компонентом, определяется:  $Эг (\%) = 0,1(Na - Al_{VI})$ ,  $Эг / (Гед + Эг) = Fe^{3+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+})$ , т. е.  $Гед (\%) = Эг \cdot Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+})$ .

Более сложные случаи следует рассмотреть особо.

В заключение приведем классификацию пироксенов, принятую в настоящей работе. В значительной мере она основана на материалах, изложенных в книге, однако не претендует на то, чтобы стать окончательным вариантом. Классификация приведена в основном для того, чтобы использованные названия пироксенов имели вполне определенные объем и содержание.

Мы не рассматривали в настоящей работе литиевые пироксены. Схема классификации остальных природных пироксенов (за исключением полученных искусственно) приведена в табл. 3.14 и иллюстрируется рис. 28. Природный клиноэнстатит (вид. I) в настоящей работе упоминается лишь один раз среди пироксенов из лав; пироксены из метеоритов не рассматриваются.

Главными переменными, вариации которых определяют выделяемые виды и разновидности пироксенов, являются Ca,  $R_{IV}^{3+}$  (или  $Al_{IV}$  в наших пересчетах), Mn и железистость в безнатровых пироксенах, а также соотношение  $NaAl_{VI}$  (жадеит) и  $NaFe^{3+}$  (эгирин) в натровых пироксенах. Для безнатровых пироксенов на рис. 28 показана классификация в тетраэдре

Таблица 3.14

Классификация обычных пироксенов, используемая в работе. Содержание катионов на 6000 кислорода, железистость в мол.%; прочие катионы (Li, V и др.) < 50

| Na                                | Ca                            | Mn               | Железистость, $f$                         | Содержание. $R^{3+}$ (без Na)   |  |   |  |
|-----------------------------------|-------------------------------|------------------|---|---|--|---|--|
|                                   |                               |                  |   | $Al_{IV} < 70$  | $Al_{IV} > 70$   |   |  |
| Безнатронные пироксены (Na < 100) | 0—150                         | < 50             | 0—15<br>15—30<br>30—70<br>70—85<br>85—100 | 1а. Энстатит<br>1б. Бронзит<br>1в. Гиперстен<br>1г. Эвлит<br>1д. Ферросилит                   | 3а. Алюмоэнстатит<br>3б. Алюмобронзит<br>3в. Алюмогиперстен<br>—<br>—                          |   |  |
|                                   | 0—100                         | < 50             | 0—30<br>30—70<br>70—100                   | 2а. Клиоэнстатит<br>2б. Клиногиперстен<br>2в. Клиноферросилит                                 | Нет  |   |  |
|                                   | 100—500                       | < 50             | 30—70<br>(редко<br>15—85)                 | 4. Пижонит  | 6. Пижонит-авгит<br>(Нет?)   |   |  |
|                                   | 500—900<br>(редко<br>250—500) | < 50             | 0—30<br>30—70<br>70—100                   | 6а. Субкальциевый диопсид<br>6б. Субкальциевый салит<br>6в. Субкальциевый геденбергит (авгит) | 7. Субкальциевый авгит (с подразделениями по $R^{3+}$ и $f$ )                                  |   |  |
|                                   | 900—1000                      | < 50             | 0—30<br>30—70<br>70—100                   | 8а. Диопсид<br>8б. Салит<br>8в. Геденбергит   | 9а. Фассаит (Al), диопсид-авгит ( $Fe^{3+}$ )<br>9б. Салит-авгит (Al)<br>9в. Геденбергит-авгит |   |  |
|                                   | 900—1000                      | 50—700           | 0—30<br>30—70<br>70—100                   | 10а. Мanganдиопсид<br>10б. Мангансалит<br>10в. Мангангеденбергит                              | Нет?   |   |  |
|                                   | 900—1000                      | 700—1000         | 70—100                                    | 11. Юхансенит   | Нет  |   |  |
| 1000—800                          | 0—200                         | < 50             | $Fe^{3+}$                                 | Содержание $R^{3+}$ . (+Na)   |  |   |  |
|                                   |                               |                  |   | $Al_{VI}$   | $Fe^{3+}$ , %  | $Fe_{VI}^{3+}$                                    | $R_{IV}^{3+} > 70$<br>17. Эгирип-авгит или хлормеланит-авгит |
|                                   | 0—20                          | 12. Жадеит       | 80—100                                    | 13. Эгирин  |  |   |  |
|                                   | 800—200                       | 0—200<br>200—300 | < 50<br>< 50                              | 20—80<br>50—90<br>90—100  | 14. Эгирин-жадеит<br>15. Хлормеланит<br>16. Эгирин-геденбергит (салит)                         |   |  |
|                                   |                               | 600—200          | 400—300                                   | < 50  | 0—50   | 18. Омфацит (с возможным подразделением на а и б) | Омфацит-авгит  |
| 800—200                           | 200—300                       | < 50             | 50—90                                     | 19. Бланфордиты   | ?  |   |  |

Ca—Mg— $Fe^{2+}$ — $R_{IV}^{3+}$ , ниже приведены соответствующие границы в координатах  $R_{IV}^{3+}$  (или 2000—Si)— $f$ —Ca.

В отношении  $R_{IV}^{3+}$  принята одна граница — до 7% чермакита (до 70 единиц  $Al_{IV}$ ) и свыше 7% чермакита (свыше 70 единиц  $Al_{IV}$ ). Эта граница отделяет авгиты (богатые  $R_{IV}^{3+}$ ) от других пироксенов. Среди авгитов в слу-

чае необходимости проводятся дополнительные подразделения по содержанию  $R_{IV}^{3+}$  и соотношению среди  $R^{3+}$  катионов Al,  $Fe^{3+}$ , Ti. В частности, выделяются фассаиты (Al), ферриавгиты ( $Fe^{3+} \geq Al$  и  $Fe^{3+} \geq Fe^{2+}$ ), ферроавгиты ( $Fe^{3+} < Fe^{2+}$ ), титанавгиты ( $Ti > 50$ ). По кальцию приняты подразделения и границы, как у Хесса и в справочнике Дира с соавторами (1965), за исключением того, что не выделена (присоединена к более кальциевым) разновидность безнатровых пироксенов с содержанием Ca 250—500 формульных единиц, так как эта область в большинстве случаев соответствует разрыву смесимости, и пироксены такого состава появляются лишь в исключительных условиях.

По железистости в безнатровых пироксенах приняты две главные границы: 30 и 70 %. Они близки к критическим точкам предполагаемого поля несмесимости (см. рис. 28, б) и приняты едиными для подразделения и малокальциевых, и богатых кальцием пироксенов. Поэтому для днопсида и геденбергита взяты границы также 30 и 70 %, а не 20 и 80, как нередко принимают. Для ортопироксенов дополнительно выделены самые магнезиальные (энстатиты) и самые железистые (ферросилиты). Принятые здесь границы по железистости (15 и 85 %) представляют округленные цифры 13 и 87 %, которые выбраны в справочнике Дира с соавторами (1965) в связи с изменением оптического знака ортопироксенов около этих значений железистости. В случае необходимости среди пироксенов промежуточной железистости выделяются еще ферросалит и феррогиперстен (железистость свыше 50 %).

Для марганцовистых пироксенов выбраны границы:  $Mn=50$  и  $Mn=700$ . Дальнейшее подразделение кальций-марганцовистых пироксенов проводится по их железистости так, как показано на рис. 28 и в табл. 3.14.

Для натровых пироксенов принята граница:  $Na > 100$  (для промежуточных пироксенов  $Na=50-100$  добавляется слово «натрийсодержащий»). Дальнейшее подразделение натровых пироксенов ведется в основном по соотношению эгирина и жадеита с учетом разрыва смесимости в ряду днопсид — жадеит и предварительной классификации эгирина-жадеитовых пироксенов, опубликованной нами ранее (Добрецов, Пономарева, 1964а). Учитывается также особая структура омфацитов и составы пироксенов разных парагенетических типов (в частности, что пироксены эклогита практически не выходят за пределы поля 18 омфацитов на рис. 28, г); среди омфацитов могут быть выделены также бедные и богатые эгирином, свыше 10 %  $Fe^{3+}$ . Среди собственно эгириновых пироксенов дальнейшее подразделение на эгирин-салиты и эгирин-геденбергиты ведется по их общей железистости, аналогично треугольнику для марганцевых пироксенов. Кроме того, для натровых пироксенов с повышенным содержанием  $Al_{IV}$  сохранены те же границы ( $> 70 Al_{IV}$ ) и номенклатура «авгитов» (омфацит-авгит, хлоромеланит-авгит, эгирин-авгит).

В заключение следует сказать, что с учетом принципов различия структур и наличия разрывов смесимости только часть выделенных классификационных единиц пироксенов может быть названа «минеральным видом». Остальные, строго говоря, следует рассматривать как разновидности, хотя мы в настоящей работе этому не придавали особого значения.

## ПИРОКСЕНЫ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

В ходе подготовки настоящей работы было отобрано около 300 анализов пироксенов из эффузивных пород (в основном опубликованных до 1 января 1966 г.), но примерно треть из них пришлось исключить из-за плохого качества. Первые анализы пироксенов относятся к началу века (Galkin, 1910; Zambonini, 1919). Большинство этих анализов не удовлетворяют нашим требованиям, изложенным выше (см. гл. 2); иногда у них обнаруживаются особенности в содержании отдельных элементов, улавливаемых только при статистической обработке материала. Такие случаи оговариваются особо.

Во многих работах последних лет приводятся химические анализы нескольких пироксеновых фракций из одного и того же образца. Одни авторы делят их по цвету (светлая, темная, черная), другие — по плотности (легкая, средняя, тяжелая), третьи совершенно определенно указывают на фракции ядра, каймы вкрапленников и фракцию основной массы. Ясно, что смешивать эти фракции в одни и те же статистические выборки было бы методически неправильно. Поэтому за основу нами взято подразделение анализов на три группы: ядро вкрапленника, кайма вкрапленника, основная масса. В тех случаях, когда деление проводилось по плотности или по цвету, наиболее легкой (светлой) фракции приписывается класс «ядро вкрапленника», наиболее тяжелой (черной) — класс «основная масса». Если представлено только две фракции, то одна из них относилась к «ядру вкрапленника», а другая — к «основной массе». В большинстве анализов не указывается принадлежность к той или иной фракции. В таких случаях анализ относился к классу «ядро вкрапленника», и это расширяет последний до класса «вкрапленник — ядро вкрапленника». Указанная классификация приведена в табл. 4.1.

Второй классификационный признак — принадлежность данного анализа к определенной породе. Здесь принято два класса: базальт и не базальт (с расшифровкой класса в каждой конкретной выборке). Причинами такого подразделения были: 1) значительное большинство имею-

Таблица 4.1

Соотношение классификаций различных фракций пироксенов эффузивных пород

| Классификация, принятая в настоящей работе | Классификация в случае наличия двух фракций | Классификация по цвету, класс | Классификация по плотности, класс | Индекс в Приложении 1 и 2 |
|--|---|-------------------------------|-----------------------------------|---------------------------|
| Вкрапленник—ядро вкрапленника              | Вкрапленник                                 | Светлый (желтый)              | Легкий                            | Без индекса               |
| Кайма вкрапленника                         | —   | Темный (желтый)               | Средний                           | а                         |
| Основная масса                             | Основная масса                              | Черный (темно-зеленый)        | Тяжелый                           | б                         |

Таблица 4.2

Номера и численность (в скобках) выборок анализов пироксенов эффузивных пород

| Формации   | Тип пироксена | Тип пород                         |   |   |   |   |        | Всего анализов |
|--|---------------|-----------------------------------|---|---|---|---|--------|----------------|
|  |               | Базальты                          |   |   | трахибазальты и прочие (вкрапленники, основная масса) | андезиты (вкрапленники, основная масса) | дациты |                |
|  |               | нормальные (ядро, основная масса) | щелочные (вкрапленники, основная масса) | щелочные с фельдшпатоидами (вкрапленники) |   |   |        |                |
| Спилит-диабазовая  | МП            | —(2)                              | —                                       | —   | —   | —                                       | —      | 2              |
| Андезитовая, трахиандезитовая                              | МП            | МЭ1 (22)                          | МЭ2 (8)                                 | МЭ3 (12)                                  | —(4)  | МЭ4(9)                                  | —      | 86             |
|  | РП            | б (4)                             | б (1)                                   | —   | б(5)  | б(3)<br>РЭ2(11)                         | РЭ3(7) |                |
| Трапповая  | МП            | —(5)                              | —                                       | —   | —   | —                                       | —      | 5              |
| Континентальная оливин-базальтовая и щелочно-базальтоидная | МП            | —(6)                              | МЭ5(37)<br>МЭ8:(16)<br>МЭ9с(12)         | МЭ6 (17)                                  | МЭ7(8)  | —                                       | —      | 96             |
|  | РП            | —                                 | —                                       | —   | —   | —                                       | —      |                |
| Щелочная оливин-базальтовая океанов                        | МП            | МЭ10(8)                           | МЭ11(8)                                 | —   | —(1)  | —(1)                                    | —      | —              |
|  | РП            | б(3)<br>РЭ1(3)                    | а(1)<br>б(6)                            | —   | —   | б(1)                                    | —      |                |

щихся в наличии анализов пироксенов сделано по образцам из базальтоидных пород; 2) известно, что изменение состава пород в сторону их «поокисления» резко сказывается на составе пироксенов (Соболев, 1936; Наседкин, 1963 и др.), что неизбежно привело бы к появлению неоправданно разнородных по составу выборок. Под базальтом в данном случае нами понимается порода, содержащая до 52 вес. % кремнекислоты, при отсутствии химического анализа породы классификация проводилась по названию породы, приводимой автором.

Третий классификационный признак для пироксенов эффузивных пород — принадлежность последних к определенному формационному типу. В основу взята классификация, предложенная Ю. А. Кузнецовым (1964). В соответствии с этой классификацией выделяются следующие типы эффузивных формаций: 1) спилит-диабазовая и кварц-кератофировая формация собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон; 2) орогенные формации подвижных зон (базальт-андезит-липаритовая, андезитовая, трахиандезитовая); 3) формации устойчивых областей (трапповая, щелочная оливин-базальтовая континентов, щелочная оливин-базальтовая океанов, щелочно-базальтоидная с возможными подразделениями на нефелин-базальтовую и лейцит-базальтовую субформации).

Таким образом, выделены следующие выборки пироксенов:

1) спилит-диабазовая геосинклинальных этапов развития подвижных зон, 2) орогенная подвижных зон — андезитовая и трахиандезитовая, 3) трапповая, 4) континентальная (щелочно-базальтоидная и др.), 5) океаническая.

Классификация пироксенов в соответствии с изложенными принципами представлена в табл. 4.2. Лавы спилит-диабазовой и трапповой формаций охарактеризованы единичными анализами пироксенов, а ромбические пироксены почти целиком принадлежат породам орогенных формаций подвижных зон.



**§ 9. ПИРОКСЕНЫ ОРОГЕННЫХ (АНДЕЗИТОВОЙ  
и ТРАХИАНДЕЗИТОВОЙ) ФОРМАЦИИ**

Детальная характеристика этого типа формаций приведена Ю. А. Кузнецовым. При этом отмечается, что андезитовая формация в своем распространении значительно преобладает над трахиандезитовой и липаритовой; последние можно часто рассматривать как местные отклонения от преобладающего типа. «Очень многими исследователями подчеркивается закономерное повышение щелочности вулканических образований и сопутствующих им центральных интрузий с приближением к платформам или срединным массивам, около которых или между которыми закладывается подвижная зона, причем повышение щелочности может идти вплоть до образования фельдшпатоидных пород» (Кузнецов, 1964).

Все эти особенности отразились и на нашей выборке пироксенов. Образцы для анализов взяты в основном из пород Тихоокеанского кольца, а также из пород Европы (Карпаты и Средиземноморье) и Кавказа. Наименее уверенно нами отнесены к этой группе представители пироксенов из Средней Италии из-за трудностей, связанных с тектоническим положением данного района и с чрезвычайной пестротой лав. Однако общее число этих анализов невелико, их статистический вес мал. Геологическое положение, пестрота состава лав, неравномерность распределения числа анализов по выборкам послужили причиной того, что все пироксены, относящиеся к орогенным формациям, отнесены в одну группу без подразделения на андезитовую, трахиандезитовую и другие формации. Кстати, у этих двух формаций (андезитовой и трахиандезитовой) не обнаруживаются значимые различия, что видно из предварительных результатов (Кочкин и др., 1967).

Ромбические пироксены данного формационного типа представлены анализами из базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Большинство

Таблица 4.3

Средние составы ромбических пироксенов из эффузивных пород орогенных формаций (андезитовой и трахиандезитовой)

| Компоненты, параметры | Базальты РЭ1, n=3 | Андезиты РЭ2, n=11 |       | Дациты РЭ3, n=7 |       | РЭ1+РЭ2+РЭ3, n=21 |       | Риолиты, n=8 |
|-----------------------|-------------------|--------------------|-------|-----------------|-------|-------------------|-------|--------------|
|                       | $\bar{x}$         | $\bar{x}$          | S     | $\bar{x}$       | S     | $\bar{x}$         | S     | $\bar{x}$    |
| Si                    | 1893              | 1945               | 28    | 1965            | 22    | 1943              | 29    | 1975         |
| Al <sub>IV</sub>      | 107               | 55                 | 29    | 35              | 17    | 57                | 29    | 25           |
| Al <sub>VI</sub>      | 74                | 15                 | 21    | 25              | 21    | 27                | 27    | 15           |
| Ti                    | 11                | 6                  | 6     | 12              | 12    | 9                 | 9     | 35           |
| Fe <sup>3+</sup>      | 20                | 23                 | 28    | 22              | 9     | 24                | 22    | 910          |
| Fe <sup>2+</sup>      | 255               | 529                | 118   | 697             | 139   | 563               | 201   |              |
| Mn                    | 2                 | 1                  | 1     | 2               | 1     | 2                 | 2     | —            |
| Mg                    | 1497              | 1328               | 152   | 1156            | 189   | 1277              | 217   | 923          |
| Ca                    | 125               | 97                 | 61    | 59              | 39    | 77                | 54    | 50           |
| Na                    | 19                | 5                  | 10    | 9               | 12    | 7                 | 11    | 5            |
| f                     | 16,33             | 29,94              | 7,23  | 39,31           | 8,12  | 32,12             | 11,20 | 52,1         |
| f'                    | 15,13             | 29,10              | 6,87  | 38,58           | 8,43  | 31,21             | 11,40 | —            |
| $\Sigma_1$            | 1997              | 2011               | 30    | 2004            | 47    | 1991              | 38    | 1938         |
| $\bar{Fe}$            | 15                | 29                 | 6,9   | 38              | 7,1   | 31                | 10,7  | 50           |
| $\bar{Mg}$            | 75                | 66                 | 7,8   | 59              | 8,9   | 65                | 11,1  | 47           |
| $\bar{Ca}$            | 10                | 5                  | 2,9   | 3               | 2     | 4                 | 2,7   | 3            |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,177             | 0,412              | 0,123 | 0,644           | 0,258 | 0,482             | 0,257 | —            |
| K <sub>ок</sub>       | 0,107             | 0,039              | 0,042 | 0,033           | 0,016 | 0,048             | 0,060 | —            |

анализов из риолитов 7 из 8 принадлежит лавам из Калифорнии, состав их определялся без разделения Fe электронным микронзондом (Samtshchel, 1967), поэтому они в Приложениях 1 и 2 не приведены. К этим анализам добавлен еще один (Приложение 1 и 2, № 4) и вычислены средние содержания компонентов (табл. 4.3).

На диаграмме *Волл—Эн—Фс* обнаруживаются незначительные колебания в содержании волластонитового минала (за исключением ортопироксенов из базальтов) и сильная дифференцированность по содержанию железистого и магnezияльного компонентов (рис. 29, табл. 4.3). В то же время видно закономерное возрастание железистости и уменьшение Al и Ca при переходе от базальтов к риолитам, что хорошо соответствует изменению состава пород. В частности, в базальтах содержание Ca в ортопироксенах — наибольшее, так как здесь ортопироксены

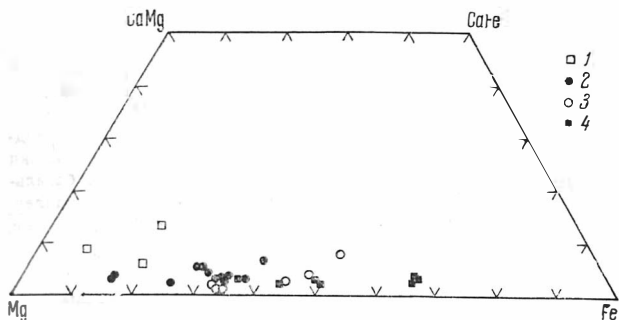


Рис. 29. Соотношение  $\bar{Ca}$ ,  $\bar{Mg}$  и  $\bar{Fe}$  в ромбических пироксенах, находящихся в виде вкрапленников в эффузивных породах

- 1 — базальты,
- 2 — андезиты,
- 3 — дациты,
- 4 — риолиты

находятся в равновесии с Ca-клинопироксеном и Ca-плагноклазом и в целом относятся к алюмобронзитам ( $f=16\%$ ), богатым и Al (10% чермакита), и кальциевым компонентом (13%). Ортопироксены из дацитов и риолитов значимо различаются только по железистости и относятся к гиперстенам со средней железистостью соответственно 40 и 52%, содержащим 2—4% чермакита и 5—8% кальциевого компонента. Ортопироксены из андезитов занимают промежуточное положение ( $f=30\%$ , чермакита 5,5%, кальциевого компонента 10%).

Рассмотрим состав моноклиновых пироксенов — вкрапленников из базальтов. На диаграмме *Волл—Эн—Фс* видно, что в них содержится (в %):  $\bar{Fe}$  5—23,  $\bar{Mg}$  30—53,  $\bar{Ca}$  40—50; 95% -ные доверительные эллипсы средних содержаний этих компонентов показывает незначительную дифференцированность составов. Средние составы пироксенов основной массы занимают различное положение относительно ореола состава вкрапленников: для базальтов, щелочных базальтов и андезитов точки 1—3 близки к направлению диопсид — геденбергит, а для муджнеритов, трахибазальтов и других (точка 4) — по направлению диопсид — геденбергит (рис. 30).

Средние химические составы (табл. 4.4) показывают, что клинопироксены из базальтов и щелочных базальтов с фельдшпатоидами значимо различаются по Si, Ti, Mg, Ca, а пироксены из щелочных базальтов — переходные между этими двумя типами, у них обнаруживается сходство средних и крайних членов ряда. Используя этот «мостик», мы объединяем все три выборки в одну, характеризующую клинопироксены вкрапленников базальтов орогенных формаций ( $n=42$ , табл. 4.4). По составу это авгит невысской железистости ( $f=25\%$ ), содержащий 4% жадента и 15% сложного чермакита с заметной долей Ti и  $Fe^{3+}$ . Весьма характерен умеренный дефицит  $Na+Ca=866$ , т. е. это пироксены, переходные к диопсид-авгитам или фассаитам (особенно МЭЗ).

Вкрапленники в андезитах отличаются повышенной железистостью (она больше на 6%), пониженным содержанием чермакита (10%), низ-

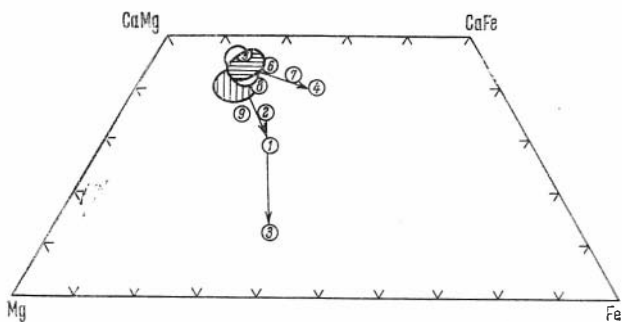


Рис. 30. Соотношение  $\bar{Ca}$ ,  $\bar{Mg}$  и  $\bar{Fe}$  в моноклинных пироксенах эффузивных пород

Андезитовая и трахиандезитовая формации: вкрапленники базальтов всех типов — белый эллипс; 1 — основная масса базальтов и щелочных базальтов; 2 — вкрапленники андезитов; 3 — основная масса андезитов; 4 — основная масса муджнеритов, трахибазальтов и др. Континентальные формации: вкрапленники базальтов всех типов — эллипс с горизонтальной штриховкой; 5 — кайма вкрапленников в щелочных базальтах; 6 — основная масса щелочных базальтов; 7 — вкрапленники муджнеритов, трахитов и др. Океаническая щелочная оливин-базальтовая формация: вкрапленники базальтов всех типов — эллипс с вертикальной штриховкой; 8 — основная масса щелочных базальтов; 9 — основная масса толеитовых базальтов. Стрелками показано изменение состава от вкрапленников к основной массе. Эллипсы отвечают 95%-ным доверительным интервалам компонентов  $\bar{Fe}$ ,  $\bar{Mg}$ ,  $\bar{Ca}$ , номера в кружках — среднему составу

ким содержанием  $\text{Ca}$  и по среднему составу приближаются к пироксенам основной массы в базальтах. В целом вкрапленники в андезитах можно выделить в тип субкальциевого авгита с умеренной кальциево-железистостью и 9—10% чермакита. Для основной массы трахибазальтов и муджнеритов типичен аналогичный субкальциевый авгит с 10% чермакита, но повышенной железистостью и титанистостью, а для основной массы андезитов — малокальциевый «авгит» (по нашей классификации малокальциевый салит), близкий к пижонитам и бедный глиноземом.

В клинопироксенах нещелочной ветви пород по мере дифференциации в основном убывает кальциево-железистость, железистость изменяется очень мало, а в щелочной ветви — заметно возрастают железистость и титанистость и мало изменяется содержание  $\text{Ca}$ .

В работе Дальвитца с соавторами (Dallwitz a. o., 1966) описан первый случай нахождения клиноэнстатита в вулканических породах — в лавах Новой Гвинеи. Авторы объясняют нахождение этого минерала уникальностью химического состава пород (среднее из двух анализов, в %):  $\text{SiO}_2$  54,06,  $\text{TiO}_2$  0,26,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  7,73,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,55,  $\text{FeO}$  6,79,  $\text{MgO}$  14,53,  $\text{CaO}$  5,12,  $\text{Na}_2\text{O}$  0,65,  $\text{K}_2\text{O}$  0,38,  $\text{H}_2\text{O}^+$  4,50,  $\text{H}_2\text{O}^-$  2,21,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,06,  $\text{MnO}$  0,18. Порода состоит из вкрапленников клиноэнстатита, бронзита, хромовой шпинели и основной массы (микролиты пироксена, цеолитов и стекла). Состав клиноэнстатита вкрапленников определялся микрозондом (среднее из двух полных определений, в %):  $\text{FeO}$  7,4,  $\text{CaO}$  0,2,  $\text{MgO}$  34,3,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,4;  $N_g \approx 1,662$ . Происхождение этого минерала объясняется инверсией протозенстатита в процессе кристаллизации магмы.

Из новых анализов, которые мы не успели учесть при обработке материала, в качестве дополнения к приложению (№ 12Д—16Д), приведены анализы клинопироксенов из Японии, о. Оки (Uchimizu, 1966). Здесь имеются анализы базальтов, трахитов и других пород, они близки по составу к средним типам пироксенов этой формации.

Таблица 4.4

## Средние составы моноклиновых пироксенов орогенных (андезитовой и трахиандезитовой) формаций

| Компоненты, параметры  | Базальты, вкрапленники МЭ1, n=22 |       | Щелочные базальты, вкрапленники МЭ2, n=8 |       | Щелочные базальты с калишпатом и фельдшпатоидами, вкрапленники МЭ3, n=12 |       | Все базальты, вкрапленники, n=42 |       | Базальты и щелочные базальты, основная масса, n=5 | Андезиты          |                     | Муджнериты, трахибазальты и др., основная масса, n=5 |
|------------------------|----------------------------------|-------|--|-------|--|-------|----------------------------------|-------|---|-------------------|---------------------|--|
|                        | $\bar{x}$                        | S     | $\bar{x}$                                | S     | $\bar{x}$  | S     | $\bar{x}$                        | S     | $\bar{x}$   | вкрапленники, n=9 | основная масса, n=3 |  |
|                        |                                  |       |  |       |  |       |                                  |       |   | $\bar{x}$         | $\bar{x}$           |  |
| Si                     | 1857                             | 62    | 1820                                     | 60    | 1803   | 60    | 1836                             | 64    | 1907  | 1890              | 1950                | 1899   |
| Al <sub>IV</sub>       | 143                              | 61    | 171                                      | 60    | 197  | 60    | 164                              | 65    | 93  | 110               | 50                  | 101  |
| Al <sub>VI</sub>       | 89                               | 47    | 82                                       | 52    | 70   | 42    | 82                               | 50    | 40  | 45                | 9                   | 53   |
| Ti                     | 17                               | 12    | 32                                       | 11    | 38   | 24    | 26                               | 19    | 16  | 13                | 13                  | 43   |
| Fe <sup>3+</sup>       | 85                               | 45    | 76                                       | 21    | 103  | 57    | 88                               | 47    | 74  | 58                | 33                  | 50   |
| Fe <sup>2+</sup>       | 149                              | 63    | 174                                      | 47    | 156  | 33    | 156                              | 54    | 450   | 330               | 653                 | 461  |
| Mn                     | 3                                | 3     | 5  | 2     | 2  | 2     | 3                                | 3     | 5   | 8                 | 3                   | 3  |
| Mg                     | 807                              | 169   | 764                                      | 77    | 711  | 93    | 771                              | 143   | 844   | 828               | 1018                | 575  |
| Ca                     | 807                              | 118   | 813                                      | 41    | 871  | 52    | 827                              | 151   | 548   | 690               | 259                 | 754  |
| Na                     | 34                               | 36    | 45                                       | 12    | 45   | 41    | 39                               | 35    | 24  | 33                | 11                  | 54   |
| <i>f</i>               | 23,88                            | 10,26 | 25,18                                    | 5,46  | 27,02  | 6,63  | 25,02                            | 8,54  | 36,87   | 30,71             | 41,15               | 47,25  |
| <i>f'</i>              | 16,83                            | 9,80  | 19,09                                    | 5,19  | 18,29  | 3,10  | 17,68                            | 7,68  | 32,91   | 27,39             | 39,87               | 44,07  |
| $\Sigma_1$             | 2000                             | 65    | 1997                                     | 16    | 2007   | 35    | 2002                             | 52    | 2001  | 2005              | 1999                | 1993   |
| $\overline{\text{Fe}}$ | 14                               | 6,18  | 15                                       | 3,2   | 16   | 2,82  | 15                               | 4,99  | 28  | 22                | 36                  | 30   |
| $\overline{\text{Mg}}$ | 43                               | 7,74  | 41                                       | 3,17  | 33   | 4,63  | 41                               | 6,75  | 43  | 42                | 51                  | 30   |
| $\overline{\text{Ca}}$ | 43                               | 3,30  | 44                                       | 1,65  | 46   | 2,92  | 44                               | 3,25  | 29  | 36                | 13                  | 40   |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg   | 0,221                            | 0,195 | 0,231                                    | 0,078 | 0,222  | 0,049 | 0,224                            | 0,148 | 0,528   | 0,494             | 0,678               | 0,751  |
| K <sub>ок</sub>        | 0,366                            | 0,123 | 0,309                                    | 0,086 | 0,374  | 0,153 | 0,357                            | 0,129 | 0,178   | 0,185             | 0,048               | 0,125  |

## § 10. ПИРОКСЕНЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ И ЩЕЛОЧНОБАЗАЛЬТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Наибольшее число анализов в этой группе характеризуют породы Европы — Северо-Рейнской и Южно-Рейнской вулканических областей, несколько анализов породы плато Овернь (Франция) и других районов Европы.

Единичными анализами представлены Южная Африка, Советское Приморье, Корея и другие районы мира. Таким образом, выборка отражает скорее региональные, чем глобальные особенности состава пироксенов лав этих формационных типов.

При классификации пироксенов по петрографическим группам пород возникли трудности, связанные с недостаточной характеристикой последних по минералогическому и химическому составу, причем, естественно, субъективизм авторских определений не всегда удавалось исключить полностью. По этим причинам, к сожалению, нам не удалось использовать хорошо известную классификацию А. Н. Заварицкого (1956), поэтому здесь применена несколько видоизмененная форма классификации, объединяющая в один класс породы с фельдшпатоидами. Кроме того, отдельно выделена группа пироксенов из базальтов в один анализ из пикрита. В выборку попали и старые анализы с хорошей суммой, но ограниченным числом определенных окислов. Единичными анализами представлены пироксены из муджиерита, трахита, фонолита, риолита, гиалопарита и других пород (табл. 4.5).

При рассмотрении результатов пересчета на диаграмме *Волл—Эн—Фс* (рис. 30) можно отметить, что эллипс среднего состава вкрапленников располагается вблизи точек  $\overline{Fe}=13$ ,  $\overline{Mg}=41$ ,  $\overline{Ca}=44$ . Составы клинопироксенов каймы вкрапленников и основной массы мало отличаются от таковых ядра (точки 5 и 6, рис. 30), а вкрапленники из муджиеритов, трахитов и других пород отличаются повышенной железистостью и смещены вправо по направлению линии диопсид — геденбергит (точка 7). В табл. 4.5 приведены средние содержания катионов пироксенов. Выборка вкрапленников базальтов ( $n=6$ ) неоднородна по составу и при дальнейшем сравнении учитывается в некоторых случаях. Авгиты вкрапленников (переходные к фассаитам) сходны с вкрапленниками базальтов предыдущей группы, отличаются лишь более высоким содержанием чермакита (около 20%) и Ti, но пироксены основной массы — титанавгиты резко отличаются от пижонит-салита.

Рассматривая теперь ряд пород по выборкам МЭ5, МЭ6, МЭ7: щелочные базальты — щелочные базальты с фельдшпатоидами — муджиериты и другие породы, можно отметить, что кальциевость пироксенов в этом ряду остается постоянной (80,6—85,7—83,4). Также незначительно изменяется жадентовая составляющая (5,9—5,9—7,1), но резко уменьшается содержание чермакита (21,6—18,7—9,4). В ряду базальт — щелочной базальт — щелочной базальт с фельдшпатоидами заметно повышение содержания Ti, Al<sub>iv</sub> и Ca. Железистость изменяется мало. У ядер вкрапленников и у пироксенов основной массы (МЭ9) обнаруживаются значимые различия в содержании Ti, Fe<sup>2+</sup>, Mg, Na, K<sub>ок</sub> при равных количествах Al, Fe<sup>3+</sup> и Ca. Сходство по содержанию Ca подтверждает, что эволюция пироксенов в щелочных породах идет вдоль линии диопсид — геденбергит. Увеличение содержания Fe<sup>2+</sup> в пироксенах основной массы приводит к тому, что коэффициент окисленности железа в них меньше. Обратная тенденция отмечается для  $f'$  и отношения Fe<sup>2+</sup>/Mg вследствие уменьшения содержания магния в пироксенах основной массы.

Таблица 4.5

## Средние составы моноклиновых пироксенов континентальных оливин-базальтовой и щелочно-базальтоподобной формаций

| Компоненты,<br>параметры | Базальты,<br>вкрапленники,<br><i>n</i> =6 |           |          | Щелочные базальты,<br>вкрапленники МЭБ,<br><i>n</i> =37 |          |           | Щелочные базальты<br>с фельдшпатоидами,<br>вкрапленники МЭБ,<br><i>n</i> =17 |           |          | Пироксены вкраплен-<br>ников, в целом,<br><i>n</i> =60 |          | Базальты щелочные,<br>кайм. вкрапленников<br>МЭБ, <i>n</i> =16 |          | Базальты щелочные,<br>основия месса,<br>МЭ9, <i>n</i> =12 |  | Муджисраты, трахиты<br>и д.л., вкрапленники,<br>МЭ7, <i>n</i> =8 |
|--------------------------|---|-----------|----------|---|----------|-----------|--|-----------|----------|--|----------|--|----------|---|--|--|
|                          | $\bar{x}$                                 | $\bar{x}$ | <i>S</i> | $\bar{x}$   | <i>S</i> | $\bar{x}$ | <i>S</i>   | $\bar{x}$ | <i>S</i> | $\bar{x}$  | <i>S</i> | $\bar{x}$  | <i>S</i> | $\bar{x}$   |  |  |
| Si                       | 1835                                      | 1750      | 83       | 1750  | 63       | 1759      | 79   | 1707      | 31       | 1731   | 30       | 1861   |          |   |  |  |
| Al <sub>IV</sub>         | 164                                       | 250       | 83       | 250   | 68       | 241       | 80   | 293       | 31       | 269  | 29       | 139  |          |   |  |  |
| Al <sub>VI</sub>         | 81  | 86        | 48       | 74  | 63       | 84        | 51   | 56        | 18       | 86   | 29       | 19   |          |   |  |  |
| Ti                       | 20  | 44        | 26       | 61  | 37       | 46        | 32   | 58        | 10       | 77   | 19       | 45   |          |   |  |  |
| Fe <sup>3+</sup>         | 147                                       | 92        | 40       | 121   | 60       | 103       | 54   | 114       | 13       | 93   | 24       | 90   |          |   |  |  |
| Fe <sup>2+</sup>         | 161                                       | 117       | 49       | 128   | 52       | 127       | 55   | 112       | 22       | 177  | 30       | 281  |          |   |  |  |
| Mn                       | 4   | 3         | 2        | 4   | 3        | 4         | 6  | 5         | 2        | 7  | 3        | 6  |          |   |  |  |
| Mg                       | 735                                       | 792       | 91       | 636   | 111      | 759       | 106  | 771       | 40       | 679  | 56       | 632  |          |   |  |  |
| Ca                       | 799                                       | 806       | 67       | 857   | 85       | 821       | 76   | 850       | 42       | 796  | 55       | 854  |          |   |  |  |
| Na                       | 26  | 59        | 22       | 59  | 41       | 55        | 32   | 52        | 17       | 81   | 22       | 71   |          |   |  |  |
| <i>f</i>                 | 31,52                                     | 22,00     | 6,83     | 28,10   | 12,35    | 24,52     | 9,29   | 23,42     | 2,55     | 29,05  | 3,44     | 40,16  |          |   |  |  |
| <i>f'</i>                | 21,29                                     | 13,31     | 5,86     | 16,37   | 6,79     | 14,86     | 6,54   | 13,21     | 2,33     | 21,33  | 3,56     | 31,14  |          |   |  |  |
| $\bar{\Sigma}$           | 1999                                      | 2020      | 25       | 2022  | 53       | 2016      | 41   | 2029      | 143      | 2014   | 21       | 1998   |          |   |  |  |
| $\bar{Fe}$               | 19  | 14        | 4,23     | 17  | 5,21     | 15        | 4,61   | 15        | 1,93     | 19   | 2,37     | 25   |          |   |  |  |
| $\bar{Mg}$               | 33  | 43        | 5,04     | 37  | 5,99     | 41        | 5,75   | 40        | 1,83     | 47   | 2,84     | 32   |          |   |  |  |
| $\bar{Ca}$               | 43  | 43        | 3,00     | 46  | 3,32     | 44        | 3,37   | 45        | 2,03     | 44   | 2,72     | 43   |          |   |  |  |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg     | 0,256                                     | 0,155     | 0,087    | 0,197   | 0,106    | 0,176     | 0,097  | 0,146     | 0,029    | 0,263  | 0,052    | 0,357  |          |   |  |  |
| <i>K</i> <sub>ок</sub>   | 0,429                                     | 0,431     | 0,142    | 0,491   | 0,183    | 0,448     | 0,158  | 0,504     | 0,045    | 0,344  | 0,073    | 0,357  |          |   |  |  |

## § 11. ПИРОКСЕНЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Моноклинные пироксены вулканических пород океанических формаций делятся на две небольшие группы, относящиеся к толентовым и щелочным оливиновым базальтам (табл. 4.6). Деление на эти две группы проведено в соответствии с диаграммой  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (Macdonald, Katsura, 1964). Авгиты вкрапленников данного типа формаций несколько

Таблица 4.6

**Средний состав моноклинных пироксенов щелочной оливин-базальтовой формации океанов**

| Компоненты и параметры | Толентовые базальты, вкрапленники МЭ10, $n=8$ |       | Щелочные базальты, вкрапленники МЭ11, $n=8$ |       | Все базальты, вкрапленники, $n=16$ |       | Щелочные базальты, основная масса, $n=3$ | Толентовые базальты, основная масса, $n=3$ |
|------------------------|---|-------|---|-------|------------------------------------|-------|--|--|
|                        | $\bar{x}$                                     | S     | $\bar{x}$                                   | S     | $\bar{x}$                          | S     | $\bar{x}$                                | $\bar{x}$                                  |
| Si                     | 1878  | 24    | 1807  | 39    | 1843                               | 43    | 1895                                     | 1865                                       |
| Al <sub>IV</sub>       | 122   | 24    | 193   | 33    | 157                                | 48    | 105                                      | 135  |
| Al <sub>VI</sub>       | 72  | 47    | 37  | 17    | 55                                 | 40    | 37                                       | 65   |
| Ti                     | 29  | 6     | 54  | 12    | 42                                 | 16    | 66                                       | 57   |
| Fe <sup>3+</sup>       | 26  | 10    | 60  | 18    | 43                                 | 22    | 60                                       | 39   |
| Fe <sup>2+</sup>       | 204   | 59    | 193   | 38    | 198                                | 50    | 224                                      | 268  |
| Mn                     | 5   | 2     | 5   | 1     | 5                                  | 2     | 4  | 3  |
| Mg                     | 883   | 40    | 776   | 69    | 832                                | 80    | 756                                      | 848  |
| Ca                     | 726   | 101   | 834   | 26    | 780                                | 92    | 817                                      | 693  |
| Na                     | 33  | 10    | 33  | 7     | 36                                 | 10    | 32                                       | 29   |
| $f$                    | 21,30   | 4,14  | 21,17                                       | 4,56  | 23,24                              | 4,76  | 28,17                                    | 27,34                                      |
| $f'$                   | 18,87   | 4,65  | 20,40                                       | 4,46  | 19,63                              | 4,62  | 23,75                                    | 24,54                                      |
| $\sum_1$               | 1989  | 26    | 2005  | 10    | 1997                               | 22    | 1996                                     | 2002                                       |
| $\overline{Fe}$        | 14  | 3,47  | 16  | 2,54  | 15                                 | 3,17  | 19                                       | 20   |
| $\overline{Mg}$        | 48  | 1,49  | 40  | 3,37  | 44                                 | 4,27  | 39                                       | 45   |
| $\overline{Ca}$        | 38  | 4,30  | 44  | 1,39  | 41                                 | 4,05  | 42                                       | 35   |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg   | 0,231   | 0,073 | 0,254                                       | 0,075 | 0,242                              | 0,075 | 0,308                                    | 0,320                                      |
| $K_{ок}$               | 0,120   | 0,056 | 0,240                                       | 0,075 | 0,180                              | 0,089 | 0,213                                    | 0,127                                      |

ко обеднены Ca, хотя их 95%-ный доверительный эллипс средних значений Fe, Mg, Ca перекрывается с другими типами клинопироксенов вкрапленников (рис. 30). Здесь также сохраняются тенденции в соотношениях вкрапленник — основная масса, различные для щелочных и толентовых базальтов (точки 8 и 9), но различия состава вкрапленников и основной массы невелики. Во вкрапленниках толентовых базальтов по сравнению со щелочными меньше кальциевость (72,6 и 83,4) и содержание чермакита (9,3 и 13,9), но количество жадеита (3,8 и 3,9) сходно (табл. 4.6).

Сравнение средних по  $t$ -критерию величин показывает, что эти выборки (МЭ10, МЭ11) не различаются по содержанию Fe<sup>2+</sup>, Al<sub>VI</sub>, Na,  $f$ ,  $f'$  и по отношению Fe<sup>2+</sup>/Mg. По остальным компонентам имеются значимые различия, хотя число анализов невелико (8 и 8), и поэтому необходимо относиться к этим выводам осторожно. В целом все пироксены в табл. 4.6 относятся к авгитам низкой железистости ( $f=21-28$ ) с умеренным содержанием чермакита (11—15%) и переменной кальциевостью и титанистостью.

**§ 12. ПИРОКСЕНЫ СПИЛИТ-ДИАБАЗОВОЙ  
И ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ  
НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О СОСТАВАХ ПИРОКСЕНОВ  
ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД**

Имеется всего два анализа моноклиновых пироксенов спилит-диабазовой формации. Первый из них принадлежит лавовому покрову нижнекембрийского возраста на Алтае (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969); второй взят в спилитовой толще Финляндии (Meriläinen, 1961). Общие для них — близкие содержания кальция (793 и 797) и небольшие — титана (5 и 4). Обращает внимание значительное содержание натрия (если это не ошибка определения) во втором анализе: оно примерно в 3 раза превышает среднее содержание в других типах.

Типичные эффузивные траппы в нашей выборке пироксенов не представлены совершенно. Имеются четыре анализа с р. Мокрая Волноваха, Приазовье (Ормонт, 1956); по этим анализам они не классифицируются как породы трапповой формации по химизму (Кутолин, 1969) и поэтому они отнесены сюда условно. Здесь не помещен анализ пироксена из гиллобазальта с Урала (Авдонин, 1963).

Таблица 4.7

Средний состав моноклиновых пироксенов  
из вкрапленников эффузивных пород  
р. Мокрая Волноваха

| Компоненты, параметры | $\bar{x}$ | Компоненты, параметры | $\bar{x}$ | Компоненты, параметры | $\bar{x}$ |
|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|
| Si                    | 1732      | Mg                    | 776       | $\overline{Fe}$       | 21        |
| Al <sub>IV</sub>      | 235       | Ca                    | 839       | $\overline{Mg}$       | 33        |
| Al <sub>VI</sub>      | 0         | Na                    | 34        | $\overline{Ca}$       | 41        |
| Ti                    | 132       | K                     | 11        | Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,228     |
| Fe <sup>3+</sup>      | 118       | f                     | 32,9      | K <sub>ок</sub>       | 0,395     |
| Fe <sup>2+</sup>      | 128       | f'                    | 12,5      |                       |           |

По среднему составу моноклиновые пироксены из вкрапленников пород с р. Мокрая Волноваха (табл. 4.7) соответствует титанавгиту, что не характерно для интрузивных траппов.

Следует отметить повышенное содержание титана и железа в этих пироксенах. Состав пироксена с Урала резко отличается от результатов указанных четырех анализов (см. Приложение 2, № 78).

Изложенный материал показывает, что различные формационные типы пироксенов распространены крайне неравномерно. Это приводит к тому, что некоторые выборки представляют, по сути дела, конкретный магматический комплекс вулканических пород, а не формационный тип в целом. Поэтому ко всем приведенным результатам надо относиться с соответствующими поправками, обращаясь к первичному материалу (см. Приложение 1 и 2). Здесь не обсуждаются особенности ромбических пироксенов, так как они принадлежат одному орогенному типу формаций. Формационные типы клинопироксенов-вкрапленников приведены в табл. 4.8.

Моноклиновые пироксены вкрапленников континентальной формации заметно отличаются от двух других повышенным содержанием Al<sub>IV</sub> и Na; Ti меньше в орогенных формациях. Вкрапленники океанической формации богаче Mg, но беднее Ca, в них меньше Fe<sup>3+</sup>, но больше Fe<sup>2+</sup>, поэтому K<sub>ок</sub> значительно меньше, чем пироксенов других формационных типов. Однако отмеченные различия могут быть обусловлены неодина-



Таблица 4.8

## Средний состав клинозироксенов (вкрапления) пород различных формаций

| Компоненты, параметры | Орогенные формации МЭ1+МЭ2+МЭ3 |   | Континентальные МЭ5+МЭ6 |   | Океанические формации МЭ10+М11 |   | Компоненты, параметры | Орогенные формации МЭ1+МЭ2+МЭ3 |   | Континентальные МЭ5+МЭ6 |   | Океанические формации МЭ10+М11 |   |
|-----------------------|--------------------------------|---|-------------------------|---|--------------------------------|---|-----------------------|--------------------------------|---|-------------------------|---|--------------------------------|---|
|                       | $\bar{x}$                      | S | $\bar{x}$               | S | $\bar{x}$                      | S |                       | $\bar{x}$                      | S | $\bar{x}$               | S | $\bar{x}$                      | S |
| Si                    | 1853                           |   | 1755                    |   | 1856                           |   | Mg                    | 771                            |   | 759                     |   | 832                            |   |
| Al <sub>IV</sub>      | 164                            |   | 241                     |   | 157                            |   | Ca                    | 827                            |   | 822                     |   | 780                            |   |
| Al <sub>VI</sub>      | 82                             |   | 84                      |   | 55                             |   | Na                    | 39                             |   | 55                      |   | 33                             |   |
| Ti                    | 26                             |   | 46                      |   | 42                             |   | i                     | 25,02                          |   | 24,52                   |   | 23,24                          |   |
| Fe <sup>3+</sup>      | 88                             |   | 103                     |   | 43                             |   | K <sub>ок</sub>       | 0,357                          |   | 0,448                   |   | 0,180                          |   |
| Fe <sup>2+</sup>      | 156                            |   | 127                     |   | 198                            |   |                       |                                |   |                         |   |                                |   |

Таблица 4.9

## Средний состав моноклиновых пироксенов вкрапленников базальтов

| Компоненты       | Базальты n=33 |      | Щелочные базальты n=53 |      | Щелочные базальты с фельдшпатитоидами n=29 |      | Параметры            | Базальты n=30 |       | Щелочные базальты n=53 |       | Щелочные базальты с фельдшпатитоидами n=29 |       |
|------------------|---------------|------|------------------------|------|--|------|----------------------|---------------|-------|------------------------|-------|--|-------|
|                  | $\bar{x}$     | S    | $\bar{x}$              | S    | $\bar{x}$                                  | S    |                      | $\bar{x}$     | S     | $\bar{x}$              | S     | $\bar{x}$                                  | S     |
|                  | Si            | 1859 | 58                     | 1771 | 84   | 1765 |                      | 70            | f     | 23,19                  | 9,27  | 22,96                                      | 6,55  |
| Al <sub>IV</sub> | 138           | 56   | 230                    | 82   | 228  | 71   | f'                   | 17,37         | 8,99  | 15,25                  | 6,37  | 17,16                                      | 5,75  |
| Al <sub>VI</sub> | 85            | 65   | 78                     | 49   | 73   | 56   | $\Sigma_1$           | 1997          | 69    | 2015                   | 24    | 2016                                       | 23    |
| Ti               | 20            | 12   | 44                     | 24   | 52   | 35   | $\bar{Fe}$           | 14            | 5,6   | 15                     | 4,0   | 17   | 4,5   |
| Fe <sup>3+</sup> | 69            | 48   | 85                     | 45   | 113  | 61   | $\bar{Mg}$           | 44            | 6,9   | 42                     | 4,7   | 37   | 5,6   |
| Fe <sup>2+</sup> | 163           | 67   | 133                    | 57   | 140  | 48   | $\bar{Ca}$           | 42            | 4,2   | 43                     | 2,7   | 46   | 3,2   |
| Mn               | 3             | 3    | 4                      | 2    | 3  | 6    | Fe <sup>2+</sup> /Mg | 0,223         | 0,174 | 0,182                  | 0,095 | 0,208                                      | 0,089 |
| Mg               | 828           | 153  | 785                    | 88   | 762  | 106  | K <sub>ок</sub>      | 0,309         | 0,154 | 0,386                  | 0,148 | 0,443                                      | 0,184 |
| Ca               | 785           | 121  | 813                    | 61   | 863  | 75   |                      |               |       |                        |       |  |       |
| Na               | 34            | 32   | 54                     | 21   | 54   | 42   |                      |               |       |                        |       |  |       |
| K                | 6             | 7    | 6                      | 8    | 14   | 14   |                      |               |       |                        |       |  |       |

ковым набором пироксенов из разных групп. Вероятно, правильнее сравнивать пироксены различных формационных типов по одинаковым петрографическим группам пород. В группе базальтов вкрапленники орогенных формаций содержат больше Al<sub>сум</sub>, Fe<sup>3+</sup> и Ca, но меньше Ti, Fe<sup>2+</sup> и Mg. Во вкрапленниках щелочных базальтов орогенных и океанических формаций содержания Al<sub>сум</sub>, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mg, Ca и Na близки, а пироксены континентальных формаций обогащены Fe<sup>3+</sup> и обеднены Fe<sup>2+</sup>.

В щелочных базальтах с фельдшпатоидами представлены только орогенные и континентальные формации; в пироксенах последней больше Al и Ti и меньше Si. В общем для пироксенов двух последних типов пород (щелочных базальтов) характерны незначительные колебания в содержании Mg и Ca, но заметные колебания Si, Al, Ti, Fe. Пироксены из основной массы базальтов разных формационных типов, как мы видим, отличаются более резко, но достаточного материала для уверенных статистических сопоставлений нет.

Отчетливо наблюдается изменение состава пироксена от базальтов к щелочным базальтам с фельдшпатоидами независимо от формационного признака. В этом ряду уменьшается содержание Si, Al<sub>VI</sub>, Fe<sup>2+</sup> и Mg, увеличивается Al<sub>IV</sub>, Al<sub>сум</sub>, Ti, Fe<sup>3+</sup>, Ca, Na, значительно возрастает K<sub>ок</sub> (табл. 4.9).

Хотя на состав пироксена несомненно влияние химического состава пород, представляет интерес состав моноклинового пироксена вкрапленников базальтов всех типов (табл. 4.10).

Средний состав моноклинных пироксенов из вкрапленников базальтов всех типов (n=112)

| Компоненты, параметры | $\bar{x}$ | S  | Компоненты, параметры | $\bar{x}$ | S   | Компоненты, параметры  | $\bar{x}$ | S     |
|-----------------------|-----------|----|-----------------------|-----------|-----|------------------------|-----------|-------|
| Si                    | 1793      | 83 | Mg                    | 776       | 121 | $\bar{Fe}$             | 15        | 4,7   |
| Al <sub>IV</sub>      | 207       | 83 | Ca                    | 819       | 89  | $\bar{Mg}$             | 41        | 6,1   |
| Al <sub>VI</sub>      | 79        | 78 | Na                    | 49        | 32  | $\bar{Ca}$             | 44        | 3,6   |
| Ti                    | 40        | 28 | K                     | 8         | 10  | Fe <sup>2+</sup> /Mg   | 0,200     | 0,120 |
| Fe <sup>2+</sup>      | 88        | 52 | <i>f</i>              | 24,2      | 8,6 | <i>K</i> <sub>ок</sub> | 0,378     | 0,167 |
| Fe <sup>3+</sup>      | 145       | 59 | <i>f</i> <sup>1</sup> | 16,3      | 7,0 |                        |           |       |
| Al                    | 4         | 4  | $\Sigma_i$            | 2010      | 38  |                        |           |       |

Для всех типов лав характерно постоянное невысокое содержание (3—5%) жадеита (оно несколько возрастает к породам состава). Это постоянство, а также корреляции Na—Al (см. § 7) указывает на наличие жадеитового компонента и отсутствие эгиринового компонента во всех пироксенах, кроме пироксенов щелочных базальтов без фельдшпатсидов.

В качестве основных выводов можно отметить следующее.

1. Между вкрапленниками пироксенов всех типов базальтов на диаграмме Эн—Фс—Вола не обнаруживаются значимые различия, их 95%-ные доверительные эллипсы  $\bar{Fe}$ ,  $\bar{Mg}$ ,  $\bar{Ca}$  перекрываются.

2. В щелочных разностях пород эволюция состава пироксена идет вдоль линии диопсид—геденбергит, для известково-щелочных и нормальных серий—по линии диопсид—ферросилит.

Это отмечалось и другими исследователями (Le Bas, 1962; Le Maitre, 1962; Wilkinson, 1956).

3. Изменение содержания Al<sub>сум</sub> и *K*<sub>ок</sub> может служить критерием дифференцированности пород.

4. Различия между вкрапленниками базальтов обнаруживаются только по отдельным компонентам минерала, причем решающее значение имеет щелочность породы (см. также В. С. Соболев, 1949), влияющая на содержание Si, Al, Ti, Fe<sup>3+</sup>, а также на изоморфные замещения отдельных компонентов или их групп, на вхождение в различные позиции в решетку пироксена: Al, Ti, Fe<sup>3+</sup> на место Si в щелочных сериях; замещение Fe<sup>2+</sup> на Ca в нормальных сериях и Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup> на Mg, Al в щелочных сериях, что, в частности, видно по соотношению вкрапленник—основная масса.

**ПИРОКСЕНЫ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД**

В этой главе использовано 511 опубликованных химических анализов пироксенов из интрузивных пород, в том числе 59 анализов ромбических пироксенов (см. Приложение 1) и 452 моноклинных (см. Приложение 2). Химические анализы пироксенов разделены на группы в зависимости от формационной принадлежности пород, причем деление на формационные типы проводилось в соответствии с классификацией Ю. А. Кузнецова (1964). Внутри формаций химические анализы пироксенов подразделялись в зависимости от состава пород, причем близкие по минеральному составу породы, отличающиеся лишь количественным соотношением минералов, объединялись в одну группу. Например, перидотиты, пироксеновые дуниты и оливиновые пироксениты объединены в группу перидотита, так как для всех этих пород характерна ассоциация пироксена и оливина. Якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты и уртиты объединены в группу ийолита, поскольку во всех этих породах пироксен находится в парагенезисе с нефелином.

Всего выделено 10 формационных типов интрузивных пород, по которым имеются выборки химических анализов пироксенов (табл. 5.1).

Для 122 анализов пироксенов не удалось установить формационную принадлежность пород, из которых они выделены. Эти анализы приведены отдельно в Приложениях 1 (ромбические пироксены 10 анализов) и 2 (моноклинные — 112 анализов). Анализы моноклинных пироксенов размещены в Приложениях по типам пород: вначале — из основных и ультраосновных пород, затем из щелочных габброидов, сиенитов и нефелиновых пород, основных и щелочных пегматитов. Сюда отнесены главным образом анализы пироксенов из пород тех интрузивных тел, для которых не удалось найти в литературе достаточно подробных сведений об их строении и геологическом положении. Здесь помещены также анализы пироксенов из таких массивов, геология и петрография которых известны достаточно хорошо, но они не могут быть отнесены ни к одному из формационных типов, выделяемых в существующих классификациях, например к щелочным породам, классификация формаций для которых разработана, по-видимому, еще недостаточно.

**§ 13. ПИРОКСЕНЫ ГИПЕРБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ**

В данную группу включены пироксены из ультраосновных пород, относящихся к «альпинотипным гипербазитам». Эти породы совершенно не содержат плагиоклаза и состоят из пироксенов и оливина, часто с небольшим количеством хромита. Интрузивные тела этих пород образуют вытянутые вдоль разломов пояса и не обнаруживают генетической связи с габброидами. В выборку вошли анализы пироксенов из Северной Америки (штаты Вашингтон и Северная Каролина), Новой Зеландии и

Таблица 5.1

Номера и численность (в скобках) выборок анализов пироксенов интрузивных пород

| Формации   | Тип пироксена | Породы          |           |          |         |                               | Всего анализов |
|--|---------------|-----------------|-----------|----------|---------|-------------------------------|----------------|
|  |               | ультра-основные | основные  | средние  | кислые  | щелочные                      |                |
| Гипербазитовая                                     | РП            | РИ1 (12)        | —         | —        | —       | —                             | 27             |
|  | МП            | МИ1 (15)        | —         | —        | —       | —                             |                |
| Габбро-пироксенит-дунитовая                        | РП            | РИ2 (11)        | —         | —        | —       | —                             | 50             |
|  | МП            | МИ2а (12)       | —         | —        | —       | —                             |                |
|  |               | МИ2б (13)       | МИ3 (14)  | —        | —       | —                             |                |
| Дифференцированных габбро-вых и норитовых интрузий | РП            | —               | РИ3 (7)   | —        | —       | —                             | 17             |
|  | МП            | —               | МИ4 (10)  | —        | —       | —                             |                |
| Анортозитовая                                      | РП            | —               | —         | —        | —       | —                             | —              |
|  | МП            | —               | —         | —        | —       | —                             |                |
| Титаноносных габбро                                | РП            | —               | —         | —        | —       | —                             | 22             |
|  | МП            | —               | МИ5 (22)  | —        | —       | —                             |                |
| Трапповая  | РП            | —               | МИ6а (22) | МИ7а (5) | —       | —                             | 83             |
|  | МП            | —               | б (8)     | МИ7б (5) | МИ8 (8) | —                             |                |
|  |               | —               | в (7)     | —        | —       | —                             |                |
|  |               | —               | г (10)    | —        | —       | —                             |                |
|  |               | —               | д (18)    | —        | —       | —                             |                |
| Континентальная оливин-базальтовая                 | РП            | —               | —         | —        | —       | —                             | 43             |
|  | МП            | —               | МИ9 (13)  | —        | —       | МТ10а (5)<br>б (12)<br>в (13) |                |
| Щелочнобазальтоидная                               | РП            | —               | —         | —        | —       | —                             | 5              |
|  | МП            | —               | —         | —        | —       | МИ11 (5)                      |                |
| Щелочно-ультраосновная                             | РП            | —               | —         | —        | —       | МИ13а (10)                    | 41             |
|  | МП            | МИ12 (16)       | —         | —        | —       | МИ13б (6)                     |                |
| Агпантовых нефелиновых сениитов                    | РП            | —               | —         | —        | —       | МИ12а (5)                     | 24             |
|  | МП            | —               | —         | —        | —       | б (13)<br>в (7)               |                |

Японии, а также анализ из Альп (Niggli, 1943) и анализ из Гренландии (Ramberg, De Voge, 1951). Всего имеется 35 химических анализов пироксенов из пород гипербазитовой формации, в том числе 20 анализов моноклиновых пироксенов и 15 — ромбических. Не включены в выборку как не удовлетворяющие принятым нами требованиям анализы, приведенные в работах Кларка (Clarke, 1915), Олсена (Olsen, 1961), Куно (Kuno, 1954), а также некоторые анализы из работ Чэллиса (Challis, 1965) и Росса (Ross a. o., 1954).

Все пироксены из гипербазитовой формации разделены на две группы в зависимости от состава пород.

1. Группа перидотита. Кроме собственно перидотитов, к ней отнесены также пироксеновые дуниты и оливинсодержащие пироксениты, т. е. все породы, в которых пироксены ассоциируют с оливинном. Моноклиновый пироксен в таких породах обычно выполняет промежутки между более идиоморфными кристаллами оливина и ромбического пироксена. С силикатами часто ассоциирует хромит. Два химических анализа хромитов из ультраосновных пород Новой Зеландии (Challis, 1965) показывают, что это — богатая алюминием разновидность хромита с отношением  $Cr : Al = 5 : 4$ .

Средний состав пироксенов из перидотитов гипербазитовой формации

| Компоненты       | РИ1, n=10 |    | МИ1, n=15 |    | Параметры            | РИ1, n=10 |       | МИ1, n=15 |       |
|------------------|-----------|----|-----------|----|----------------------|-----------|-------|-----------|-------|
|                  | $\bar{x}$ | S  | $\bar{x}$ | S  |                      | $\bar{x}$ | S     | $\bar{x}$ | S     |
| Si               | 1925      | 43 | 1931      | 29 | $f'$                 | 10,47     | 1,60  | 9,97      | 1,63  |
| Al <sub>IV</sub> | 58        | 43 | 68        | 31 | $f$                  | 9,22      | 1,43  | 7,27      | 1,551 |
| A <sup>VI</sup>  | 13        | 14 | 43        | 25 | $\Sigma_1$           | 2043      | 51    | 2009      | 17    |
| Ti               | 2         | 3  | 06        | 5  | $\Sigma_2$           | 4026      | 31    | 4008      | 15    |
| Fe <sup>3+</sup> | 17        | 12 | 13        | 11 | $\overline{Fe}$      | 10,4      | 1,6   | 5,8       | 0,9   |
| Cr               | 10        | 7  | 17        | 10 | $\overline{Mg}$      | 88,0      | 1,7   | 48,8      | 2,9   |
| Fe <sup>2+</sup> | 177       | 28 | 71        | 15 | $\overline{Ca}$      | 1,6       | 0,8   | 45,4      | 2,4   |
| Mn               | 4         | 1  | 3         | 1  | Fe <sup>2+</sup> /Mg | 0,099     | 0,018 | 0,076     | 0,018 |
| Mg               | 1784      | 74 | 917       | 66 | K <sub>ок</sub>      | 0,086     | 0,048 | 0,152     | 0,124 |
| Ca               | 32        | 15 | 879       | 47 |                      |           |       |           |       |
| Na               | 2         | 3  | 27        | 15 |                      |           |       |           |       |
| K                | 1         | 1  | 3         | 04 |                      |           |       |           |       |

2. Пироксениты. Сюда вошли анализы пироксенов из пироксенитов, не содержащих оливин. В нашей выборке пироксениты гипербазитовой формации представлены вебстеритами.

Ромбические пироксены. В Приложении 1 приведены 15 анализов ромбических пироксенов из пород этой формации, 12 из перидотитов и 3 из пироксенитов. По составу пироксены соответствуют энстатиту (рис. 31). Содержание Al, Ti, Cr, Na и K в ромбических пироксенах незначительно (табл. 5.2). Положительная корреляция Ca с Al и Cr позволяет предполагать, что эти элементы входят в ромбический пироксен в виде силиката чермака  $Ca(Al, Cr)_2SiO_6$  (см. § 7). Однако количество этого соединения в ортопироксенах невелико. Общая сумма трехвалентных элементов в среднем 100 на 6000 атомов кислорода.

В Приложении 1 приведены три химических анализа ортопироксенов из пироксенитов. Судя по этим анализам, ромбические пироксены из перидотитов и пироксенитов не отличаются друг от друга (рис. 31).

Моноклинные пироксены. В выборку включено 20 анализов моноклинных пироксенов этой формации, в том числе 15 анализов из перидотитов. Все анализы хорошо пересчитались на кристаллохимическую формулу, что подтверждает, что сумма катионов близка к 4000. Хотя в качестве критерия для отбраковки анализов было принято, что сумма катионов стлчается от 4000 на величину не более 100, во многих анализах клинопироксенов эта сумма отличается от 4000 менее чем на 20. Это

свидетельствует о высоком качестве использованных здесь анализов.

По составу клинопироксены гипербазитовой формации близки к диопсиду, при небольшом недостатке Ca (рис. 31). Количество трехвалентных элементов в этих пироксенах в среднем 150, а одновалентных (Na+K) 30 на

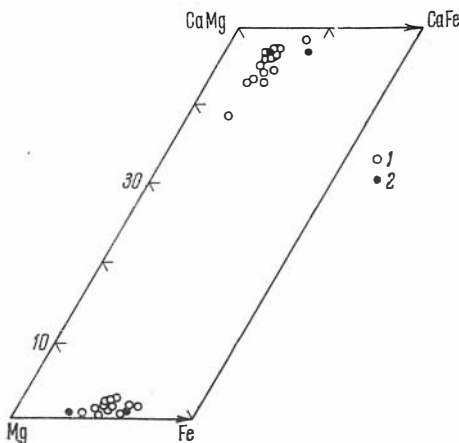


Рис. 31. Соотношение Ca, Mg и Fe в ромбических и моноклинных пироксенах из пород гипербазитовой формации 1 — пироксены из перидотитов, 2 — пироксены из пироксенитов

6000 атомов кислорода. Вполне очевидно, что трехвалентные элементы входят в пироксен преимущественно в виде силиката Чермака, так как количество щелочей явно недостаточно, чтобы связать их в молекулу жа-дента или эгирина. Характерна сильная отрицательная корреляция между Mg и Ca ( $r = -0,71$ ). По-видимому, именно Mg входит частично в позицию  $M_2$  (восьмерная координация), замещая кальций (см. § 7).

В виде миналов средний состав клинопироксена из перидотитов гипербазитовой формации можно выразить так (в %):  $Ca_2Si_2O_6$  41,0,  $Mg_2Si_2O_6$  47,0,  $Fe_2Si_2O_6$  3,5,  $Ca(Al, Fe, Ti)_2SiO_6$  5,5;  $Na(Cr, Al)_2Si_2O_6$  3,0.

Моноклинные пироксены из пироксенитов (см. Приложение 2) не отличаются по составу от пироксенов из перидотитов этой формации. Два анализа пироксенов из горнблендитов, связанных с гипербазитами (Opuki, 1966), оказались заметно более железистыми. Вариации в составе моноклинных пироксенов гипербазитовой формации обусловлены главным образом различным содержанием Ca и Mg при постоянном содержании  $Fe^{2+}$ , причем наиболее магнезиальные разности беднее титаном и окисным железом. Если такое изменение состава пироксенов связано с дифференциацией магмы, то эволюция пироксенов в ходе дифференциации идет по пути замещения магния кальцием в позиции  $M_2$ .

#### § 14. ПИРОКСЕНЫ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

В эту формацию объединены интрузивные тела, сложенные ультраосновными и основными породами. Они часто представляют собой расслоенные плутоны, нижняя часть которых состоит из гипербазитов, а верхняя — из габброндов и диоритов. Не менее часто встречаются резкие контакты между основными и ультраосновными породами, причем гипербазиты оказываются всегда более ранними. В настоящую выборку включены анализы пироксенов из пород этой формации с Урала, из Великобритании и Норвегии. Имеются единичные анализы из пород Кубы и Монче-Тундры.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация Урала служит классическим примером интрузивных образований этого типа. Дуниты, наиболее ранние из них, слагают изолированные тела и всегда окружены пироксенитами. Последние залегают обычно между дунитами и габбро и являются промежуточными, как по составу, так и по времени формирования. Перидотиты здесь присутствуют в очень небольшом количестве.

Перидотитовый массив на мысе Лизард, Корнуолл (Green, 1964), отнесен к габбро-пироксенит-дунитовой формации на том основании, что в его составе широко распространены плагиоклазовые перидотиты, совершенно не характерные для гипербазитовой формации. Кроме того, в перидотитах мыса Лазард отмечается расслоенность, также не очень характерная для альпинотипных гипербазитов. Принадлежность этого плутона к габбро-пироксенит-дунитовой формации подтверждается присутствием здесь оливинного габбро и троктолитов, более молодых по отношению к перидотитам.

Массив Даврос в Ирландии (Rothstein, 1958) сложен исключительно ультраосновными породами — от дунитов до пироксенитов. Этот массив — стратифицированный с отчетливо проявленной полосчатостью. Характерны прослой пироксенитов, маломощные в основании разреза и более мощные в верхней части. В плутоне преобладают дуниты, гарцбургиты, верлиты и лерцолиты. Широкое развитие богатых моноклинным пироксеном перидотитов и отчетливая стратификация позволили условно отнести этот массив к габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Из петрографических особенностей этой формации следует отметить широкое развитие в ультраосновных и основных породах магнезиально-

алюминиевой шпинели. Почти все пироксены, вошедшие в эту выборку, ассоциируют со шпинелью или плагиоклазом. Шпинель из ультраосновных пород этой формации гораздо богаче алюминием, чем хромшпинелиды альпинотипных гипербазитов.

Ромбические пироксены. Всего имеется 14 анализов ромбических пироксенов из пород габбро-пироксенит-дуניתовой формации; 11 — из перидотитов Великобритании (массивы Лизард и Даврос) и 3 из жил пироксенита и габбро-пегматитов Урала. Ортопироксены перидотитов этой формации по содержанию главных компонентов близки к ортопироксенам альпинотипных гипербазитов, т. е. это магнезиальные разновидности со средним содержанием ферросилита около 10%. Однако они отличаются повышенным количеством Al, Ca и Fe<sup>3+</sup> (табл. 5.3) и могут быть названы алюмоэнстатитами.

Таблица 5.3

Средний состав пироксенов габбро-пироксенит-дуניתовой формации

| Компоненты и параметры | Перидотиты РИ2, n=10 |       | Перидотиты МИ2, n=15 |       | Пироксениты МИ2а, n=13 |       | Габбро МИ3, n=14 |       |
|------------------------|----------------------|-------|----------------------|-------|------------------------|-------|------------------|-------|
|                        | $\bar{x}$            | S     | $\bar{x}$            | S     | $\bar{x}$              | S     | $\bar{x}$        | S     |
| Si                     | 1908                 | 42    | 1879                 | 36    | 1871                   | 39    | 1813             | 49    |
| Al <sub>IV</sub>       | 92                   | 42    | 112                  | 42    | 125                    | 42    | 180              | 56    |
| Al <sub>VI</sub>       | 47                   | 37    | 41                   | 38    | 29                     | 30    | 67               | 38    |
| Ti                     | 5                    | 3     | 12                   | 9     | 9                      | 5     | 23               | 10    |
| Fe <sup>3+</sup>       | 29                   | 12    | 44                   | 21    | 87                     | 33    | 51               | 19    |
| Cr                     | 10                   | 5     | 12                   | 9     | 2                      | 2     | 5                | 11    |
| Fe <sup>2+</sup>       | 192                  | 40    | 94                   | 26    | 85                     | 26    | 144              | 35    |
| Mn                     | 4                    | 1     | 3                    | 1     | 6                      | 6     | 4                | 1     |
| Mg                     | 1657                 | 70    | 918                  | 32    | 857                    | 77    | 936              | 231   |
| Ca                     | 50                   | 24    | 881                  | 41    | 11                     | 49    | 864              | 235   |
| Na                     | 4                    | 3     | 29                   | 17    | 29                     | 16    | 45               | 18    |
| K                      | 1                    | 1     | 2                    | 2     | 1                      | 1     | 1                | 1     |
| $f'$                   | 12,4                 | 2,6   | 13,5                 | 2,6   | 17,4                   | 3,9   | 21,0             | 5,9   |
| $f$                    | 10,6                 | 2,3   | 8,63                 | 2,4   | 9,6                    | 2,3   | 16,2             | 5,3   |
| $\Sigma_1$             | 2000                 | 5     | 2026                 | 21    | 2016                   | 18    | 2041             | 49    |
| $\Sigma_2$             | 4000                 | 5     | 4018                 | 11    | 4012                   | 16    | 4034             | 28    |
| $\overline{Fe}$        | 12,3                 | 2,6   | 8,0                  | 1,4   | 9,6                    | 2,0   | 11,9             | 2,3   |
| $\overline{Mg}$        | 85,0                 | 2,9   | 47,0                 | 1,9   | 43,8                   | 3,8   | 42,8             | 13,9  |
| $\overline{Ca}$        | 2,6                  | 1,3   | 45,0                 | 1,4   | 46,6                   | 2,4   | 45,3             | 12,6  |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg   | 0,117                | 0,029 | 0,092                | 0,029 | 0,099                  | 0,031 | 0,193            | 0,075 |
| K <sub>ок</sub>        | 0,126                | 0,030 | 0,339                | 0,114 | 0,495                  | 0,158 | 0,262            | 0,076 |

Особенно богаты алюминием ортопироксены Лизарда. Это, по-видимому, связано с повышенной глиноземистостью ультраосновной магмы габбро-пироксенит-дуניתовой формации, что подтверждается присутствием в этих породах шпинели и плагиоклаза. Алюминий и кальций входят в состав ортопироксена, вероятнее всего, в форме молекулы Чермака, о чем свидетельствует положительная корреляция их друг с другом и отрицательная — с кремнеземом.

Ромбические пироксены из жил пироксенитов и габбро-пегматитов Урала по содержанию магния, железа и кальция не отличаются от ортопироксенов из перидотитов этой формации.

Моноклинные пироксены. В Приложении 2 приведены 48 химических анализов моноклинных пироксенов этой формации, в том числе 15 из перидотитов, 13 из пироксенитов, 14 из габброидов и 6 из пегматитов и пироксенитовых жил. В группу перидотитов, как и в случае альпинотипных гипербазитов, включены все ультраосновные породы, в которых пироксен ассоциирует с оливином, независимо от их количествен-

ных соотношений. Моноклинные пироксены из этих пород довольно однообразны по составу и близки к клинопироксенам гипербазитовой формации, но заметно отличаются от них повышенным содержанием алюминия, титана и трехвалентного железа. Общая сумма трехвалентных элементов (включая титан) равна в среднем 221 на 6000 атомов кислорода, в то время как для клинопироксенов альпинотипных гипербазитов эта сумма равна в среднем 147.

Клинопироксены из пироксенитов еще богаче трехвалентными элементами (в среднем 252), а в пироксенах из габброидов сумма этих элементов возрастает в среднем до 320 на 6000 атомов кислорода, что соответствует примерно 15% молекулы Чермака  $R^{2+}R_2^{3+}SiO_6$  в минерале. По содержанию главных компонентов (кальция, магния и железа) пироксены габбро-пироксенит-дунитовой формации довольно близки к диопсиду, особенно если судить о составе минерала по его оптическим свойствам. Вместе с тем химические анализы этих пироксенов показывают, что в породах габбро-пироксенит-дунитовой формации они существенно отличаются от диопсида высоким содержанием трехвалентных элементов и должны быть отнесены к магнезиальным авгитам, переходным к фассаитам.

Еще одной особенностью клинопироксенов этой формации является высокая степень окисленности содержащегося в них железа. Коэффициент окисленности железа  $K_{ок} = 0,34$  для клинопироксенов из перидотитов и 0,50 — из пироксенитов. Это необходимо учитывать при петрохимических пересчетах. На диаграмме Ca—Mg—Fe (рис. 32) некоторые анализы клинопироксенов из габбро попадают в область с содержанием волластонита более 50%. Это обусловлено высоким содержанием алюминия в пироксенах и смещением точки проекции на треугольнике Ca—Mg—Fe (см. § 8, рис. 28). В действительности содержание кальция в этих пироксенах не превышает 1000 на 6000 атомов кислорода.

Коэффициенты корреляции между компонентами клинопироксенов (см. § 7) показывают отрицательную связь кремния с трехвалентными элементами, что подтверждает вхождение последних в тетраэдрическую позицию, как обычно, в форме силиката Чермака. Корреляция кальция с трехвалентными элементами, в частности с алюминием, не одинакова для разных пород этой формации. В пироксенах из перидотитов обнаружена четкая отрицательная корреляция кальция и алюминия, из пироксенитов — слабая отрицательная, а из габбро — положительная. Повидимому, характер корреляции между кальцием и алюминием в таких пироксенах указывает на магночермакит в перидотитах, недосыщенных Са, и кальциочермакит в габбро, насыщенных Са. Одновременно с переходом от перидотитов к габбро общее содержание чермакита возрастает

от 9 до 14—15%, при одновременном увеличении железистости. Таким образом, изменение характера чермакита, общее возрастание его содержания и увеличение железистости — важнейшие тенденции эволюции клинопироксенов в ходе формирования пород этой формации.

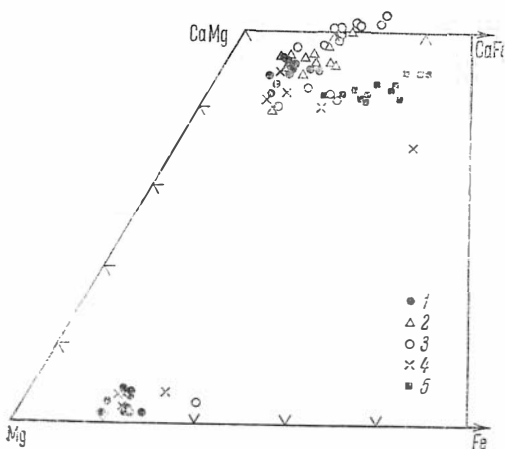


Рис. 32. Соотношение Ca, Mg и Fe в пироксенах из пород габбро-пироксенит-дунитовой формации

1 — перидотиты, 2 — пироксениты, 3 — габбро, 4 — жильные пироксениты, 5 — титаноносные габбро



§ 15. ПИРОКСЕНЫ ФОРМАЦИИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ  
ГАББРО-НОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ  
И АНОРТОЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий древних платформ (Кузнецов, 1964) проявляется преимущественно в виде мощных, пластобразных, хорошо расслоенных тел норитов и габбро, с которыми ассоциируют в подчиненном количестве пироксениты, перидотиты, дуниты и анортозиты. В кровле многих тел появляются граунофиры или даже граниты, тогда как породы среднего состава обычно полностью отсутствуют. Характерная особенность этой формации — приуроченность к древним платформам.

В Приложении 1 приведены семь анализов ортопироксенов из габбро и норитов, а также из плагиоклазосодержащих пироксенитов, и четыре анализа из бесполовошпатовых пироксенитов. Таким образом, первая группа ортопироксенов представляет собой ассоциацию с плагиоклазом, а вторая — бесполовошпатовую ассоциацию. Приведенные анализы относятся к пироксенам из пород интрузий Бушвельд, Стиллаутер и Большой дайки, краткая характеристика которых дана в работах Ю. А. Кузнецова (1964), Тернера и Ферхугена (1961).

Таблица 5.4

Средний состав пироксенов из габбро и норитов формации  
дифференцированных габбровых и норитовых интрузий

| Компоненты       | Ортопироксены РИЗ, n=7 |    | Клинопироксены МИ4, n=10 |     | Параметры            | Средние пироксены РИЗ, n=7 |      | Клинопироксены МИ4, n=10 |       |
|------------------|------------------------|----|--------------------------|-----|----------------------|----------------------------|------|--------------------------|-------|
|                  | $\bar{x}$              | S  | $\bar{x}$                | S   |                      | $\bar{x}$                  | S    | $\bar{x}$                | S     |
| Si               | 1948                   | 10 | 1914                     | 23  | $f'$                 | 21,23                      | 4,35 | 26,60                    | 10,62 |
| Al <sub>IV</sub> | 25                     | 10 | 66                       | 23  | $j$                  | 19,76                      | 4,64 | 23,24                    | 10,96 |
| Al <sub>VI</sub> | 31                     | 16 | 43                       | 12  | $\Sigma_1$           | 1994                       | 7    | 1995                     | 9     |
| Ti               | 4                      | 3  | 15                       | 7   | $\Sigma_2$           | 3934                       | 8    | 3995                     | 9     |
| Fe <sup>3+</sup> | 27                     | 8  | 41                       | 17  | $\overline{Fe}$      | 20,6                       | 4,2  | 17,0                     | 7,4   |
| Cr               | 7                      | 7  | 10                       | 13  | $\overline{Mg}$      | 75,8                       | 4,6  | 44,3                     | 6,0   |
| Fe <sup>2+</sup> | 357                    | 85 | 254                      | 126 | $\overline{Ca}$      | 3,6                        | 1,5  | 33,7                     | 2,6   |
| Mn               | 9                      | 2  | 5                        | 3   | Fe <sup>2+</sup> /Mg | 0,24                       | 0,07 | 0,33                     | 0,24  |
| Mg               | 1480                   | 87 | 854                      | 124 | K <sub>ок</sub>      | 0,07                       | 0,03 | 0,15                     | 0,04  |
| Ca               | 70                     | 28 | 744                      | 52  |                      |                            |      |                          |       |
| Na               | 8                      | 16 | 26                       | 14  |                      |                            |      |                          |       |
| K                | 2                      | 3  | 1                        | 2   |                      |                            |      |                          |       |

В табл. 5.4 приведены средние арифметические и средние квадратические отклонения для ортопироксенов из габбро и норитов, а в таблицах в § 7 — коэффициенты корреляции. По своему составу эти ортопироксены соответствуют бронзиту и отличаются от ортопироксенов предыдущего типа пониженным содержанием чермакита (~5%), что согласуется с отсутствием в породах шпинели.

Для ортопироксенов из пироксенитов средние составы не вычислялись ввиду небольшого объема выборки. Из Приложения 1 следует, что они отличаются несколько повышенной магнезиальностью.

В Приложении 1 приведены 10 анализов клинопироксенов из габбро и норитов интрузий Бушвельд, Стиллаутер и Дулут, а в табл. 5.4 и в § 7 — средние составы и коэффициенты корреляции для этой выборки. В целом они соответствуют субкальциевым салитам и диопсидам (эндиопсидам). Более детальное сравнение пироксенов описываемой формации с пироксенами других парагенетических типов дано в главе 8.

Пироксены формации анортозитов ввиду их малочисленности мы рассмотрим здесь же, не выделяя их в отдельный параграф.

В Приложениях 1 и 2 приведены три анализа ромбических и семь анализов моноклинных пироксенов, которые относятся к разнообразным породам массива Адирондак (Тернер, Ферхуген, 1961). Средние составы для пироксенов этой группы нами не подсчитывались вследствие очень малого объема выборки и ее разнородности. Однако можно отметить, что клинопироксены анортозитов содержат больше  $Al_{VI}$ ,  $Fe^{3+}$  и Na, чем клинопироксены из габбро и норитов, описанные выше, а также отличаются от них повышенной железистостью.

## § 16. ПИРОКСЕНЫ ТИТАНОСНЫХ ГАББРО

В эту группу объединены стратифицированные габброидные массивы с отчетливо выраженной титановой специализацией. Значительная часть этих массивов — члены габбро-сиенитовой формации. Однако во многих районах генетическая связь габброидов и сиенитов не доказана, или вообще взаимоотношение этих пород не рассмотрено в литературе. Вместе с тем сами габбро имеют много специфических признаков, повторяющихся с удивительным постоянством в разных плутонах из совершенно различных регионов, что позволило нам объединить их в одну группу. В выборку вошли пироксены титаносных габбро и ассоциирующих с ними сиенитов из Сибири (Забайкалье, Восточные Саяны, Кузнецкий Алатау), Гренландии и Аляски. Для всех массивов характерна расслоенность, выражающаяся в частом чередовании лейкократовых и меланократовых габброидов вплоть до ультраосновных пород.

Ультраосновные породы представлены рудными габбро-перидотитами или косьвитами, причем в отличие от расслоенных плутонов габбро-пироксенит-дунитовой формации ультраосновные породы здесь никогда не залегают в придонных частях массивов и не образуют более ранних фаз. В разрезах таких массивов, как правило, не наблюдается закономерное увеличение железистости темноцветных минералов и кислотности плагиоклазов в направлении снизу вверх, а часто, наоборот, в верхах разреза залегают породы с более основным плагиоклазом и магниезильными оливином и пироксенсм. В отношении петрографии этих плутонов необходимо отметить, что наиболее характерные типичные габбро, часто оливиновые, но совершенно не типичны породы с ромбическим пироксеном. Рудные минералы (титаномагнетит и ильменит) постоянно присутствуют в габброидах этого типа. Характерна также титанистая роговая обманка типа керсутита.

Всего имеется 31 анализ моноклинных пироксенов из титаносных габбро (22 анализа), пироксенитов и более кислых пород, ассоциирующих с габброидами. Пироксены из габбро по оптическим свойствам, в частности по хорошо заметному коричневому оттенку, обычно диагностируются как титанистые авгиты. Химические анализы этих пироксенов показывают, что это — малотитанистые алюмоавгиты со сравнительно высокой железистостью ( $f_{Fe} = 30\%$ ). Сумма трехвалентных элементов, включая титан, равна в среднем 275 на 6000 атомов кислорода, что соответствует приблизительно 14% силиката Чермака в минерале. Титан постоянно присутствует в этих пироксенах в количестве 25—40 атомов на 6000 атомов кислорода. Содержание кальция довольно высокое и постоянное. Колебания в составе пироксенов этих пород происходят главным образом в результате изменения количеств магния и железа (рис. 32, табл. 5.5).

Коэффициенты корреляции между компонентами этих пироксенов дают очень мало сведений о их кристаллохимических особенностях. Подтверждается изоморфизм магния и двухвалентного железа ( $r = -0,83$ ). Отрицательная корреляция кремния с алюминием и окисным железом указывает на частичное вхождение последних в тетраэдрическую координацию.

Таблица 5.5

Средний состав моноклинных пироксенов  
из титаносных габбро (МИБ;  $n=22$ )

| Компоненты       | $\bar{x}$ | S  | Параметры            | $\bar{x}$ | S     |
|------------------|-----------|----|----------------------|-----------|-------|
| Si               | 1854      | 28 | $f'$                 | 29,61     | 4,82  |
| Al <sub>IV</sub> | 146       | 28 | $f$                  | 25,76     | 5,19  |
| Al <sub>VI</sub> | 44        | 16 | $\Sigma_1$           | 2013      | 10    |
| Ti               | 31        | 6  | $\Sigma_2$           | 4013      | 10    |
| Fe <sup>3+</sup> | 54        | 19 | $\overline{Fe}$      | 18,1      | 2,5   |
| Fe <sup>2+</sup> | 254       | 48 | $\overline{Mg}$      | 33,4      | 3,3   |
| Mn               | 8         | 3  | $\overline{Ca}$      | 42,5      | 1,4   |
| Mg               | 760       | 69 | Fe <sup>2+</sup> /Mg | 0,343     | 0,097 |
| Ca               | 820       | 27 | $K_{ок}$             | 0,176     | 0,065 |
| Na               | 39        | 13 |                      |           |       |
| K                | 3         | 3  |                      |           |       |

### § 17. ПИРОКСЕНЫ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Магматические образования, относящиеся к трапповой формации (Кузнецов, 1964), очень широко распространены, так как приурочены главным образом к древним платформам и являются типичной составной частью их чехла. Вместе с тем траппы обычны также в тех тектонических структурах, которые выделяются под названием «молодые платформы» (Яншин, 1965), и в эликратонных складчатых областях (Кузнецов, Косыгин, 1962). По своему петрографическому составу трапповые формации весьма однообразны и состоят главным образом из долеритов и базальтов, к которым в качестве местных дифференциатов присоединяется некоторое количество пикритов, диабаз-пегматитов и гранофилов.

Ромбические пироксены. В Приложении 1 приведено шесть анализов ортопироксенов из пород трапповой формации. Из-за ограничения фактического материала, относящегося к разным районам, не представляется возможным выявить особенности состава этих минералов.

Клинопироксены. Большая часть подобранных нами химических анализов клинопироксенов относится к трапповой формации Сибирской платформы и к интрузии Скаергард, которую, как известно, большинство исследователей считают более глубинным аналогом гипабиссальных траппов. Используются также анализы пироксенов из долеритов Карру (Ускер, Польшерварт, 1950), триасовых траппов формации Ньюарк, США (Hess, 1949), иотнийских диабазов Кольского полуострова (Синицын, 1965) и Финляндии (Savolahti, 1964) и мезозойских долеритов Тасмании (Mc Dougall, 1961). Химические анализы пироксенов траппов Сибирской платформы заимствованы из работ А. М. Виленского (Виленский и др., 1964; Виленский, 1957), любезно предоставившего в наше распоряжение также свои неопубликованные данные, В. Л. Масайтиса (1958), А. Д. Генкина с соавторами (1963), В. И. Кудряшовой (1962), М. М. Веселовской (1950), М. Е. Яковлевой (1947) и некоторых других исследователей. Анализы пироксенов интрузии Скаергард подобраны из статей Мьюира (Muir, 1951) и Брауна (Brown, 1957).

Трапповая формация Сибирской платформы, интрузия Скаергард, долериты Карру и траппы Тасмании подробно описаны в литературе (Лурье, Масайтис, 1964; Wager, Deer, 1939; Уокер, Польшерварт, 1950;

Эдвардс, 1950), поэтому нет необходимости приводить здесь их характеристику. Траппы формации Ньюарк и диабазы Кольского полуострова и Финляндии охарактеризованы в известной работе В. С. Соболева (1936), к которой мы отсылаем всех интересующихся геологией этих магматических комплексов.

Подобранные химические анализы пироксенов были разделены на группы по петрографическому составу пород, из которых они выделены. Средние составы ( $\bar{x}$ ) и средние квадратические отклонения ( $S$ ) для пироксенов выделенных групп приведены в табл. 5.6. Как видно из этих данных, клинопироксены из различных пород трапповой формации заметно отличаются по химическому составу. Так, содержание кремнезема в пироксенах увеличивается при переходе от недосыщенных кремнеземом пород, содержащих в своем составе оливин (оливиновые долериты, гиперстен-оливиновые и средние габбро интрузии Скаергард), к кварцсодержащим разновидностям, пересыщенным кремнеземом (кварцевые долериты, ферродиориты, гранофиры), а количество  $Al^{IV}$  уменьшается в этом же направлении.

Обнаруженная закономерность подтверждает выводы В. С. Соболева (1949), который отмечал, что вхождение  $Al^{IV}$  в решетку пироксенов с образованием глиноземистых авгитов связано в значительной мере с дефицитом кремнезема. Содержание  $Al^{VI}$  убывает в крайних дифференциатах траппов (феррогаббро, ферродиориты, пегматиты и гранофиры), а количество  $Ti$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cr$ ,  $Mn$ ,  $Ca$ ,  $Na$  и  $K$  не обнаруживают скольнибудь четко выраженной тенденции изменения. Можно отметить лишь слабую тенденцию увеличения  $Mn$  и уменьшения  $Na$  в кислых дифференциатах, и наименьшее содержание  $Ca$  в средних габбро и кварцевых долеритах, т. е. в промежуточных дифференциатах. Как и следовало ожидать, количество  $Fe^{2+}$  увеличивается, а содержание  $Mg$  уменьшается по мере перехода к дифференцированным разновидностям пород, что наглядно отражается на коэффициентах  $f'$ ,  $f$  и отношении  $Fe^{2+}/Mg$ . Коэффициент окисленности  $K_{ок}$  для пироксенов всех пород трапповой формации невысок и примерно одинаков; он несколько повышен лишь в пироксенах оливиновых долеритов и пегматитов.

Средние содержания энстатита, ферросилита и волластонита для пироксенов изученных групп нанесены на рис. 33. Как видно из этих данных, составы пироксенов из оливиновых долеритов и из гиперстен-оливиновых габбро нижней части интрузии Скаергард очень близки между собой, что служит еще одним доказательством правильности отнесения интрузии Скаергард и трапповой формации. Содержание кальция в пироксенах в процессе кристаллизационной дифференциации сначала уменьшается, а потом несколько возрастает, что, вероятно, связано с дефицитом железа на последних стадиях кристаллизации вследствие образования магнетита (Eales, 1959).

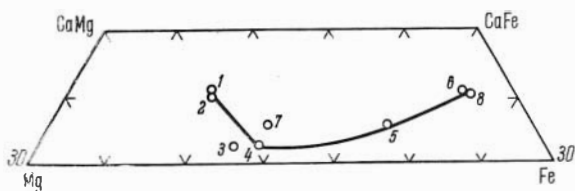


Рис. 33. Соотношение Ca, Mg и Fe в пироксенах пород трапповой формации

1—8 — средние составы пироксенов из разных пород формации (1 — оливиновые долериты, 2 — гиперстен-оливиновые габбро интрузии Скаергард, 3 — средние габбро интрузии Скаергард, 4 — кварцевые долериты, 5 — феррогаббро, 6 — ферродиориты, 7 — пегматиты, 8 — гранофиры)

Таблица 5.6

## Средний состав клинопироксенов пород трапповой формации

| Компоненты, параметры | Оливиновые долериты МИ6а, n=22 |       | Гиперстен-оливиновые габбро-интрузии Скаергард МИ6б, n=8 |       | Средние габбро-интрузии Скаергард МИ6в, n=7 |       | Кварцевые долериты МИ6г, n=10 |       | Феррогаббро МИ6д, n=18 |        | Ферродиориты МИ7а, n=5 |       | Пегматиты МИ7б, n=5 |       | Грауофиры МИ8, n=8 |       |
|-----------------------|--------------------------------|-------|--|-------|---|-------|-------------------------------|-------|------------------------|--------|------------------------|-------|---------------------|-------|--------------------|-------|
|                       | $\bar{x}$                      | S     | $\bar{x}$  | S     | $\bar{x}$                                   | S     | $\bar{x}$                     | S     | $\bar{x}$              | S      | $\bar{x}$              | S     | $\bar{x}$           | S     | $\bar{x}$          | S     |
| Si                    | 1875                           | 73    | 1876   | 41    | 1869  | 43    | 1922                          | 33    | 1890                   | 55     | 1959                   | 17    | 1905                | 25    | 1950               | 21    |
| Al <sub>IV</sub>      | 121                            | 72    | 124  | 41    | 134   | 43    | 71                            | 31    | 103                    | 74     | 37                     | 14    | 67                  | 29    | 43                 | 19    |
| Al <sub>VI</sub>      | 90                             | 62    | 27   | 20    | 36  | 14    | 48                            | 59    | 23                     | 31     | 15                     | 14    | 12                  | 13    | 18                 | 18    |
| Ti                    | 26                             | 26    | 29   | 5     | 31  | 14    | 16                            | 5     | 36                     | 26     | 19                     | 9     | 27                  | 5     | 20                 | 18    |
| Fe <sup>2+</sup>      | 33                             | 35    | 20   | 14    | 41  | 17    | 35                            | 12    | 61                     | 32     | 32                     | 9     | 82                  | 80    | 53                 | 11    |
| Cr                    | 2                              | 5     | 1  | 2     | —   | —     | 0                             | 0     | —                      | —      | —                      | —     | 1                   | 1     | 0                  | 0     |
| Fe <sup>2+</sup>      | 263                            | 68    | 327  | 78    | 434   | 109   | 501                           | 108   | 757                    | 203    | 951                    | 140   | 465                 | 175   | 928                | 62    |
| Mn                    | 8                              | 3     | 8  | 3     | 10  | 1     | 11                            | 2     | 16                     | 10     | 19                     | 8     | 10                  | 5     | 20                 | 3     |
| Mg                    | 741                            | 101   | 786  | 50    | 797   | 165   | 719                           | 120   | 336                    | 254    | 137                    | 154   | 695                 | 99    | 140                | 103   |
| Ca                    | 766                            | 80    | 732  | 88    | 631   | 110   | 642                           | 43    | 699                    | 75     | 801                    | 24    | 716                 | 76    | 783                | 48    |
| Na                    | 34                             | 13    | 33   | 5     | 27  | 10    | 29                            | 17    | 42                     | 17     | 19                     | 5     | 16                  | 16    | 23                 | 3     |
| K                     | 7                              | 7     | 7  | 3     | 5   | 4     | 10                            | 8     | 7                      | 5      | 2                      | 1     | 2                   | 3     | 5                  | 3     |
| f'                    | 32,19                          | 6,44  | 33,92  | 4,86  | 38,22                                       | 8,01  | 43,24                         | 8,39  | 68,68                  | 19,64  | 88,13                  | 13,25 | 44,05               | 10,06 | 88,05              | 8,19  |
| f                     | 28,14                          | 5,82  | 29,62  | 5,39  | 36,06                                       | 8,72  | 41,65                         | 8,32  | 67,09                  | 20,57  | 87,79                  | 13,58 | 39,67               | 12,55 | 87,52              | 8,40  |
| Σ <sub>1</sub>        | 1998                           | 33    | 2030   | 32    | 2012  | 18    | 2011                          | 47    | 2037                   | 66     | 1995                   | 16    | 2025                | 45    | 1992               | 15    |
| Σ <sub>2</sub>        | 3990                           | 31    | 4030   | 32    | 4012  | 18    | 4004                          | 27    | 4014                   | 29     | 3991                   | 11    | 3997                | 9     | 3986               | 11    |
| $\overline{Fe^2}$     | 19,9                           | 3,7   | 19,5   | 3,5   | 26,6  | 6,0   | 29,4                          | 6,1   | 44,4                   | 11,8   | 52,1                   | 7,1   | 29,3                | 7,8   | 52,5               | 3,3   |
| $\overline{Mg}$       | 39,3                           | 3,2   | 40,1   | 3,0   | 40,9  | 7,8   | 37,2                          | 5,0   | 19,9                   | 12,7   | 7,0                    | 7,8   | 34,8                | 4,7   | 7,2                | 5,2   |
| $\overline{Ca}$       | 40,7                           | 4,0   | 40,3   | 4,3   | 32,5  | 5,6   | 33,4                          | 1,6   | 35,7                   | 4,2    | 40,9                   | 1,0   | 35,8                | 3,3   | 40,3               | 2,8   |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,390                          | 0,106 | 0,418  | 0,104 | 0,579                                       | 0,21  | 0,623                         | 0,271 | 7,495                  | 10,494 | 41,68                  | 45,45 | 0,718               | 0,361 | 11,60              | 8,16  |
| K <sub>окл</sub>      | 0,172                          | 0,093 | 0,062  | 0,043 | 0,095                                       | 0,051 | 0,066                         | 0,021 | 0,077                  | 0,035  | 0,033                  | 0,010 | 0,161               | 0,172 | 0,054              | 0,011 |

В таблицах в у / приведены коэффициенты корреляции между компонентами для изучаемых клинопироксенов. Эти данные могут быть полезными при решении некоторых вопросов кристаллохимии указанных минералов. Так, например, отрицательный коэффициент корреляции между кремнеземом и трехвалентным железом в пироксенах феррогаббро свидетельствует о возможности замещения кремнезема этим элементом, который, по-видимому, входит в состав молекулы Чермака, что хорошо согласуется с экспериментальными данными А. И. Цветкова

Таблица 5.7

Средний состав пижонитов из долеритов  
( $n=5$ )

| Компоненты       | $\bar{x}$ | S   | Параметры            | $\bar{x}$ | S     |
|------------------|-----------|-----|----------------------|-----------|-------|
| Si               | 1961      | 23  | $j'$                 | 47,45     | 17,88 |
| Al IV            | 32        | 22  | $j$                  | 46,71     | 18,10 |
| Al VI            | 8         | 13  | $\Sigma_1$           | 2004      | 19    |
| Ti               | 17        | 3   | $\Sigma_2$           | 3997      | 14    |
| Fe <sup>3+</sup> | 25        | 13  | $\overline{Fe}$      | 42,3      | 15,1  |
| Cr               | —         | —   | $\overline{Mg}$      | 46,2      | 16,2  |
| Fe <sup>2+</sup> | 781       | 296 | $\overline{Ca}$      | 11,5      | 1,7   |
| Mn               | 15        | 5   | Fe <sup>2+</sup> /Mg | 1,06      | 0,61  |
| Mg               | 914       | 316 | $K_{OK}$             | 0,039     | 0,030 |
| Ca               | 228       | 36  |                      |           |       |
| Na               | 12        | 7   |                      |           |       |
| K                | 4         | 3   |                      |           |       |

(1951). Интересно отметить, что феррогаббро весьма бедно глиноземом и очень богато железом, что, вероятно, и послужило причиной замещения кремнезема окисным железом. Связь между магнием и кальцием большей частью отрицательная, однако для клинопироксенов кварцевых долеритов между этими элементами устанавливается положительная корреляция. Между двухвалентным железом и кальцием не наблюдается корреляционных связей, за исключением пироксенов из пегматитов, где эти элементы связаны сильной отрицательной зависимостью.

Кроме рассмотренных групп клинопироксенов, в Приложении 2 приведены химические анализы трех клинопироксенов из пикритов, трех богатых титаном пироксенов из долеритов и двух пироксенов из эндоконтактных пород интрузии Скаергард. Клинопироксены из пикритов отличаются от пироксенов рассмотренных групп пород несколько повышенной магнезиальностью, а титанистые пироксены — высоким содержанием титана и окисного железа. Особенно интересен анализ титангеденбергита из габбро Пижон-Пойнт, для которого характерно высокое содержание титана при незначительном количестве глинозема. Пироксены из эндоконтактных пород интрузии Скаергард не отличаются какими-либо примечательными особенностями химизма.

Пижониты. В Приложении 2 приведены пять анализов пижонитов из долеритов и четыре анализа из других пород трапповых формаций разных районов, а в табл. 5.7 — средние арифметические ( $\bar{x}$ ) и средние квадратические отклонения (S) для пижонитов из долеритов. Как видно из таблицы, содержание кальция в пижонитах значительно меньше, чем в клинопироксенах рассмотренных выше групп, но несколько выше, чем в ортопироксенах. Характерно низкое содержание R<sup>3+</sup> в пижонитах. Так как анализы пижонитов немного, коэффициенты корреляции между составляющими их компонентами не подсчитывались.

## § 18. ПИРОКСЕНЫ ПИРОКСЕНОВОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Выше, в разделе, посвященном пироксенам из эффузивных образований континентальной оливин-базальтовой формации, была дана ее краткая характеристика. В этом параграфе описаны пироксены из интрузивных пород указанной формации, являющихся гипабиссальными аналогами тех эффузивов, пироксены которых были охарактеризованы ранее. Интересно, что пироксены данных пород представлены лишь моноклинными разновидностями, которые всегда богаты кальцием, тогда как ромбические пироксены и пижониты здесь отсутствуют, что было подмечено Кеннеди (Kennedy, 1933).

В Приложении 2 приведены 43 анализа клинопироксенов, выделенных из субвулканических пород Северо-Рейнской вулканической дуги (Holzner, 1934), (Niggli, 1943), Центрального плато Франции (Brousse, 1961), силла тешенитов Шайантских островов (Mugay, 1954), лакколита у пос. Каменка на о. Сахалин (Yagi, 1966), Британо-Арктической провинции (Harris, 1937), третичной вулканической провинции Новой Зеландии (Hutton, 1943), а также из силла Блек Джек в районе Ганнедах, Новый Южный Уэльс, Австралия (Wilkinson, 1957) и из монцонитового комплекса в Новом Южном Уэльсе (Voesen, 1964).

Геологическое описание первых двух провинций приведено к монографии А. Н. Заварицкого (1950), а остальных, за исключением последней — в руководстве Тернера и Ферхугена (1961), к которым мы и отсылаем всех интересующихся геологией перечисленных вулканических комплексов. Так как номенклатура щелочных субвулканических пород основного состава, из которых происходят проанализированные пироксены, весьма сложна и нередко разные авторы называют одинаковые породы по-разному, мы разделили анализы пироксенов на парагенетические типы не по авторским названиям пород, из которых они были выделены, а по характеру парагенезиса. Были выделены следующие группы, перечисленные ниже в порядке возрастания щелочности:

- 1) пироксены в ассоциации с плагиоклазом (долериты, пикриты),
- 2) пироксены в ассоциации с плагиоклазом и калишпатом (эссекситы, монцониты),
- 3) пироксены в ассоциации с фельдшпатоидами (тешениты, нефелиновые монцониты и др.).

После такого деления оказалось, что во второй и третьей группах для однородности выборок необходимо выделить пироксены, богатые титаном (титанавгиты) и пироксены бедные им, тогда как в первой группе все пироксены содержали мало титана. Общая схема подразделения описываемых пироксенов на группы приведена в табл. 5.8. Анализ ее показывает, что богатые титаном пироксены появляются в породах повышенной щелочности.

Таблица 5.8

Парагенетические типы клинопироксенов из интрузивных пород континентальной оливин-базальтовой формации

| Пироксены в ассоциации с плагиоклазом |  | Пироксены в ассоциации с плагиоклазом и калишпатом |                         | Пироксены в ассоциации с фельдшпатоидами                    |   |
|---------------------------------------|--|--|-------------------------|---|---|
| бедные титаном                        | богатые титаном                              | бедные титаном                                     | богатые титаном         | бедные титаном  | богатые титаном   |
| Пироксены из пикритов и долеритов     | Пироксены такого типа в выборке не встречены | Пироксены из монцонитов                            | Пироксены из эссекситов | Пироксены из тешенитов, шонкинитов и нефелиновых монцонитов | Пироксены из нефелиновых долеритов, нефелинитов и тешенитов |

Таблица 5.9

## Средний состав клинопироксенов из пород континентальной оливин-базальтовой формации

| Компоненты,<br>г.р.м.с.тры | МИ9       |       | МИ10а     |      | МИ10б     |      | МИ10в     |      |
|----------------------------|-----------|-------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|
|                            | $\bar{x}$ | S     | $\bar{x}$ | S    | $\bar{x}$ | S    | $\bar{x}$ | S    |
| Si                         | 1868      | 53    | 1771      | 40   | 1853      | 103  | 1724      | 89   |
| Al <sup>IV</sup>           | 126       | 53    | 224       | 47   | 167       | 103  | 263       | 88   |
| Al <sup>VI</sup>           | 31        | 18    | 17        | 17   | 78        | 111  | 12        | 15   |
| Ti                         | 42        | 23    | 94        | 15   | 36        | 15   | 105       | 37   |
| Fe <sup>3+</sup>           | 69        | 35    | 83        | 28   | 76        | 25   | 94        | 34   |
| Fe <sup>2+</sup>           | 308       | 193   | 197       | 52   | 258       | 66   | 178       | 65   |
| Mn                         | 9         | 7     | 5         | 2    | 9         | 4    | 4         | 2    |
| Mg                         | 725       | 136   | 686       | 35   | 666       | 99   | 659       | 91   |
| Ca                         | 785       | 155   | 865       | 23   | 819       | 57   | 911       | 22   |
| Na                         | 44        | 16    | 44        | 10   | 52        | 29   | 47        | 16   |
| K                          | 7         | 13    | 14        | 6    | 3         | 2    | 5         | 3    |
| $f'$                       | 34,06     | 14,34 | 29,41     | 2,02 | 34,23     | 7,58 | 29,64     | 7,50 |
| $f$                        | 29,27     | 15,74 | 22,55     | 4,10 | 28,84     | 7,58 | 21,66     | 7,48 |
| $\Sigma_1$                 | 2013      | 34    | 2006      | 14   | 1998      | 11   | 2016      | 23   |
| $\Sigma_2$                 | 4006      | 27    | 4002      | 6    | 3998      | 11   | 4009      | 15   |
| $\overline{Fe}$            | 22,3      | 10,3  | 19,7      | 13   | 20,5      | 4,5  | 19,5      | 4,4  |
| $\overline{Mg}$            | 37,3      | 6,8   | 35,5      | 15   | 35,6      | 3,7  | 33,8      | 4,7  |
| $\overline{Ca}$            | 40,3      | 7,5   | 44,8      | 13   | 43,9      | 1,5  | 46,7      | 1,3  |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg       | 0,54      | 0,67  | 0,29      | 0,07 | 0,41      | 0,16 | 0,28      | 0,13 |
| $K_{ок}$                   | 0,22      | 0,13  | 0,31      | 0,12 | 0,23      | 0,07 | 0,36      | 0,14 |

Хром не определялся. МИ9 — бедные титаном пироксены из пикритов и долеритов (13 анализов); МИ10а — богатые титаном пироксены из эссекстов (5 анализов); МИ10б — бедные титаном пироксены из тешенитов, шонкинитов и нефелиновых монзонитов (12 анализов); МИ10в — богатые титаном пироксены из нефелиновых долеритов, нефелинитов и тешенитов (13 анализов).

В табл. 5.9 приведены средние составы клинопироксенов всех выделенных типов за исключением группы бедных титаном пироксенов в ассоциации с плагиоклазом и калишпатом, для которых имеется всего три анализа, что делает нецелесообразным вычисление среднего состава. Как видно из этих данных, бедные титаном пироксены разных парагенетических типов имеют значительное сходство и резко отличаются от титанавитов, которые также весьма сходны между собой. При этом интересно, что бедные титаном пироксены отличаются от титанавитов не только тем, что в них меньше титана, но и повышенным количеством кремнезема, пониженным содержанием Al<sup>IV</sup> и, что особенно интересно, пониженным содержанием Fe<sup>2+</sup>. Последнее отражено в значениях коэффициента окисленности, более высокого для богатых титаном разновидностей.

В таблицах § 7 приведены коэффициенты корреляции между компонентами клинопироксенов. Эти данные могут быть полезными при решении некоторых вопросов кристаллохимии указанных минералов. Так, высокие отрицательные коэффициенты корреляции между кремнеземом и титаном для обеих групп титанавитов, по-видимому, свидетельствуют о замещении кремнезема титаном, что хорошо подтверждает предположение, высказанное ранее В. С. Соболевым (1949). В бедных титаном пироксенах корреляция между кремнеземом и титаном отсутствует. В ряде случаев появляется отрицательная корреляция между трехвалентным железом и кремнеземом, но сила связи здесь слабее, чем в предыдущем случае.

Важно подчеркнуть, что для титанавитов обеих групп устанавливается отрицательная корреляция между магнием и титаном. А. И. Цветков (1951) отмечал, что для четырехвалентного титана наиболее есте-



ственно замещать магний, поскольку их ионные радиусы близки между собой. Однако в настоящее время считается (см. § 7), что замещение магния возможно лишь трехвалентным титаном, как, по-видимому, и в данном случае. Известно, что именно от присутствия трехвалентного титана зависит характерная окраска титанавгитов (Цветков, 1951). Следует отметить, что в обеих группах титанавгитов отсутствует столь естественная отрицательная корреляция между двухвалентным железом и магнием, которая, однако, отчетливо проявляется для обеих групп бедных титаном пироксенов, где в свою очередь нет корреляции между Ti и Mg.

В двух группах пироксенов устанавливается сильная положительная корреляция между трехвалентным железом и натрием, что, по-видимому, свидетельствует о появлении в рассматриваемых пироксенах примеси эгирина.

### § 19. ПИРОКСЕНЫ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ЩЕЛОЧНОБАЗАЛЬТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Под названием щелочнобазальтоидная формация Ю. А. Кузнецов (1964) выделяет ассоциацию вулканогенных пород, состоящую из тефритов, базанитов, нефелиновых и лейцитовых базальтов, нефелинитов, лейцититов, лимбургитов, авгититов, мелилитовых базальтов и некоторых других пород подобного типа. Наряду с этими ведущими типами пород в сложении таких вулканогенных комплексов обычно участвуют также оливиновые базальты, трахибазальты, фонолиты и другие породы, типичные для рассмотренной выше континентальной оливин-базальтовой формации. По своей тектонической позиции щелочнобазальтоидная формация также весьма сходна с этой последней, так как приурочена к крупным разломам, сопровождающим оседание сводовых поднятий. В пределах щелочнобазальтоидной формации Ю. А. Кузнецов выделяет нефелин-базальтовую и лейцит-базальтовую субформации, причем для пород первой характерно повышенное содержание натрия, а для второй — калия.

Пироксены из эффузивных пород этой формации описаны в главе 4. В настоящем параграфе рассматриваются пироксены из интрузивных пород щелочнобазальтоидной формации — шонкинитов, тешенитов, тералитов и тингуантов.

В Приложении 2 приведены пять анализов клинопироксенов из интрузивных пород лейцит-базальтовой субформации калиевой провинции штата Монтана (США), которая подробно описана в работе Тернера и Ферхугена (1961), и два анализа клинопироксенов из пород Маймеча-Котуйского комплекса Сибирской платформы, характеристика которого дана в работе Ю. А. Кузнецова (1964). Ромбические пироксены и пижониты в породах данной формации отсутствуют. Средний состав клино-

Таблица 5.10

Средний состав клинопироксенов из пород лейцит-базальтовой субформации (МИ1)

| Компоненты       | $\bar{x}$ |     | Параметры       | $\bar{x}$ |       | Компоненты | $\bar{x}$ |     | Параметры            | $\bar{x}$ |      |
|------------------|-----------|-----|-----------------|-----------|-------|------------|-----------|-----|----------------------|-----------|------|
|                  | $\bar{x}$ | S   |                 | S         | S     |            | S         | S   |                      |           |      |
| Si               | 1845      | 33  | $f'$            | 41,57     | 16,04 | Mn         | 5         | 4   | $\bar{Ca}$           | 45,6      | 2,3  |
| Al <sub>IV</sub> | 151       | 28  | $f$             | 33,31     | 15,11 | Mg         | 557       | 148 | Fe <sup>2+</sup> /Mg | 0,58      | 0,33 |
| Al <sub>VI</sub> | 44        | 51  | $\Sigma^1$      | 2023      | 21    | Ca         | 839       | 49  | $K_{ок}$             | 0,32      | 0,11 |
| Ti               | 46        | 33  | $\Sigma^2$      | 4018      | 22    | Na         | 121       | 45  |                      |           |      |
| Fe <sup>3+</sup> | 126       | 71  | $\overline{Fe}$ | 24,3      | 9,7   | K          | 17        | 9   |                      |           |      |
| Fe <sup>2+</sup> | 269       | 129 | $\overline{Mg}$ | 30,1      | 7,7   |            |           |     |                      |           |      |

пироксенов первой группы приведен в табл. 5.10. Как видно из этих данных, характерная особенность минералов — повышенное содержание натрия и трехвалентного железа, что свидетельствует о значительном содержании в их составе молекулы эгирина. Коэффициенты корреляции для данной выборки не подсчитывались ввиду ее малочисленности.

## § 20. ПИРОКСЕНЫ ФОРМАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Интрузивные тела этого формационного типа имеют четко выраженные особенности. Они проявляются в пределах древних платформ или областей завершенной складчатости, где образуют обычно «центральные интрузии» с кольцевым строением. В составе их принимают участие оливиниты, перидотиты, клинопироксениты, нефелиновые породы от якупирангита до уртита и нефелиновые сиениты. Часто с массивами этой формации ассоциируют карбонатиты. Из минеральных особенностей интрузивных пород этого типа необходимо отметить полное отсутствие в их составе ромбического пироксена. В ультраосновных породах рудный минерал представлен титаномагнетитом и совершенно не характерна алюминиевая или хромовая шпинель.

Наиболее типичными и хорошо изученными представителями интрузивных тел этой формации являются щелочно-ультраосновные массивы Карело-Кольской провинции, Гулинская интрузия севера Сибирской платформы и массивы нефелиновых пород Юго-Восточной Тувы. Именно из пород этих интрузивных тел и выполнены химические анализы пироксенов, включенные в настоящую выборку. В приложении 2 приведены 44 анализа моноклиновых пироксенов из пород рассматриваемой формации. Они разделены на четыре группы в зависимости от состава пород:

1) пироксены из перидотитов (ассоциация моноклинового пироксена и оливина) — 2 анализа;

2) пироксены из пироксенитов (без оливина и нефелина) — 16 анализов;

3) пироксены из группы ийолита, куда отнесены анализы пироксенов из всех пород, в которых они ассоциируют с нефелином, от якупирангита до уртита — 19 анализов;

4) пироксены из нефелиновых сиенитов (ассоциация моноклиновый пироксен — нефелин — щелочный полевой шпат) — 6 анализов.

Средние составы пироксенов из разных пород этой формации приведены в табл. 5.11. В пироксенах щелочных пород по сравнению с пироксенами гипербазитов возрастает содержание железа, марганца и натрия, очень слабо проявлена тенденция возрастания Ti и одновременно уменьшается количество Ca и Mg. Пироксены этой формации образуют серию клинопироксенов с предельным содержанием суммы Ca+Na, широко меняющимся содержанием магния, железа и натрия от диопсид-авгита до эгирин-авгита (рис. 34). Наиболее магnezиальны пироксены ультраосновных пород ( $f=19,8$ ), но все же они более железисты, чем клинопироксены соответствующих пород гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формаций. Наиболее железисты пироксены из нефелиновых сиенитов ( $f=84$ ). На диаграмме Ca—Mg—Fe (рис. 34) эти пироксены показаны условно, так как наиболее железистые из них содержат большое количество эгириновой молекулы и таким образом выходят за пределы диаграммы.

Коэффициенты корреляции между компонентами пироксенов приведены в § 7. Положительная корреляция натрия и трехвалентного железа указывает, что натрий входит в состав пироксена в форме эгиринового

## Средний состав моноклинных пироксенов из пород щелочно-ультраосновной формации

| Компоненты, параметры | Пироксениты МИ12 |       | Нефелиновые пироксениты—ийолиты МИ13а |       | Нефелиновые сиениты МИ13б |       |
|-----------------------|------------------|-------|---------------------------------------|-------|---------------------------|-------|
|                       | $\bar{x}$        | S     | $\bar{x}$                             | S     | $\bar{x}$                 | S     |
| Si                    | 1860             | 51    | 1862                                  | 100   | 1892                      | 35    |
| Al <sub>IV</sub>      | 119              | 58    | 130                                   | 101   | 101                       | 28    |
| Al <sub>VI</sub>      | 11               | 22    | 27                                    | 37    | 31                        | 25    |
| Ti                    | 32               | 17    | 35                                    | 21    | 43                        | 25    |
| Fe <sup>3+</sup>      | 103              | 22    | 179                                   | 53    | 258                       | 56    |
| Fe <sup>2+</sup>      | 92               | 52    | 279                                   | 166   | 523                       | 124   |
| Mn                    | 3                | 2     | 10                                    | 5     | 16                        | 7     |
| Mg                    | 805              | 82    | 493                                   | 189   | 148                       | 109   |
| Ca                    | 942              | 62    | 846                                   | 82    | 731                       | 71    |
| Na                    | 35               | 31    | 140                                   | 72    | 248                       | 51    |
| K                     | 8                | 6     | 6                                     | 6     | 7                         | 4     |
| $f$                   | 19,85            | 7,04  | 48,96                                 | 18,70 | 83,95                     | 12,24 |
| $f'$                  | 10,69            | 6,22  | 37,31                                 | 22,02 | 76,79                     | 19,64 |
| $\Sigma_1$            | 2032             | 41    | 2012                                  | 36    | 2066                      | 44    |
| $\Sigma_2$            | 4012             | 23    | 4008                                  | 32    | 3999                      | 37    |
| $\overline{Fe}$       | 11,7             | 3,7   | 27,5                                  | 9,7   | 48,8                      | 6,2   |
| $\overline{Mg}$       | 40,7             | 3,8   | 26,7                                  | 9,7   | 8,7                       | 6,3   |
| $\overline{Ca}$       | 47,6             | 2,0   | 45,8                                  | 2,5   | 42,4                      | 1,7   |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,122            | 0,088 | —                                     | —     | 8,67                      | —     |
| $K_{ок}$              | 0,552            | 0,095 | 0,439                                 | 0,178 | 0,349                     | 0,137 |

компонента. Средние составы пироксенов разных пород этой формации, записанные в виде миналов, приведены в табл. 5.12.

Хорошо видно, что составы пироксенов в перидотитах и пироксенитах близки. В направлении от ультраосновных к щелочным породам отчетливо возрастает содержание эгиринового и ферросилитового минала в пироксенах и уменьшается количество  $Mg_2Si_2O_6$ . Для всех пироксенов характерно высокое содержание силиката Чермака (9—11%), причем в его составе существенную роль играет окисное железо. Для пироксенов из пироксенитов отношение  $Al:Fe^{3+}$  в силикате Чермака равно 1,5:1, для ийолитов 3:1.

Учитывая высокое содержание трехвалентных элементов в пироксенах данной формации, их следует классифицировать как авгиты. На это обращали внимание геологи, изучавшие пироксены щелочно-ультраосновной формации в Карелии и на Кольском п-ове (Кухаренко, 1962). Они предлагали называть пироксены из ультраосновных пород этой фор-

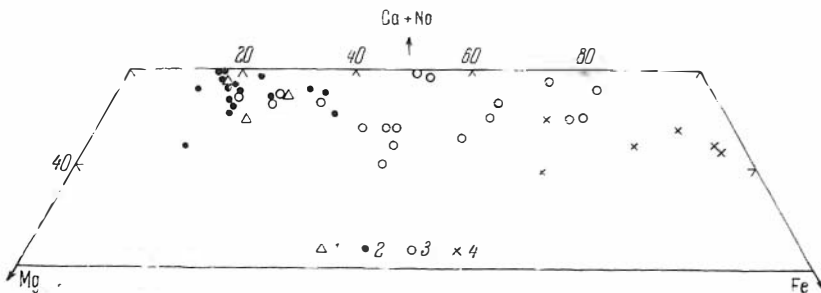


Рис. 34. Соотношение Mg, Fe и Ca + Na в пироксенах из пород формации щелочных и ультраосновных пород

1 — перидотиты, 2 — пироксениты, 3 — нефелиновые пироксениты-ийолиты, 4 — нефелиновые сиениты

Средний состав пироксенов пород щелочно-ультраосновной формации

| Минералы                   | Перидотиты, $n=2$ | Пироксены, $n=16$ | Группа ийолита, $n=19$ | Нефелиновые сиениты, $n=6$ | Минералы   | Перидотиты, $n=2$ | Пироксены, $n=16$ | Группа ийолита, $n=19$ | Нефелиновые сиениты, $n=6$ |
|----------------------------|-------------------|-------------------|------------------------|----------------------------|--|-------------------|-------------------|------------------------|----------------------------|
| $t_2\text{Si}_2\text{O}_6$ | 41                | 41                | 36                     | 32                         | $\text{Ca}(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Ti})_2\text{SiO}_8$ | 11                | 11                | 11                     | 9                          |
| $g_2\text{Si}_2\text{O}_6$ | 41                | 40                | 25                     | 7                          | $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$                                | 3                 | 4                 | 14                     | 26                         |
| $z_2\text{Si}_2\text{O}_6$ | 4                 | 4                 | 14                     | 26                         |  |                   |                   |                        |                            |

Таблица 5.13

Средний состав пироксенов пород формации агпайтовых нефелиновых сиенитов

| Компоненты, параметры | Ийолиты МИ14а, $n=5$ | Нефелиновые сиениты МИ14б, $n=12$ | Пегматиты МИ14в, $n=7$ | Компоненты, параметры | Ийолиты МИ14а, $n=5$ | Нефелиновые сиениты МИ14б, $n=12$ | Пегматиты МИ14в, $n=7$ |
|-----------------------|----------------------|-----------------------------------|------------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------------------|------------------------|
| Si                    | 1925                 | 1961                              | 1986                   | Ca                    | 771                  | 139                               | 163                    |
| Al <sub>IV</sub>      | 42                   | 39                                | 13                     | Na                    | 260                  | 798                               | 762                    |
| Al <sub>VI</sub>      | 0                    | 87                                | 48                     | K                     | 29                   | 12                                | 35                     |
| Ti                    | 37                   | 43                                | 71                     | $f'$                  | 45,84                | 90,32                             | 88,46                  |
| Fe <sup>3+</sup>      | 222                  | 683                               | 663                    | $f$                   | 30,28                | 73,19                             | 56,52                  |
| Fe <sup>2+</sup>      | 215                  | 101                               | 112                    | Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,405                | 2,145                             | 1,240                  |
| Mn                    | 19                   | 20                                | 22                     | $K_{\text{ок}}$       | 0,497                | 0,863                             | 0,856                  |
| Mg                    | 539                  | 86                                | 104                    |                       |                      |                                   |                        |

ации диопсид-авгитами, подчеркивая высокое содержание в них авгитового компонента. По нашей классификации эти пироксены соответствуют фассаитам. Пироксены из ийолитов и нефелиновых сиенитов содержат большое количество эгиринового минерала и являются, следовательно, эгирин-авгитами.

## § 21. ПИРОКСЕНЫ ФОРМАЦИИ АГПАЙТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

В выборку включены химические анализы пироксенов из эталонных для этой формации массивов — Ловозерского и Хибинского. Несколько анализов имеется из нефелиновых сиенитов Енисейского края один анализ из сиенитов Гренландии. В Приложении 2 приведены 27 анализов пироксенов, в том числе 5 из ийолитов, 12 из нефелиновых сиенитов и 10 из пегматитов и других жильных пород. Все пироксены из пород этой формации представлены моноклинными щелочными разновидностями. Средние составы пироксенов приведены в табл. 5.13.

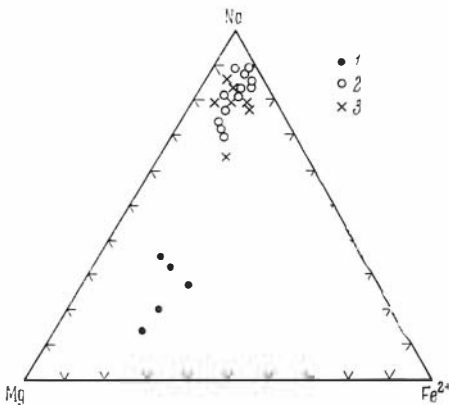


Рис. 35. Соотношение Na, Mg и Fe<sup>2+</sup> в пироксенах из пород формации агпайтовых нефелиновых сиенитов

1 — ийолиты. 2 — нефелиновые сиениты.  
3 — пегматиты

Пересчет химических анализов пироксенов на миналы показывает, что щелочи содержатся в этих минералах в количестве, вполне достаточном, чтобы увязать все присутствующие трехвалентные элементы в компоненты типа  $\text{NaRSi}_2\text{O}_6$ . При этом, как правило, небольшое количество натрия остается даже в избытке. Пироксены из ийолитов хорошо пересчитываются на эгирин, диопсид и геденбергит. Эгиринового минала в них 14—35%, диопсид всегда преобладает над геденбергитом. В пироксенах из нефелиновых сиенитов и пегматитов кальция явно недостаточно, чтобы сформировать миналы диопсида и геденбергита. Пироксены этих пород богаты щелочами и содержат в среднем около 80% эгирина.

На рис. 35 приведены содержания натрия, магния и закисного железа в пироксенах рассматриваемой формации, пересчитанные на 100%. Содержание натрия пропорционально количеству эгиринового компонента, а соотношение  $\text{Mg}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  приблизительно соответствует соотношению диопсидового и геденбергитового миналов.

Пироксены из ийолитов представляют собой эгирин-салиты с явным преобладанием магния над закисным железом. Характерно, что пироксены с содержанием эгиринового компонента 40—60% отсутствуют, хотя породы, из которых извлечены эти пироксены, образуют непрерывную серию в дифференцированных массивах.

## ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПИРОКСЕНОВ

---

В метаморфических породах пироксены — важные породообразующие минералы и распространены в породах более широкого диапазона составов, чем в магматических ассоциациях. Этому способствует больший интервал температур и давлений при метаморфизме. В частности, в гранулитовой фации ортопироксены появляются в глиноземистых и гранитоидных породах, а при высоких давлениях появляются жадеитовые пироксены, заменяющие плагиоклазы и устойчивые в очень широком интервале составов — от кварцитов и метаграувакков до метабазитов эклогитов) и ультраосновных пород. Зато поле составов пород, в которых устойчивы ромбические пироксены, при высоких давлениях вновь сужается, и они остаются устойчивыми только в ультраосновных породах.

В целом интервал температур и давлений, при которых образуются ортопироксены в метаморфических породах, более узкий, чем для моноклиновых пироксенов, особенно по температуре. Ромбические пироксены встречаются только в высокотемпературных породах. Как показывают экспериментальные данные (см. § 1) и полевые наблюдения, кислые и основные породы с ортопироксенами образуются при температурах не ниже 750—800°, и только некоторые ортопироксены в гипербазитах и железистые ортопироксены в железистых кварцитах устойчивы до 650—700°.

Моноклиновые пироксены, как уже отмечалось, устойчивы в наибольшем интервале составов и температур при высоких давлениях — от эклогитов до глаукофановых сланцев и жадеитсодержащих кварцитов. При низких и средних давлениях они распространены лишь в породах, богатых Са, — в метаморфизованных основных и ультраосновных породах, арбонатных и известково-силикатных (скарны и др.). Здесь они могут встречаться до самых низких температур, например, в равновесии с цеолитами (Соболев, 1936) при температурах порядка 200—300°, но лишь в исключительных условиях. Обычно при низких температурах клинопироксены исчезают, так как, во-первых, во многих составах с понижением температуры пироксен вытесняется роговой обманкой, во-вторых, при наличии  $\text{CO}_2$  с понижением температуры кальциевые пироксены карбонатируются, и нижний температурный предел самих кальциевых пироксенов зависит в основном от парциального давления  $\text{CO}_2$ . Поэтому достаточно широко при низких и средних давлениях моноклиновые пироксены распространены лишь в породах, образовавшихся выше 500—550°, в более низкотемпературных породах встречаются исключительно редко.

В широких пределах изменяется также состав самих метаморфических пироксенов, который определяется составом пород и физико-химическими условиями (в первую очередь температурой и давлением), при которых они образовались. Это создает необходимость выделять парагенетические типы пироксенов из разных ассоциаций с тем, чтобы по их

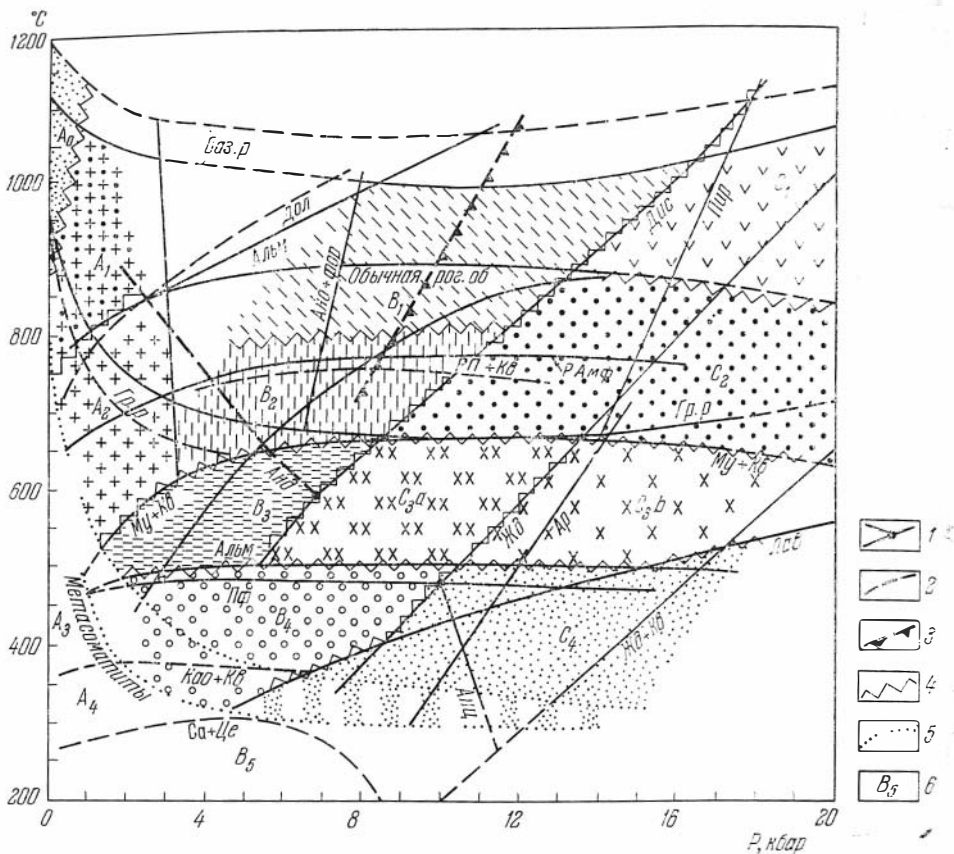


Рис. 36. Схема метаморфических фаций (Добрецов, Соболев и др., 1970)

1 — линии минеральных равновесий, основанные на экспериментальных данных и проведенные для разных значений  $R_{H_2O}$  (0,3  $R_{общ}$  в верхней части диаграммы и 0,9  $R_{общ}$  — в нижней); 2 — то же для линий, недостаточно охарактеризованных экспериментально; 3 — начало эклогитизации большинства базальтоидных пород; 4 — границы фаций; 5 — возможные положения низкотемпературного кинетического порога метаморфизма; 6 — поля отдельных фаций. Ромбические пироксены распространены в фациях  $A_1$  и  $B_1$ , реже (в гипербазитах и кварцитах) — в фациях  $A_2$ ,  $B_2$  и  $C_1$ . Обычные моноклинные пироксены характерны для фаций  $A_0$ — $A_2$ ,  $B_1$ ,  $B_2$ , редки в фациях  $A_3$ ,  $B_3$  и  $C_{3a}$  (гипербазиты и железистые кварциты). Жадитовые пироксены характерны для фаций  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3b$  и  $C_4$ . *Баз. р.* — базальтовый расплав, *Гр. р.* — гранитный расплав

особенностям в дальнейшем можно было судить об условиях образования пород. Интервал изменения составов пироксенов в отношении большинства параметров более широкий, чем в магматических пироксенах. Так, ортопироксены варьируют от почти чистых энстатов с железистостью 1—1,5% (в магнезиальных скарнах, см. Приложение 1) до ферросилита с железистостью 93% (в кварцитах гранулитовой фации). Максимальное содержание в них  $Al_2O_3$  достигает 11 вес.%. Моноклинные пироксены представлены широким спектром безнатровых пироксенов — от чистых диопсидов в мраморах до геденбергитов и мангангеденбергитов (в скарнах), различными авгитами и фассаитами с предельным содержанием  $Al_2O_3$  (без Na) около 16 вес.% и  $TiO_2$  — 7 вес.%, а также разнообразными натровыми пироксенами, соответствующими почти всем составам системы диопсид-эгрин-жадеит.

Исключение составляет только содержание кальция: в отличие от магматических пород в метаморфических породах неизвестны малокальциевые моноклинные пироксены типа пижонитов и субкальциевых авги-

тов, а также ортопироксены с повышенным содержанием СаО, которой в метаморфических гиперстенах не более 2% (в достоверных анализах).

Аналогично выделению формационных типов магматических пироксенов мы будем прежде всего выделять пироксены, относящиеся в какой-либо фации метаморфизма или к серии сходных фаций (например, фации контактового метаморфизма), а затем в пределах каждой фации рассматривать особенности состава пироксенов, принадлежащих отдельным по составу группам пород. В принципе, как уже отмечалось в § 3, пироксены из каждой метаморфической ассоциации, отличающейся хотя бы на один главный минерал, следовало бы выделять в отдельный парагенетический тип. Но ввиду недостатка материала и неполноты описаний многих анализов мы вынуждены объединять пироксены из родственных ассоциаций в один тип. Фактически слишком дробные подразделения не только невозможны из-за недостатка материала, но в настоящее время

Таблица 6.1

Номера выборок и число анализов (в скобках) пироксенов метаморфических пород

| Фация  | Типы пироксенов | Типы пород          |                                  |  |   |                                 |                        |  | Всего анализов |
|--|-----------------|---------------------|----------------------------------|--|---|---------------------------------|------------------------|--|----------------|
|  |                 | ультраосновные      | основные                         |  | щелочные, средние и кислые I                    | глиноземистые II                | железистые III         | известково-силикатные и карбонатные                              |                |
|  |                 |                     | I                                | II                                     |   |                                 |                        |  |                |
| Двупироксеновая (гранулитовая)                       | РП              | РМ1(26)<br>РМ1а, 1б | Гранулиты<br>РМ2(59)<br>РМ2а, 2б | Эклогитоподобные<br>РМ3(17)<br>ММ3(15) | Чарнокиты<br>РМ4(44)<br>РМ4а, 4б, 4в<br>ММ4а(9) | РМ5(19)<br>РМ5а, 5б, 5в         | РМ6(19)                | —  | 174            |
|  | МП              | ММ1(8)              | ММ2(54)<br>ММ2а, 2б              | ММ3(15)                                | ММ4а(9)   | —                               | ММ5(6)                 | ММ6(35)<br>ММ6а, 6б, 6в  | 127            |
| Биотит-силлиманитовая (амфиболитовая)                | РП              | РМ7а(11)<br>РМ7б(6) | +(2)                             | —                                      | —   | —                               | РМ8(12)                | —  | 31             |
|  | МП              | ММ8(25)             | Амфиболиты<br>ММ9(15)            | ММ10(18)                               | —   | —                               | ММ11(14)               | ММ7(11)<br>ММ12а(15)<br>ММ12б(12)                                | 100            |
| Низкотемпературных пород                             | МП              | —                   | ММ13(4)                          | —                                      | —   | —                               | ММ14(18)               | ММ15(6)  | 28             |
| Эклогитовая  | МП              | ММ16(8)             | ММ17(28)                         | ММ17а(19)                              | —   | Гросспидиты<br>ММ18-<br>МБ6(14) | —                      | +  | 69             |
| Глаукофановых сланцев и низкотемпературных эклогитов | МП              | —                   | Эклогиты<br>ММ19(28)             | Основные сланцы<br>ММ20(11)            | Жаденитовые породы<br>ММ21(41)<br>ММ21а(7)      | Кислые сланцы<br>ММ22(17)       | Бланфордиты<br>ММ23(6) | +  | 110            |
| Контактовых и метасоматических пород                 | РП              | +                   | РМ9(5)                           | —                                      | +   | +                               | РМ10(4)                | —  | 9              |
|  | МП              | +                   | ММ24(14)<br>ММ24а, 24б           | —                                      | Щелочные породы<br>ММ25(7)                      | Фассанты<br>ММ25(21)            | +                      | Скарны<br>ММ26(23)<br>ММ26б+<br>+27в(10)<br>ММ29(11)<br>ММ27(36) | 122            |

а—б—подтипы, указанные в тексте.

Знаком + отмечены пироксены, известные в данных породах, но для которых не известны, или очень малочисленны анализы.



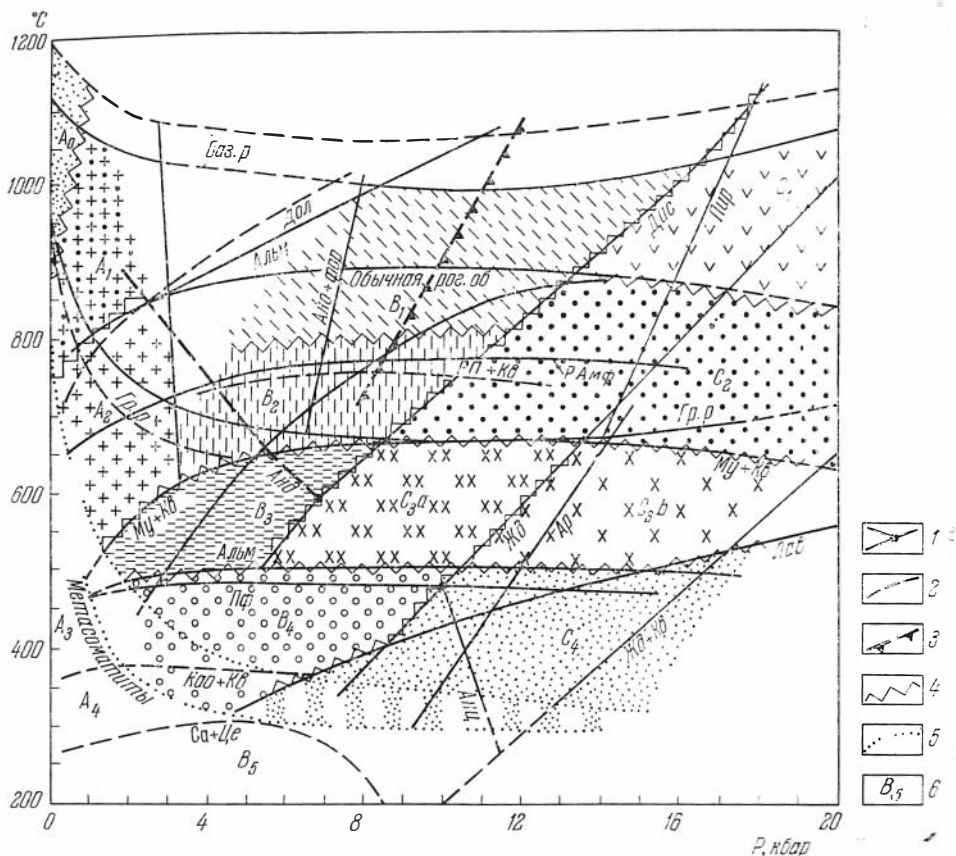


Рис. 36. Схема метаморфических фаций (Добрецов, Соболев и др., 1970)

1 — линии минеральных равновесий, основанные на экспериментальных данных и проведенные для разных значений  $P_{H_2O}$  (0,3 Робщ в верхней части диаграммы и 0,9 Робщ — в нижней); 2 — то же для линий, недостаточно охарактеризованных экспериментально; 3 — начало эклогитизации большинства базальтоидных пород; 4 — границы фаций; 5 — возможные положения низкотемпературного кинетического порога метаморфизма; 6 — поля отдельных фаций. Ромбические пироксены распространены в фациях  $A_1$  и  $B_1$ , реже (в гипербазитах и кварцитах) — в фациях  $A_2$ ,  $B_2$  и  $C_1$ . Обычные моноклинные пироксены характерны для фаций  $A_0$ — $A_2$ ,  $B_1$ ,  $B_2$ , редки в фациях  $A_3$ ,  $B_3$  и  $C_{3a}$  (гипербазиты и железистые кварциты). Жадентовые пироксены характерны для фаций  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_{3b}$  и  $C_4$ ; Баз. р. — базальтовый расплав, Гр. р. — гранитный расплав

особенностям в дальнейшем можно было судить об условиях образования пород. Интервал изменения составов пироксенов в отношении большинства параметров более широкий, чем в магматических пироксенах. Так, ортопироксены варьируют от почти чистых энстатитов с железистостью 1—1,5% (в магнезиальных скарнах, см. Приложение 1) до ферросилита с железистостью 93% (в кварцитах гранулитовой фации). Максимальное содержание в них  $Al_2O_3$  достигает 11 вес.%. Моноклинные пироксены представлены широким спектром безнатровых пироксенов — от чистых диопсидов в мраморах до геденбергитов и мангангеденбергитов (в скарнах), различными авгитами и фассаитами с предельным содержанием  $Al_2O_3$  (без Na) около 16 вес.% и  $TiO_2$  — 7 вес.%, а также разнообразными натровыми пироксенами, соответствующими почти всем составам системы диопсид-эгирин-жадеит.

Исключение составляет только содержание кальция: в отличие от магматических пород в метаморфических породах неизвестны малокальциевые моноклинные пироксены типа пижонитов и субкальциевых авгитов

ов, а также ортопироксены с повышенным содержанием СаО, которой в метаморфических гиперстенах не более 2% (в достоверных анализах).

Аналогично выделению формационных типов магматических пироксенов мы будем прежде всего выделять пироксены, относящиеся в какой-либо фации метаморфизма или к серии сходных фаций (например, фации контактового метаморфизма), а затем в пределах каждой фации рассматривать особенности состава пироксенов, принадлежащих отдельным по составу группам пород. В принципе, как уже отмечалось в § 3, пироксены из каждой метаморфической ассоциации, отличающейся хотя бы одним главным минералом, следовало бы выделять в отдельный парагенетический тип. Но ввиду недостатка материала и неполноты описаний многих анализов мы вынуждены объединять пироксены из родственных ассоциаций в один тип. Фактически слишком дробные подразделения не только невозможны из-за недостатка материала, но в настоящее время

Таблица 6.1

Номера выборок и число анализов (в скобках) пироксенов метаморфических пород

| Фация  | Типы пироксенов | Типы пород          |   |  |   |  |                        |  | Всего анализов |
|--|-----------------|---------------------|---|--|---|--|------------------------|--|----------------|
|  |                 | ультраосновные      | основные  |  | щелочные, средние и кислые I                  | глиноземистые II                         | железистые III         | известково-силикатные и карбонатные                              |                |
|  |                 |                     | I   | II                                     |   |  |                        |  |                |
| Двупироксеновая (гранулитовая)                         | РП              | РМ1(26)<br>РМ1а, 1б | Гранулиты<br>РМ2(59)<br>РМ2а,2б<br>ММ2(54)<br>ММ2а,2б | Эклогитоподобные<br>РМ3(17)<br>ММ3(15) | Чарнокиты<br>РМ4(44)<br>РМ4а,4б,4в<br>ММ4а(9) | РМ5(19)<br>РМ5а,5б,5в                    | РМ6(19)                | —  | 174            |
|  | МП              | ММ1(8)              |   |  |   | —  | ММ5(6)                 | ММ6(35)<br>ММ6а,6б,6в  | 127            |
| Амфиболитовая (амфиолитовая)                           | РП              | РМ7а(11)<br>РМ7б(6) | +(2)  | —                                      | —   | —  | РМ8(12)                | —  | 31             |
|  | МП              | ММ8(25)             | Амфиболиты<br>ММ9(15)                                 | ММ10(18)                               | —   | —  | ММ11(14)               | ММ7(11)<br>ММ12а(15)<br>ММ12б(12)                                | 100            |
| Изокотемпературных пород                               | МП              | —                   | ММ13(4)   | —                                      | —   | —  | ММ14(18)               | ММ15(6)  | 28             |
| Эклогитовая  | МП              | ММ16(8)             | ММ17(28)  | ММ17а(19)                              | —   | Гроссидиты<br>ММ18-<br>ММ18-<br>ММ18(14) | —                      | +  | 69             |
| Триоксидоносных сланцев и низкотемпературных эклогитов | МП              | —                   | Эклогиты<br>ММ19(28)                                  | Основные сланцы<br>ММ20(11)            | Жадентовые породы<br>ММ21(41)<br>ММ21а(7)     | Кислые сланцы<br>ММ22(17)                | Бланфордиты<br>ММ23(6) | +  | 110            |
| Контактовые и метасоматических пород                   | РП              | +                   | РМ9(5)<br>ММ24(14)<br>ММ24а,24б                       | —                                      | +   | Щелочные породы<br>ММ25(7)               | +                      | РМ10(4)  | 9              |
|  | МП              | +                   |   | —                                      |   | Фассаниты<br>ММ25(21)                    | +                      | Скарны<br>ММ26(23)<br>ММ26б+<br>+27в(10)<br>ММ29(11)<br>ММ27(36) | 122            |

а—в—подтипы, указанные в тексте.

Знаком + отмечены пироксены, известные в данных породах, но для которых не известны, или очень малочисленны анализы.

нет необходимости применять их для фациального или парагенетического анализа в пределах тех довольно крупных подразделений (фаций), которые мы выделяем.

Принятая нами соответствует схеме фаций, разработанной В. С. Соболевым и сотрудниками (Соболев, 1964б, Добрецов и др., 1966, 1970). На схеме показаны некоторые экспериментально определенные линии равновесия с учетом вероятных значений  $P_{H_2O}$  и  $P_{CO_2}$  (Соболев, Добрецов, Хлестов, 1966).

Распределение имеющихся анализов морфических пироксенов

Это ра

страненность того или

главу 8) рассмотрены п

и кимберлитах, относящихся преимущественно к ультраосн

новым породам гранулитовой и эклогитовой фаций, не связанных с магматическими породами и

ставлены 105-ю анализами моноклинных и 59-ю анализами ромбических пироксенов. Всего вме

лизов ромбических и 660 моноклинных пироксенов метаморфического происхождения.

В настоящей работе мы придерживаемся в основном ранее выделенных парагенетических типов метаморфических пироксенов (Добрецов, Пономарева, 1964), но их число и объем несколько изменены. Ниже для метаморфических пород описано 10 типов ромбических и 29 типов моноклинных пироксенов, для которых продолжается вслед за магматическими единая схема нумерации РМ1, 2..., ММ1, 2, 3 и т. д. (см. табл. 6.1)..

## § 22. ПИРОКСЕНЫ ФАЦИИ ДВУПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ (ГРАНУЛИТОВОЙ)

Пироксены из пород фации двупироксеновых гнейсов, как видно из табл. 6.1 и рис. 37, охарактеризованы наибольшим числом анализов во всех типах пород, причем для большинства по совместно ромбические и моноклинные пироксены. Лишь в кислых и высокоглиноземистых породах остаются одни ромбические пироксены. Мы рассмотрим их в порядке от (табл. 6.3).

Пироксены из ультраосновных пород характеризуют 26 и 9 анализов ромбических и моноклинных пироксенов соответственно. Чаще всего это пироксены из пироксенитов или ультраосновных гнейсов (гранулитов), для которых характерны ассоциации:  $РП + МП + Шп \pm Ол$ . В переменном, но обычно подчиненном к магнезиальной роговая обманка и флогопит. Другие ассоциации мало минеральны и представляют частные случаи приведенной выше ассоциации. Ассоциации

родам, а с сапфирин (плагноклаз), характерная для и встречается, так как с повышением давления происходит реакция:  $Ол + Ап \rightarrow РП + МП + Шп$  (см. § 1).

Средние составы моноклинных и ромбических пироксенов из ультраосновных пород приведены в табл. 6.2—6.4. Из табл. 6.4 и рис. 37 видно, что пироксены из а

отличаются по содержанию  $Al_{IV}$ ,  $Al_{VI}$  (и особенно по суммарному содержанию  $Al$  — 214 и 131 на 6000 атомов кислорода), а также по содержанию Са, более низкому в асс

шпинели возрастает также количество Cr, что связано с наличием хро-

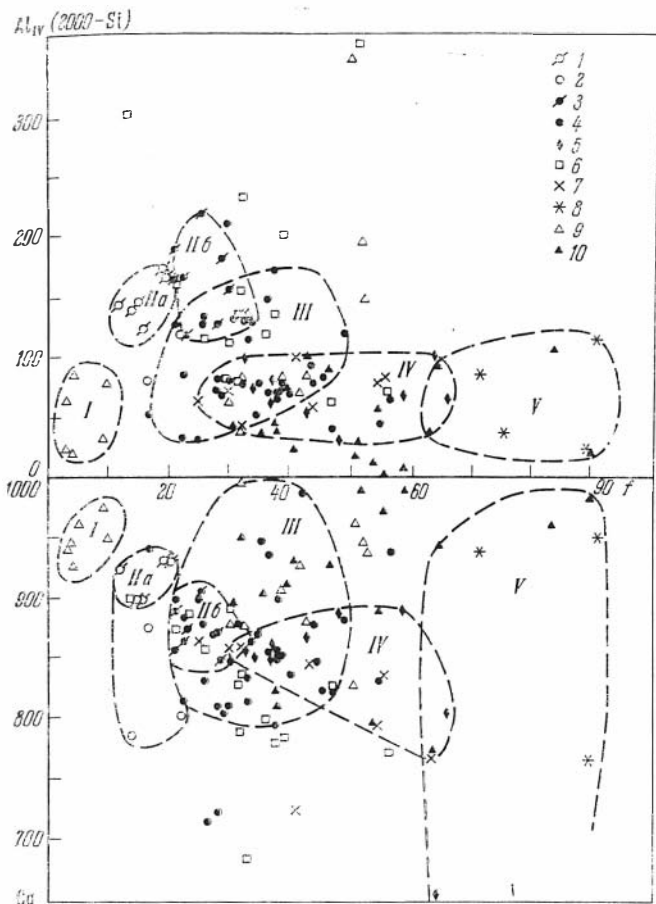


Рис. 37. Клинопироксены из пород двупироксеновой фации

1 — ультраосновные породы со шпинелью; 2 — то же, без шпинели; 3—5 — двупироксеновые плагиоклазовые породы (3 — со шпинелью, 4 — без шпинели и без кварца, 5 — с кварцем); 6 — эклогитоподобные породы с гиперстеном; 7 — промежуточные чарнокиты; 8 — железистые породы; 9 — скарнонды (без кварца); 10 — известково-силикатные гнейсы (с кварцем). Поля пироксенов: I — скарнонды без плагиоклаза, IIa и IIb — ассоциации со шпинелью, III — двупироксен-плагиоклазовые породы; IV — двупироксеновые кварцосодержащие породы; V — железистые породы

мита в некоторых бесшпинелевых ассоциациях. В целом ортопироксены представлены алюмобронзитами с повышенным содержанием чермакита (13% со шпинелью, 9,3% без шпинели), который вследствие недостатка Ca и отрицательной корреляции Si и  $Fe^{2+}$  имеет вид  $(Ca, Fe^{2+})(Al, Fe^{3+})[AlSiO_6]$ . Наиболее значительны колебания содержания Mg,  $Fe^{2+}$  и  $R^{3+}$  (чаще Al).

Клинопироксены из гипербазитов относятся к салит-авгитам, содержащим в среднем около 12% чермакита вида  $(Mg, Fe^{2+})(Al, Fe^{3+})[(Al) \cdot (Ti, Si)O_6]$  и ничтожные количества прочих компонентов; Ti в клинопироксенах входит в основном в виде  $Ti^{4+}$  в позицию Si, так как только в этом случае получается удовлетворительный баланс  $(Ti+Si)$  и  $R^{3+}$  (см. § 7 и 8); Na можно игнорировать: его содержание и дисперсия находятся в пределах точности определения Na (см. § 3). Характерна бедность ортопироксенов Ca при одновременном дефиците Ca, содержание которого в клинопироксенах соответствует содержанию чермакита. Колебания железистости относительно невелики.

В основных породах (двупироксеновых плагиогнейсах, габброгнейсах, основных гранулитах) проанализировано наибольшее число орто- и клинопироксенов (59 и 67 соответственно) и наибольшее число сосуществующих пар (48). Здесь чаще всего встречаются следующие парагенезисы:

- а)  $РП + МП + Плаг + Рог + Мт \pm Би, Рудн.$  (акцессории),
- б)  $РП + МП + Плаг + Рог + Шп \pm Мт, Би,$

Средний состав ортопироксенов фации двупироксеновых гнейсов

| Компоненты, параметры | Ультраосновные гнейсы РМ1, n=26 |       | Двупироксеновые гнейсы РМ2, n=59 |      | Эклогитоподобные РМ3, n=18 |       | Чарнокиты РМ4, n=44 |      | Глиноземистые породы РМ5, n=19 |      | Эвлизиты РМ6, n=9 |       |
|-----------------------|---------------------------------|-------|----------------------------------|------|----------------------------|-------|---------------------|------|--------------------------------|------|-------------------|-------|
|                       | $\bar{x}$                       | S     | $\bar{x}$                        | S    | $\bar{x}$                  | S     | $\bar{x}$           | S    | $\bar{x}$                      | S    | $\bar{x}$         | S     |
| Si                    | 1889                            | 43    | 1934                             | 33   | 1915                       | 47    | 1923                | 41   | 1846                           | 71   | 1970              | 46    |
| Al <sub>IV</sub>      | 108                             | 47    | 57                               | 39   | 81                         | 50    | 74                  | 43   | 154                            | 71   | 27                | 47    |
| Al <sub>VI</sub>      | 55                              | 45    | 25                               | 34   | 35                         | 30    | 35                  | 33   | 100                            | 51   | 22                | 20    |
| Ti                    | 6                               | 6*    | 9                                | 8*   | 8                          | 4*    | 11                  | 10*  | 9                              | 6    | 5                 | 7*    |
| Fe <sup>3+</sup>      | 40                              | 31    | 48                               | 44   | 50                         | 34    | 42                  | 27   | 83                             | 77   | 25                | 22    |
| Cr                    | 1,0                             | 3*    | —                                | —    | —                          | —     | —                   | —    | —                              | —    | —                 | —     |
| Fe <sup>2+</sup>      | 395                             | 123   | 790                              | 213  | 897                        | 265   | 962                 | 232  | 620                            | 225  | 1442              | 118   |
| Mn                    | 9                               | 5*    | 17                               | 10   | 26                         | 32    | 17                  | 14   | 6                              | 6*   | 50                | 75    |
| Mg                    | 1457                            | 169   | 1069                             | 212  | 927                        | 277   | 886                 | 249  | 1137                           | 153  | 398               | 122   |
| Ca                    | 29                              | 30    | 33                               | 28   | 48                         | 26    | 37                  | 32   | 32                             | 33   | 53                | 30    |
| Na                    | 4                               | 11*   | 8                                | 12*  | 11                         | 22    | 7                   | 11*  | 4                              | 6*   | 2                 | 3*    |
| K                     | 1                               | 2*    | 2                                | 2*   | 2                          | 4*    | 4                   | 7*   | 4                              | 8*   | 1                 | 2*    |
| <i>f</i>              | 23,3                            | 7,0   | 44,5                             | 10,9 | 51,2                       | 14,7  | 53,6                | 12,9 | 33,5                           | 9,5  | 79,5              | 6,1   |
| <i>f'</i>             | 21,6                            | 6,9   | 43,0                             | 11,3 | 49,8                       | 15,2  | 52,5                | 13,1 | 35,0                           | 11,4 | 79,4              | 6,2   |
| $\Sigma_1$            | 2008                            | 20    | 2007                             | 37   | 2001                       | 26    | 2000                | 27   | 1990                           | 33   | 1984              | 28    |
| $\Sigma_2$            | 4005                            | 20    | 3997                             | 26   | 3996                       | 23    | 3996                | 21   | 3990                           | 30   | 3953              | 19    |
| $\frac{\Sigma_2}{Fe}$ | 23,2                            | 7,0   | 43,7                             | 10,5 | 50,1                       | 14,1  | 52,7                | 12,3 | 33,2                           | 9,3  | 77,4              | 5,0   |
| $\frac{Mg}{Ca}$       | 76,2                            | 7,3   | 54,2                             | 11,0 | 47,4                       | 14,4  | 45,3                | 12,7 | 60,9                           | 9,6  | 19,9              | 6,1   |
| Ca                    | 1,5                             | 1,5   | 2,1                              | 1,5  | 2,5                        | 1,3   | 1,2                 | 1,7  | 0,9                            | 0,7  | 2,6               | 1,5   |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,272                           | 0,133 | 0,818                            | 0,44 | 1,223                      | 0,95  | 1,342               | 1,20 | 0,581                          | 0,28 | 4,44              | 2,65  |
| K <sub>ок</sub>       | 0,094                           | 0,07  | 0,062                            | 0,06 | 0,098                      | 0,093 | 0,05                | 0,03 | 0,14                           | 0,15 | 0,016             | 0,015 |

\* Компоненты, колебания содержаний которых не превышают точности анализов (см. § 3).

- в)  $РП + МП + Плаг + Рог + Кв + Мт$  (или *Ильм*),  
 г)  $РП + МП + Плаг + Мт \pm Шп$ .

Ассоциации с гранатом отнесены к эклогитоподобным породам, а ассоциации с калишпатом — к промежуточным чарнокитам и рассмотрены ниже. Ассоциации а—в отличаются по присутствию или отсутствию шпинели или кварца, т. е. минералов, которые определяют максимальное или минимальное содержание Al в пироксенах. Первая ассоциация неопределенна в этом отношении, но встречается наиболее часто (две трети проанализированных пироксенов). Биотит, указанный в ассоциациях а и б, присутствует редко. Ассоциация г отличается от остальных отсутствием роговой обманки и по ряду признаков, как правило, более высокотемпературна. В частности, к ней относятся пироксены ксенолитов базальтоидных даек в Австралии, вынесенных из нижних частей земной коры (Lovering, White, 1964).

В табл. 6.5 приведены средние составы и стандартные отклонения пироксенов из двупироксеновых гнейсов, а также частные средние составы из парагенезисов а—г. На рис. 25 даны гистограммы, иллюстрирующие закон распределения главных катионов в этих парагенетических типах. Рис. 37 иллюстрирует пределы колебания главных компонентов — Al<sub>IV</sub>, Ca и *f*. В целом устанавливаются довольно большие колебания составов пироксенов из основных пород двупироксеновой фации, в частности в отношении железистости (т. е. содержания Mg и Fe<sup>2+</sup>), Al, Fe<sup>3+</sup> и Ca, но эти колебания не превышают колебаний в других типах пироксенов из фации двупироксеновых гнейсов. Самая низкая железистость —  $f = 16,7\%$  ( $f' = 13,9\%$ ) в моноклинных пироксенах и  $f = 20\%$  в ромбических, — устанавливается в метагаббро, штат Пенсильвания (Norton, Clavan, 1959).

Таблица 6.3

## Средний состав клинопироксенов из пород двупироксеновой фации

| Компо-<br>ненты,<br>параметры | Ультраосновные<br>гнейсы ММ1,<br><i>n</i> =8 |       | Двупироксеновые<br>гнейсы ММ2,<br><i>n</i> =50 |      | Эклогитоподобные<br>с гиперстеном ММ3,<br><i>n</i> =15 |       | Промежуточные<br>чарнокиты ММ4а,<br><i>n</i> =9 |       | Железистые породы<br>ММ5, <i>n</i> =6 |      | Известково-силикатные<br>гнейсы |      |                   |      | Скарноиды<br>ММ6в+6г,<br><i>n</i> =19 |      |
|-------------------------------|--|-------|--|------|--|-------|---|-------|---------------------------------------|------|---------------------------------|------|-------------------|------|---------------------------------------|------|
|                               |  |       |  |      |  |       |   |       |                                       |      | ММ6а, <i>n</i> =7               |      | ММ6б, <i>n</i> =9 |      |                                       |      |
|                               |  |       |  |      |  |       |   |       |                                       |      | Плаг+Кв                         |      | Скар+Кв           |      | Плаг+Скар                             |      |
|                               | $\bar{x}$                                    | S     | $\bar{x}$                                      | S    | $\bar{x}$  | S     | $\bar{x}$                                       | S     | $\bar{x}$                             | S    | $\bar{x}$                       | S    | $\bar{x}$         | S    | $\bar{x}$                             | S    |
| Si                            | 1864   | 27    | 1900   | 37   | 1838   | 83    | 1934  | 19    | 1934                                  | 27   | 1942                            | 30   | 1946              | 41   | 1908                                  | 75   |
| Al <sub>IV</sub>              | 136  | 27    | 99   | 35   | 162  | 83    | 65  | 17    | 57                                    | 27   | 48                              | 37   | 47                | 39   | 88                                    | 74   |
| Al <sub>VI</sub>              | 52   | 30    | 42   | 39   | 113  | 81    | 25  | 20    | 10                                    | 11   | 13                              | 15   | 11                | 13   | 33                                    | 21   |
| Ti                            | 17   | 8     | 12   | 12   | 19   | 17    | 11  | 7     | 11                                    | 15   | 5                               | 4    | 13                | 7    | 8                                     | 8    |
| Fe <sup>3+</sup>              | 49   | 12    | 46   | 23   | 69   | 25    | 71  | 28    | 157                                   | 179  | 68                              | 40   | 79                | 65   | 98                                    | 60   |
| Cr                            | 5  | 2     | —  | —    | —  | —     | —   | —     | —                                     | —    | —                               | —    | —                 | —    | —                                     | —    |
| Fe <sup>2+</sup>              | 125  | 33    | 329  | 146  | 279  | 130   | 427   | 190   | 535                                   | 292  | 474                             | 266  | 430               | 131  | 287                                   | 118  |
| Mn                            | 4  | 2     | 8  | 6    | 6  | 3     | 22  | 17    | 11                                    | 8    | 21                              | 20   | 10                | 4    | 15                                    | 10   |
| Mg                            | 864  | 80    | 688  | 115  | 709  | 237   | 585   | 169   | 378                                   | 269  | 474                             | 288  | 491               | 143  | 617                                   | 149  |
| Ca                            | 880  | 54    | 844  | 124  | 742  | 217   | 811   | 51    | 803                                   | 195  | 929                             | 57   | 938               | 40   | 903                                   | 70   |
| Na                            | 20   | 13    | 38   | 23   | 62   | 37    | 49  | 30    | 95                                    | 190  | 22                              | 21   | 18                | 16   | 35                                    | 31   |
| K                             | 3  | 4     | 3  | 5    | 9  | 17    | 5   | 4     | 2                                     | 3    | 3                               | 3    | 6                 | 8    | 4                                     | 8    |
| <i>f</i>                      | 17,1   | 3,3   | 35,4   | 10,8 | 33,3   | 11,6  | 46,7  | 15,8  | 65,0                                  | 24,4 | 54,2                            | 26,9 | 51,7              | 13,6 | 39,5                                  | 13,8 |
| <i>f'</i>                     | 13,0   | 3,2   | 31,8   | 11,6 | 28,3   | 12,4  | 42,9  | 17,0  | 58,1                                  | 24,9 | 50,8                            | 28,4 | 47,5              | 15,0 | 33,2                                  | 13,4 |
| $\Sigma_1$                    | 2013   | 23    | 2015   | 37   | 2007   | 35    | 2006  | 18    | 2001                                  | 24   | 2010                            | 12   | 1994              | 32   | 2001                                  | 33   |
| $\Sigma_2$                    | 4013   | 23    | 4009   | 22   | 4007   | 35    | 4005  | 15    | 3992                                  | 18   | 4000                            | 12   | 3987              | 26   | 3996                                  | 23   |
| $\overline{Fe}$               | 10,0   | 2,1   | 20,2   | 7,6  | 20,4   | 7,9   | 27,6  | 10,0  | 38,5                                  | 15,6 | 28,7                            | 13,7 | 27                | 6,8  | 21,3                                  | 7,5  |
| $\overline{Mg}$               | 44,2   | 3,1   | 35,9   | 5,7  | 38,7   | 11,8  | 30,3  | 8,5   | 19,9                                  | 13,2 | 24,2                            | 13,8 | 25,0              | 7,3  | 32,0                                  | 7,5  |
| $\overline{Ca}$               | 45,8   | 2,6   | 43,9   | 6,6  | 40,9   | 11,9  | 42,1  | 3,0   | 41,7                                  | 7,0  | 47,1                            | 3,2  | 48,0              | 1,4  | 46,8                                  | 2,7  |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg          | 0,147  | 0,041 | 0,507  | 0,32 | 0,433  | 0,271 | 0,922   | 0,754 | 3,21                                  | 3,34 | 1,166                           | 1,2  | 1,148             | 1,00 | 0,481                                 | 0,33 |
| <i>K</i> <sub>ок</sub>        | 0,288  | 0,084 | 0,15   | 0,12 | 0,24   | 0,15  | 0,163   | 0,089 | 0,214                                 | 0,25 | 0,18                            | 0,13 | 0,159             | 0,13 | 0,253                                 | 0,14 |

Таблица 6.4

Средний состав орто- и клинопироксенов из ультраосновных пород двупироксеновой фации

| Компоненты, параметры | Ортопироксены          |      |                             |      | Клинопироксены              |      |                       |      |
|-----------------------|------------------------|------|-----------------------------|------|-----------------------------|------|-----------------------|------|
|                       | PM1 (в целом),<br>n=26 |      | PM1a (со шпинелью),<br>n=10 |      | PM1б (без шпинели),<br>n=16 |      | MM1 (в целом),<br>n=9 |      |
|                       | $\bar{x}$              | S    | $\bar{x}$                   | S    | $\bar{x}$                   | S    | $\bar{x}$             | S    |
| Si                    | 1889                   | 43   | 1870                        | 39   | 1900                        | 42   | 1864                  | 27   |
| Al <sub>IV</sub>      | 108                    | 47   | 130                         | 39   | 93                          | 45   | 236                   | 27   |
| Al <sub>VI</sub>      | 55                     | 45   | 84                          | 88   | 38                          | 39   | 52                    | 33   |
| Ti                    | 6                      | 6    | 6                           | 6    | 5                           | 6    | 17                    | 8    |
| Fe <sup>3+</sup>      | 40                     | 31   | 40                          | 18   | 41                          | 37   | 49                    | 12   |
| Cr                    | 1,0                    | 3    | —                           | —    | 1,0                         | 3,5  | 5                     | 2    |
| Fe <sup>2+</sup>      | 395                    | 123  | 381                         | 123  | 404                         | 122  | 125                   | 33   |
| Mn                    | 9                      | 5    | 7                           | 2    | 10                          | 6    | 4                     | 2    |
| Mg                    | 1457                   | 169  | 1464                        | 150  | 1477                        | 160  | 864                   | 80   |
| Ca                    | 29                     | 33   | 15                          | 9    | 38                          | 35   | 880                   | 54   |
| Na                    | 4                      | 11   | 3                           | 3    | 5                           | 14   | 20                    | 13   |
| K                     | 1                      | 2    | 1                           | 2    | 1                           | 2    | 3                     | 4    |
| f                     | 23,3                   | 7,0  | 22,7                        | 7,2  | 23,7                        | 6,9  | 17,1                  | 3,3  |
| f'                    | 21,6                   | 6,9  | 21,0                        | 7,2  | 22,0                        | 6,7  | 13,0                  | 3,2  |
| Σ <sub>1</sub>        | 2012                   | 29   | 2000                        | 17   | 2020                        | 31   | 2013                  | 23   |
| Σ <sub>2</sub>        | 4008                   | 20   | 4000                        | 17   | 4012                        | 21   | 4013                  | 23   |
| $\overline{Fe}$       | 23,1                   | 7,0  | 22,8                        | 7,2  | 23,4                        | 6,8  | 10,10                 | 2,1  |
| $\overline{Mg}$       | 75,4                   | 7,3  | 76,4                        | 7,0  | 74,7                        | 7,4  | 44,2                  | 3,1  |
| $\overline{Ca}$       | 1,5                    | 1,5  | 0,8                         | 0,5  | 1,9                         | 1,8  | 45,8                  | 2,6  |
| K <sub>ок</sub>       | 0,094                  | 0,07 | 0,101                       | 0,05 | 0,090                       | 0,08 | 0,28                  | 0,08 |

Таблица 6.5

Средний состав орто- и клинопироксенов из гранулитов и двупироксеновых плаггионейсов

| Компоненты, параметры | Ортопироксены          |      |               |      |               |      |               |      | Клинопироксены         |      |              |               |               |       |
|-----------------------|------------------------|------|---------------|------|---------------|------|---------------|------|------------------------|------|--------------|---------------|---------------|-------|
|                       | PM2 (в целом),<br>n=59 |      | PM2a,<br>n=47 |      | PM2b,<br>n=12 |      | PM2 г,<br>n=8 |      | MM2 (в целом),<br>n=54 |      | MM2б,<br>n=9 | MM2в,<br>n=15 | MM2 г,<br>n=8 |       |
|                       | $\bar{x}$              | S    | $\bar{x}$     | S    | $\bar{x}$     | S    | $\bar{x}$     | S    | $\bar{x}$              | S    | $\bar{x}$    | $\bar{x}$     | $\bar{x}$     | S     |
| Si                    | 1934                   | 33   | 1931          | 33   | 1942          | 29   | 1890          | 56   | 1900                   | 47   | 1861         | 1931          | 1884          | 28    |
| Al <sub>IV</sub>      | 57                     | 39   | 60            | 40   | 45            | 33   | 110           | 55   | 99                     | 46   | 139          | 63            | 106           | 26    |
| Al <sub>VI</sub>      | 25                     | 34   | 28            | 36   | 10            | 14   | 89            | 104  | 42                     | 39   | 69           | 15            | 31            | 26    |
| Ti                    | 9                      | 8    | 3             | 8    | 11            | 9    | 9             | 11   | 12                     | 7    | 19           | 16            | 18            | 10    |
| Fe <sup>3+</sup>      | 48                     | 44   | 49            | 45   | 42            | 36   | 63            | 50   | 46                     | 22   | 46           | 45            | 60            | 13    |
| Fe <sup>2+</sup>      | 790                    | 213  | 755           | 197  | 925           | 219  | 612           | 176  | 329                    | 146  | 231          | 460           | 380           | 234   |
| Mn                    | 17                     | 10   | 15            | 7    | 28            | 12   | 10            | 7    | 8                      | 5    | 6            | 15            | 10            | 7     |
| Mg                    | 1069                   | 212  | 1101          | 196  | 944           | 228  | 1142          | 264  | 688                    | 115  | 723          | 611           | 760           | 128   |
| Ca                    | 39                     | 28   | 36            | 30   | 47            | 18   | 42            | 44   | 844                    | 118  | 860          | 830           | 735           | 295   |
| Na                    | 8                      | 12   | 7             | 13   | 9             | 9    | 6             | 11   | 38                     | 23   | 43           | 18            | 38            | 20    |
| K                     | 2                      | 2    | 1             | 2    | 2             | 2    | 1             | 2    | 3                      | 4    | —            | 3             | 1             | 1     |
| f                     | 44,5                   | 10,9 | 42,7          | 10,0 | 51,4          | 11,4 | 37,9          | 10,8 | 35,4                   | 10,7 | 33,1         | 42,9          | 35,7          | 11,2  |
| f'                    | 43,0                   | 11,3 | 41,1          | 10,3 | 50,2          | 11,8 | 35,7          | 10,4 | 31,8                   | 11,6 | 24,7         | 42,3          | 32,1          | 12,0  |
| Σ <sub>1</sub>        | 2007                   | 37   | 2004          | 39   | 2019          | 28   | 1975          | 50   | 2016                   | 47   | 1997         | 2011          | 2032          | 62    |
| Σ <sub>2</sub>        | 3997                   | 26   | 3995          | 28   | 4004          | 16   | 3975          | 40   | 4009                   | 22   | 3997         | 4005          | 4020          | 37    |
| $\overline{Fe}$       | 43,7                   | 10,5 | 42,0          | 9,7  | 50,4          | 11,0 | 37,2          | 10,3 | 20,5                   | 7,6  | —            | —             | 23,9          | 11,8  |
| $\overline{Mg}$       | 54,2                   | 11,0 | 56,0          | 10,1 | 47,2          | 11,2 | 60,5          | 11,3 | 36,0                   | 5,7  | —            | —             | 38,7          | 6,6   |
| $\overline{Ca}$       | 2,1                    | 1,5  | 2,0           | 1,6  | 2,4           | 0,9  | 2,3           | 2,3  | 44,5                   | 6,6  | —            | —             | 37,4          | 14,9  |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,818                  | 0,44 | 0,739         | 0,82 | 1,131         | 0,67 | 0,583         | 0,23 | 0,507                  | 0,32 | —            | —             | 0,512         | 0,285 |
| K <sub>ок</sub>       | 0,062                  | 0,06 | 0,066         | 0,06 | 0,047         | 0,04 | 0,088         | 0,07 | 0,133                  | 0,12 | 0,14         | 0,09          | 0,169         | 0,07  |

а—без кварца, б—со шпинелью, в—с кварцем, г—без роговой обманки.

В этих же и аналогичных габбро-гнейсах около интрузии Стернё, Финн-марк, Северная Норвегия (Oosterom, 1963), наблюдаются и другие пироксены с пониженной железистостью (21—25% для клинопироксенов). Но в отношении других параметров пироксены из метагаббро изменяются в тех же пределах, что и остальные пироксены. В частности, они различаются довольно резко для двух указанных районов по содержанию Al. Высокую железистость [63 (?) и 56,5%] имеют клинопироксены из венгурской серии (Кицул, 1966) (первый анализ № 648 вызывает сомнение из-за низкого содержания Са и несоответствия с оптикой) и клинопироксен из массива Брокен Хилл (55%, Binns, 1964). Все эти более железистые пироксены встречены в двупироксеновых парагнейсах.

По содержанию  $Al_{сум}$  прежде всего различаются пироксены из «пределных» парагенезисов — со шпинелью и кварцем (б и в, табл. 6.5). В ассоциациях со шпинелью содержание  $Al_{сум}$  достигает 350—415 единиц в клинопироксенах (№ 638 и 639) и 400 единиц в ортопироксенах (№ 153), но в среднем оно то же самое, что и в менее железистых ультраосновных ассоциациях без плагиоклаза. Содержания  $Al_{сум}$  из кварцсодержащих парагенезисов минимальны — в среднем 30—50 единиц. В то же время в каждом из этих подтипов пироксенов содержание Al имеет тенденцию возрастать с повышением температуры, так что в высокотемпературных парагенезисах без роговой обманки (подтип г) даже без шпинели пироксены имеют сходное или более высокое по сравнению со шпинелевыми ассоциациями содержание Al, а также  $Fe^{3+}$ . Таким образом, намечается зависимость содержания  $Al_{сум}$  в пироксенах от степени насыщенности глиноземом в породе (наличие шпинели или кварца) и от температуры (подробнее см. главу 8).

Из других особенностей обращает внимание низкий коэффициент окисления  $K_{ок}=0,13$  в клинопироксенах — один из самых низких в клинопироксенах вообще. В ортопироксенах содержание Са значительно ниже, чем в магматических пироксенах из аналогичных пород.

В среднем ортопироксены из основных пород (без кварца) соответствуют гиперстену ( $f_{ср}$  около 40%) с умеренным содержанием чермакитового компонента (6,9%), а из двупироксеновых плагиогнейсов (с кварцем) — более железистому гиперстену ( $f_{ср}$  около 50%) с меньшим содержанием (5,7%) более железистого чермакита ( $Ca, Fe^{2+}(Fe^{3+}, Ti)[(AlSiO_6)]$ ). Клинопироксены в целом соответствуют салит-авгиту (промежуточному между салитом и авгитом с железистостью около 35% и содержанием чермакита ( $Fe^{2+}, Mg)(Fe^{3+}, Al)[(AlTi)SiO_6]$  около 6,5% и жадеита 2,5%). Клинопироксены в ассоциации со шпинелью и без роговой обманки заметно богаче чермакитом (12 и 10%), т. е. соответствуют алюмоавгиту, а в кварцсодержащих породах — салиту. Судя по балансу  $R^{3+}$  и коэффициентам корреляции (см. § 7), Ti в клинопироксенах входит в позицию Si в форме  $Ti^{4+}$ . Поэтому в приведенные выше содержания чермакита Ti не входит.

При изучении метаморфизма важно различать высокотемпературные двупироксеновые гнейсы коры и мантии от более низкотемпературных пород сходного состава (пироксен-гранулитовая и роговообманково-гранулитовая субфации — по Тернеру и Ферхугену, 1961). Ассоциации, в частности с роговой обманкой или без нее, здесь пока не дают однозначного ответа. Мы сделали попытку различить ортопироксены из этих двух пород с помощью дискриминантных функций.

К группе I (низкотемпературные образования) были отнесены типичные амфиболиты (см. § 25), а также пироксены большей части гранулитов Адирондака, Лапландии и Беломорид, где во вмещающих породах постоянно отмечается мусковит.

К группе II (высокотемпературные образования) отнесены двупироксеновые гранулиты (гнейсы) в ксенолитах даек базальтов в Австралии,



которые предполагаются вынесенными из мантии (Lovering, White, 1964), а также большинство ортопироксенов из гранулитов района Скури, Шотландии и Антарктиды, где роговая обманка отмечается очень редко. В результате мы получили следующую дискриминантную функцию:

$$D(x) = -4282 + 0,683 \text{ Si} + 2,192 \text{ Al}_{\text{VI}} + 2,181 \text{ Fe}^{3+} + \\ + 1,44 \text{ Fe}^{2+} + 1,455 \text{ Mn} + 1,442 \text{ Mg} + 1,427 \text{ Ca} + 0,77 (\text{Na} + \text{K}),$$

где Si, Al<sub>VI</sub> и др. — содержания катионов на 6000 кислорода. Если  $D(x) > 0$ , то анализ ортопироксена относится ко II группе (высокотемпературным породам). Теоретическая ошибка классификации 13%.

При диагностике пироксенов с помощью этого уравнения, два ортопироксена из гранулитов Лапландии (Eskola, 1952) попали в низкотемпературные образования, а третий из них (№ 630) — в высокотемпературные. Пироксены из индийских гранулитов штата Майсор (Howie, 1955) располагаются на границе высоко- и низкотемпературных, а из штата Андра-Прадеш (Leelawandam, 1967) относятся в основном к высокотемпературным, ортопироксены из габбро-гнейсов Финнмарк, Норвегия (Oosterom, 1963), — к высокотемпературным, а из метагаббро штатов Пенсильвания и Делавар — к низкотемпературным.

Обнаруживаются широкие колебания величины  $D(x)$  у гранулитов района Брокен Хилл, Австралия (Binns, 1964), в соответствии с наблюдаемой там зональностью, но в целом они относятся к низкотемпературным образованиям. Всего на выборке анализов, которая была использована при «обучении», было сделано семь (14%) ошибок, а на новом материале, приведенном в «дополнительных анализах» (см. Приложения 1 и 2), — 15% ошибок.

Пироксены из гранат-двупироксеновых гнейсов (эклогитоподобных пород), т. е. из ассоциаций с пиропальмандиновым гранатом ( $PP + MP + \text{Плаг} + Gr \pm Kв, Мт$ ), также должны характеризоваться максимальным содержанием Al (и  $R_{\text{сум}}^{3+}$ ), как и из ассоциаций со шпинелью. Поэтому орто- и клинопироксены по среднему содержанию Al и  $\text{Fe}^{3+}$  (PM3, см. табл. 6.2; MM3, см. табл. 6.3 и 6.6) близки к пироксенам из шпинель-двупироксеновых метабазитов и гипербазитов, но отличаются от ортопироксенов других двупироксеновых гнейсов. Алюмоавгиты эклогитоподобных пород значимо отличны также по содержанию Na (жадеита). Для баланса  $R^{3+}$  и Na здесь тоже приходится считать Ti четырехвалентным и помещать его в позицию Si. В результате получается около 14% сложного чермаковского компонента ( $\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}$ ) (Al,  $\text{Fe}^{3+}$ )  $[\text{Al}(\text{Si}, \text{Ti})\text{O}_6]$  и 7% жадеитового. Несмотря на ожидаемую роль давления для гранатсодержащих парагенезисов, малое различие пироксенов из шпинелевых и из гранатовых пород объясняется тем, что двупироксеновые эклогитоподобные породы могут образоваться в большом интервале  $T$  и  $P$  в зависимости от железистости и номера плагиоклаза и значительно перекрываются полем шпинель-двупироксеновых гнейсов. Кроме того, в этих высокотемпературных породах действие температуры оказывается, по-видимому, более существенным, чем давления. С понижением железистости можно ожидать, что соответствующие парагенезисы образуются при все более высоких давлениях. Соответственно должно увеличиваться содержание Al<sub>IV</sub> в ортопироксенах и возрастать жадеитовый компонент в клинопироксенах. Действительно, мы видим в ортопироксенах сильную отрицательную корреляцию Al<sub>IV</sub> с  $\text{Fe}^{2+}$  и железистостью, а в клинопироксенах — отрицательную корреляцию Al<sub>IV</sub> с  $\text{Fe}^{2+}$  и железистостью (см. § 7).

Пироксены из чарнокитовых ассоциаций (с калишпатом и кварцем) подразделены на три подтипа:

Таблица 6.6

## Средний состав пироксенов из гранат-двупироксеновых (эклогитоподобных) пород и чарнокитов

| Компоненты, параметры | PM3 (с гранатом), n=18 |       | PM4 (в целом), n=44 |      | PM4a, n=8 |      | PM4б, n=10 |      | PM4в, n=27 |      | MM3, n=15 |      | MM4a, n=9 |       |
|-----------------------|------------------------|-------|---------------------|------|-----------|------|------------|------|------------|------|-----------|------|-----------|-------|
|                       | $\bar{x}$              | S     | $\bar{x}$           | S    | $\bar{x}$ | S    | $\bar{x}$  | S    | $\bar{x}$  | S    | $\bar{x}$ | S    | $\bar{x}$ | S     |
| Si                    | 1915                   | 47    | 1923                | 41   | 1931      | 25   | 1918       | 54   | 1923       | 39   | 1838      | 83   | 1934      | 19    |
| Al <sub>IV</sub>      | 81                     | 50    | 74                  | 43   | 66        | 31   | 74         | 55   | 76         | 41   | 162       | 83   | 65        | 17    |
| Al <sub>VI</sub>      | 35                     | 30    | 35                  | 33   | 32        | 24   | 41         | 49   | 33         | 26   | 113       | 81   | 25        | 20    |
| Ti                    | 8                      | 4     | 11                  | 10   | 9         | 9    | 13         | 12   | 10         | 8    | 19        | 17   | 11        | 7     |
| Fe <sup>3+</sup>      | 50                     | 34    | 42                  | 27   | 34        | 18   | 59         | 38   | 38         | 20   | 69        | 25   | 71        | 28    |
| Fe <sup>2+</sup>      | 897                    | 265   | 962                 | 232  | 935       | 277  | 892        | 150  | 998        | 231  | 279       | 130  | 427       | 190   |
| Mn                    | 26                     | 32    | 17                  | 14   | 23        | 6    | 8          | 7    | 19         | 15   | 6         | 3    | 22        | 17    |
| Mg                    | 927                    | 277   | 886                 | 249  | 923       | 294  | 940        | 141  | 853        | 256  | 709       | 237  | 585       | 169   |
| Ca                    | 48                     | 26    | 37                  | 32   | 36        | 22   | 28         | 21   | 41         | 38   | 742       | 217  | 811       | 52    |
| Na                    | 11                     | 22    | 7                   | 11   | 6         | 5    | 11         | 12   | 6          | 11   | 62        | 37   | 49        | 30    |
| K                     | 2                      | 4     | 4                   | 7    | 2         | 3    | 10         | 10   | 2          | 4    | 9         | 10   | 5         | 4     |
| f                     | 51,5                   | 14,7  | 53,6                | 12,9 | 51,9      | 15,0 | 50,5       | 7,3  | 55,4       | 13,2 | 33,3      | 11,6 | 46,7      | 15,8  |
| f'                    | 49,8                   | 15,2  | 52,5                | 13,1 | 51,0      | 15,2 | 48,8       | 7,6  | 54,5       | 13,5 | 28,8      | 12,4 | 42,9      | 17,0  |
| Σ <sub>1</sub>        | 2001                   | 26    | 2000                | 27   | 1996      | 28   | 2000       | 33   | 2000       | 24   | 2007      | 35   | 2006      | 18    |
| Σ <sub>2</sub>        | 3996                   | 23    | 3996                | 21   | 3993      | 22   | 3992       | 23   | 3998       | 20   | 4007      | 35   | 4005      | 15    |
| $\overline{Fe}$       | 50,1                   | 14,1  | 52,7                | 12,3 | 51,2      | 14,6 | 50,1       | 7,3  | 54,3       | 12,6 | 20,4      | 7,9  | 27,6      | 10,0  |
| $\overline{Mg}$       | 47,4                   | 14,4  | 45,3                | 12,7 | 47,0      | 14,8 | 48,4       | 7,2  | 43,6       | 13,0 | 38,7      | 11,8 | 30,3      | 8,5   |
| $\overline{Ca}$       | 2,5                    | 1,3   | 1,9                 | 1,7  | 1,8       | 1,1  | 1,5        | 1,1  | 2,1        | 1,9  | 40,9      | 10,1 | 42,1      | 3,0   |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 1,223                  | 0,95  | 1,342               | 1,20 | 1,426     | 1,41 | 1,00       | 0,37 | 1,44       | 1,28 | 0,433     | 0,27 | 0,922     | 0,75  |
| K <sub>ок</sub>       | 0,098                  | 0,093 | 0,05                | 0,03 | 0,037     | 0,02 | 0,063      | 0,04 | 0,044      | 0,03 | 0,24      | 0,15 | 0,164     | 0,089 |

3—эклогитоподобные, 4—чарнокиты, а—двупироксеновые, б—с гранатом, в—прочие.

а) промежуточные чарнокиты или двупироксеновые гнейсы:  $PP + MP$  (или  $Por$ ) +  $KПШ + Плаг$  (кислый) +  $Би + Кв$ ;

б) гранатовые чарнокиты:  $PP + KПШ + Плаг$  (кислый) +  $Кв + Gr + Би$ ;

в) собственно чарнокиты:  $PP + KПШ + Плаг$  (кислый) +  $Кв \pm Би + Мт$ .

Гранатовые чарнокиты близки к гранатовым эндербитам, относимым к высокоглиноземистым породам (см. ниже).

Для моноклиновых пироксенов, встречающихся только в подтипе MM4a (см. табл. 6.3 и 6.6), имеется лишь девять анализов (см. Приложение 2, № 691—699). Они относятся к промежуточным салит-авгитам. От сходных пироксенов из двупироксеновых плагиогнейсов без калишпата (MM2в, табл. 6.5) они отличаются значимо по содержанию только второстепенных катионов Fe<sup>3+</sup> и Na.

Содержание жадеитового компонента возросло в среднем до 4,3% в соответствии с понижением основности плагиоклаза. Максимальное содержание жадеита установлено в пироксенах из штатов Пенсильвания и Делавер (№ 697) в ассоциации с плагиоклазом № 2 и кварцем (около 10%). Это значительно меньше, чем можно было ожидать в ассоциации  $MP + Ab + Кв$  при температуре около 800° и давлении 7—8 кбар — около 20%, судя по экспериментальным данным И. Куширо (см. § 1 и дискуссию в § 31).

Все ортопироксены в ассоциации с кварцем (PM2в, PM3, PM4, табл. 6.5 и 6.6) в среднем по железистости не различаются ( $f = 50—55\%$ ), хотя интервал железистости довольно большой ( $S = 12—15\%$ ; см. также рис. 37). Железистость ортопироксена из фаялитовых чарнокитов (№ 699) достигает 85—88%. Такие ортопироксены соответствуют ортопироксенам железистых кварцитов (см. ниже). Отличаются гиперстены из кварцсодержащих ассоциаций (см. табл. 6.6) главным образом второстепенными катионами. Гиперстены в ассоциации с гранатом — из

гранатовых чарнокитов (РМ4б), как и из эклогитоподобных пород (РМ3), содержат около 8% чермакита и 2% К-Na-компонента (эгирина?). Между собой они различаются только по Мп и Са, содержание которых меньше в гранатовых чарнокитах (без МП и КПШ).

Двупироксеновые (промежуточные) чарнокиты содержат гиперстены (РМ4а), практически не отличающиеся от гиперстенов двупироксеновых плагиогнейсов (РМ2в без КПШ). По-видимому, присутствие калишпата и изменение номера плагиоклаза сказывается только на составе клинопироксена. Однако в целом при переходе от двупироксеновых гранулитов к чарнокитам железистость ортопироксенов возрастает, и одновременно плагиоклаз становится более кислым. Поэтому возникает высокая отрицательная корреляция железистости РП и номера плагиоклаза, или содержания анортита в нем (см. § 39, рис. 77). Это служит важным доводом в пользу происхождения большинства двупироксеновых гнейсов и чарнокитов за счет ортопород. Это подчеркивается и тем, что в явных парапородах, например в породах Брокен Хилл в Австралии (Виппс, 1964), такая корреляция между ортопироксеном и плагиоклазом отсутствует. Однако неясно, проходили ли соответствующие породы стадию хотя бы частичного расплавления в процессе метаморфизма или образовались при метаморфизме ортопород.

Среди чарнокитовых пород имеются массивные породы типа гиперстеновых гранитов, которые считаются магматическими. Так, четыре анализированных пироксена (см. Приложения 1 и 2) из чарнокитовых пород (по данным Larsen, Draisin, 1948; Wilson, 1964) считаются магматическими. В них обращают внимание несколько другие соотношения  $Al_{IV}$  и  $K_{ок}$ . Однако более надежные критерии устанавливаются по другим признакам, в частности по коэффициенту распределения Fe и Mg между сосуществующими пироксенами (см. § 34).

Таблица 6.7

Средний состав ортопироксенов из высокэглиноземистых и железистых метасадочных пород двупироксеновой фации

| Компоненты, параметры | РМ5<br>(в целом),<br>n=19 |      | Сапфириновые и<br>шпинелевые поро-<br>ды (недосыщенные)<br>РМ5а, n=4 |      | Эндербиты<br>РМ5б,<br>n=8 |       | Силлиманитовые<br>и гранат-кордье-<br>ритовые гнейсы<br>РМ5в, n=6 |      | Железистые поро-<br>ды (эвлизиты и<br>кварциты)<br>РМ6, n=9 |       |
|-----------------------|---------------------------|------|--|------|---------------------------|-------|---|------|---|-------|
|                       | $\bar{x}$                 | S    | $\bar{x}$  | S    | $\bar{x}$                 | S     | $\bar{x}$   | S    | $\bar{x}$   | S     |
| Si                    | 1846                      | 72   | 1801   | 75   | 1857                      | 60    | 1859  | 70   | 1970  | 46    |
| Al <sub>IV</sub>      | 154                       | 71   | 193  | 74   | 143                       | 60    | 141   | 70   | 27  | 47    |
| Al <sub>VI</sub>      | 99                        | 51   | 143  | 57   | 86                        | 38    | 93  | 45   | 22  | 20    |
| Ti                    | 9                         | 6    | 9  | 6    | 8                         | 4     | 10  | 8    | 5   | 7     |
| Fe <sup>3+</sup>      | 85                        | 77   | 105  | 73   | 57                        | 33    | 106   | 103  | 25  | 22    |
| Fe <sup>2+</sup>      | 620                       | 225  | 486  | 225  | 709                       | 195   | 595   | 213  | 1441  | 118   |
| Mn                    | 6                         | 6    | 5  | 3    | 11                        | 7     | 2   | 2    | 50  | 74    |
| Mg                    | 1137                      | 153  | 1196   | 11   | 1102                      | 153   | 1143  | 160  | 338   | 122   |
| Ca                    | 32                        | 33   | 40   | 43   | 20                        | 13    | 40  | 33   | 53  | 30    |
| Na                    | 4                         | 6    | 12   | 6    | 3                         | 3     | 4   | 8    | 3   | 3     |
| K                     | 4                         | 8    | 3  | 1    | 1                         | 1     | 3   | 6    | 1   | 2     |
| f                     | 38,5                      | 9,5  | 33,3   | 8,6  | 41,3                      | 9,2   | 38,2  | 8,9  | 79,2  | 6,2   |
| f'                    | 35,0                      | 11,4 | 28,4   | 10,9 | 33,3                      | 10,0  | 33,8  | 11,0 | 79,4  | 6,2   |
| Σ <sub>1</sub>        | 1980                      | 30   | 1978   | 22   | 1993                      | 8     | 1969  | 41   | 1989  | 28    |
| Σ <sub>2</sub>        | 3980                      | 33   | 3978   | 22   | 3993                      | 8     | 3969  | 41   | 3993  | 19    |
| $\overline{Fe}$       | 38,2                      | 9,3  | 33,0   | 8,3  | 41,1                      | 9,1   | 33,0  | 8,8  | 77,4  | 5,0   |
| $\overline{Mg}$       | 60,9                      | 39,6 | 66,3   | 9,1  | 57,9                      | 9,0   | 61,2  | 8,9  | 19,9  | 6,1   |
| $\overline{Ca}$       | 0,9                       | 0,7  | 0,7  | 0,8  | 1,1                       | 0,7   | 0,8   | 0,4  | 2,6   | 1,5   |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,581                     | 0,28 | 0,428  | 0,24 | 0,687                     | 0,292 | 0,547   | 0,23 | 4,44  | 2,65  |
| K <sub>ок</sub>       | 0,143                     | 0,15 | 0,206  | 0,15 | 0,084                     | 0,053 | 0,172   | 0,19 | 0,016   | 0,015 |

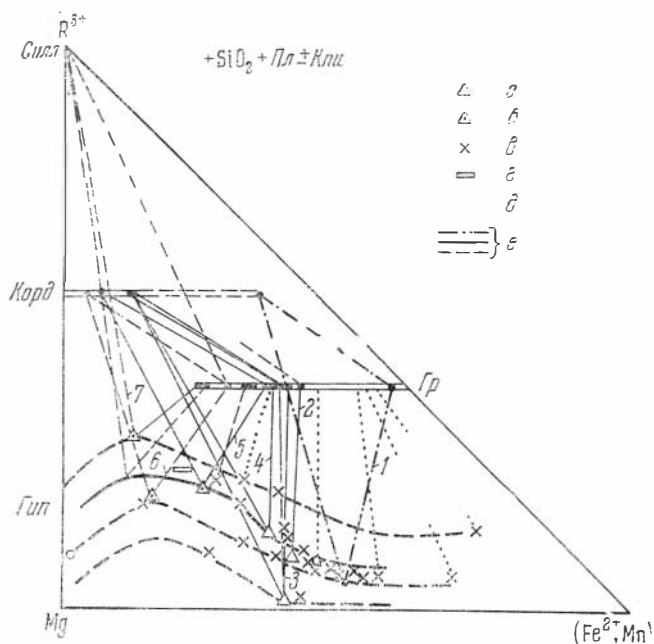


Рис. 38. Ортопироксены пород двухпироксеновой фации, бедных кальцием

*a* — с гранатом, кордиеритом и кварцем; *b* — с гранатом, кордиеритом и сапфирином или шпинелью; *c* — с гранатом и кварцем (эндербиты, чарнокиты, эвлизиты); *d* — с кордиеритом и кварцем; *e* — трехфазовые треугольники для различных фаций и субфаций [1 — Китаками, Япония (с антофиллитом вместо *PP*); по Н. В. Соболеву, 1964]; 2 — Лаахерское озеро (Branns, 1912); 3 — Чарская глыба, Станозик (Кориковский, 1967); 4 — губа Сотайоки, Финляндия (Eskola, 1952); 5 — Ангарктида, оазис Бакгера (со шпинелью; Равич и др., 1966); 6 — Валькодера, Италия (с сапфирином; Barker, 1964); 7 — р. Алы, Анабарский массив (материалы Б. Г. Лутца); *e* — конноды для пар *PP* — гранат (без кордиерита)

Для высокоглиноземистых пород двухпироксеновой фации в целом характерен алюмогиперстен (табл. 6.7), содержащий в среднем 17% чермакита, хотя содержание Al довольно сильно колеблется в зависимости от ассоциации и *P*—*T* условий образований. Здесь надо различать прежде всего недосыщенные  $\text{SiO}_2$  породы с сапфирином или железистой шпинелью, примыкающие к ультраосновным породам двухпироксеновой фации (тип  $\text{PM5a}$ ), гранат-ортопироксеновые породы типа эндербитов (тип  $\text{PM5b}$ ), сходные с гранатовыми чарнокитами с калишпатом, и, наконец, силлиманитовые и гранат-пирперстен-кордиеритовые гнейсы (тип  $\text{PM5в}$ ).

Как видно из рис. 38, предельной по содержанию Al в ортопироксене является ассоциация с гранатом, богатым пиропом, и для недосыщенных пород ассоциация сапфирин + шпинель или сапфирин + силлиманит. Гиперстены с сапфирином содержат избыток  $\text{R}_2\text{O}_3$ , главным образом вследствие завышенного содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в анализах, приводимых Б. Г. Лутцем. Ассоциации гиперстена с силлиманитом и кварцем дают предельное содержание для кварцсодержащих пород, содержание Al в гиперстене в ассоциации с кордиеритом и кварцем может меняться в широких пределах и в среднем ниже, чем в предыдущих ассоциациях (см. табл. 6.9).

Наиболее высокие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (около 11 вес.%) установлены в трех гиперстенах: из пироп-сапфириновой породы Анабарского массива (№ 214, материалы Б. Г. Лутца), в железистом ортопироксене в ассоциации со шпинелью из Британской Гвианы (№ 108), в гиперстене с сапфирином и силлиманитом из Италии (№ 212) (о роли алюминия в ортопироксенах см. § 34). Следует отметить, что гиперстены гранатовых эндербитов (без *КПШ*) богаче Al, чем гранатовых чарнокитов (с *КПШ*). Как и во всех других ортопироксенах без клинопироксена (или роговой обманки), содержание Na-Ca-компонента меньше 5%.

В высокотемпературных железистых породах — эвлизитах, железистый ортопироксен ассоциируется с кварцем, фаялитом и (или) спесартин-альмандином ( $\pm$  грюнерит, часто наложенный), а в железистых кварцитах — с магнетитом и кварцем. Ортопироксены здесь — наиболее железистые, соответствуют эвлизитам и ферросилитам, хотя и

перекрываются частично наиболее железистыми пироксенами из фаялитовых чарнокитов. Дополнительный анализ с помощью критерия  $\chi^2$  показывает, что переход от ассоциаций с магнетитом и кварцем к ассоциациям с фаялитом или гранатом сопровождается понижением содержания  $Fe^{3+}$  и повышением  $Fe^{2+}$  при постоянной средней общей железистости. Содержание чермакита невелико (3,5%).

В двупироксеновой фации пироксены широко распространены в известково-силикатных породах и мраморах, где представлены, естественно, только кальциевыми клинопироксенами. По самим ассоциациям отличить эти породы от более низкотемпературных пород в амфиболитовой фации очень трудно. Главное значение имеет тесная пространственная ассоциация с гиперстенсодержащими и другими породами двупироксеновой фации, но для опубликованных анализов это не всегда хорошо известно. Мы рассмотрим здесь несколько условно пироксены из так называемых известково-силикатных или кальциевых гнейсов, большинство которых принадлежит к комплексам пород двупироксеновой фации, но частично относится к амфиболитовой фации. К более низкотемпературным пироксенам амфиболитовой фации мы отнесем пироксены из глубинных скарнов и флогопитовых месторождений, хотя в них часть пироксенов в действительности может оказаться более высокотемпературной.

Для кальциевых гнейсов с клинопироксенами характерны ассоциации:

- 1) ММ6а: *МП + Плаг* (основной) + *Кв ± Волл, Грос, Ка*;
- 2) ММ6б: *МП + Скар* + *Кв ± Ка, Би, Орт*;
- 3) *МП + Грос* (альмандинсодержащий) + *Кв* (последнюю ассоциацию мы присоединили к глубинным скарнам, см. ниже).

В табл. 6.3 приведены средние составы из суммарной выборки пироксенов кальциевых гнейсов и из плагиоклазовых и скаполитовых ассоциаций отдельно. Вместе с пироксенами кальциевых гнейсов в Приложении 2 приведены пироксены из скарноидов [без кварца: *МП + Плаг (Скар) ± Ка, Сл*] и шесть пироксенов из пироксен-амфибол-плагиоклазовых сланцев Алданского щита (Кицул, 1966), отличающиеся присутствием роговой обманки. Последние оказались ближе по составу к клинопироксенам из амфиболитов с куммингтонитом и лишь несколько отличаются от них повышенным содержанием суммарного Al. Геологическая позиция этих пород, по описаниям Кицула, не вполне ясна, но возможно, это действительно породы амфиболитовой фации. Особняком стоят также пироксены из скарноидов среди мигматитов и чарнокитов Приазовья (Хмарук, Щербаков, 1965), близкие к ферриавгитам глубинных скарнов (см. ниже).

Собственно пироксены из кальциевых гнейсов и скарноидов, как и из других известковых пород, богаты кальцием (как правило,  $Ca > 900$ ) в отличие от других пироксенов двупироксеновой фации. Клинопироксены из известково-силикатных гнейсов соответствуют салитам и по близкому содержанию  $R^{3+}$  и железистости напоминают клинопироксены из двупироксеновых гнейсов с кварцем. Пироксены из плагиоклазовых и скаполитовых парагенезисов (ММ6а и 6б) практически не различаются. Пироксены из скарноидов без кварца соответствуют салит-авгитам, отличаются повышенным содержанием  $Al_{IV}$  и  $Fe^{3+}$  и более низкой железистостью.

В целом, как видно из рис. 37, пироксены из кальциевых гнейсов имеют весьма переменный состав и охватывают почти весь интервал колебания составов пироксенов двупироксеновой фации. Это согласуется с неоднородным составом осадочных пород, но, по-видимому, требует дополнительного подразделения этой группы пироксенов.

Подводя итоги обсуждения результатов изучения пироксенов двупироксеновой (гранулитовой) фации и сравнивая их между собой (табл. 6,2, 6.3 и др., рис. 37), можно видеть, что железистость орто- и клинопироксенов закономерно возрастает с переходом от ультраосновных к основным и далее пересыщенным SiO<sub>2</sub> ассоциациям. Исключение составляют только глиноземистые и кальциевые гнейсы — типичные паропороды, где железистость клино- и ортопироксенов колеблется в широких пределах незакономерно. Содержание Al и суммарное содержание R<sup>3+</sup> в орто- и клинопироксенах зависят в основном от наличия или отсутствия глиноземистых минералов — шпинели, граната, силлиманита, сапфирина, частично от температуры (в пределах одной ассоциации). Содержание Fe<sup>3+</sup>, Ti, Mn, Ca и Na в пироксенах в среднем одно и то же в большинстве парагенетических типов. Исключение составляют типичные паропороды: в ортопироксенах глиноземистых пород повышено содержание Fe<sup>3+</sup>, а железистых пород — содержание Mn; в клинопироксенах известково-силикатных пород понижено содержание Ti и повышено содержание Ca и Fe<sup>3+</sup>. В пироксенах эклогитоподобных пород с гранатом также имеются отклонения: ортопироксены несколько обогащены Mn, а клинопироксены Na (соответственно меньше Ca).

### § 23. ПИРОКСЕНЫ БИОТИТ-СИЛЛИМАНИТОВОЙ (АМФИБОЛИТОВОЙ) ФАЦИИ И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОРОД

В породах амфиболитовой фации пироксены встречаются реже, чем в двупироксеновой, и в довольно ограниченном по составу наборе пород; в соответствии с этим мы имеем значительно меньшую численность выборки (см. табл. 6.1) — 31 анализ ортопироксенов и 109 анализов клинопироксенов, причем более половины (63) клинопироксенов относятся к известковым и известково-силикатным породам. Для более низкотемпературных пород средних и низких давлений известны немногочисленные анализы диопсидов из основных пород и родингитов в серпентинитах, а также эгиринов из железистых кварцитов, поэтому мы рассмотрим их в сравнении с соответствующими пироксенами амфиболитовой фации.

Ромбические пироксены в амфиболитовой фации (табл. 6.8) известны только в двух довольно редких типах пород: магне-

Таблица 6.8

Средний состав ортопироксенов из пород амфиболитовой фации

| Компоненты       | Амфиболиты РМ7б, n=6 |     | Магнезиальные скарны РМ7а, n=11 |     | Железистые породы РМ8, n=11 |     | Пиррометры           | Амфиболиты РМ7б, n=6 |      | Магнезиальные скарны РМ7а, n=11 |      | Железистые породы РМ8, n=11 |       |
|------------------|----------------------|-----|---------------------------------|-----|-----------------------------|-----|----------------------|----------------------|------|---------------------------------|------|-----------------------------|-------|
|                  | $\bar{x}$            | S   | $\bar{x}$                       | S   | $\bar{x}$                   | S   |                      | $\bar{x}$            | S    | $\bar{x}$                       | S    | $\bar{x}$                   | S     |
| Si               | 1941                 | 32  | 1949                            | 51  | 1983                        | 18  | f                    | 29,8                 | 8,8  | 5,1                             | 4,4  | 72,2                        | 10,1  |
| Al <sub>IV</sub> | 50                   | 39  | 49                              | 51  | 14                          | 7   | f'                   | 28,7                 | 9,2  | 4,8                             | 4,6  | 71,2                        | 10,4  |
| Al <sub>VI</sub> | 37                   | 44  | 27                              | 29  | 2                           | 5   | Σ <sub>1</sub>       | 2011                 | 23   | 2000                            | 29   | 1993                        | 25    |
| Ti               | 4                    | 23* | 3                               | 3   | 1                           | 2   | Σ <sub>2</sub>       | 4003                 | 19   | 3998                            | 23   | 3985                        | 16    |
| Fe <sup>3+</sup> | 28                   | 20  | 6                               | 7   | 76                          | 24  | $\overline{Fe}$      | 29,1                 | 8,4  | 5,1                             | 4,5  | 69,9                        | 9,6   |
| Fe <sup>2+</sup> | 525                  | 169 | 106                             | 156 | 1297                        | 127 | $\overline{Mg}$      | 68,4                 | 9,6  | 86,6                            | 2,5  | 27,0                        | 10,0  |
| Mn               | 13                   | 8*  | 6                               | 15  | 38                          | 34  | $\overline{Ca}$      | 2,5                  | 2,0  | 0,3                             | 0,4  | 3,1                         | 1,5   |
| Mg               | 1345                 | 211 | 1871                            | 105 | 510                         | 157 | Fe <sup>2+</sup> /Mg | 0,416                | 0,17 | 0,052                           | 0,05 | 2,877                       | 1,49  |
| Ca               | 49                   | 38  | 7                               | 7   | 64                          | 25  | K <sub>ок</sub>      | 0,06                 | 0,06 | 0,098                           | 0,19 | 0,05                        | 0,015 |
| Na               | 8                    | 17* | 3                               | 3   | 10                          | 12  |                      |                      |      |                                 |      |                             |       |
| K                | 3                    | 7*  | 1                               | 1   | 2                           | 3   |                      |                      |      |                                 |      |                             |       |

\*Компоненты, колебания содержания которых не превышают точности анализов (см. § 3).

зиальные ортопироксены в бескварцевых ассоциациях (ультраосновные породы и магнезиальные скарны) и в железистых породах с кварцем. В бескварцевых ассоциациях ортопироксен не встречается с клинопироксеном. Здесь имеются немногочисленные анализы из следующих ассоциаций:

1. Амфиболиты:  $РП + Ант$  или  $Жедр \pm Би$ ; сюда же мы включили два анализа из ассоциации  $РП + Плаг + Кум$ , т. е. собственно из основных пород. Ортопироксены из амфиболитов имеют среднюю железистость около 30%, не опускаются ниже 13% и не поднимаются выше 40%; они содержат меньше трехвалентных катионов, в частности  $Fe^{3+}$  и тем несколько отличаются от ортопироксенов из бескварцевых ассоциаций в двупироксеновой фации ( $PM16 + PM2a$ ) (значимые отличия по  $Fe^{3+}$  и  $R_{сум}^{3+}$ ). Содержание чермакита 6% вместо 7—10% в двупироксеновой фации.

2. Магнезиальные скарны:  $Эн + Фор + Та + Шп \pm Ант$  или  $Тр$ . Такие ассоциации могут встречаться и в двупироксеновой фации (например, анализ 84 из Кореи), но большинство анализов относится к Юго-Западному Памиру, где магнезиальные скарны залегают среди пород фаций амфиболитовой и дистеновых гнейсов и отличаются постоянным присутствием талька и пониженным содержанием  $Al$ , даже в шпинельсодержащих ассоциациях (анализы 340—342). Ортопироксены из магнезиальных скарнов в ассоциации без шпинели представлены очень чистыми энстатитами — содержат меньше всего примесей из всех земных проанализированных ортопироксенов (№ 82, 340). В целом ортопироксены из магнезиальных скарнов представлены энстатитами с переменным содержанием чермакита (0—10%).

Ортопироксены из железистых пород охарактеризованы 11-ю анализами и относятся к железистой формации в провинции Северный Квебек, Канада (Кранск, 1961) и КМА, Украина (Половко и др., 1960; Стрыгин, 1964). Анализы из работы Кранка — спектрохимические, но они дополнены определением щелочей и по всем признакам вполне удовлетворительны (в Приложение 1 включены те из анализов Кранка, которые удовлетворяют нашим требованиям о сумме катионов, сумме анализа и т. д.). Наоборот, по этим же критериям мы вынуждены были отбросить многочисленные анализы орто- и клинопироксенов той же железистой формации Северного Квебека из работы Мюллера (Mueller, 1960). Ортопироксены из железистых пород указанных формаций характеризуются ассоциациями: а)  $РП$  (железистый) +  $Гед + Кум$  или б)  $РП$  (железистый) +  $Кум + Ка + Кв$  и на этом основании отнесены к амфиболитовой фации. Их средний состав ( $PM8$ ) приведен в табл. 6.8. Они мало отличаются от пироксенов из эвлизитов в двупироксеновой фации и по большинству параметров, кроме повышенного содержания  $Fe^{3+}$ , более низкого содержания  $Al$  и несколько более низкой железистости. Несомненно, что в этих ортопироксенах по крайней мере часть  $Fe^{3+}$  входит на место  $Si$  (см. табл. 6.8 и § 7). В среднем они соответствуют эвлизитам ( $f \approx 80$ ) содержанием 3% феррочермакита и 1,2% эгирина (?).

Моноклинные пироксены в амфиболитовой фации не встречаются совместно с ромбическими за исключением железистых пород, где оба железистых пироксена сосуществуют вместе (см. выше). Моноклинные пироксены в амфиболитовой фации относятся к следующим группам пород (см. табл. 6.1 и рис. 39): ММ9 — амфиболиты и близкие к ним породы, ММ10 — эклогитоподобные породы без гиперстена; ММ12 — глубинные скарны и скарноиды, ММ8 — флогопитовые месторождения, ММ11 — железистые породы, к которым примыкает тип ММ14 — эгирины из низкотемпературных кварцитов. Кроме того, имеется небольшая группа из других низкотемпературных пород (ММ13, ММ15).

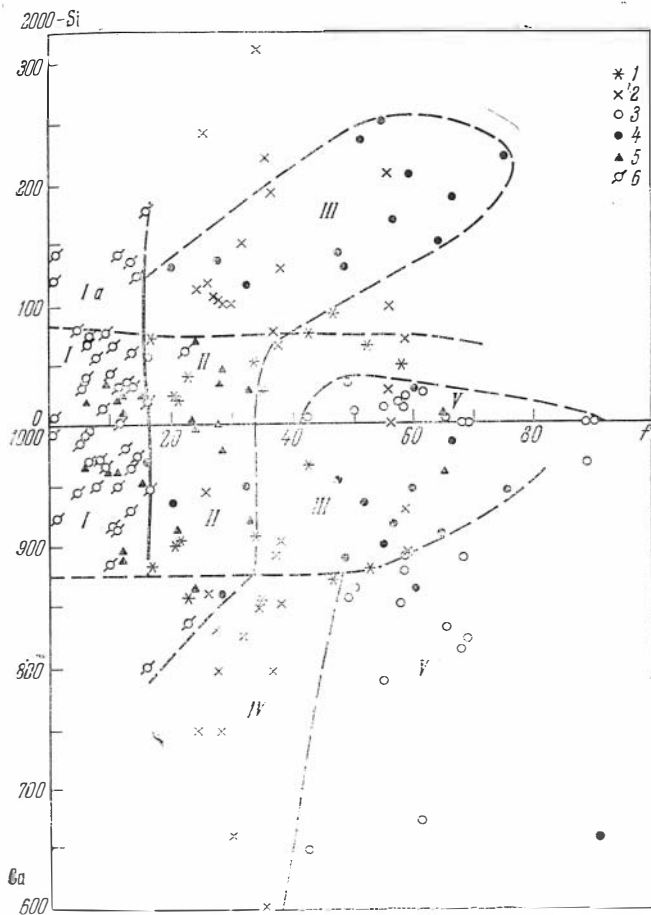


Рис. 39. Клинопироксены из пород биотит-силлиманитовой фации и глубинных скарнов

1 — амфиболиты, 2 — эклогитоподобные породы без гиперстена, 3 — железистые породы, 4 — глубинные железорудные скарны, 5 — околоскарновые породы, 6 — флогопитовые месторождения и магнеталевые скарны. Поля пироксенов: I—III — скарновые пироксены, IV — пироксены эклогитоподобных пород, V — пироксены железистых пород

В амфиболитах характерна ассоциация  $МП + Плаг$  (№ 30—50) +  $Рог + Кв$ ,  $Эп$ . Иногда вместо роговой обманки присутствует куммингтонит. Сюда же отнесены диопсид-плагиоклаз-амфиболовые «пегматитовые жилы» из Северной Карелии и других районов, а также диопсид-плагиоклаз-амфиболовые сланцы федоровской свиты Алданского щита (Кицул, 1966), упомянутые выше вместе с пироксенами известково-силикатных гнейсов. Средний состав пироксена в этих сланцах и амфиболитах (табл. 6.9) соответствует, однако, не диопсиду, а салиту ( $f=32,7$ ;  $f'=25,3\%$ ), содержащему 6,5% сложного чермакита и 3% эгирин-жадеита. От среднего состава клинопироксенов дупироксеновых гнейсов, кроме более низкой железистости, они значимо, хотя и слабо, отличаются более низкими содержаниями  $Al_{сум}$   $Ti$  и более высокими  $Fe^{3+}$  и  $K_{ок}$ . Более резко эти диопсиды отличаются от богатых алюминием алюмоавгитов из шпинельсодержащих дупироксеновых гнейсов и высокотемпературных гранулитов без роговой обманки. Существенное различие выявляется при сравнении сумм  $(Na + Ca)$  и  $(Fe^{2+} + Mn + Mg)$ : в клинопироксенах дупироксеновых гнейсов во всех случаях  $(Na + Ca) < (Fe^{2+} + Mn + Mg)$  при среднем дефиците  $(Na + Ca)$  около 150 единиц в формуле, тогда как в клинопироксенах амфиболитов  $(Na + Ca) \approx (Fe^{2+} + Mn + Mg)$ .

Все указанные отличия — более низкая железистость, более низкое содержание  $(Al + Ti)$ , более высокое значение  $K_{ок}$ , примерное равенство  $(Na + Ca)$  и  $(Fe^{2+} + Mn + Mg)$  — подтверждают более низкие температу-



## Средний состав моноклинных пироксенов из амфиболитовой фации

| Компоненты, параметры | Амфиболиты  |              | Эклогитоподобные (без гиперстена)<br>MM10,<br>n=18 | Железистые породы |               |              | Флогопитовые месторождения (Mg-скарны) |            |           | Глубинные железорудные скарны |           |                |           |           |           | Мраморы<br>MM12г,<br>n=10 |           |      |      |
|-----------------------|-------------|--------------|--|-------------------|---------------|--------------|--|------------|-----------|-------------------------------|-----------|----------------|-----------|-----------|-----------|---------------------------|-----------|------|------|
|                       | MM9,<br>n=9 | MM9a,<br>n=6 |  | MM11a,<br>n=4     | MM11,<br>n=14 | MM8a,<br>n=5 | MM8б, n=23                             | MM12, n=28 |           | MM12a,<br>n=15                |           | MM12б,<br>n=12 |           | $\bar{x}$ | S         |                           |           |      |      |
|                       | $\bar{x}$   | S            | $\bar{x}$  | S                 | $\bar{x}$     | $\bar{x}$    | S                                      | $\bar{x}$  | $\bar{x}$ | S                             | $\bar{x}$ | S              | $\bar{x}$ | S         | $\bar{x}$ | S                         | $\bar{x}$ | S    |      |
| Si                    | 1936        | 65           | 1918   | 1870              | 73            | 1990         | 1992                                   | 14         | 1725      | 1927                          | 51        | 1912           | 75        | 1857      | 68        | 1971                      | 16        | 1970 | 17   |
| Al <sub>IV</sub>      | 54          | 61           | 71   | 123               | 69            | 14           | 6                                      | 6          | 275       | 63                            | 53        | 87             | 76        | 141       | 67        | 29                        | 16        | 27   | 16   |
| Al <sub>VI</sub>      | 18          | 34           | 33   | 86                | 83            | 34           | 6                                      | 7          | 128       | 19                            | 28        | 39             | 34        | 48        | 41        | 30                        | 20        | 27   | 23   |
| Ti                    | 7           | 6            | 3  | 14                | 9             | 14           | —                                      | —          | 32        | 3                             | 4         | 6              | 8         | 10        | 13        | 1                         | 1         | 4    | 6    |
| Fe <sup>2+</sup>      | 80          | 60           | 93   | 87                | 68            | 361          | 111                                    | 107        | 63        | 45                            | 36        | 68             | 64        | 108       | 69        | 25                        | 23        | 12   | 12   |
| Cr                    | 2           | 4            | —  | 1                 | 13            | —            | —                                      | —          | —         | —                             | —         | —              | —         | —         | —         | —                         | —         | —    | —    |
| Fe <sup>2+</sup>      | 236         | 195          | 235  | 302               | 204           | 312          | 551                                    | 169        | 52        | 54                            | 51        | 286            | 250       | 377       | 149       | 153                       | 73        | 146  | 190  |
| Mn                    | 7           | 6            | 13   | 5                 | 8             | 4            | 20                                     | 24         | 5         | 3                             | 3         | 8              | 10        | 8         | 5         | 7                         | 5         | 4    | 7    |
| Mg                    | 707         | 33           | 706  | 663               | 147           | 389          | 406                                    | 147        | 750       | 921                           | 49        | 640            | 230       | 492       | 168       | 817                       | 101       | 836  | 162  |
| Ca                    | 892         | 34           | 887  | 786               | 213           | 551          | 817                                    | 92         | 985       | 956                           | 56        | 932            | 40        | 927       | 36        | 943                       | 43        | 960  | 38   |
| Na                    | 24          | 24           | 28   | 63                | 41            | 379          | 71                                     | 95         | 10        | 18                            | 20        | 30             | 28        | 30        | 26        | 31                        | 40        | 22   | 24   |
| K                     | 5           | 5            | 2  | 4                 | 6             | 1            | 1                                      | 1          | 2         | 3                             | 6         | 3              | 4         | 4         | 6         | 1                         | 1         | 2    | 3    |
| $f$                   | 32,7        | —            | 32,7   | 36,4              | 10,7          | 62,3         | 62,9                                   | 13,1       | 13,6      | 10,1                          | 5,1       | 36,7           | 21,2      | 49,9      | 17,3      | 18,6                      | 8,3       | 16,6 | 9,2  |
| $f'$                  | 25,3        | —            | 25   | 29,3              | 14,6          | 44,9         | 57,9                                   | 17,6       | 6,8       | 6,4                           | 4,0       | 31,4           | 19,6      | 44,2      | 17,3      | 16,5                      | 8,0       | 15,3 | 9,1  |
| $\Sigma_1$            | 1978        | —            | 2000   | 2010              | 45            | 2044         | 1984                                   | 24         | 2027      | 2026                          | 42        | 2002           | 20        | 2004      | 22        | 1996                      | 14        | 2011 | 18   |
| $\Sigma_2$            | 3968        | —            | 3999   | 4003              | 40            | 4043         | 3982                                   | 17         | 4027      | 4016                          | 35        | 4001           | 19        | 4002      | 21        | 3996                      | 14        | 4008 | 14   |
| $\overline{Fe}$       | —           | —            | —  | 21,6              | 8,1           | —            | —                                      | —          | —         | 5,6                           | 2,6       | —              | —         | 26,1      | 9,0       | 9,6                       | 4,2       | —    | —    |
| $\overline{Mg}$       | —           | —            | —  | 36,9              | 8,2           | —            | —                                      | —          | —         | 46,1                          | 2,7       | —              | —         | 25,6      | 8,8       | 41,9                      | 4,9       | —    | —    |
| $\overline{Ca}$       | —           | —            | —  | 42,5              | 11,6          | —            | —                                      | —          | —         | 47,9                          | 2,6       | —              | —         | 48,3      | 1,2       | 48,5                      | 2,1       | —    | —    |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | —           | —            | —  | 0,486             | 0,38          | —            | 1,984                                  | 2,01       | —         | 0,068                         | 0,046     | 0,598          | 0,43      | 0,944     | 0,56      | 0,201                     | 0,12      | —    | —    |
| $K_{ок}$              | 0,25        | —            | 0,39   | 0,28              | 0,23          | 0,53         | 0,18                                   | 0,20       | 0,55      | 0,46                          | 0,29      | 0,19           | 0,11      | 0,23      | 0,12      | 0,14                      | 0,10      | 0,08 | 0,07 |

MM9 — средний состав пироксенов из амфиболитов; MM9a — то же, из амфиболовых сланцев Адзганского щита (Кицул, 1966); MM12a — средний состав пироксенов из глубинных железисто-известковых скарнов, MM12б — то же из известковых экзоскарнов и скарноидов.

ры образования пироксенов из амфиболитов (подробнее о температурных зависимостях см. § 33 и 34).

Пироксены из эклогитоподобных пород (без гиперстена) (ММ10в, см. табл. 6.9) характеризуются ассоциацией  $МП + Рог + Гр$  (Са-альмандиновый) +  $Плаг (Скан) \pm Кв, Сл$ . По железистости, содержанию  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  они не отличаются от пироксенов из амфиболитов, но значительно отличаются более высокими содержаниями  $Al_I$ ,  $Al_{VI}$  и Na и более низкой кальциевостью, т. е. относятся к натрийсодержащим авгитам. Сложного чермакита в них 12,5%, эгирина-жадеита — 7%. Они весьма близки к более высокотемпературным пироксенам из эклогитоподобных гранат-двупироксеновых гнейсов (ММ3, см. табл. 6.6), лишь несколько отличаются по содержанию алюминия (значимое отличие лишь по  $Al_{сум} = 209$  в низкотемпературных и 275 в высокотемпературных).

В то же время среди этих пироксенов встречаются пироксены, довольно богатые жадеитом и бедные чермакитом (например, пироксен № 759, см. рис. 39 и 42) из гранат-пироксен-скаполитового гнейса из Ганы (Knorring, Kennedy, 1958). Судя по отрицательным связям  $Fe^{2+}$  с  $Fe^{3+}$  и Na,  $Fe^{2+}$  с  $Al_{VI}$  и положительной связи  $Fe^{3+}$  и Na, натрий и  $Fe^{3+}$  входят в основном в виде эгирина, замещая жадеитовый компонент, с окислением части  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$ , аналогично другим низкотемпературным Na-пироксенам (см. ниже).

К глубинным скарнам и скарноидам, соответствующим условиям амфиболитовой фации, отнесены породы типа скарнов Адирондака, юга Алданского щита (месторождение Таежное и др.), которые залегают среди гранито-гнейсовых толщ и тесно с ним связаны, в отличии от явных контактово-метасоматических скарнов в верхней структурной зоне земной коры. Эти пироксены отнесены к амфиболитовой фации, как мы отмечали в предыдущем параграфе, несколько условно.

Для глубинных скарнов характерно, что это в основном магнезиальные скарны, содержащие нередко гиперстен, или известково-железистые скарны, образовавшиеся по магнезиальным скарнам (юг Алданского щита, Адирондак и другие районы). В пределах каждой из двух групп скарнов следует выделять пироксены оруденелых скарнов и эндоскарнов и пироксены околоскарновых пород. В табл. 6.9 приведены средние составы пироксенов из известковых скарнов в целом (ММ12), из эндоскарнов известково-железистых (ММ12а), из околоскарновых пород (ММ12б), из магнезиальных околоскарновых пород и флогопитовых месторождений (ММ8б). Немногочисленные анализы пироксенов магнезиальных шпинель-пироксеновых эндоскарнов (ММ8а) приведены в Приложении 2 и в § 26 вместе с другими пироксенами из пироксен-шпинелевых скарнов. Ортопироксены магнезиальных скарнов охарактеризованы выше.

Общее для всех этих пироксенов, как и в других известково-силикатных породах, — только высокое содержание Са (около 950). По остальным параметрам они существенно различаются. Средний состав пироксенов из известковых скарнов сходен с составом пироксенов из амфиболитов (кроме содержания Са), однако это сходство вряд ли имеет большое значение, так как пироксены эндоскарнов и околоскарновых пород резко различаются: эндоскарны и оруденелые скарны (в целом их можно назвать известково-железистыми скарнами) содержат недосыщенный Si пироксен, одновременно богатый Al и  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ .

Такие пироксены в специальной статье Свешникова и Шабьнин (1961) предложили называть ферриавгитами<sup>1</sup>. Для них характерна ассоциация:  $МП + Андр-Грос + Мт \pm Ка$  или  $ПШ + Рог$ . Пироксены из око-

<sup>1</sup> По нашей классификации они относятся к салит-авгитам, т. е. богаты кальцием.

лоскарновых пород и скарноидов находятся в ассоциации:  $МП + Ка + Са-Аl-силикаты$  (*Скан, Грос, Вез*) или  $Са-силикаты$  (*Волл*)  $\pm Кв$ . Они резко отличаются от ферриавгитов с низкой железистостью и низким содержанием  $R^{3+}$ , т. е. фактически относятся к диопсидам и салитам. Промежуточное положение между ферриавгитами и диопсидами экзоскарнов занимают (по нескольким анализам) пироксеновые эндоскарны с полевыми шпатами, но без граната и магнетита, которые были включены в группу пироксенов эндоскарнов вместе с ферриавгитами. В результате в суммарной выборке пироксенов из глубинных известковых скарнов содержание трехвалентных катионов закономерно возрастает с возрастанием железистости, что видно из положительной корреляции  $Fe^{2+}$  с  $Al_{IV} Fe^{3+}$  и  $Ti$  (см. § 7, рис. 39).

У пироксенов магнезиальных скарнов даже в эндоконтактах очень низка железистость (особенно  $f'$ ). В пироксен-шпинелевых эндоскарнах они представлены фассаитами и отличаются от пироксенов экзоконтактов и флогопитовых месторождений очень высоким содержанием  $Al$  и низким  $Fe^{2+}$ . Вероятная схема изоморфизма  $Fe^{2+}Si \rightleftharpoons 2Al$ , так как содержания остальных компонентов не различаются (ММ8а табл. 6.9; подробнее о фассаитах см. § 26). Пироксены из магнезиальных экзоскарнов ММ8б, из известковых околоскарновых пород ММ12б и из мраморов (ММ12г) по среднему составу почти не отличаются и все представлены диопсид-салитами (см. табл. 6.9).

Пироксены магнезиальных экзоскарнов объединены с пироксенами флогопитовых месторождений ММ8б, характеризующихся довольно постоянным парагенезисом:  $МП + Флог + Ка \pm Скан, Ан, Вез$  или *Грос*. Следует иметь в виду, что эти метаморфические породы образуются при повышенном потенциале калия и могут образовываться за счет и шпинель-пироксеновых эндоскарнов и экзоскарнов (Коржинский, 1963). Присутствие Са-, Al-силикатов сближает их с известковыми околоскарновыми породами. В результате в этой группе пироксенов наблюдается заметная переменность состава в отношении содержания  $Al, Fe^{2+}, Mg$  и Са. Некоторые пироксены флогопитовых месторождений заметно отличаются от пироксенов экзоскарнов, но большинство близки к ним. Главное отличие заключается в пониженном содержании Са в некоторых пироксенах флогопитовых месторождений, что отражается и в средних содержаниях Са (см. табл. 6.12, Приложение 2). Это можно связать либо с влиянием

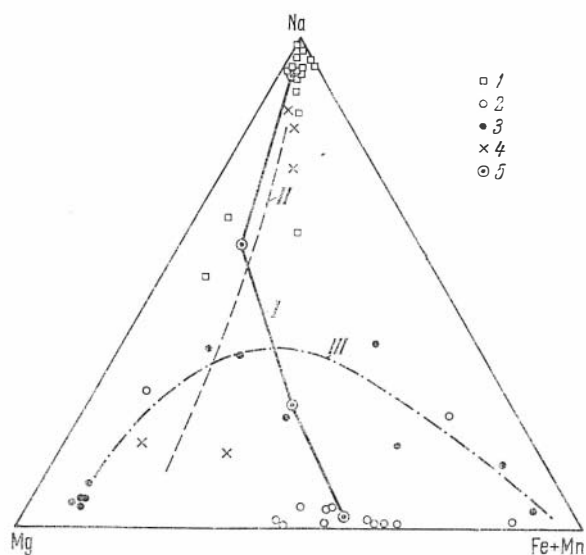


Рис. 40. Эгириновые клинопироксены из железистых пород и щелочных метасоматитов

1 — низкотемпературные железистые кварциты; 2 — железистая формация среднетемпературная; 3 — скарноиды и кальцифиры, связанные со щелочными породами; 4 — щелочные метасоматиты (фенинты и др.); 5 — средние составы пироксенов железистых пород. Направления изменения составов клинопироксенов: I — в железистых породах с понижением температуры, II — в щелочных метасоматитах с повышением потенциала Na, III — в скарноидах при повышенной концентрации (потенциале) Na в растворе

высокого потенциала калия, либо с наличием примесей других минералов, в частности флогопита.

Пироксены из мраморов наиболее близки к диопсидам и салитам, но содержат в среднем наименьшее количество ионов  $R^{3+}$ . Среди них встречаются очень чистые разновидности. В выборку «пироксены из мраморов» включены пироксены из контактовых и регионально метаморфизованных мраморов, поскольку пироксен в ассоциации  $Ди+Ка \pm Кв$  не имеет заметных отличий в разных фациях.

Клинопироксены из железистых пород амфиболитовой фации, ассоциирующиеся с элитом и (или) куммингтонитом, относятся к феррисалитам с небольшой примесью эгирина (см. ММ11, табл. 6.9; рис. 40). В феррисалитах и геденбергитах, ассоциирующихся с ортопироксеном, эгирина не более 10%. В результате наиболее низких температур, возможных для пар  $РП-МП$ , и частичного окисления в геденбергите  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$  коэффициент распределения  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  наиболее отклоняется от единицы и равен 1,8—2,2 (см. § 37). Клинопироксены с куммингтонитом без ортопироксена могут содержать больше эгирина (до 30%) и приближаться к некоторым эгирин-геденбергитам низкотемпературных эгириновых кварцитов (рис. 40).

Большинство эгиринов низкотемпературных железистых кварцитов (ММ14, табл. 6.10 и рис. 40) довольно близки к чистому эгирину, и лишь три анализа соответствуют эгирин-геденбергиту с содержанием эгирина ~ 50%. Эти пироксены относятся к ранним генерациям эгирина (Елисеев и др., 1961) и, возможно, более высокотемпературны. Таким образом, расположив в один ряд типы ММ5—ММ11—ММ11а—ММ14а—ММ14, мы убедимся, что в железистых породах с понижением температуры закономерно возрастает содержание эгирина, причем до типа ММ14а общая железистость практически не меняется ( $f \approx 65\%$ ), а происходит окисление собственного железа пироксенов до  $Fe^{3+}$  с одновременной заменой  $Ca$  на  $Na$ . Это хорошо видно на рис. 44. Только при самых низких температурах образуются чистые эгирины и железистость возрастает, по-видимому, вследствие реакции с магнетитом (или гематитом) породы. В низкотемпературных эгиринах, как и в других пироксенах железистых пород, наблюдается нехватка ( $Na+Ca$ ), которая, по-видимому, восполняется  $Fe^{2+}$  и  $Mn$ . Впрочем, в эгиринах возможны довольно значительные ошибки определения  $Fe^{3+}$  и  $Na$  из-за их весьма высоких содержаний.

Эгирины могут быть очень низкотемпературными, как, например, аутигенный акмит из пород формации Грин Ривер, США (Milton, Eugster, 1959).

Таблица 6.10

Средний состав клинопироксенов из низкотемпературных пород

| Компоненты, параметры | Эгирины из кварцитов ММ14, n=18 |     | Эгирин-геденбергиты ММ14а, n=3 | Диопсиды из зелено-каменных пород ММ13, n=4 | Диопсиды из родингитов и нефритов ММ15, n=5 | Компоненты, параметры | Эгирины из кварцитов ММ14, n=18 |      | Эгирин-геденбергиты ММ14а, n=3 | Диопсиды из зелено-каменных пород ММ13, n=4 | Диопсиды из родингитов и нефритов ММ15, n=5 |
|-----------------------|---------------------------------|-----|--------------------------------|---|---|-----------------------|---------------------------------|------|--------------------------------|---|---|
|                       | $\bar{x}$                       | S   | $\bar{x}$                      | $\bar{x}$                                   | $\bar{x}$                                   |                       | $\bar{x}$                       | S    | $\bar{x}$                      | $\bar{x}$                                   | $\bar{x}$                                   |
| Si                    | 1995                            | 34  | 1995                           | 1948  | 1946  | Ca                    | 222                             | 278  | 403                            | 951   | 941   |
| Al <sup>IV</sup>      | 10                              | 19  | 10                             | 52  | 35  | Na                    | 712                             | 282  | 555                            | —   | 20  |
| Al <sup>VI</sup>      | 23                              | 36  | 21                             | 28  | 43  | K                     | 8                               | 8    | 10                             | —   | 2   |
| Ti                    | 6                               | 10  | 10                             | 4   | 2   |                       |                                 |      |                                |   |   |
| Fe <sup>2+</sup>      | 730                             | 291 | 555                            | 32  | 20  | f                     | 85,5                            | 29,0 | 67,5                           | 13,3  | 18,3  |
| Fe <sup>3+</sup>      | 96                              | 134 | 116                            | 91  | 142   | f'                    | 64,7                            | 18,4 | 28,5                           | 9,0   | 16,0  |
| Mn                    | 36                              | 7   | 6                              | 9   | 7   | $\Sigma_2$            | 2005                            | —    | 2015                           | 1991  | 1965  |
| Mg                    | 172                             | 212 | 339                            | 876   | 788   | $\Sigma_1$            | 4010                            | —    | 2020                           | 3991  | 3946  |
|                       |                                 |     |                                |   |   | $K_{ок}$              | 0,89                            | —    | 0,83                           | 0,27  | 0,12  |

Ванадиевые пироксены тесно связаны с низкотемпературными эгиринами. В Приложении 2 приведены четыре анализа пироксенов, содержащих около 3%  $V_2O_5$ . Из них три представляют эгириновые пироксены: два из кварцевых жил Либби, Монтана, и один — ранний (1-я генерация) эгирин в криворожских кварцитах. Повышенные содержания  $V_2O_5$  отмечаются и в других эгиринах из железистых кварцитов (см. Приложение 2, анализы 856—857). Эгириновые пироксены, богатые Mn (бланфордиты), описаны в § 25.

Среди немногочисленных анализов прочих низкотемпературных клинопироксенов можно выделить две группы: ММ13 из зеленокаменных пород (в ассоциации с хлоритом) и ММ15 из родингитов и нефритов. В первую группу (ММ13, см. табл. 6.10) объединены два анализа из хлоритовых пород Ахматовской копи на Урале, представляющих продукт низкотемпературного изменения магнезиальных (шпинелевых) скарнов, один анализ из зеленых сланцев и один — из зеленокаменного (пренитизированного) габбро. Пироксены характеризуются ассоциацией с хлоритом, хотя равновесность клинопироксена и хлорита остается проблематичной. По среднему составу эти пироксены соответствуют диопсиду с примесью 5% чермакита, и ближе всего — диопсидам экзоскарнов и мраморов (типы ММ86 и ММ12г, см. табл. 6.9).

Диопсиды из родингитов и нефритов — низкотемпературных метасоматических образований в серпентинитах — характеризуются ассоциацией с везувианом, хлоритом, гроссуляром, иногда с волластонитом, и также близки по ассоциациям и составу к пироксенам экзоскарнов. От пироксенов предыдущей группы они отличаются еще меньшим содержанием примесей (кроме более глиноземистого анализа № 867) и подобно пироксенам мраморов наиболее близки к чистому диопсиду.

#### § 24. ПИРОКСЕНЫ ЭКЛОГИТОВОЙ ФАЦИИ

В предыдущей работе (Добрецов, Пономарева, 1965) в качестве первого варианта были выделены два типа эклогитовых пироксенов: 1) пироксены из гранатовых перидотитов и «магматических» эклогитов, и 2) пироксены метаморфических эклогитов. Обе группы теперь представляются спорными, а выделение «магматических» эклогитов (как и сам термин) — недостаточно ясным. Большинство «магматических» эклогитов представляют ксенолиты в кимберлитах, соответствуют по составу гранатовым пироксенитам (т. е. ультраосновным породам) и трактуются нами как ксенолиты верхней мантии. Вместе с пироксенами гранатовых перидотитов и пироксенами других глубинных включений они рассмотрены в главе 8. Здесь из первой группы мы рассмотрим только пироксены эклогитов в ультраосновных породах. Метаморфические эклогиты также необходимо разделить на более высокотемпературные породы — эклогиты в гнейсах (или собственно эклогиты) и низкотемпературные эклогиты, которые часто тесно ассоциируют с глаукофановыми сланцами и другими низкотемпературными породами. Пироксены из низкотемпературных эклогитов рассмотрены в следующем параграфе вместе с пироксенами фации глаукофановых сланцев, с которыми они сходны по ряду признаков.

В целом в эклогитовой фации по геологическому положению и ассоциациям (составу пород) выделяются следующие группы эклогитов и соответствующие им пироксены: 1) эклогитоподобные породы — с плагиоклазом (см. в предыдущих параграфах), 2) эклогиты и гранатовые пироксениты в ультраосновных массивах, 3) дистеновые эклогиты, 4) эклогиты в гнейсовых комплексах, 5) гросспидиты (пока встречены толь-

ко в виде обломков в кимберлитах и рассмотрены подробнее в следующей главе).

Эклогиты в ультраосновных массивах — блоки, линзы или жиллообразные обособления, отделенные реакционными оторочками от вмещающих гипербазитов. Характерная ассоциация:  $МП + Гр$  (магнезиальный) +  $Рог$  (кариктин)  $\pm Pt \pm PP$ , вторичные минералы.

Это недосыщенные  $SiO_2$  породы, которые дают постепенные переходы к гранатовым пироксенитам (с энстатитом), а через них — к гранатовым перидотитам (с оливином). Все эти переходы подчеркивал еще Эскола (Eskola, 1921) для норвежских пород; они хорошо наблюдаются также во включениях в кимберлитах (см. § 28). С другой стороны, наблюдаются переходы и к натровым эклогитам, сходным с эклогитами в гнейсах (например, эклогиты в гипербазитах Полярного Урала; Удовкина, 1971).

Таблица 6.11

Средний состав клинопироксенов из пород эклогитового ряда

| Компонентность, параметры | Эклогитоподобные породы без гиперстена ММ10, $n=18$ |      | Эклогиты в гипербазитах ММ16, $n=8$ |       | Эклогиты в гнейсах, ММ17, $n=28$ |      | Дистеновые эклогиты, ММ17а, $n=9$ |       | Гроспидиты ММ18-МГ6, $n=14$ |       | Корундовые эклогиты, $n=1$ |
|---------------------------|---|------|-------------------------------------|-------|----------------------------------|------|-----------------------------------|-------|-----------------------------|-------|----------------------------|
|                           | $\bar{x}$   | S    | $\bar{x}$                           | S     | $\bar{x}$                        | S    | $\bar{x}$                         | S     | $\bar{x}$                   | S     | $\bar{x}$                  |
| Si                        | 1870  | 73   | 1918                                | 42    | 1930                             | 43   | 1942                              | 28    | 1904                        | 31    | 1746                       |
| Al <sub>IV</sub>          | 123   | 69   | 75                                  | 43    | 70                               | 43   | 58                                | 28    | 96                          | 31    | 254                        |
| Al <sub>VI</sub>          | 86  | 83   | 161                                 | 136   | 356                              | 109  | 321                               | 57    | 556                         | 86    | 492                        |
| Ti                        | 14  | 9    | 6                                   | 4     | 12                               | 13   | 7                                 | 5     | 4                           | 3     | 3                          |
| Fe <sup>2+</sup>          | 87  | 68   | 47                                  | 3     | 73                               | 45   | 61                                | 59    | 38                          | 11    | 19                         |
| Cr                        | 1   | 1    | 2                                   | 2,2   | 0,5                              | 1,1  | 7                                 | 10    | 3,0                         | 6     | 1                          |
| Fe <sup>2+</sup>          | 302   | 204  | 106                                 | 60    | 115                              | 65   | 55                                | 18    | 24                          | 9     | 22                         |
| Mn                        | 5   | 8    | 2                                   | 3     | 2                                | 1    | 1                                 | 1     | —                           | —     | —                          |
| Mg                        | 663   | 147  | 747                                 | 150   | 506                              | 128  | 597                               | 123   | 416                         | 84    | 517                        |
| Ca                        | 786   | 213  | 809                                 | 139   | 597                              | 89   | 647                               | 84    | 506                         | 89    | 695                        |
| Na                        | 63  | 41   | 133                                 | 126   | 285                              | 118  | 251                               | 61    | 393                         | 68    | 228                        |
| K                         | 5   | 6    | 5                                   | 6     | 11                               | 11   | 12                                | 14    | 5                           | 2     | 3                          |
| $f$                       | 36,4  | 10,7 | 17,5                                | 7,6   | 27,7                             | 10,1 | 17,9                              | 11,8  | 14,4                        | 2,7   | 7,8                        |
| $f'$                      | 29,3  | 14,6 | 12,8                                | 6,4   | 18,3                             | 9,0  | 9,2                               | 5,1   | 5,7                         | 2,1   | 4,2                        |
| $\Sigma_1$                | 2010  | 45   | 2010                                | 42    | 1959                             | 38   | 1959                              | 46    | 1945                        | 25    | 1932                       |
| $\Sigma_2$                | 4003  | 40   | 4013                                | 41    | 3959                             | 38   | 3959                              | 46    | 3345                        | 25    | 3982                       |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg      | 0,486   | 0,38 | 0,150                               | 0,087 | 0,236                            | 0,14 | 0,099                             | 0,075 | 0,06                        | 0,024 | 0,043                      |
| $K_{ок}$                  | 0,23  | 0,23 | 0,32                                | 0,12  | 0,40                             | 0,21 | 0,43                              | 0,20  | 0,61                        | 0,12  | 0,467                      |

Как видно из табл. 6.11 средний состав этих пироксенов довольно магнезиален и соответствует омфацил-авгиту, переходному к диопсиду. Он отличается значимо по содержаниям Na, Al<sub>VI</sub> от пироксенов ультраосновных пород двупироксеновой фации и пироксенов вмещающих гипербазитов.

Среднее содержание жадеита около 14%, чермакита 8%, что соответствует гранатовым пироксенитам в кимберлитах (см. § 28), однако разброс составов значительно больше (рис. 41) — от хром-диопсидов (из гранатовых пироксенитов) до настоящих омфацилов (из эклогитов переходного типа).

Дистеновые эклогиты отличаются присутствием дистена:  $МП + Гр + Дис \pm Амф, Сл, Pt, Кв$  или  $Кор$ . Большая часть из них также тесно связана с ультраосновными породами, например, на Полярном Урале (Удовкина, 1964, 1971), но у остальных не обнаруживаются связи с гипербазитами, и они содержат даже кварц (например, в Польских Судетах). С другой стороны, они тесно связаны с корундовыми эклогитами и

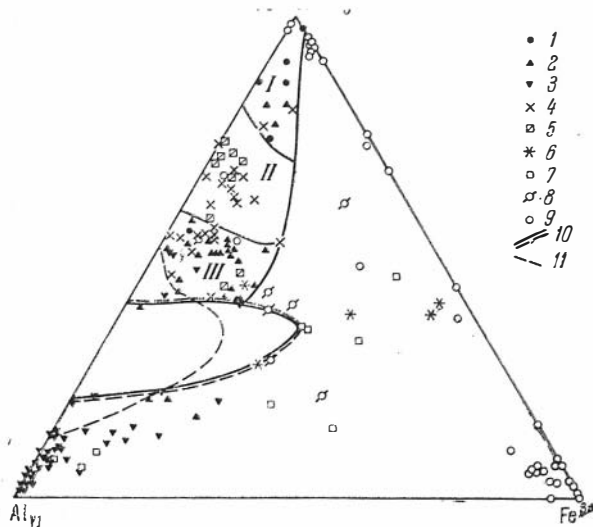


Рис. 41. Жадентовые и эгирин-жадентовые клинопироксены

1 — эклогиты в массивах гипербазитов;  
 2 — низкотемпературные эклогиты;  
 3 — жадентовые породы в гипербазитах;  
 4 — эклогиты в гнейсах;  
 5 — дистеновые эклогиты;  
 6 — Мп-породы Индии (бланфордиты);  
 7 — кислые глаукофановые сланцы (метапелиты и метаграувакки);  
 8 — основные глаукофановые сланцы;  
 9 — низкотемпературные железистые кварциты;  
 10 — поле несмесимости (?) по данным химических анализов;  
 11 — то же, по данным спектрохимических анализов Эссена

гросспидитами (в кимберлитовых трубках, см. § 28). В любом случае это породы, либо первично богатые глиноземом, либо образовавшиеся при низком потенциале Na, которого не хватало для связывания Al в жадеит. Избыточный Al выделился в виде дистена, а пироксены дистеновых эклогитов характеризуются пониженным содержанием Na и жадеита (в среднем 22%) по сравнению с пироксенами обычных эклогитов. Они отличаются также низкой железистостью и низким содержанием  $Fe^{3+}$ , что приближает их к пироксенам эклогитов в ультраосновных породах.

Наиболее характерно, пожалуй, то, что Na не хватает, чтобы связать весь  $Al_{VI}$ . После выделения чермакитовой молекулы ( $Al_{IV} = Fe^{3+} + Ti = 58$ ) остается 320 единиц  $Al_{VI}$ , 18  $Fe^{3+}$  и всего 268 (Na+K). Избыточные 70 единиц  $Al_{VI}$  можно связывать либо с изоморфными вхождениями дистенового компонента, например, по схеме  $2Al \rightleftharpoons 3Mg$ , либо с механической примесью дистена. Подобная дилемма стоит для гросспидитов и корундовых эклогитов. Однако во многих случаях присутствие механической примеси дистена в пироксене не устанавливается ни оптическими, ни рентгеноструктурными методами. Во всяком случае вопрос о форме вхождения избыточного Al требует специального изучения и обсуждения (см. также § 7).

Все сказанное сближает пироксены дистеновых эклогитов с гросспидитами, средний состав которых (см. § 28) также приведен в табл. 6.11. Но пироксены гросспидитов богаче  $Al_{VI}$  и Na, беднее Mg и  $Fe^{2+}$ , что заставляет относить их к пироксенам собственно высокоглиноземистых пород и по содержанию суммарного Al сближать с фассаитами (см. § 26).

Наиболее обширна (26 анализов<sup>1</sup>) выборка пироксенов из эклогитов в гнейсах. Судя по табл. 6.11, для них характерны средние содержания жадеитовой молекулы 32%, около 8% сложной чермакитовой составляющей и очень небольшое количество избыточных  $R^{3+}$  (2—3%). Содержание жадеита и частая железистость (содержание  $Fe^{2+}$ ) заметно больше, чем в дистеновых эклогитах. Жадеитовая составляющая достигает в отдельных анализах этих пироксенов 45% и не опускается ниже 18—20% (рис. 41). Можно предположить также низкое содержание эгириновой составляющей во всех высокотемпературных эклогито-

<sup>1</sup> Один из девяти анализов с дистеном из французских эклогитов (Briere, 1920) относится к эклогиту, в котором в первоисточнике дистен не приводится, но в сводке (Niggli, 1943) указано: «богат дистеном».

дует из коэффициентов корреляции ( $r = 0,8$  и др., см. § 1), однако его содержание не превышает 10%, если даже бóльшую часть  $Fe^{3+}$  связывать с Na (рис. 41). Характерно понижение железистости пироксенов из эклогитов по сравнению с железистостью других пироксенов из метабазитов. Это связано с перераспределением  $Fe^{2+}$  в гранат при повышении давления (см. § 37).

От пироксенов эклогитоподобных пород сходного состава пироксены эклогитов отличаются не столько общим содержанием Al (оно во многих случаях может быть равным, особенно в высокотемпературных эклогитоподобных породах, в эклогитах из гипербазитов и в дистеновых эклогитах), сколько перераспределением  $Al_{IV}$ . С возрастанием давления  $Al_{IV}$  переходит в  $Al_{VI}$ , с одновременным вхождением Na на место Ca и увеличением количества Si. При высоких давлениях в пироксены входит также дополнительный NaAl вследствие разложения альбита, так что суммарный эффект можно выразить как реакцию диопсида, содержащего алюмочермакит + альбит с образованием омфацита.

Закономерности изменения состава в эклогитоподобных породах, эклогитах различного состава (и гросспидитов) хорошо иллюстрирует рис. 42, на котором показано соотношение фаз в координатах: содержание чермакита и жадеита, а также рис. 41 — в координатах (Fe, Mg) —  $Al_{VI} - Fe^{3+}$ , т. е. авгит-жадеит-эгирин.

Из рис. 42 видно, что, подавляющая часть пироксенов эклогитоподобных пород имеет отношение (чермакит : жадеит) больше 1 : 1, а омфаци-

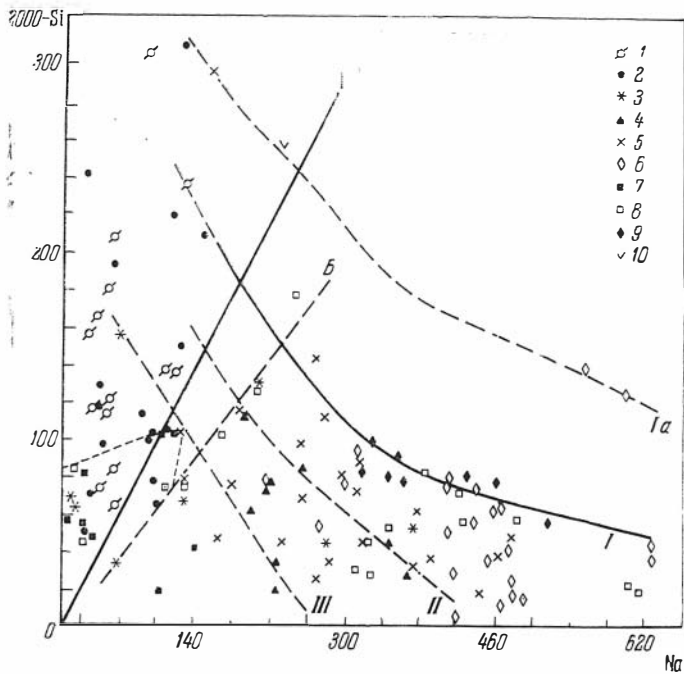


Рис. 42. Соотношение чермакита ( $\sim 2000 - Si$ ) и жадеита (Na) в пироксенах из эклогитоподобных пород и эклогитов

1 — эклогитоподобные породы с гиперстеном; 2 — то же, без гиперстена; 3 — эклогиты в массивах гипербазитов; 4 — дистеновые эклогиты; 5 — эклогиты в гнейсах; 6 — низкотемпературные эклогиты; 7 — «магматические эклогиты» (пироксениты) в гипербазитах; 8 — эклогиты в гипербазитах; 9 — гросспидиты в кимберлитах; 10 — корундовый эклогит. Линии A и B отделяют поле пироксенов из эклогитоподобных пород (с плагноклазом) от поля эклогитовых пироксенов; линии I—III соответствуют разной степени насыщенности глиноземом (I и Ia — ассоциации с корундом и шпинелью, II — обычные дистеновые эклогиты, III — бедные натрием дистеновые эклогиты)



часть пироксенов из эклогитоподобных пород без гиперстена попадает в промежуточный интервал. Наоборот, пироксены из ультраосновных пород (гранатовых пироксенитов), содержащие Na и Al менее 100 единиц, попадают в оба поля и не могут служить признаком для отнесения к той или иной фации. Главное значение в таких случаях имеют железистость граната, а также наличие или отсутствие шпинели (см. § 28).

В целом на рис. 42 намечается отрицательная корреляция между чермакитом и жадеитом, причем положение линии регрессии здесь наиболее высокое для пород, содержащих корунд или шпинель, и колеблется в зависимости от  $T$  и  $P$  (см. § 28 и 31).

## § 25. ПИРОКСЕНЫ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ЭКЛОГИТОВ, ГЛАУКОФАНОВЫХ СЛАНЦЕВ И ЖАДЕИТОВЫХ ПОРОД

Вслед за собственно эклогитовыми пироксенами рассмотрим пироксены из более низкотемпературных пород, но также образовавшихся при высоких давлениях. Сюда относятся низкотемпературные эклогиты, жадеитовые породы и породы лавсонит-глаукофановой фации. Первые две группы пород соответствуют по температуре в основном мусковит-ставролитовой (эпидот-амфиболитовой) фации, а лавсонит-глаукофановая фация — зеленосланцевой фации, но давление метаморфизма гораздо более высокое — свыше 8—10 кбар, в отдельных случаях до 15—16 кбар (Добрецов и др., 1970). В отличие от низкотемпературных пород средних и низких давлений пироксены здесь широко распространены и представлены натровыми клинопироксенами, богатыми и эгирином, и жадеитом; в их числе присутствуют чистые жадеиты. Это отличает их от всех других пироксенов и дает основание рассмотреть совместно в одном параграфе.

К низкотемпературным эклогитам отнесены гранат-пироксеновые породы основного состава, сходные с обычными эклогитами, но тесно ассоциирующиеся с низкотемпературными сланцами лавсонит-глаукофановой или ставролит-мусковитовой (эпидот-амфиболитовой) фации и характеризующиеся постоянным присутствием эпидота (цоизита)<sup>1</sup> или мусковита, глаукофана или близкого к нему амфибола, т. е. парагенезисами:

- 1)  $MP + Gr + En + Cl$  (мусковит) +  $Pt \pm Kz$ <sup>1</sup>;
- 2)  $MP + Gr + En + Gl$  (Амф) +  $Pt + Kz + Cl$  (мусковит).

Такие эклогиты широко распространены в Альпах, на Южном Урале, в Калифорнии и Японии, и к этим районам относится большинство анализов, приведенных в Приложении 2.

Средний состав омфацитов из низкотемпературных эклогитов в сравнении с пироксенами глаукофановых сланцев приведен в табл. 6.12. Эти омфациты содержат (в мол. %): 33—37 жадеита, 8—10 эгирина, 6—7 чермакита (+4% избыточных  $R^{3+}$ ) и около 50 диопсида. Коулмен (Coleman и др., 1965; Коулмен, Кларк, 1970) выделяет в глаукофансланцевой толще Калифорнии IV тип метабазальтов, соответствующий преимущественно низкотемпературным эклогитам, по нашим определениям, которые, по его данным, содержат омфацит относительно постоянного состава — около 35 мол. % жадеита и 50 мол. % диопсида; остальные 15% варьируют широко. Наши средние цифры хорошо соответствуют этим данным.

<sup>1</sup> Эти цоизитовые эклогиты представлены всего тремя анализами пироксенов, которые близки к пироксенам гранатовых пироксенитов.

Таблица 6.12

## Средний состав клинопироксенов из низкотемпературных эклогитов и глаукофановых сланцев

| Компоненты и параметры | Низкотемпературные эклогиты ММ19, n=28 |       | Метабазальты в глаукофановых сланцах ММ20, n=11 |      | Метапелиты и метагравиты ММ42, n=10 |      | Блазфордиты из Мп-кремниевых пород, ММ23, n=6 |      | Жадены в гипербазитах ММ21, n=41 |      | Диоксид-жадениты ММ21а, n=7 |       |
|------------------------|--|-------|---|------|-------------------------------------|------|---|------|----------------------------------|------|-----------------------------|-------|
|                        | $\bar{x}$                              | S     | $\bar{x}$                                       | S    | $\bar{x}$                           | S    | $\bar{x}$                                     | S    | $\bar{x}$                        | S    | $\bar{x}$                   | S     |
| Si                     | 1950                                   | 41    | 1961  | 48   | 1973                                | 24   | 1902  | 42   | 1990                             | 32   | 1972                        | 21    |
| Al <sub>IV</sub>       | 55                                     | 37    | 39  | 43   | 27                                  | 21   | 98  | 42   | 14                               | 28   | 28                          | 21    |
| Al <sub>VI</sub>       | 398                                    | 128   | 519   | 351  | 637                                 | 251  | 240   | 148  | 890                              | 123  | 528                         | 122   |
| Ti                     | 11                                     | 10    | 9   | 11   | 7                                   | 8    | 25  | 24   | 2                                | 3    | 4                           | 7     |
| Fe <sup>3+</sup>       | 108                                    | 53    | 167   | 200  | 216                                 | 130  | 357   | 185  | 40                               | 60   | 103                         | 60    |
| Fe <sup>2+</sup>       | 83                                     | 33    | 61  | 23   | 27                                  | 16   | 80  | 133  | 14                               | 17   | 305                         | 26    |
| Mn                     | 1                                      | 2     | 41  | 20   | 12                                  | 10   | 71  | 56   | 1                                | 2    | 5                           | 10    |
| Mg                     | 435                                    | 131   | 236   | 129  | 123                                 | 95   | 339   | 150  | 75                               | 78   | 347                         | 100   |
| Ca                     | 507                                    | 136   | 324   | 232  | 140                                 | 100  | 374   | 224  | 82                               | 80   | 399                         | 112   |
| Na                     | 432                                    | 120   | 632   | 232  | 773                                 | 125  | 491   | 237  | 818                              | 87   | 549                         | 122   |
| K                      | 4                                      | 6     | —   | —    | —                                   | —    | 21  | 27   | 20                               | 25   | 8                           | 15    |
| f                      | 32,1                                   | 9,4   | 50,8  | 20   | 63,5                                | 17,6 | 59,5  | 13,1 | 37,2                             | 19,7 | 29,8                        | 13,1  |
| f'                     | 17,0                                   | 6,7   | 25,0  | 15,2 | 19,1                                | 15,4 | 16,8  | 12,9 | 13,6                             | 14,6 | 25,8                        | 5,4   |
| Σ <sub>1</sub>         | 1982                                   | 54    | 1982  | 56   | 1935                                | 45   | 1953  | 49   | 1958                             | 41   | 1974                        | 55    |
| Σ <sub>2</sub>         | 3387                                   | 49    | 3982  | 55   | 3935                                | 44   | 3953  | 49   | 3952                             | 39   | 3974                        | 55    |
| F <sub>1</sub>         | 18,2                                   | 6,7   | —   | —    | —                                   | —    | 37,2  | 9,5  | 24,0                             | 14,0 | 15,9                        | 8,3   |
| $\frac{Mg}{Ca}$        | 33,8                                   | 5,6   | —   | —    | —                                   | —    | 24,4  | 8,9  | 35,3                             | 10,1 | 36,8                        | 7,5   |
| $\frac{Ca}{Al}$        | 46,0                                   | 1,8   | —   | —    | —                                   | —    | 30,4  | 15,0 | 43,6                             | 11,1 | 47,3                        | 7,1   |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg   | 0,211                                  | 0,699 | 0,200   | 0,11 | 0,327                               | 0,32 | 0,164   | 0,20 | 0,203                            | 0,30 | 0,063                       | 0,075 |
| K <sub>ок</sub>        | 0,527                                  | 0,17  | 0,70  | 0,17 | 0,84                                | —    | 0,67  | 0,40 | 0,66                             | 0,32 | 0,72                        | 0,21  |

На рис. 41 показаны вариации составов высокотемпературных (в гнейсах) и низкотемпературных эклогитов по нашим данным и данным Коулмена. На Южном Урале (Ленных, 1969) и в Калифорнии мы имеем довольно широкие вариации состава пироксенов. В частности, на Южном Урале известна ассоциация пироп — альмандиновый гранат — омфацил — кварц, в которой жадеита более 75%, так что точка состава попадает в поле пироксенов из жадеитовых пород и некоторых «кислых» глаукофановых сланцев. Как и для других жадеитовых пироксенов, характерны нехватка Na и суммы катионов и значительные отклонения суммы катионов, что может быть связано с изоморфным замещением  $2Al \rightarrow 3Mg$  (Добрецов, Пономарева, 1964а; см. также § 7 настоящей работы).

Эссен (Essene, Fyfe, 1967) приводит другие данные о пироксенах из низкотемпературных эклогитов Калифорнии, полученные им на основании анализов пироксенов с помощью электронного микроанализатора (рис. 43). Здесь получаются более широкие поля составов пироксенов в сравнении с другими эклогитами. В частности, данные для образца С-19 из Вард-Крик, Калифорния, попадают в поле эгирин-жадеитовых пироксенов, а данные для образца 452-8 из Новой Каледонии — в поле, где нами ранее был указан разрыв смесимости (Добрецов, 1962; см. ниже дискуссию по этому вопросу). Однако точки на рис. 43 получены на основании частичного анализа (Essene, Fyfe, 1967): определялись лишь Na, Ca и Al, причем содержания Ca и Al принимались пропорциональными содержанию авгитового и жадеитового минала, а содержание эгирина определялось по разности Na — Al.

Такой метод справедлив только при низком содержании чермакитового минала и отсутствии недостатка Na, обычного в жадеитовых пироксенах (см. § 7), и поэтому может считаться лишь приблизительным.

В целом он дает завышенные содержания жадеита и заниженные — авгита и эгирина. Составы тех же омфацитов на основании полных анализов, усредненных по многим измерениям (табл. 6.13) на электронном микроанализаторе (рис. 43), не слишком отличаются от составов остальных омфацитов. Необходимо также учитывать разброс точек на рис. 43 порядка 3—5% вследствие инструментальных ошибок в электронном микроанализаторе (Smith, 1965; Newton, Smith, 1967). Поэтому мы будем опираться на данные полных, тщательных химических анализов, как это принято в данной книге, а также другими исследователями (Коулмен, Кларк, 1970). Но все же надо иметь в виду, что омфациты некоторых низкотемпературных эклогитов Калифорнии и Новой Каледонии отклоняются от остальных омфацитов в сторону хлоромеланитов и эгирин-жадеитов аналогично пироксенам собственно глаукофановых сланцев.



Рис. 43. Составы клинопироксенов из эклогитов и глаукофановых сланцев Калифорнии по данным исследований на электронном микроанализаторе (Essene, Fyfe, 1967)

1 — пироксены из эклогитов в гнейсах; 2 — низкотемпературные эклогиты в Калифорнии и Альпах; 3 — направление изменения состава в зональных пироксенах из эклогитов; 4 — то же, в пироксенах из метаграувакковых сланцев; 5 — поле возможной несмесимости (по Эссену)

Кроме точек на диаграмме Эссена (рис. 43), в настоящее время известны химически анализированные пироксены, близкие к жадеиту, из ассоциации  $МП + Гр$  (альмандин) +  $Кв + Рт$  на Южном Урале (Чесноков, 1963; Ленных, 1968). Аналогичный состав имеет пироксен из эклогитовых пород Колумбии (Green, Kiss, 1967).

Метасоматические жадеитовые породы в гипербазитах, вероятно, близки к низкотемпературным эклогитам по температуре и давлению (Добрецов, 1962, 1964; Коулмен, Кларк, 1970), но отличаются метасоматическим способом образования и валовым составом, близким к нефелиновым сиенитам. Эти породы состоят из жадеита, часто с примесью альбита и многочисленных вторичных минералов, начиная с амфибола, канкринита, слюды, кончая альманцимом и цеолитами. Большинство пироксенов из этих жадеитовых пород близки к чистому жадеиту (см. табл. 6. 12, рис. 41). Эта особенность, как и мономинеральность жадеитовых пород, хорошо объясняется метасоматическим происхождением последних.

Среди собственно жадеитов (80—100% жадеита) с некоторой долей условности можно выделить белые чистые жадеиты (около 95% жадеита), жадеиты, содержащие до 4—6% примеси авгита и чермакита, жадеиты, не содержащие примеси эгирина, и зеленые жадеиты, содержащие 80—85% жадеита и в среднем 4%  $Fe^{3+}$  (феррочермакита или эгирина), до 6—8% в наиболее зеленых разновидностях. Известны также голубоватые жадеиты (обр. 952), но особенности их состава выявлены недостаточно. Зеленые жадеиты либо образуют относительно крупнозер-

Таблица 6.13

## Рентгеноспектральные анализы жадеитовых пироксенов из Калифорнии

| N п.п. | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | Сумма | Атомные количества на 6000 атомов кислорода |                  |                  |    |                  |                  |    |     |     |     |                |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|-------|---|------------------|------------------|----|------------------|------------------|----|-----|-----|-----|----------------|
|        |                  |                  |                                |                                |      |      |      |      |                   |       | Si  | Al <sup>IV</sup> | Al <sup>VI</sup> | Ti | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mn | Mg  | Ca  | Na  | Σ <sub>2</sub> |
| Вес. % |                  |                  |                                |                                |      |      |      |      |                   |       |   |                  |                  |    |                  |                  |    |     |     |     |                |
| 1      | 55,0             | —                | 11,3                           | 1,0                            | 5,8  | —    | 7,8  | 13,9 | 6,5               | 101,3 | 1969  | 31               | 446              | —  | 38               | 137              | —  | 414 | 530 | 453 | 4018           |
| 2      | 49,7             | 0,35             | 5,3                            | 2,4                            | 8,7  | 0,14 | 10,5 | 21,7 | 1,05              | 99,9  | 1871  | 129              | 106              | 9  | 68               | 273              | 2  | 615 | 850 | 77  | 4001           |
| 3      | 55,2             | 0,17             | 9,3                            | 2,5                            | 6,5  | 0,12 | 7,1  | 12,3 | 6,6               | 99,8  | 2003  | 0                | 396              | 4  | 66               | 199              | 4  | 381 | 477 | 462 | 3992           |
| 4      | 55,3             | —                | 12,3                           | 7,0                            | 3,8  | —    | 3,8  | 7,8  | 9,7               | 99,7  | 1988  | 12               | 506              | —  | 182              | 120              | —  | 203 | 300 | 676 | 3987           |
| 5      | 55,6             | —                | 10,4                           | 0,5                            | 5,3  | —    | 7,7  | 14,2 | 6,4               | 100,1 | 1997  | 3                | 435              | —  | 14               | 158              | —  | 412 | 515 | 446 | 4010           |
| 6      | 55,0             | 0,17             | 8,3                            | 6,7                            | 3,2  | 0,23 | 6,9  | 12,8 | 7,0               | 100,3 | 1985  | 15               | 329              | 4  | 180              | 97               | 6  | 372 | 494 | 491 | 3974           |
| 7      | 57,2             | 0,08             | 18,1                           | 5,3                            | 1,7  | 0,06 | 1,8  | 2,8  | 13,0              | 100,1 | 2000  | —                | 747              | —  | 132              | 57               | 2  | 92  | 97  | 879 | 4006           |
| 8      | 54,8             | 0,17             | 11,6                           | 17,3                           | 0,8  | 0,22 | 0,91 | 1,24 | 13,3              | 100,3 | 1982  | 18               | 473              | 7  | 472              | 247              | 7  | 50  | 48  | 932 | 4013           |
| 9      | 54,8             | 0,15             | 7,9                            | 6,0                            | 2,2  | 0,13 | 8,1  | 13,7 | 6,6               | 99,6  | 1986  | 14               | 323              | 4  | 163              | 67               | 4  | 438 | 533 | 461 | 3993           |
| 10     | 55,4             | —                | 10,4                           | 4,0                            | 4,4  | —    | 5,4  | 12,2 | 7,4               | 99,2  | 1990  | 10               | 436              | —  | 91               | 161              | —  | 290 | 472 | 520 | 3970           |
| 11     | 53,7             | 0,06             | 8,5                            | 18,1                           | 3,9  | 0,11 | 2,5  | 1,7  | 11,2              | 99,8  | 1960  | 40               | 330              | —  | 500              | 120              | —  | 140 | 70  | 790 | 3960           |
| 12     | 51,1             | 0,49             | 2,7                            | 2,9                            | 6,1  | 0,17 | 14,9 | 20,6 | 0,30              | 99,3  | 1910  | 90               | 30               | 10 | 80               | 190              | —  | 880 | 820 | 20  | 3980           |
| 13     | —                | —                | 10,09                          | —                              | 3,62 | —    | 0,33 | 0,61 | —                 | —     | —   | —                | —                | —  | —                | —                | —  | —   | —   | —   | —              |
| 14     | —                | —                | 10,72                          | —                              | 2,87 | —    | 0,41 | 0,53 | —                 | —     | —   | —                | —                | —  | —                | —                | —  | —   | —   | —   | —              |
| 15     | —                | —                | 10,48                          | —                              | 4,13 | —    | 0,57 | 1,84 | —                 | —     | —   | —                | —                | —  | —                | —                | —  | —   | —   | —   | —              |

1 — обр. 665-C-59, омфацил из эклогита (III тип пород по Коулмену) в Казадеро; 2 — обр. M-541, гранат-пироксеновая порода, Южный Беркли-Хиллс (Cr<sub>2</sub>O<sub>6</sub>=0,01); 3 — обр. F-15, эклогит, Вэллн Форд; 4 — обр. 452-8, кварц-парагонит-мусковит-глоукофановый эклогит, Новая Каледония; 5 — обр. M-169, эклогит, Оксидентл, Калифорния; 6 — обр. 665-C2, кавернозная омфациловая жила (Вард-Крик) Казадеро (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,01, K<sub>2</sub>O 0,01); 7 — обр. 88-M-11B, жадеитовая жила с примесями, г. Боурдмен, Калифорния (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,01); 8 — обр. 88-SM-2, эгирин-жадеитовая жила с кварцем, г. Боурдмен, Калифорния; 9 — обр. 379-153, регионально развитые омфациловые жилы, Литтл, Паночес Вэллн; 10 — обр. 665-MWS-22, жила в глаукофановом сланце, Марк Вест Спрингс; 11 — обр. G01-1001E, хлоромеланитовая оторочка пироксена в метаосадочной породе, Гоут, Калифорния; 12 — то же, ядро обломочного авгита; 13 и 14 — крупнопризматический жадеит по обломку альбита; 15 — игольчатый агрегат по альбиту; 1—12 — по Essene, Fyfe, 1967; 13—15 — по Newton, Smith, 1967.

нистые мономинеральные тела, по-видимому, более высокотемпературные, чем большинство белых жадеитов, либо присутствуют в виде более поздних жилков в белых жадеитах. В последнем случае они содержат повышенное содержание  $Fe^{3+}$  и образуются при привносе последнего и высоком потенциале Na (при низком потенциале Na устойчивы белый жадеит и магнетит).

Отдельно от жадеитов выделяется диопсид-жадеиты, так как между ними существует разрыв смесимости. Жадеита в них 50—60%; примесь  $Fe^{3+}$  и общая железистость невелики (ММ21а, табл. 6.12).

Вопрос о разрыве смесимости в ряду диопсид-жадеит заслуживает специального обсуждения. Этот разрыв был обнаружен прежде всего на основании минералогических наблюдений в жадеитовых породах Западного Саяна, Полярного Урала и Прибалхашья. При замещении альбитом или анальцитом состав жадеита меняется — уменьшается содержание жадеитового компонента примерно до 80%, после чего появляется второй пироксен (диопсид-жадеит), содержащий 50—60% жадеита и нередко сосуществующий с жадеитом. Можно отметить различные случаи такого сосуществования двух жадеитовых пироксенов:

1) лучистые и игольчатые каемки, обрастающие жадеит по краям зерен, вдоль трещин и на контакте с анальцитом и альбитом; к этому же случаю можно отнести «глазковые» структуры в жадеитовых породах, представляющие дробленный агрегат жадеита в массе хлоромеланита или диопсид-жадеита (Добрецов, Пономарева, 1965; Schuller, 1963);

2) диопсид-жадеит в альбитовых и альбит-натролитовых жилках, с флогопитом и другие агрегаты в массе жадеита;

3) диопсид-жадеитовые линзы и оторочки в жадеитах;

4) низкотемпературные породы (диафориты) с альбитом и анальцитом, в котором хлоромеланит обрастает бесцветным жадеитом.

Случаи 1—3 иллюстрируют обычно более позднее образование диопсид-жадеита и хлоромеланита, а случай 4—обратные соотношения. Однако иногда реакционные соотношения между двумя пироксенами отсутствуют.

Все эти случаи и свойства сосуществующих жадеитовых пироксенов приведены в табл. 6.14, в которой также показан состав сосуществующих пироксенов на микрозонде (Добрецов и др., 1971а) или на основании провизорной диаграммы Эссена (Essene, Fyfe, 1967) вместе с одной химически проанализированной парой (№ 36). Несмотря на различный характер взаимоотношений сосуществующих пироксенов, все точки их составов располагаются достаточно закономерно, чтобы признать равновесие между сосуществующими пироксенами и наличие разрыва смесимости для пироксенов, бедных эгириновым компонентом. По-видимому, даже при реакционных соотношениях между диопсид-жадеитом и эгирином между ними успевают установиться равновесие, и это служит еще одним примером того, что реакционные соотношения не всегда могут служить критерием равновесности — неравновесности (Хлестов, Добрецов, 1967).

Таким образом, можно считать доказанным, что при низких температурах и давлениях, соответствующих примерно фациям  $S_3b$  и  $S_4$  (см. рис. 36), разрыв смесимости в ряду диопсид-жадеит существует. Однако несомненно, что конфигурация поля несмесимости и само существование разрыва смесимости зависит от  $T$ ,  $P$  и содержания  $Fe^{3+}$  (эгирина) в пироксене.

При высоких температурах и давлениях ( $T=1000-1400^\circ C$ ,  $P=30$  кбар) Белл и Дэвис также предположили наличие разрыва смесимости между  $Jd_7Di_{93}$  —  $Jd_{9c}Di_{10}$  на основании экспериментальных данных (Bell, Davis, 1965, 1966).

Раньше на основании статистической обработки большого числа анализов Na-пироксенов мы наметили примерные границы поля несмесимо-

Таблица 6.14

## Свойства и состав сосуществующих в одной породе жадентовых пироксенов

| Место взятия образц,<br>ассоциация | Образцы | Тип<br>пироксена | Габитуз зональный                           | Свойства |             |       |             |              |             |                       | Сост.в |        |      |
|------------------------------------|---------|------------------|---|----------|-------------|-------|-------------|--------------|-------------|-----------------------|--------|--------|------|
|                                    |         |                  |   | $N_g$    | $N_{H_1}$   | $N_p$ | $N_g - N_p$ | $cN_g^\circ$ | $+2V^\circ$ | $d, \lambda$<br>(221) | Жад    | Ди+Аос | Эс   |
| Западный Саян,                     | 36      | 1                | Крупнопризматический зональный.             | 1,676    | 1,665       | 1,659 | 0,016       | 33           | 76          | 2,935                 | 95—83  | 5—15   | 0—2  |
| Кл. Кашкарак,                      | 43      | 2                | Игольчатый с анальцимом                     | 1,701    | 1,680—1,683 | 1,669 | 0,032       | 15           | 80          | 2,955                 | 55—18  | 40—16  | 6—7  |
| 2МП+Аб+Анц                         | 42а     | 3                | Игольчатый с альбитом                       | 1,720    | —           | 1,671 | 0,039       | 48           | 80          | —                     | (55)   | (30)   | (15) |
| Западный Саян,                     | 74      | 1                | «Первичный»                                 | —        | —           | —     | —           | —            | —           | —                     | 80     | 15     | 5    |
| р. Кштегтр, 2МП+Аб                 |         | 2                | В зонах дробления с альбитом                | —        | —           | —     | —           | —            | —           | —                     | 47—34  | 48—57  | 5—9  |
| Западный Саян,                     | 245в    | 1                | Отдельные кристаллы и каемки                | 1,674    | 1,667       | 1,657 | 0,017       | 37           | 70          | 2,925                 | 95—84  | 1—5    | 4—11 |
| Хр. Борус,                         |         |                  |   |          |             |       |             |              |             |                       |        |        |      |
| 2МП+Гр+Нт+Анц+Кв, Аб               |         | 3                | Радиально-лучистые агрегаты                 | 1,757    | 1,740       | 1,720 | 0,037       | 64           | 84          | 2,950                 | 15     | 55     | 30   |
| Прибалхашье                        | 417б    | 1                | «Глазки»                                    | 1,680    | 1,668       | 1,660 | 0,020       | 38—33        | 77          | 2,935                 | 85—7   | 5—19   | 10—4 |
| 2МП+Аб+Анц, Акт                    |         | 3                | Цементирующая масса                         | 1,735    | 1,705       | 1,695 | 0,039       | 70           | 100         | 2,955                 | 43     | 44     | 13   |
| Полярный Урал                      | 227     | 1                | Призматические агрегаты                     | —        | —           | —     | 0,018       | 39           | 71—73       | —                     | —      | —      | —    |
|                                    |         | 2                | Игольчатые каемки и ксеноморфные включения  | —        | —           | —     | 0,022       | 42           | 76          | —                     | 45     | 52     | 3    |
| Полярный Урал                      | 265     | 1                | «Глазки»                                    | 1,672    | —           | 1,653 | 0,014       | 36—33        | 74          | 2,924                 | (92)   | (2)    | (6)  |
| 2МП+Аб+Флог                        |         | 2                | Цементирующая масса с альбитом и флогопитом | 1,693    | —           | 1,664 | 0,029       | 46           | 78          | —                     | 44     | 49     | 7    |

<sup>1</sup> Состав приведен на основании анализов на микрозонде (Добрецов и др., 1971а), в скобках даны примерные составы на основании оптических свойств и  $d(221)$ .

сти, соответствующие некоторым «средним» условиям фации глаукофановых сланцев. Для других условий конфигурация этого поля может измениться. Коулмен и Кларк (1970) для калифорнийских пироксенов приводят несколько иные границы с более широким интервалом несмесимости. Однако Эссен для тех же калифорнийских жадеитовых пироксенов получил с помощью электронного микроанализатора совсем другие результаты. Мы уже упоминали выше его данные для пироксенов низкотемпературных эклогитов. Для пироксенов из глаукофановых сланцев на основании частичных анализов (Na, Ca, Al) он получил точки составов почти во всем поле треугольника авгит — жадеит — эгирин (см. рис. 43) и пришел к выводу, что разрыв смесимости, если он существует, невелик и проявляется только для составов, бедных эгирином.

Границы поля несмесимости по данным разных авторов показаны на рис. 41 и 43. Следует отметить, что конфигурация поля несмесимости зависит от способа пересчета многокомпонентного состава пироксенов на три минерала (жадеит, эгирин и диопсид + прочие). Поскольку содержание прочих компонентов обычно невелико, то результаты Коулмена, Кларка и наши можно считать удовлетворительными, данные же Эссена менее надежны вследствие частичного анализа и инструментальных ошибок измерений. На рис. 44 показаны вероятные соотношения кривой солидуса с предельной кривой устойчивости жадеитовых пироксенов для разных температур и давлений. Здесь возможны различные варианты, и для окончательных выводов необходимы дополнительные экспериментальные исследования.

В породах фации лавсонит-глаукофановых сланцев пределы колебания составов жадеитовых пироксенов наиболее широкие (рис. 41 и 43). По данным полных химических анализов, эти пироксены по составу колеблются от почти чистых жадеитов до эгирин-авгитов; в целом наиболее часты различные хлоромеланиты. Пироксены, близкие к чистым диопсиду и эгирину, а также эгирин-жадеиты редки или отсутствуют. По данным Эссена, калифорнийские пироксены из глаукофановых сланцев, как мы отмечали, покрывают почти все поле треугольника жадеит — эгирин — авгит. Полные и усредненные рентгеноспектральные анализы Эссена (Essene, Fyfe, 1967) и частичные анализы Смита (Newton, Smith, 1967) калифорнийских пироксенов приведены в табл. 6.13. Здесь только один анализ эгирин-жадеита (обр. 88-5М-2) из жилы отклоняется от остальных химически анализированных пироксенов.

В то же время составы жадеитовых пироксенов обнаруживают четкую зависимость от состава пород фации глаукофановых сланцев. Не считая жадеитовых и жадеит-альбитовых пород в гипербазитах, часть которых соответствует фации глаукофановых сланцев (Коулмен, Кларк, 1970), пироксены из остальных пород подразделяются на следующие группы:

1) пироксены из метабазитов, характеризующиеся ассоциацией: МП (Жд) + Гл (Омф) + Лав (Эп, Пумп) + Хл ± Аб, Сл (мусковит), Ар или Ка;

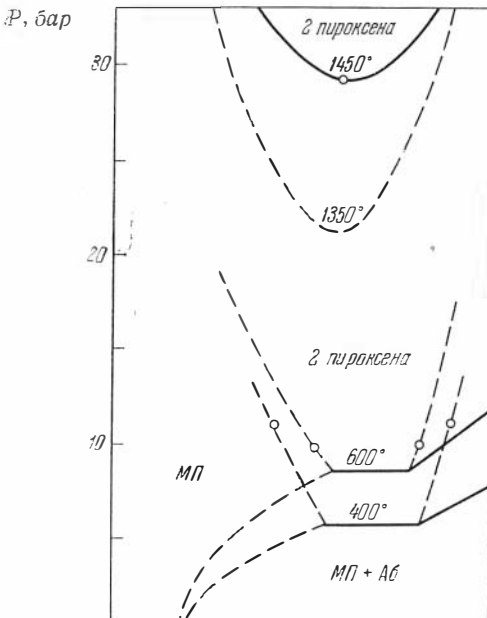


Рис. 44. Предполагаемые соотношения кривой солидуса и кривой предельных составов жадеитовых пироксенов при разных  $P$  и  $T$

2) пироксены из метаграувакков и метаосадочных пород, характерная ассоциация которых:  $МП$  ( $Жд$ ) +  $Кв$  +  $Сл$  (мусковит)  $\pm$   $Гл$ ,  $Лав$ ,  $Аб$ ;

3) пироксены из метачертов (метаморфизованных железистокремнистых осадков), находящиеся в ассоциации:  $МП$  ( $Эг-Жд$ ) +  $Кв$  +  $Риш$  (кроссит)  $\pm$   $Сл$  (мусковит, стильпномелан),  $Гем$ ;

4) пироксены из жил.

Пироксены из метабазальтов имеют средний состав, близкий к пироксенам низкотемпературных эклогитов, хотя в среднем (см. табл. 6.12) значительно отличаются повышенным содержанием  $Na$  и  $Al$  (жадеита). Среднее содержание жадеита 50%, эгирина 13%, авгита 37%, но содержания жадеита и эгирина колеблются в довольно больших пределах в зависимости от состава пород и условий образования ( $P$ ,  $T$  и  $\mu_{O_2}$ ). Это видно из рис. 41, где показаны составы пироксенов по данным химических анализов, и рис. 43, где ориентировочно нанесены составы калифорнийских пироксенов по данным Эссена и Файфа. Сходство многих омфацитов из метабазитовых глаукофановых сланцев и низкотемпературных эклогитов дали основание Эссену и Файфу предположить, что эти породы не отличаются по условиям образования. Однако здесь решающим является ассоциация (наличие или отсутствие альмандина), т. е. реакция типа:  $Альм + МП_1 + Эн \rightarrow Хл + Гл + Лав + Кв (+ МП_2)$ .

Состав пироксенов в обеих ассоциациях — не предельный (в отсутствие альбита и кварца), т. е. при той же температуре будет меняться с изменением состава породы, давления  $P_{общ}$  и  $P_{O_2}$ . Поэтому возможны частичные перекрытия составов, но в среднем пироксены из метабазитов богаче жадеитом, что при том же давлении свидетельствует в пользу более низкой температуры их образования.

Пироксены из метаграувакков обычно представлены «неистым жадеитом», вместе с кварцем заместившим обломочный плагиоклаз, часто с образованием полных псевдоморфоз (Влохат, 1960; МакКее, 1962). Впервые такой пироксен был описан Де Ровером (De Roever, 1955) на о-ве Сулавеси (Целебес), а затем многими авторами в Калифорнии (Коулмен, Кларк, 1970). По-видимому, такой же пироксен присутствует и в Максютловском комплексе на Южном Урале (Ленных, 1968), а также в метаморфизованных кислых эффузивах массива Д'Амбин в Альпах (Lefevre, Michard, 1965). Кроме химических анализов в Приложении и в табл. 6.14 приведены частичные анализы на электронном микроанализаторе (Newton, Smith, 1967) трех образцов с прекрасными псевдоморфозами жадеита по альбиту, описанным и Мак Ки (McKee, 1962).

Все такие жадеиты довольно близки по составу. Среднее содержание примесей 10%, большая часть примесей представлена эгирином, поэтому они могут быть названы эгиринсодержащими жадеитами. Присутствие их вместе с кварцем определяет давление, при котором образовались породы, если известна температура (см. § 1). В отличие от равновесия чистого жадеита с кварцем минимальное давление образования эгиринсодержащих жадеитов с кварцем на 2—3 кбар меньше, и при 300°C равно 10 кбар, при 400°C — 12 кбар. Эти высокие давления неопосредствены с давлением нагрузки и требуют для своего объяснения специальных моделей (Добрецов, 1964; Ernst, 1968).

В других метаосадочных породах — слюдяных сланцах, встречаются также эгирин-авгиты и хлоромеланиты, тяготеющие либо к пироксенам метабазитов, либо к пироксенам из следующей группы пород (метачертов).

Пироксены из кремнистых пород (метачертов) в фации глаукофановых сланцев часто являются единственным цветным минералом. Хороших химических анализов здесь почти нет. На основании же оптических определений и рентгеноспектральных данных Эссена (см. рис. 43)



можно предполагать, что эти пироксены соответствуют эгирин-жадеиту — от пироксенов предельного при данных  $P$  и  $T$  состава, аналогичных пироксенам метаграувакков, до богатых эгирином пироксенов, образующихся при наличии избытка Fe и высоком потенциале Na.

Пироксены из жил можно подразделить на три группы: а) омфацинты из жил в метабазитах, близкие по составу к пироксенам в основной массе; б) жадеиты (в том числе чистые) из жил в метабазитах, не соответствующие составу пироксенов в основной массе. Такой пироксен был описан Секи (Sekii a. o., 1960) в метагаббро среди серпентинитов из Японии, близкий по составу пироксен находится в жилках из альбитомфациит-кроссеитовых включений в серпентинитах Нью-Идриа (R. G. Coëman, 1961). Такие же пироксены присутствуют, по-видимому, в образцах, проанализированных Эссеном (см. рис. 43 и табл. 6.13). Некоторые из таких жилок жадеита можно рассматривать как начальные стадии образования жадеититов в гипербазитах, и так же, как в жадеититах, свидетельствуют, вероятно, о разрыве смесимости между омфациитом и жадеитом. К третьей группе (в) относятся жилки эгирин-жадеита и хлоромеланита с кварцем в метасадочных породах, близкие по составу к пироксенам вмещающей породы. Составы нескольких проанализированных пироксенов из жил нанесены на рис. 41 по данным Приложения 2; на рис. 43 и в табл. 6.13 приведены дополнительные данные о жадеитовых пироксенах из жил в калифорнийских метаморфических породах (по Эссену). Из них особенно интересны образцы из г. Боурдмен, попадающие в область составов жадеит-эгирин.

Бланфордиты из марганцовисто-кремнистых пород Индии (гондитов) также относятся к эгирин-жадеитовым пироксенам (см. табл. 6.12 и рис. 41) и близки ко многим пироксенам из метапилитовых пород лавсонит-глаукофановой фации. По среднему составу, если не считать марганцовистости, они соответствуют хлоромеланит-авгитам и содержат в среднем 24% жадеита, 27% эгирина, 10% чермакита и 39% мангансалита. Эти шесть пироксенов, анализы которых приведены в Приложении 2, взяты из различных метаморфических зон — от низкотемпературной до ставролит-дистеновой. Постоянными минералами в ассоциации являются спессартин (спессартин-альмандин) и кварц; другие минералы могут включать Мп-амфиболы, Мп-окислы и др. В целом они более высокотемпературны, чем породы лавсонит-глаукофановой фации (что соответствует повышенному содержанию чермакита), но также образуются при повышенном давлении, судя по высокому содержанию жадеита (до 40%) в пироксене в ассоциации с кварцем. По-видимому, хотя бы некоторые из этих образцов соответствуют фации  $C_3$ ; (см. рис. 36), т. е. близки по условиям образования низкотемпературным эклогитам.

## § 26. ПИРОКСЕНЫ КОНТАКТОВЫХ И КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

### Пироксены контактовых пород

К собственно контактовым породам — роговикам — относится небольшое число анализов пироксенов. Среди них можно выделить: 1) пироксены гиперстен-плаггиоклазовых и двупироксеновых роговиков, 2а) пироксены клинопироксен-плаггиоклазовых роговиков, 2б) пироксены плаггиоклаз-клинопироксеновых ксенолитов, 3) пироксены пироксенитовых ксенолитов.

Ксенолиты от собственно контактовых пород часто отличаются более высокой температурой образования и реакционным взаимодействием с

става. Они наиболее существенны для пироксенов из клинопироксен-плагноклазовых пород, которые поэтому подразделены на две подгруппы.

Большинство этих пород, из которых проанализированы пироксены, относятся к высокотемпературной пироксен-роговиковой фации. В первую очередь это справедливо для первой группы (с двумя пироксенами) для клинопироксен-плагноклазовых пород (вторая группа пироксенов) возможен более широкий температурный интервал: ксенолиты в долеритах и норитах (в частности, ксенолит с меллитом) могут соответствовать более высокотемпературной спуррит-мервинитовой фации, а некоторые клинопироксен-плагноклазовые роговики (например, с роговой обанкой) — более низкотемпературной амфибол-роговиковой фации, и пироксены из них близки к скарновым пироксенам. Однако данные для подразделения по температуре недостаточно. Средние составы пироксенов зрелых групп приведены в табл. 6.15, а коэффициенты зрелости — в § 7.

Таблица 6.15

Средний состав пироксенов из контактовых роговиков и ксенолитов

| группы      | Ортопироксены    |      |           |           |                     | Клинопироксены                          |      |                          |                              |                      |                                   |                                 |           |  |           |   |
|-------------|------------------|------|-----------|-----------|---------------------|---|------|--------------------------|------------------------------|----------------------|-----------------------------------|---------------------------------|-----------|--|-----------|---|
|             | в целом РМ9, n=8 |      | РМ9а, n=4 | РГ2А, n=9 | эвли-зиты РМ9б, n=4 | в целом роговики и ксенолиты ММ24, n=13 |      | ММ24а с гиперстеном, n=2 | клинопироксен-плагноклазовые |                      | ксенолиты пироксенитов ММ24г, n=3 | в целом ксенолиты ММ24 в+г, n=7 |           | плагноклазовые включения в базальтах МГ2, n=19 |           |   |
|             | $\bar{x}$        | S    | $\bar{x}$ | $\bar{x}$ | $\bar{x}$           | $\bar{x}$                               | S    | $\bar{x}$                | роговики ММ24б, n=4          | ксенолиты ММ24в, n=4 | $\bar{x}$                         | $\bar{x}$                       | $\bar{x}$ | $\bar{x}$                                      | $\bar{x}$ | S |
| V           | 1939             | 55   | 1898      | —         | 1980                | 184                                     | 150  | 1933                     | 1885                         | 1637                 | 1830                              | 1730                            | 1787      | 53   |           |   |
| VI          | 57               | 56   | 101       | 107       | 14                  | 120                                     | 156  | 67                       | 115                          | 351                  | 165                               | 263                             | 213       | 53   |           |   |
| +           | 33               | 44   | 60        | —         | 5                   | 42                                      | 27   | 28                       | 45                           | 59                   | 27                                | 49                              | 89        | 41   |           |   |
|             | 11               | 8    | 19        | 7         | 3                   | 50                                      | 49   | 20                       | 11                           | 106                  | 48                                | 81                              | 41        | 18   |           |   |
| +           | 23               | 24   | 33        | —         | 8                   | 11                                      | 74   | 45                       | 126                          | 137                  | 101                               | 122                             | 93        | 47   |           |   |
|             | —                | —    | —         | 9         | —                   | —                                       | —    | 2                        | —                            | —                    | 2                                 | 2                               | 2         | 3  |           |   |
| +           | 1134             | 463  | 639       | 400       | 1563                | 273                                     | 221  | 314                      | 357                          | 279                  | 110                               | 206                             | 163       | 26   |           |   |
|             | 54               | 63   | —         | 10        | 92                  | 10                                      | 9    | 10                       | 15                           | 7                    | 4                                 | 6                               | 6         | 3  |           |   |
| +           | 676              | 421  | 1079      | 1424      | 276                 | 594                                     | 334  | 834                      | 466                          | 451                  | 800                               | 601                             | 740       | 105  |           |   |
|             | 64               | 41   | 73        | 44        | 56                  | 866                                     | 120  | 713                      | 922                          | 901                  | 847                               | 878                             | 784       | 51   |           |   |
| +K          | 5                | 6    | 9         | —         | —                   | 62                                      | 33   | 23                       | 54                           | 74                   | 82                                | 80                              | 78        | 29   |           |   |
|             | 63,47            | 23,9 | 40,8      | 22,4      | 85,9                | 51,6                                    | 23,5 | 31,4                     | 51,9                         | 48,23                | 21,3                              | 34                              | 27,4      | 7,3  |           |   |
|             | 62,7             | 24,4 | 39,6      | —         | 85,9                | 45,8                                    | 24,9 | 23,6                     | 44,2                         | 37,5                 | 15,2                              | 28                              | 18,8      | 3,8  |           |   |
| $\Sigma_1$  | 2000             | 15   | 1992      | —         | 2010                | 2007                                    | 41   | 1994                     | 2003                         | 2014                 | 2020                              | 2025                            | 2006      | 7  |           |   |
| $\Sigma_2$  | 3998             | 9    | 3993      | —         | 4004                | 4002                                    | 41   | 3994                     | 4006                         | 4012                 | 4015                              | 4018                            | 4006      | 7  |           |   |
| $\chi_{ок}$ | 0,089            | 0,03 | 0,052     | —         | 0,006               | 0,28                                    | 0,17 | 0,12                     | 0,25                         | 0,36                 | 0,45                              | 0,39                            | 0,44      | 0,11   |           |   |

Пироксены из плагноклаз-двупироксеновых роговиков охарактеризованы четырьмя химическими анализами ортопироксенов и двумя анализами клинопироксенов. Для сравнения в табл. 15 приведен также средний состав ортопироксенов из плагноклазсодержащих включений (РГ2А) в гавайских лавах (White, 1966).

Сравнить эти пироксены с пироксенами из двупироксеновых гнейсов из габброндов трудно из-за малочисленности анализов. Обращает внимание только повышенные содержания Са (до 4,5%) в ортопироксенах пониженное — в моноклинных. Если добавим сюда пижонит, инвертировавший в гиперстен, из ксенолита в расслоенной интрузии Стиллуотер, мы получим все переходы от кальциевых пироксенов к пижонитам и даже к ортопироксенам. Вместе с пижонитом в роговиках это несомненно

литах основных интрузий — свыше 1000°.

Роговиковые ортопироксены отличаются от ортопироксенов плагиоклазовых глубинных включений в базальтах меньшей железистостью и, вероятно, более высоким содержанием Al, Ti и Ca, хотя некоторые анализы из обеих групп сходны (см. Приложение 1 и главу 8).

От других контактовых ортопироксенов резко отличаются марганцовистые эвлиты из контактовых железистых пород (эвлизитов), в ассоциации с Mn-фаялитом или спессартин-альмандинным гранатом. Эти пироксены сравнивались с другими ортопироксенами железистых пород. Несомненно Mn в этих ортопироксенах замещает Fe<sup>2+</sup>, что видно из сравнения каждой пары пироксенов — из Швеции и из Манчжурии (см. Приложение 1, анализ 250—254). Здесь интересно отметить, что высокое содержание Mn характерно для других контактово-метасоматических пироксенов — кальциево-марганцовистых клинопироксенов из сульфидоносных скарнов.

В табл. 6.15 приведен средний состав клинопироксенов из роговиков и ксенолитов, который в целом может характеризовать пироксен-роговиковую фацию. Однако колебания составов очень велики, что видно из величин среднеквадратичных отклонений и сравнения средних составов более узких групп клинопироксенов в табл. 6.15. Так, салит-авгиты из клинопироксен-плагиоклазовых роговиков отличаются от диосид-салитов двупироксеновых роговиков более высоким содержанием Al, Fe<sup>3+</sup>,  $K_{ок}$ , Ca при почти одинаковом содержании Fe<sup>2+</sup> и вдвое меньшем содержании Mg. Еще более резко это проявлено для пироксенов ксенолитов, которые обогащены также Ti, хотя это заключение следует считать предварительным из-за малочисленности анализов и невозможности применения *t*-критерия. Непараметрический  $\chi^2$ -критерий соответствует 5% уровню значимости только для части указанных отличий (Ti, Fe<sup>3+</sup>). Более высокая степень окисления в клинопироксенах без гиперстена объясняется главным образом различием окислительного потенциала (при примерно одинаковой температуре). Логично предположить, что при контактовом метаморфизме в гипабиссальных условиях окислительный потенциал чаще будет высоким, и этим объясняется относительная редкость гиперстеновых и альмандиновых роговиков по сравнению с высокотемпературными регионально-метаморфическими породами.

Пироксены из клинопироксен-плагиоклазовых ксенолитов (MM24B) заметно выделяются очень низким содержанием Si и высоким содержанием Al<sub>IV</sub>. В этом отношении пироксены ксенолитов, хотя они и не содержат шпинели, могут сравниться только с фассаитами шпинель-пироксеновых скарнов, но в отличие от последних пироксены ксенолитов одновременно богаты Ti и Fe<sup>3+</sup> и в целом более железисты, соответствуя ферриавгитам с переходом в салит-авгиты. Уникален одноосный титанавгит из ксенолита в хаддо-норите из Абердиншира (см. Приложение 2, анализ 1015), описанный Диксоном и Кеннеди (Dixon, Kennedy, 1933), который содержит 5,72% TiO<sub>2</sub> и 14,29% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Для компенсации недостающего Si необходимо весь Ti считать четырехвалентным и поместить его в позицию Si, тогда количество Al<sub>VI</sub> увеличится и количества катионов Al<sub>VI</sub> + Fe<sup>3+</sup> будет достаточно, чтобы компенсировать Al<sub>IV</sub>.

В результате для среднего состава (табл. 6.15) мы получим следующее содержание минералов: CaMgTi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> 5,5%, CaAlAlSiO<sub>6</sub> 16,5%, CaFe<sup>3+</sup>AlSiO<sub>6</sub> 9,0% (для пироксена из Абердиншира соответствующие величины равны 8,5, 26 и 13,5%). По средней общей железистости, содержанию Ca, Na, Mn, эти пироксены не отличаются от описанных выше пироксенов контактовых пород. Соотношение Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup> и связанные с ними *f'* и  $K_{ок}$ , а также содержание Na колеблются довольно за-

сена с повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  (см. Приложение 2, анализы 1017 и 4018) содержат избыток Na, возможно вследствие примесей Na-содержащих минералов, так как удовлетворительно распределить Ti, Al и  $\text{Fe}^{3+}$  в чермакитовые миалы и компенсировать Na не удается.

Пироксены из ксенолитов пироксенитов охарактеризованы всего тремя анализами. Несмотря на немногочисленность, эти три анализа из разных мест обнаруживают общие черты: низкую железистость, примерно одинаковые содержания  $\text{Al}_{\text{IV}}$  и Ti, которые сходны с таковыми в пироксенах шпинель-оливин-плагиоклазовых нодулей в базальтах (МГ2 см. табл. 5. 6 и главу 8), но более низкие, чем в плагиоклаз-пироксеновых ксенолитах. В то же время обе группы пироксенов из ксенолитов тесно связаны, в пироксенах из пироксенитовых ксенолитов соотношение  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  ( $f$ ,  $K_{\text{ок}}$  и содержание Na также меняется в зависимости от состава вмещающих пород: в измененном шонкините содержание Na и  $\text{Fe}^{3+}$  наиболее высокое, в ксенолите в долеритах Na отсутствует, степень окисления промежуточная.

Табл. 6.15 иллюстрирует примерное равенство средних содержаний  $\text{Al}_{\text{сум}}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Cr, Mn, Na, близость Si и  $\text{Fe}^{2+}$  в пироксенах из явных ксенолитов и из шпинель-плагиоклазовых включений в базальтах. Такое сходство не случайно, так как, по нашему мнению, плагиоклазовые включения в базальтах представляют хотя бы частично также ксенолиты — переработанные при взаимодействии с базальтовой магмой глубокие ультраосновные включения (см. главу 8). Первоначальный ультраосновной состав включений сказывается только в более низком содержании Ti и более низкой железистости пироксенов из включений. Это различие оказывается незначимым, если мы сравним пироксены из ксенолитов и включений пироксенитов (см. табл. 6.15 и Приложение 2).

### Пироксены контактово-метасоматических пород

Большинство пироксенов, рассматриваемых в этом параграфе, относятся к контактово-метасоматическим образованиям (скарнам). Всего в Приложении 2 приведено 150 анализов пироксенов из скарнов (включая глубокие). Кроме того, надо иметь в виду, что значительная часть скарновых пироксенов была отбракована (см. § 4). Кроме общепринятого подразделения на магнезиальные и известковые скарны (Жариков, 1967), мы выделили отдельно известково-железисто-марганцовистые (сульфидные) скарны, состав минералов и металлогеническая специализация которых существенно отличаются от других, в частности известково-железистых (железорудных), скарнов. Каждый из трех типов скарновых пироксенов подразделен на подтипы в соответствии с зональностью скарнов и главными ассоциациями минералов:

1-й тип (ММ25) — пироксены магнезиальных скарнов:

а) из пироксен-шпинелевых скарнов — клинопироксен + шпинель ± кальцит, флогопит, паргасит, редко гроссуляр, ксантофиллит, волластонит, эпидот, доломит;

б) из прочих скарнов и околоскарновых пород — клинопироксен + форстерит (серпентин) или клиногумит ± флогопит, кальцит (доломит).

2-й тип (ММ26) — пироксены известково-железистых (железорудных) скарнов:

а) из пироксен-андрадитовых и железорудных скарнов — клинопироксен + андрадит + магнетит ± эпидот;

б) из прочих скарнов и околоскарновых пород — клинопироксен ± амфибол, волластонит, эпидот, гроссуляр, везувин, апатит.

Эти типы (группы) — пироксены известково-железисто-марганцовистых (редкометалльных, полиметаллических, марганцовых) скарнов:

а) из внешних скарновых зон — клинопироксен + гроссуляр ± кальцит ± везувиан, полевой шпат, эпидот;

б) из центральных зон (мангангеденбергитовых) скарнов — клинопироксен ± гранат, сульфиды, кальцит, кварц, слюда, альбит, Мп-амфибол;

в) в ассоциации с марганцовистыми минералами — клинопироксен + родонит, бустамит (окислы Мп) + кварц ± карбонат, сульфиды, эпидот, гроссуляр, везувиан, волластонит, ксонотлит;

г) Zn-содержащие мангансалиты.

В табл. 6.16 приведены средние составы и среднеквадратичные отклонения выделенных подтипов пироксенов. Подтипы 25б и 26б в табл. 6.16 объединены из-за малочисленности анализов и сходства их состава. В § 23 мы сделали попытку выделить также пироксены глубинных скарнов (магнезиальных и известковых), которые здесь будут сопоставлены с собственно контактово-метасоматическими пироксенами умеренных глубин. В дальнейшем, по мере накопления материала, эта классификация скарновых пироксенов будет несомненно уточнена и детализирована.

Общая особенность всех скарновых пироксенов, как и пироксенов карбонатных пород, — высокое содержание Са.

1а. Все пироксены из пироксен-шпинелевых скарнов представлены фассаитами, богатыми глиноземом, но бедными  $Fe^{3+}$ , Na, Ti и  $Fe^{2+}$ , т. е. маложелезистыми минералами в отличие от авгитов. Железистость во всех этих пироксенах низкая,  $f$  не превышает 25% и  $f'$  — не более 10—15%; во многих образцах частная железистость  $f'$  равна всего 1—2%. Большинство шпинель-пироксеновых скарнов соответствует магматической стадии и по температуре образования близко к ксенолитам в магме. Поэтому неудивительно, что фассаиты по среднему содержанию Si и Al сходны с пироксенами из ксенолитов, но вследствие реакции ксенолитов с магмой пироксены из ксенолитов значимо отличаются от них по содержанию Ti,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  (и соответственно по железистости). Многие из контактовых фассаитов уникальны и содержат до 16 вес. %  $Al_2O_3$  при низкой железистости, т. е. принадлежат в основном к изоморфному ряду  $CaMgSi_2O_6$  (диопсид) —  $CaAl_2O_6$  (Са-алюмочермакит). В то же время содержание Al (алюмочермакита) колеблется в очень широких пределах. Наиболее высокие содержания (более 11%  $Al_2O_3$ , или 35—45% алюмочермакита) отмечаются или в контакте с основными интрузиями (Норильск, Б. Батуобия, Монтана) или в глубинных шпинель-пироксеновых скарнах. Наоборот, в контакте с гранитоидами фассаиты содержат в целом пониженные содержания  $Al_2O_3$ , в том числе самые низкие из ассоциаций со шпинелью (3—6%  $Al_2O_3$ , или менее 20% алюмочермакита). Возможно, эти малоглиноземистые фассаиты отвечают постмагматической стадии магнезиальных скарнов.

Таким образом, намечается увеличение содержания Al в фассаите шпинель-пироксеновых скарнов с ростом температуры их образования. Если учесть, что глубинные скарны образовались при более низких температурах, чем контакты траппов и габбро, и при примерно одинаковой температуре с гранитоидами, то можно допустить, что содержание глинозема в фассаите в равновесии со шпинелью увеличивается также с увеличением давления. Это — общая особенность всех пироксен-шпинелевых ассоциаций (подробнее она рассмотрена в главе 8). Пониженные содержания Al в фассаитах глубинных шпинель-пироксеновых скарнов следует связывать, вероятно, с флогпитизацией, т. е. с вторичными изменениями последних. В среднем фассаиты глубинных пироксен-шпинелевых скарнов, по-видимому, существенно не отличаются от контактовых

Таблица 6.16

## Средний состав пироксенов контактово-метасоматических пород

| Компоненты, параметры | Магнезиальные (пироксен-шпиннелевые) скарны ММ25а, n=22 |      | Околоскарновые породы ММ(256+266), n=10 |       | Пироксен-антрацитовые скарны ММ26а, n=23 |      | Известково-марганцевые скарны |               |      |             |     | Метасоматич. щелочных пород |      |                   |      |
|-----------------------|---|------|---|-------|--|------|-------------------------------|---------------|------|-------------|-----|-----------------------------|------|-------------------|------|
|                       | $\bar{x}$   | S    | $\bar{x}$                               | S     | $\bar{x}$                                | S    | ММ27а, n=6                    | ММ276+в, n=36 |      | ММ27в, n=14 |     | скарнонды, n=11             |      | фениты и др., n=7 |      |
|                       |   |      |   |       |  |      |                               | $\bar{x}$     | S    | $\bar{x}$   | S   | $\bar{x}$                   | S    | $\bar{x}$         | S    |
| Si                    | 1726  | 112  | 1949                                    | 33    | 1905                                     | 61   | 1969                          | 1949          | 61   | 1966        | 21  | 1902                        | 67   | 1936              | 83   |
| Al <sub>IV</sub>      | 274   | 112  | 43                                      | 36    | 84                                       | 65   | 34                            | 43            | 51   | 12          | 19  | 93                          | 71   | 69                | 79   |
| Al <sub>V1</sub>      | 106   | 57   | 19                                      | 21    | 14                                       | 32   | 11                            | 27            | 45   | 11          | 10  | 50                          | 45   | 53                | 29   |
| Ti                    | 24  | 32   | 2                                       | 5     | 8  | 18   | 1                             | 2             | 4    | 1           | 2   | 23                          | 15   | 31                | 24   |
| Fe <sup>3+</sup>      | 89  | 52   | 28                                      | 30    | 103                                      | 52   | 63                            | 47            | 49   | 23          | 28  | 183                         | 118  | 546               | 265  |
| Fe <sup>2+</sup>      | 52  | 51   | 152                                     | 115   | 295                                      | 245  | 761                           | 508           | 279  | 250         | 220 | 324                         | 245  | 123               | 76   |
| Mn                    | 2   | 3    | 113                                     | 17    | 15                                       | 13   | 38                            | 322           | 305  | 606         | 230 | 11                          | 7    | 7                 | 5    |
| Mg                    | 742   | 129  | 802                                     | 153   | 624                                      | 265  | 143                           | 135           | 178  | 160         | 105 | 452                         | 301  | 258               | 225  |
| Ca                    | 990   | 32   | 975                                     | 33    | 922                                      | 46   | 983                           | 951           | 71   | 945         | 36  | 775                         | 191  | 378               | 323  |
| Na(+K)                | 20  | 37   | 32                                      | 25    | 32                                       | 27   | 2                             | 11            | 14   | 5           | 9   | 200                         | 170  | 584               | 305  |
| f                     | 16,5  | 9,8  | 19,6                                    | 13,4  | 40,0                                     | 25,3 | 85,6                          | 84,1          | 18,1 | 85,1        | 6,1 | 53,5                        | 29,8 | 73,3              | 22,7 |
| f'                    | 7,2   | 8,0  | 17,9                                    | 12,3  | 33,6                                     | 27,9 | 84,2                          | 83,2          | 18,5 | 84,4        | 6,2 | 46,5                        | 33,6 | 40,2              | 12,0 |
| Σ <sub>1</sub>        | 2025  | 18   | 2025                                    | 20    | 2013                                     | 48   | 2002                          | 2004          | 67   | 2001        | 61  | 2021                        | 49   | 1980              | 26   |
| Σ <sub>2+y+z</sub>    | 4026  | 18   | 4017                                    | 13    | 4002                                     | 33   | 4005                          | 3995          | 36   | 3979        | 38  | 4017                        | 46   | 3985              | 23   |
| Σ Fe                  | 8,8   | 5,3  | 9,9                                     | 6,6   | 21,6                                     | 19,8 | —                             | 44,8          | 6,5  | —           | —   | 30,8                        | 17,1 | 59,4              | 27,0 |
| Mg                    | 39,0  | 6,0  | 40,3                                    | 7,5   | 31,5                                     | 13,3 | —                             | 7,0           | 7,3  | —           | —   | 24,5                        | 15,3 | 16,6              | 11,3 |
| Ca                    | 52,2  | 1,9  | 49,8                                    | 1,7   | 46,9                                     | 1,7  | —                             | 48,2          | 2,4  | —           | —   | 44,7                        | 5,7  | 24,1              | 16,3 |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,085   | 0,12 | 0,225                                   | 0,20  | 0,89                                     | 0,77 | —                             | 6,47          | 6,08 | —           | —   | 2,52                        | 4,6  | 0,708             | 0,37 |
| K <sub>ок</sub>       | 0,64  | 0,20 | 0,176                                   | 0,177 | 0,35                                     | 0,22 | 0,08                          | 0,11          | 0,19 | 0,08        | —   | 0,41                        | 0,18 | 0,76              | 0,20 |

(малоглубинных) фассаитов, хотя данных для более определенного заключения недостаточно (см. табл. 6.9, 6.16).

1б+2а. Пироксены экзоскарнов и околоскарновых пород представлены диопсидами и по среднему составу практически не отличаются от пироксенов глубинных экзоскарнов и околоскарновых пород, так же как от пироксенов мраморов и кальцифиров (см. табл. 6.12). Таким образом, составы пироксенов из мраморов и внешних зон скарнов не отличаются. Различать эти внешние зоны скарнов в большинстве случаев невозможно и по ассоциациям (кроме магнезиальных ассоциаций с доломитом, форстеритом или флогопитом). Поэтому главное генетическое значение имеют пироксены внутренних зон скарнов (и эндоскарнов), по которым типы скарнов достаточно хорошо различаются.

2б. Ко второму типу скарновых пироксенов отнесены образования известково-железистых скарнов, т. е. преимущественно железорудных, для которых характерны парагенезис клинопироксен+андрадит+магнетит. Это — рудные скарны, внутренние зоны безрудных скарнов или эндоскарны. Пироксены из них принадлежат к салит-авгитам, промежуточным между ферриавгитами глубинных скарнов и диопсидами мраморов и околоскарновых пород. Их железистость колеблется в широких пределах ( $f=15-97\%$ ), хотя в большинстве анализов, приведенных в Приложении 2,  $f < 40\%$ . Железистость пироксенов и сосуществующих гроссуляр-андрадитовых гранатов при одинаковом содержании Fe зависит в основном от потенциала кислорода, так как происходит главным образом перераспределение  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  между пироксенами и гранатами (подробнее см. § 37). В этом отношении сильно железистые пироксены ( $f > 50\%$ ) из некоторых железорудных скарнов Эльбы, Швеции, Китая, Онтарио и других мест приближаются к геденбергитам следующего, третьего типа, но в отличие от них имеют низкое содержание Mn и, что особенно важно, повышенные содержания  $Fe^{3+}$  и Al (например, 6,9%  $Al_2O_3$  и 7,4%  $Fe_2O_3$  в анализе образца 1060 из Китая).

По своему среднему составу они близки к ферриавгитам глубинных известковых скарнов, но значимо отличаются более низкими содержаниями  $Fe^{3+}$  и  $Al_{IV}$  хотя коэффициент окисления в них один и тот же. В то же время внутри этого подтипа 2б намечается зависимость содержания  $Fe^{3+}$  и Al в пироксенах от характера контакта и состава интрузии: на контакте с основными интрузиями (габбро, диабазами) и сиенитами (габбро-сиенитами) в пироксенах содержание  $Fe^{3+}$  и особенно Al (см. анализы 1042—1044) выше, чем на контакте с гранитоидами. По-видимому, для пироксенов пироксен-андрадитовых скарнов проявилась та же зависимость, что и для фассаитов магнезиальных скарнов: с возрастанием температуры (определяемой составом интрузии) и давления (глубины) образования скарнов содержание трехвалентных катионов в пироксене в среднем увеличивается.

Однако эта зависимость в случае пироксенов известково-железистых скарнов более сложная. Благодаря преобладающей роли  $Fe^{3+}$  среди трехвалентных катионов их предельное содержание зависит от потенциала кислорода. Кроме того, в известковых скарнах, как правило, отсутствуют высокотемпературные породы магматической стадии. С ними могут быть сопоставлены лишь некоторые пироксены, богатые  $R^{3+}$ . Если известковые скарны магматической стадии будут найдены, то одним из критериев для них будет высокое содержание  $R^{3+}$  в пироксене (без Na).

3. Специфические особенности третьего типа скарновых пироксенов — из известково-железисто-марганцевых скарнов — их высокая железистость при очень низком содержании трехвалентных катионов, и переменное, но в целом повышенное содержание Mn. Железистыми здесь оказываются даже пироксены внешних зон скарнов, причем как амоскарнов, так и авто(эндо)скарнов (см. Приложение 2, анализы 1105—

1109). Железистость  $f$  всех четырех подтипов пироксенов примерно одна и та же, и отличаются они только содержаниями Mn. В то же время железистость граната очень низкая, очень часто это почти чистый гроссуляр (см. § 37). Другими словами, почти все железо находится в двухвалентной форме и входит в пироксен, а не гранат. Этим объясняется отсутствие (или редкость) магнетита в скарных месторождениях данного типа. Аналогично Fe марганец также находится в двухвалентной форме и входит в пироксен (реже — в амфибол или родонит в случае высокой концентрации Mn), а не в пьмонтит или окислы Mn, как в других низкотемпературных породах.

Такие сопоставления и другие особенности строения редкометалльных, полиметаллических и марганцовых скарных месторождений приводят к выводу, что эти скарны образовались при низком потенциале кислорода, и это служит главной причиной высокой железистости (и марганцовистости) пироксенов и низкого содержания в них  $Fe^{3+}$ . Судя по отсутствию магнетита и наличию в некоторых месторождениях фаялита или родонита  $MnSiO_3$ , потенциал кислорода соответствовал буферу (фаялит-магнетит). Можно сделать также предположения о более низкой температуре образования по крайней мере части этих месторождений (например, Уральские скарно-медные месторождения нередко располагаются на флангах поля железорудных скарнов; Овчинников, 1960). Результатом этого — низкое содержание не только  $Fe^{3+}$ , но и Al в пироксенах.

Низкий потенциал кислорода в этих скарных месторождениях хорошо согласуется с преимущественно сульфидным характером оруденения, причем сульфиды здесь находятся в тесном парагенезисе со скарновыми минералами, во многих случаях одновременны с ними, а в некоторых месторождениях рудный элемент цинк входит в повышенных количествах непосредственно в сам пироксен. Такие пироксены образуют обособленную группу Zn-Mn-пироксенов (подтип 3г, табл. 6.16).

Таким образом, при низком потенциале кислорода сульфиды начинают отлагаться непосредственно в главную стадию скарнообразования, а не после скарнообразования, как в железорудных месторождениях Коржинский, 1953; Овчинников, 1960; Жариков, 1966 и др.). Именно поэтому мы называли ранее третий тип скарных пироксенов «пироксеами из сульфидоносных скарнов» (Добрецов, Пономарева, 1964). Все же это название следует считать неудачным, так как железорудные скарны также содержат сульфиды и нередко в больших количествах, хотя сульфидное оруденение в железорудных скарнах всегда более позднее, чем пироксены и другие скарновые минералы (поэтому мы не упоминали сульфиды в парагенезисах магнезиальных и известково-железистых скарнов).

Мы не имеем возможности рассмотреть здесь подробнее такой сложный вопрос, как соотношение скарнов и оруденения. Отметим только, что в известково-железисто-марганцовистых скарнах не обязательно связаны высокими концентрациями серы, так же как в железорудных месторождениях повышенный потенциал кислорода не означает низкого потенциала серы. Параметры  $\mu_{O_2}$  и  $\mu_{S_2}$  в общем случае не зависимы, например,  $\mu_{O_2}$  понижается вследствие притока глубинных  $H_2$  и  $CO_2$  (или может меняться независимо от углеводородов), но понижение потенциала при той же концентрации S в растворе повышает ее потенциал и вызывает раннее отложение сульфидов.

При общем повышенном содержании Mn в скарных пироксенах данного типа содержание его очень сильно колеблется в зависимости от концентрации его в растворе. Наиболее низкая концентрация Mn, как и следовало ожидать, устанавливается в зонах скарнов, удаленных от центральной зоны наиболее интенсивной фильтрации растворов, причем это



наблюдается, как мы отмечали, и в экзо-, и в эндоскарнах. Такие пироксены с содержанием  $MnO$  0,3—2% выделены в подтип 3а. Пироксены главных рудных зон, сложенных нередко почти мономинеральными пироксеновыми скарнами, содержат 2,5—6 вес. %  $MnO$ , соответствуют мангангеденбергитам и отнесены к подтипу 3б.

При особо высокой концентрации  $Mn$  в растворах появляются  $Mn$ -минералы, главным образом родонит  $MnSiO_3$ , и пироксен содержит свыше 9 вес. %  $MnO$  со всеми переходами от мангангеденбергитов и мангансалитов до йохансенитов. Эти собственно марганцевые ( $Ca-Mn$ ) пироксены выделены в подтип 3б (см. табл. 6.16). Такие пироксены обычно тесно ассоциируются с сульфидами, но встречаются и без сульфидов в ассоциации: клинопироксен+родонит+кальцит+кварц, иногда даже в виде самостоятельных жил вне связи с типическими скарнами. К типу 3в такие анализы из жил отнесены несколько условно. Присутствие родонита или бустамита (редко — окислов  $Mn$ ) для пироксенов подтипа 3в обязательно. Другим типом марганцевых пироксенов, как мы отмечали в § 25, являются  $Na-Mn$ -пироксены-блафордиты в метаморфических марганцовистых кварцитах типа гондитов.

Наконец, специфичны  $Zn-Mn$ -пироксены (шеффериты, джефферсониты), выделенные в отдельный подтип 3г. В Приложении 2 имеется только четыре анализа таких пироксенов. По своим ассоциациям и составу они близки к типу 3в (1.1.11 — к типу 3б), но отличаются повышенным содержанием  $ZnO$  (2—7 вес. %). В других марганцовых пироксенах также встречаются примеси  $Zn$  (десять доли %), но часть из них может быть связана с примесями сульфидов, а в этих пироксенах цинк несомненно входит в структуру пироксенов.

Внутри 3-го типа скарновых пироксенов могут быть выделены также разновидности, характеризующие разные типы месторождений — полиметаллические, редкометальные, собственно марганцевые. Пока материалов для такого разделения недостаточно. К  $Mn$ -месторождениям могут быть отнесены некоторые пироксены подтипов 3а и 3в, большинство остальных относится к полиметаллическим месторождениям, а несколько анализов подтипов 3а и 3б — к редкометальному (шеелитовым) месторождениям. По-видимому, для последних очень высокие содержания  $Mn$  в пироксенах (подтипы 3в и 3г) не характерны, но насколько это правило общее — неизвестно. Наиболее широкие интервалы изменения состава пироксенов в отношении  $Mn$  и общей железистости, а также  $Na$  характерны для полиметаллических месторождений.

В заключение этого параграфа отметим некоторые особенности пироксенов метасоматических пород, связанных со щелочными интрузиями. Эти пироксены разделены на две группы, хотя они далеко не однородны.

Тип  $MM29$  — пироксены из кальцифиров, карбонатов, скарнов и скарноидов, связанных со щелочными породами и содержащими в ассоциации карбонат, слюду, нередко  $Ca$ -гранат и другие минералы. По своей средней железистости и содержанию чермакита они близки к салит-авгитам железорудных скарнов, но отличаются повышенным содержанием  $Na$ , т. е. являются эгирин-авгитами (с содержанием 7,5 чермакита и 18,5% эгирина) с переходами от диопсид-авгитов до эгирин-салитов (см. рис. 40).

Тип  $MM28$  — пироксены из фенгитов и силикатных метасоматитов в самих щелочных породах. Они относятся в целом к эгирин-салитам и эгирин-геденбергитам, смыкаясь с предыдущей группой. При довольно большом разбросе составов (см. рис. 40) они отличаются от магматических эгириновых пироксенов (см. § 21) низким содержанием чермакита и  $Ti$ , а также незакономерным положением по всему полю диопсид — геденбергит — эгирин, что в свое время отметил Л. Л. Перчук (1962).

**ПИРОКСЕНЫ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ И МЕТЕОРИТОВ**

В этой главе мы рассмотрим статистические данные о составе пироксенов из глубинных ультраосновных и основных включений в базальтах и кимберлитах, которые по предположению вынесены из различных горизонтов верхней мантии. Приведены отдельно данные для пироксенов из включений в базальтах и пироксенов из включений в кимберлитах и кимберлитподобных породах, так как глубинные включения в этих двух типах пород существенно различаются, хотя и имеются некоторые включения, встречающиеся в обоих типах пород (табл. 7.1).

**§ 27. ПИРОКСЕНЫ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В БАЗАЛЬТАХ**

Среди этих включений по минеральным ассоциациям, составам минералов и распространенности в разных базальтах можно выделить три главных типа включений:

- 1) шпинелевые гипербазиты (дуниты, лерцолиты, гарцбургиты, пироксениты);
- 2) плагиоклазовые перидотиты (включая верлиты, дуниты, пироксениты с плагиоклазом или слюдой) и оливинное габбро;
- 3) гранатовые перидотиты и пироксениты (называемые также гиперстеновыми эклогитами).

Третий тип включений очень редок и значительно более распространен в кимберлитах. Кроме этих пород, вместе с ними в континентальных областях встречаются включения гранулитов, гранитоидов, кристаллических сланцев, эклогитоподобных пород, большинство которых имеют отчетливый метаморфический генезис и произошли из нижней части земной коры. Пироксены из таких включений рассмотрены вместе с другими пироксенами гранулитовой фации.

Все эти включения встречены почти исключительно в щелочных базальтоидах ольвинбазальтовой формации в океанических областях и на континентах. Вмещающие базальты содержат, как правило, нормативный нефелин или лейцит. Известно более 200 местонахождений с такими включениями в базальтах (Forbes, Kuno, 1965), из них большинство имеет постмеловой возраст (исключение составляют включения в породах каменноугольного возраста в Англии, мезозойского возраста в Восточной Австралии, и в кембрийских лавах в Западных Саянах, СССР).

Наиболее обычны включения первой группы (шпинелевые гипербазиты). Включения второй группы более редки и пространственно обычно разобщены от включений первой группы. В некоторых районах, например, на Гавайских о-вах (White, 1966) встречаются все три типа включений, но и в этом случае они приурочены к разным породам. Так, в гавайских лавах, где известно 46 пунктов нахождения лав с включениями, по данным Уайта (White, 1966), полевошпатовые перидотиты, пироксе-

Таблица 7.1

## Номера и численность выборок анализов пироксенов из глубинных включений

| Вмещающие породы                              | Типы пироксенов | Шпинелевые гипербазиты (без плагио-класа) | Шпинель-плагиоклазовые гипербазиты и габбро | Гранат-шпинелевые пироксениты | Гранатовые и гранат-шпинелевые перидотиты | Эклогиты               | Гросспидиты и эклогиты | Всего анализов |
|---|-----------------|---|---|-------------------------------|---|------------------------|------------------------|----------------|
| Базальты и дайки базальтоидов                 | <i>РП</i>       | РГ1а (18)                                 | РГ2 (4)                                     | РГ3 (3)                       |   |                        |                        | 25             |
|   | <i>МП</i>       | МГ1А (17)                                 | МГ2 (19)                                    | МГ3 (4)                       |   |                        |                        | 40             |
| Трубки кимберлитов и кимберлитоподобных пород | <i>РП</i>       | РГ1б (3)                                  | —   | —                             | РГ4а, б (19)                              |                        |                        | 22             |
|   | <i>МП</i>       | МГ1б                                      | —   | —                             | МГ4а, б (8+11)                            | МГ5а (11)<br>МГ5б (12) | МГ6а (14)              | 59+8           |
| Возможные аналоги включений *                 | <i>РП</i>       | РИ2<br>РИ1                                | РИ3   |                               | РГ4в** (12)<br>РИ1                        | —                      | —                      | —              |
|   | <i>МП</i>       | МИ2<br>МИ1                                | МИ3   |                               | МИ1<br>МГ4в** (8)                         | ММ17<br>ММ16а          | ММ16б                  | —              |

\* См. табл. 5.1 и 6.1.

\*\* Из массивов гранатовых перидотитов.

ниты, оливинные габбро вместе с дунитами и верлитами находятся преимущественно в умеренно щелочных лавах (щелочные оливинные базальты, гавайиты, анкармиты), а шпинелевые безплагиоклазовые перидотиты, особенно лерцолиты — в сильно щелочных лавах (нефелиновые базальты, базаниты, анкартиты серий Колоа и Гонолулу). Аналогичные закономерности устанавливаются и в других районах (Forbes, Кипо, 1965).

В редких случаях включения были найдены в нещелочных толеитовых базальтах, в частности на Гавайях. Но в таких случаях во включениях обязательно присутствует плагиоклаз, они не содержат реакционных оторочек на контакте с базальтами, и наоборот, обнаруживают много родственного черт с вмещающими базальтами, в частности идентичный состав вкрапленников в базальтах и минералов включений (White, 1966). Эти включения иллюстрируют предположение, что многие плагиоклазсодержащие включения в базальтах могут происходить не из мантии, и поэтому требуется рассмотреть указанные типы включений, отдельно.

**Шпинелевые гипербазиты.** В одном из первых обзоров по этим включениям Росс, Фостер и Майерс (Ross и др., 1954) показали, что включения шпинелевых перидотитов удивительно постоянны по минеральному составу в разных породах и районах, резко отличаются от вмещающих базальтов по общему составу и составу слагающих минералов и в общем не зависят от особенностей состава вмещающих базальтов. Кроме того, они имеют, как правило, реакционные оторочки на контактах с базальтами. Характерна также крупнозернистая и обычно ориентированная структура оливинных включений; нередко отмечается деформация минералов. Иногда наблюдаются порфировидность, милонитизация (Ross и др., 1954; White, 1966). По мнению большинства исследователей (Ross и др., 1954; Сахно, Денисов, 1963; Forbes, Кипо, 1965; White, 1966) эти включения вынесены базальтами из верхней мантии. Росс, Фостер и Майерс подчеркнули также генетическое родство этих включений и альпинотипных гипербазитов, в частности близость состава минералов (см. также Добрецов, 1964в).

Все включения шпинелевых перидотитов состоят из четырех минералов: оливина, энстатита, моноклинного пироксена и шпинели. Хромистая шпинель обычно составляет не более 5% породы. Ее состав колеблется в наибольшей степени — от бесхромовой (0,03 вес.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) Al-шпинели до хромпикотита и хромита с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 47%; чаще всего содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  содержится около 50%,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — около 15% (Сахно, Денисов, 1962; Денисов, 1965). Колебания содержаний остальных минералов дают все переходы от дунитов до ортопироксенитов, но преобладают породы с содержанием оливина 60—75% и ортопироксена 15—25%. Моноклинный пироксен, как правило, присутствует в небольшом количестве (5—15%).

На этом основании Уайт (White, 1966) выделил для гавайских включений самостоятельные лерцолитовые включения, но по существу они соответствуют пресобладающей массе шпинелевых перидотитов, а остальные включения, которые он противопоставил лерцолитам, относятся преимущественно к группе плагиоклазсодержащих включений. Более того, лерцолитовые включения, содержащие плагиоклаз, резко отличаются от остальных (шпинелевых) лерцолитов; наоборот, включения шпинелевых гарцбургитов, ортопироксенитов и многих дунитов тесно связаны с шпинелевыми лерцолитами и по составу минералов не отличаются.

В Приложениях приведено 18 анализов ортопироксенов и 16 анализов клинопироксенов из группы шпинелевых безплагиоклазовых включений. Сюда не включены некоторые старые или неполные анализы, а

Состав оливниновых включений в лавах Гавайских островов (White, 1966) и гранат-шпинелевых включений в кимберлитах по данным спектрохимических анализов

| Тип включений                           | Минерал | Число анализов | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | NiO     | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | f    | Примечание                   |
|---|---------|----------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|---------|------|------|-------------------|------|------------------------------|
| Шпинелевые перидотиты (без плагиоклаза) | РП      | 20             | 0,12             | 3,5                            | 0,40                           | 6,7  | 0,15 | 0,10    | 32,9 | 0,77 | 0,08              | 10,3 | +Шп                          |
|   | МП      | 19             | 0,54             | 5,2                            | 0,91                           | 3,4  | 0,10 | 0,05    | 15,3 | 20,3 | 1,25              | 10,1 | +Амф                         |
|   | Ол      | 19             | —                | —                              | 0,00                           | 10,3 | 0,16 | 0,40    | 48,4 | 0,07 | —                 | 10,7 | +См                          |
| Плагиоклазосодержащие гипербазиты       | РП      | 9              | 0,30             | 3,2                            | 0,19                           | 11,4 | 0,25 | 0,06    | 29,2 | 1,00 | —                 | 17,8 | +Пл <sub>60-70</sub>         |
|   | МП      | 12             | 0,99             | 4,6                            | 0,46                           | 5,6  | 0,14 | 0,05    | 14,9 | 21,0 | 0,57              | 17,4 | ±Шп                          |
|   | Ол      | 9              | 0,00             | —                              | 0,00                           | 17,6 | 0,26 | 0,30    | 41,8 | 0,18 | —                 | 19,3 | ±См                          |
| Гранат-шпинелевые перидотиты            | РП      | 3              | 0,29             | 4,7                            | 0,19                           | 10,9 | 0,16 | 0,09    | 28,6 | 0,84 | 0,15              | 18,2 | С учетом химических анализов |
|   | МП      | 3              | 0,83             | 6,3                            | 0,21                           | 6,5  | 0,09 | 0,04    | 13,3 | 17,8 | 2,4               | 21,5 |                              |
|   | Гр      | 3              | 0,19             | 23,3                           | 0,26                           | 14,1 | 0,33 | 0,00    | 17,0 | 4,85 | —                 | 31,8 |                              |
|   | Ол      | 2              | —                | —                              | —                              | 20,8 | 0,16 | 0,25    | 33,4 | 0,08 | —                 | 23,1 |                              |
| Шпинелевые перидотиты в кимберлитах     | РП      | 4              | 0,22             | 4,5                            | (0,33)*                        | 5,8  | 0,10 | (0,12)* | 32,1 | 0,98 | 0,17              | 10,0 | См. табл. 7.5                |
| Гранат-шпинелевые в кимберлитах         | РП      | 8              | 0,30             | 2,3                            | (0,40)*                        | 5,0  | 0,12 | —       | —    | 0,73 | —                 | 9,8  | См. табл. 7.5                |

\* По данным химических анализов (см. Приложение 1 п 2).

Таблица 7.3

## Средний состав пироксенов из ультраосновных включений в базальтах

| Компоненты, параметры | Оливин-шпинелевые нодулы |                |           |                 | Плагиоклазосодержащие включения |           |                | Гранатовые пироксены (White, 1966) |           |
|-----------------------|--------------------------|----------------|-----------|-----------------|---------------------------------|-----------|----------------|------------------------------------|-----------|
|                       | РГ1, n=22                |                | МГ1, n=17 |                 | РГ2, n=3                        | МГ2, n=19 |                | РГ3а, n=3                          | МГ3а, n=4 |
|                       | $\bar{x}$                | S              | $\bar{x}$ | S               | $\bar{x}$                       | $\bar{x}$ | S              | $\bar{x}$                          | $\bar{x}$ |
| Si                    | 1892                     | 34             | 1881      | 38              | 1866                            | 1787      | 53             | 1908                               | 1833      |
| Al <sub>IV</sub>      | 110                      | 32             | 118       | 38              | 134                             | 213       | 53             | 95                                 | 110       |
| Al <sub>VI</sub>      | 45                       | 32             | 86        | 38              | 47                              | 89        | 41             | 100                                | 174       |
| Ti                    | 4                        | 6 <sup>3</sup> | 9         | 7 <sup>3</sup>  | 16                              | 41        | 18             | 8                                  | 22        |
| Fe <sup>3+</sup>      | 26                       | 33             | 35        | 20 <sup>3</sup> | 48                              | 93        | 47             | —                                  | 61        |
| Cr                    | 12                       | 10*            | 33        | 14              | —                               | 1,4       | 3 <sup>2</sup> | 5                                  | 8         |
| Fe <sup>2+</sup>      | 196                      | 65             | 77        | 25*             | 334                             | 163       | 26             | 323                                | 127       |
| Mn                    | 3                        | 2 <sup>2</sup> | 8         | 21 <sup>3</sup> | 4                               | 6         | 3*             | 4                                  | 3         |
| Mg                    | 1657                     | 125            | 923       | 55              | 1414                            | 740       | 105            | 1505                               | 747       |
| Ca                    | 57                       | 45             | 780       | 56              | 132                             | 784       | 51             | 32                                 | 690       |
| Na                    | 9                        | 10*            | 57        | 47              | 17                              | 75        | 29             | 11                                 | 148       |
| K                     | 2                        | 5 <sup>2</sup> | 2         | 2 <sup>2</sup>  | 3                               | 3         | 2 <sup>2</sup> | —                                  | —         |
| f                     | 12,6                     | 4,0            | 13,9      | 3,3             | 21,5                            | 27,4      | 7,3            | 18,2                               | 21,8      |
| f'                    | 10,8                     | 3,9            | 8,4       | 3,7             | 19,3                            | 18,8      | 3,8            | (16,0)                             | 14,5      |
| Σ <sub>1</sub>        | 2012                     | 10             | 2307      | 34              | 2015                            | 2006      | 7              | 1988                               | 1980      |
| Σ <sub>2</sub>        | 4013                     | 11             | 4006      | 33              | 4015                            | 4006      | 7              | 3791                               | 3383      |
| Fe                    | 12,3                     | 3,7            | 8,5       | 2,1             | —                               | 17,2      | 3,8            | —                                  | —         |
| Mg                    | 84,7                     | 5,8            | 49,6      | 2,3             | —                               | 40,2      | 5,7            | —                                  | —         |
| Ca                    | 3,0                      | 2,4            | 41,9      | 2,8             | —                               | 42,6      | 2,7            | —                                  | —         |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,119                    | 0,055          | 0,084     | 0,028           | —                               | 0,026     | 0,058          | —                                  | —         |
| K <sub>0x</sub>       | 0,102                    | 0,143          | 0,307     | 0,15            | —                               | 0,371     | 0,11           | —                                  | —         |

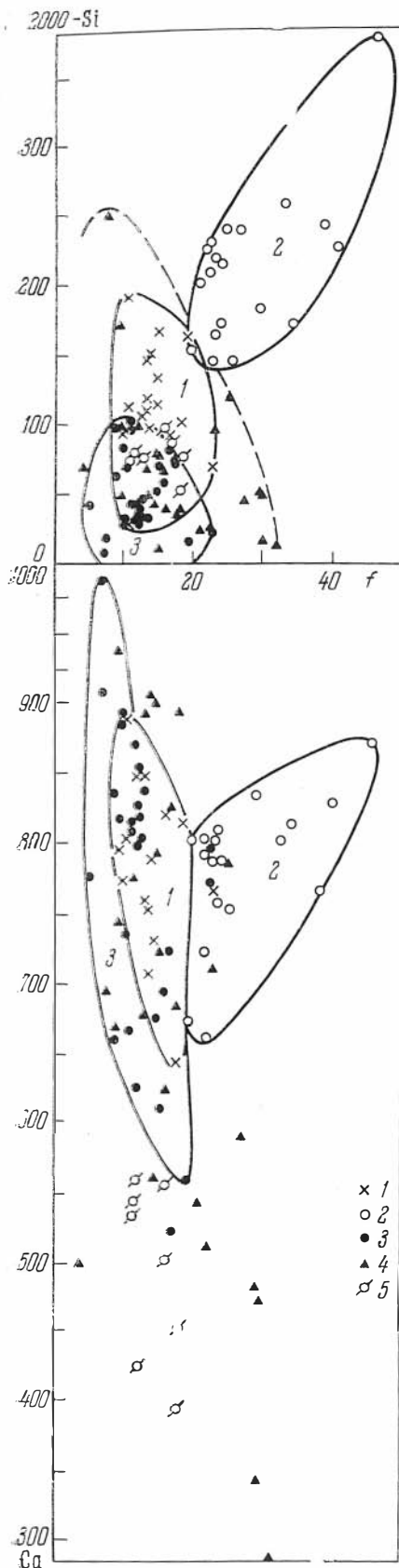
\* Среднеквадратичные отклонения в пределах ошибок анализов.

также многочисленные частичные анализы Уайта (White, 1966). Мы сочли возможным привести средние данные анализов Уайта в отдельной табл. 7.2, исключив образцы с неясной характеристикой (например, из габбро, многие дунитовые включения без указания аксессуарного плагиоклаза и т. д.). Несмотря на то, что эти анализы неполные и выполнены не химически, а на электронном микроанализаторе, они дают богатый материал по содержанию и распределению второстепенных компонентов (Al, Cr, Ti, Ni, Mn). В соответствии со сказанным выше, анализы в табл. 7.2 разделены на группы по ассоциациям (шпинелевые, плагиоклазовые, гранатовые), а не по валовому составу пород, как в первоисточнике.

На основании приведенных в Приложениях 18 и 16 анализов (к ортопироксенам добавлены также 4 анализа из плагиоклазосодержащих включений) вычислены средние составы и среднеквадратичные отклонения катионов для орто- и клинопироксенов (табл. 7.3).

Ромбические пироксены из этого типа включений характеризуются низкой железистостью ( $f=12,6\pm 1,8$ ), повышенным содержанием глинозема и хрома, при очень низком содержании Ti и Mn и довольно постоянном составе (см. Приложение 1), что видно также из малых величин стандартных отклонений (табл. 7.3). По среднему составу они относятся к алюмоэнстатитам и наиболее близки к алюмоэнстатитам из перидотитов габбро-пироксенит-дунитовой формации, но значительно отличаются от пироксенов из гипербазитовой формации и из ультраосновных включений в кимберлитах с более высоким содержанием глинозема.

Чермакита содержится  $10\pm 1,5\%$ , максимум  $14,5\%$ , причем замещение имеет преимущественно вид  $Ca_{VI}R_{VI}^{3+}Al_{IV}\rightarrow Mg_{VI}Fe_{VI}^{2+}Si_{IV}$  (см.



§ 7). Наблюдается также недостаток Si (по сравнению с  $\Sigma R^{3+} - Na$ ) и отрицательная корреляция Si с суммой катионов (см. § 7), что может быть объяснено постоянной примесью шпинели или оливина. Содержание второстепенных компонентов MnO и NiO в ортопироксенах этого типа весьма постоянно — 0,12—0,15 и 0,08—0,10 вес. % соответственно. Содержания  $V_2O_5$  и CoO, судя по единичным анализам составляют 0,015 и 0,005 вес. %.

Клинопироксены из включений шпинелевых перидотитов (рис. 45) относятся преимущественно к хромистым авгитам низкой железистости (особенно по  $f' = 8,4 \pm 2\%$ ) с повышенным содержанием глинозема и некоторым количеством натрия (6% натрового компонента в формуле).

Характерно также низкое содержание Ca и соотношение  $(Ca + Na) \ll (Mg + Fe^{2+})$ . Разница составляет 220 формульных единиц, что можно приравнять к 22% энстатита  $(Mg, Fe^{2+})_2Si_2O_6$ . Эта разница на 100 единиц больше  $Al_{IV}$ , т. е. если даже допустить, что чермакитовая молекула в диопсиде имеет вид  $(Mg, Fe^{2+})R_2^{3+}(Si, Ti)O_6$  (и составляет 11,0%, как и в ортопироксенах), то получается около 11% примеси энстатитовой составляющей. Средний состав этого типа клинопироксенов (см. табл. 7.3) ближе всего соответствует магниальным авгитам из перидотитов габбро-пироксенит-дунитовой формации, т. е. аналогичен составу ортопироксенов. Однако и здесь имеются значимые отличия по содержанию Ca и  $Fe^{3+}$ . По сравнению с клинопироксенами из гранатовых перидотитов они богаче Al и беднее Na (рис. 45). Только некоторые клинопироксены из

Рис. 45. Клинопироксены из глубоких включений

1 — шпинель-оливиновые нодулы в базальтах, 2 — шпинель-плагноклазовые включения в базальтах; 3 — гранатовые перидотиты (включения в кимберлитах и массивах); 4 — включения пироксенитов и эклогитов в кимберлитах; 5 — гроссидиты в кимберлитах

гипербазитовой формации, а именно типа «первичных» пироксенов интрузии Лизард, Корнуолл (Green, 1964) близки к пироксенам из ксенолитов шпинелевых перидотитов.

Клинопироксены из вмещающих базальтов во всех случаях резко отличаются от пироксенов из включений шпинелевых перидотитов: имеют более высокую железистость (15—30%), богаче  $Fe^{3+}$ , Ti, бедны  $Na_2O$  (не более 0,6 вес.%) и почти не содержат хрома (White, 1966).

Корреляция между катионами в клинопироксенах (см. главу 3) показывает ясные связи между трехвалентными катионами Si и Na, объясняемые вхождением сложной чермакитовой составляющей ( $Ca, Fe^{2+}$ ) $R^{3+}$ [Al, Ti, Si] $O_6$  (в среднем  $11,0 \pm 2\%$ ) и эгирин-жадеитовой составляющей (в среднем около 6%). Но поскольку мы произвольно поместили большую часть Al в четверную координацию, истинное соотношение между эгиринсми и жадеитом не ясно. Можно лишь предполагать, что из трехвалентных октаэдрических катионов  $Al_{VI}$  связан в основном с Na (и дает 5,5% жадеита), а остальные трехвалентные катионы с  $Al_{VI}$  и образуют чермакитовый компонент. Коэффициенты корреляции между ними (см. § 7) не противоречат этой гипотезе. Второстепенные компоненты присутствуют в клинопироксенах в довольно постоянном количестве: NiO 0,05, MnO 0,10,  $V_2O_3$  0,03 вес.% в среднем и благодаря постоянству не обнаруживают каких-либо корреляций с другими катионами.

Содержания Ni и Mn в 1,5—2 раза меньше, чем в ортопироксенах, но по отношению к Mg содержание Ni в клинопироксенах такое же, а Mn больше, чем в ортопироксенах. Содержание тяжелых трехвалентных катионов Ti,  $Fe^{3+}$ , Cr, V в клинопироксенах в 2 раза больше (а по отношению к Mg — в 4 раза), чем в сосуществующих ортопироксенах. Соответственно этому и благодаря низкому содержанию  $Fe^{2+}$  общая железистость клинопироксенов оказывается нередко больше, чем у ортопироксенов, хотя частная железистость  $f' = (Fe^{2+} + Mn)/Fe^{2+} + Mn + Mg$  и отношение  $Fe^{2+}/Mg$  у клинопироксенов, как обычно, меньше, чем у ортопироксенов, хотя частная железистость  $f'' = (Fe^{2+} + Mn)/(Fe^{2+} + Mn + Mg)$  магматическим породам (см. § 37). Общая железистость в обоих пироксенах в среднем близка.

Содержания  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  в орто- и клинопироксенах также обнаруживают четкую линейную корреляцию (рис. 46; см. также White, 1966): при этом содержание  $Al_2O_3$  в обоих пироксенах примерно одинаково, а содержание  $TiO_2$  выше в клинопироксенах;  $TiO_2$  в орто- и клинопироксенах шпинелевых перидотитов коррелируется хуже, чем во включениях плагиоклазовых перидотитов (см. рис. 46).

Сосуществующий оливин имеет почти одинаковую железистость и такое же содержание Mn по сравнению с ортопироксенами и, как обычно, резко обогащен NiO и обеднен трехвалентными катионами (см. табл. 7.2 и 7.4). Обращает внимание хорошая положительная корреляция содержания  $Al_2O_3$  в шпинели и в пироксенах или, наоборот, отрицательная корреляция  $Cr_2O_3$  в шпинели и  $Al_2O_3$  в пироксенах, что впервые отметили Росс с соавторами (Ross a. o., 1954). Многие авторы отмечают также, что шпинель включений в континентальных областях менее хромистая, чем в океанических включениях (Денисов, 1965). Поэтому можно было ожидать соответствующего различия хромистости пироксенов включений в океанических и континентальных областях. Данных полных химических анализов, приведенных в Приложениях, недостаточно, особенно для океанических включений. Если же сопоставим анализы Уайта (см. табл. 7.2) из включений в типичной океанической провинции Гавайских островов со средним составом пироксенов континентальных включений, то мы не получим значимого различия в хромистости.

Ассоциация ортопироксен + клинопироксен + глиноземистая шпинель исключает пару форстерит ± анортит, характерную для второго типа



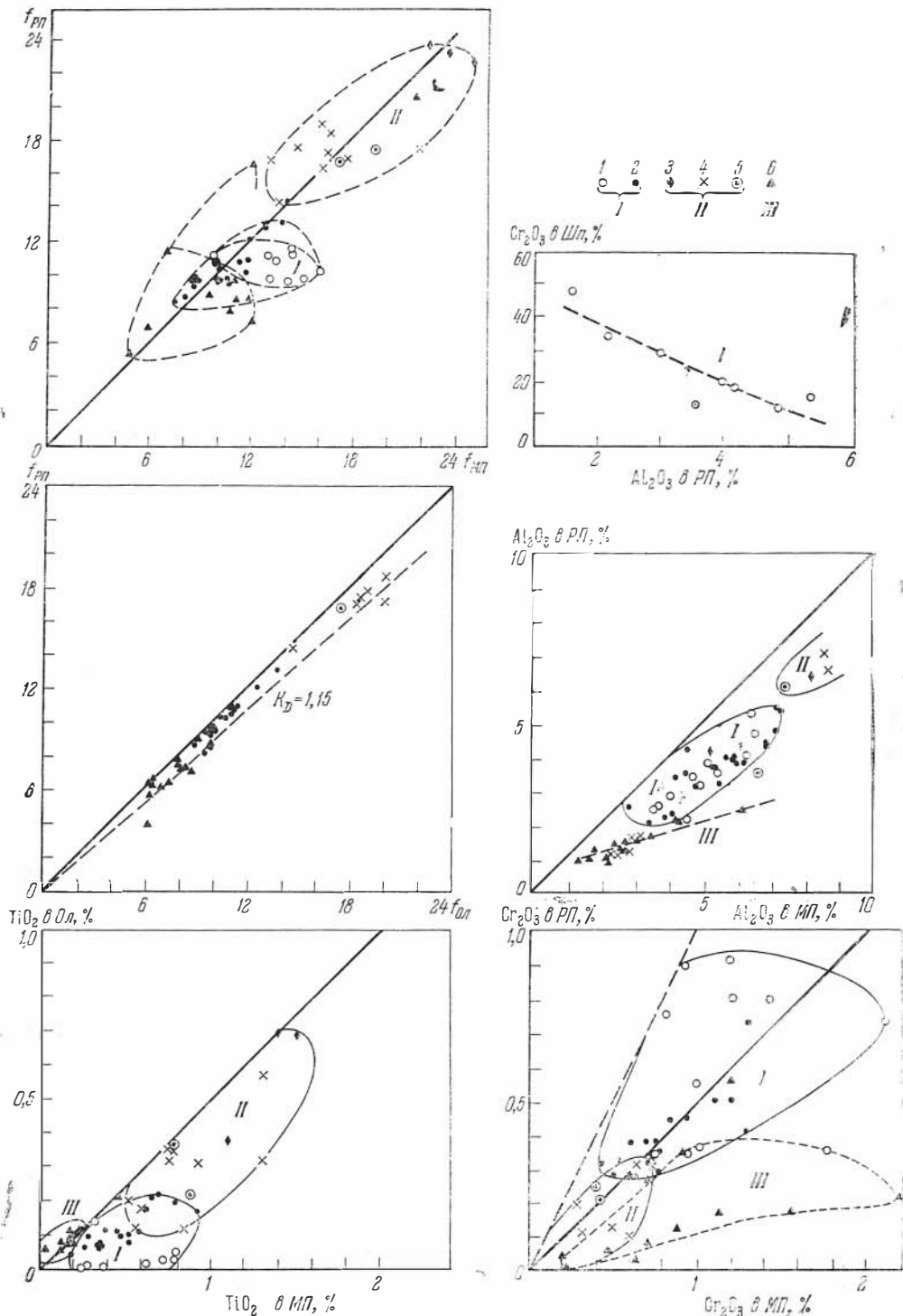


Рис. 46. Соотношение составов сосуществующих пироксенов и других минералов из различных глубинных включений

I — шпинель-сливиновые нодулы в базальтах (1 — данные химических анализов, 2 — спектрохимические данные Уайта); II — шпинель-оливин-плаггиоклазовые включения в базальтах (3 — данные химических анализов, 4 — по Уайту, 5 — гранат-шпинелевые пироксениты); III — гранатовые перидотиты и пироксениты в кимберлитах (6)

включений. По экспериментальным данным (см. § 1) ассоциации шпинелевых перидотитов для чистой системы  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  устойчивы лишь при давлениях свыше 8 кбар при температуре базальтовой магмы 1100—1200° (или 6 кбар при  $T=900^\circ$ ). Примеси железа и хрома должны расширять устойчивость ассоциаций шпинелевых перидотитов в сторону низких давлений, а примесь натрия, наоборот, может расширять ее в сторону высоких давлений. Более того, усложнение состава системы, в частности хромистость шпинели, приводит к сосуществованию всех пяти минералов (два пироксена, оливин, анортит, шпинель) в некотором интервале давлений.

Такие сложные шпинель-плагноклазовые ассоциации мы относим ко второму типу включений. В первом же типе включений известны ассоциации с довольно глиноземистой шпинелью.

Поэтому хотя точные величины давлений и соответственно глубину образования включений шпинелевых перидотитов и трудно оценить, но в целом ясно, что это более глубинные включения, чем плагноклазовые перидотиты. В качестве примерной оценки можно принять, что бесплагноклазовые шпинелевые перидотиты соответствуют давлениям не менее 6—8 кбар, т. е. извлечены с глубины не менее 25—30 км. В то же время их сходство и по ассоциациям и по составу минералов с перидотитами габбро-пироксенит-дунитовой формации и с некоторыми перидотитами гипербазитовой формации не исключает вероятности того, что это могут быть ксенолиты магматических пород, захваченных по пути движения базальтовой магмой.

Включения плагноклазсодержащих перидотитов и габбро. Для этих включений менее очевидно глубинное происхождение, в частности можно сомневаться в их мантийном происхождении. Хотя по валовому составу и составу минералов они довольно резко отличаются от вмещающих базальтов и во многих случаях имеют реакционные оторочки, они все же могут оказаться ксенолитами, захваченными из промежуточных очагов в земной коре или даже измененными под воздействием магмы породами, близкими к ксенолитам роговиков.

Плагноклазсодержащие и близкие к ним включения, как мы уже отмечали, приурочены преимущественно к умеренно щелочным лавам и пирокластам типа щелочных оливиновых базальтов. Включения состоят из оливина, пироксенов и плагноклаза, присутствующих в весьма переменном количестве, что обуславливает переходы от дунитов до оливиновых габбро и оливиновых клинопироксенитов. Чаще других встречаются плагноклазовые верлиты, вебстериты и оливиновые габбро. Ортопироксен менее характерен, присутствует не всегда и обычно в подчиненном по отношению к клинопироксену количестве. Это находит отражение в небольшом количестве анализов ортопироксенов (всего три в Приложении 1). Плагноклаз колеблется по составу от 60 до 90% анортита. В качестве аксессуарной фазы присутствует или магнетит, или герцинит, или пикотит.

В разных включениях наблюдаются разные стадии изменения на контакте с базальтами. Во многих случаях в краевых частях включений появляется стекло, «пыль» магнетита, клинопироксен приобретает пойкилитовую структуру с многочисленными включениями плагноклаза и магнетита, бронзит замещается агрегатом пизонита и оливина — возникает так называемая «spongy»-структура (Yamaguchi, 1964; White, 1966). Некоторые включения, в частности находящиеся в толеитовых базальтах Гавайских островов (White, 1966), полностью перекристаллизованы и пришли в равновесие с базальтами, о чем свидетельствуют присутствие стекла и «втеков» базальта, пойкилитовых зерен пироксенов, отсутствие реакционных соотношений, тождество состава минералов включений и фенокристаллов в базальтах.

Характерно также, что большинство включений плагиоклазовых перидотитов имеют слоистую текстуру. В целом эти включения и особенно их некоторые разновидности очень напоминают породы расслоенных интрузий типа Бушвельд и Стиллуотер.

В Приложении 1 и 2 приведены 16 анализов клинопироксенов и три анализа ортопироксенов из плагиоклазсодержащих перидотитовых включений, а в табл. 7.2 — данные Уайта (средние из неполных анализов 13 образцов плагиоклазовых перидотитов и пироксенитов, включений в гавайских лавах). Химических анализов ортопироксенов недостаточно, чтобы оценить их средние параметры. Имеющиеся анализы показывают в них по сравнению с ортопироксенами шпинелевых перидотитов более высокую железистость, высокое содержание  $TiO_2$  и почти полное отсутствие хрома. Образцы Уайта (см. табл. 7.2) занимают промежуточное положение по железистости и содержат  $Cr_2O_3$ , хотя и в меньших количествах, чем в первом типе включений. Заметное также повышенное содержание  $MnO$ , коррелирующееся с повышенной железистостью.

Средние характеристики для клинопироксенов из плагиоклазсодержащих включений (по данным Приложения 2) приведены в табл. 7.3. Средние величины большинства параметров значимо отличаются от таковых в клинопироксенах включений I типа (см. табл. 7.3, рис. 45). Особенно резко проявлены обогащение клинопироксенов плагиоклазовых включений катионами  $Al_{IV}$  (при незначимом отличии по  $Al_{VI}$ ),  $Ti$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  и соответственно их более высокая железистость  $f$  и  $f'$  при очень низком содержании  $Cr_2O_3$ . Наблюдается нехватка трехвалентных катионов в шестерной координации, чтобы компенсировать, с одной стороны, вхождение  $Al_{IV}$ , а с другой —  $Na$ . Возможно, титан находится в основном в четырехвалентном состоянии (что согласуется с высоким значением  $K_{ок} = 0,44$ ) и входит в позицию  $Si$ . Этой гипотезе не противоречат коэффициенты корреляции  $Ti$  (см. § 7). Тогда  $[Si+Ti]$  составляет 1818 единиц,  $Al_{IV}$  — примерно 180 единиц, и мы получаем 18% чермакита  $R^{2+}R^{3+}[(Al, Ti, Si)_2O_6]$  и 7—8% жадеита. Обращает также внимание, что  $(Na+Ca) \approx (Mg+Fe^{2+})$  в отличие от клинопироксенов шпинелевых перидотитов.

Данные Уайта (см. табл. 7.2) несколько отличаются от приведенных средних значений по общей железистости, по содержанию  $Al$ ,  $Cr$  и  $Ti$  (трехвалентное железо в анализах Уайта не определялось). Отличия в железистости, содержаниях  $Ti$  и  $Cr$  можно объяснить тем, что анализы, приведенные в Приложении 2 и табл. 7.3, соответствуют преимущественно габбро и пироксенитам, а данные Уайта — преимущественно верлитам и дунитам. Для пироксенитов данные совпадают. Но в целом и для пироксенитов и перидотитов, а не только габбро наблюдается отчетливая тенденция повышения железистости, обогащения  $Ti$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mn$  и обеднения  $Cr$  по сравнению с соответствующими породами I типа.

Соотношение железистости сосуществующих пироксенов и оливинов в плагиоклазсодержащих оливиновых нодулях существенно не отличается от таковых в пироксенах шпинелевых перидотитов (рис. 46).  $K_{ок}$  здесь также близок к значениям  $K_{ок}$  интрузивных пород. Уайт на основании своих данных указывает, что с возрастанием железистости увеличивается содержание  $TiO_2$ ,  $MnO$  и убывает  $Cr_2O_3$  и  $NiO$  как в орто-, так и клинопироксенах. Однако это справедливо лишь для объединенной выборки пироксенов из обоих типов включений. В каждом типе включений эти связи проявлены слабо, кроме положительной связи  $MnO$  и отрицательной связи  $Cr_2O_3$  с железистостью (и содержанием  $Fe^{2+}$ ) в клинопироксенах из плагиоклазсодержащих включений (см. § 7).

Отличия пироксенов из включений I и II типа несомненно существенны, что не требует вычислять специальную дискриминантную функцию. Достаточно привести данные (табл. 7.4) по содержаниям наиболее

Состав пироксенов из различных типов включений в базальтах (в %)

| Тип включений                             | Ортопироксены |     |       |              |                | Клинопироксены  |     |                    |                    | Оливины         |                    |
|---|---------------|-----|-------|--------------|----------------|-----------------|-----|--------------------|--------------------|-----------------|--------------------|
|   | <14           | ≤11 | ≤0,12 | Обычно >0,30 | ≥0,07          | ≤13             | <10 | <0,7, обычно <0,5  | >0,6, обычно >0,07 | <13, обычно <10 | >0,38              |
| шпинелевые перидоты                       |               |     |       |              |                |                 |     |                    |                    |                 |                    |
| агиноклазосодержащие оливиновые включения | >14           | >12 | ≥0,12 | Обычно <0,35 | ≤0,09, часто 0 | >14, обычно >15 | >12 | >0,05, обычно >0,7 | <0,7               | >13             | <0,40, часто <0,10 |

рактических компонентов, одновременная комбинация которых позволяет практически однозначно различать пироксены этих включений. Некоторые исключения наблюдаются только в анализах Уайта вследствие четкой характеристики некоторых образцов.

Эти различия отчетливо указывают на связь I типа включений с ультраосновными породами, а II типа включений — с габброидными породами или самой базальтовой магмой. Выше мы отмечали, что II тип включений несомненно имеет менее глубинное происхождение и содержащиеся в них ассоциации устойчивы до самых малых глубин.

В то же время в целом плагиоклазосодержащие включения в разных районах и даже в одном районе оказываются довольно разнообразными. Особенности состава минералов они могут быть подразделены на две подгруппы.

В первой подгруппе пироксены, и особенно клинопироксены очень богаты Al и Ti. Примером их являются включения в лавах Японских вулканов, описанные Ямагучи (Yamaguchi, 1964), Куно (Kuno, 1964), Ишибаши (Ishibashi, 1964), Аоки (Aoki, 1966), т. е. анализы 1154—1162 Приложении 2. Во второй подгруппе пироксены в ассоциации с плагиоклазом менее богаты Al, Ti и содержат повышенные количества  $\text{Sr}_2\text{O}_3$  и NiO. Примером их является большинство плагиоклазосодержащих включений в лавах Гавайских островов (White, 1966, см. табл. 7.2). Они занимают как бы промежуточное положение между включениями типа японских и включениями шпинелевых перидотитов (лерцолитов).

Куно (Kuno, 1964) и Ишибаши (Ishibashi, 1964), детально изучившие ксенокристаллы и включения в лавах северной части острова Кюсю, держащие богатые Al и Ti пироксены, пришли к выводу, что Al-авгит, -бронзит и андезин включений кристаллизовались совместно из щечно-оливин-базальтовой магмы на глубине, соответствующей основной земной коре вместо оливина, авгита и лабрадора обычных базальтов. В то же время обращает внимание, что в гавайских породах пироксены обогащены Al и Ti и обеднены Sr в тех включениях, которые держат стекло или пироксен вторичный, т. е. во включениях, претерпевших явное воздействие базальтовой магмы. Наконец, многие включения по составу, текстуре и структурам, составу минералов совершенно аналогичны породам расслоенных габброидных интрузий типа Стиллера и Бушвельда (White, 1966). Средний состав клинопироксенов плагиоклазовых включений также близок к среднему составу клинопироксенов полевошпатовых перидотитов и оливиновых габбро расслоенных интрузий.

Все это вместе взятое позволяет предположить, что плагиоклазосодержащие включения представляют в основном отторженцы габбро, кристаллизовавшиеся в промежуточных очагах на глубинах не более 10—15 км, в разной степени измененные при взаимодействии с поднимающейся базальтовой магмой. Частично они могут представлять также измененные под воздействием базальтовой магмы мантийные включения

(из ультраосновного слоя, например, в гавайских лавах) или измененные включения основных гранулитов из метаморфического основания земной коры (в континентальных областях).

Гранатовые пироксениты были встречены только в кратере Солт Лейк, о-в Оаху, Гавайи (Yoder, Tilley, 1962; Kuno, 1964; White, 1966). Известны также эклогиты и эклогитоподобные породы, вместе с гранулитами и другими метаморфическими породами, в эруптивной брекчии дайки щелочных базальтоидов в юго-западной части Австралии (Lovering, White, 1964), но мы их описали вместе с включениями основных гранулитов.

Для гавайских гранатовых пироксенитов и перидотитов имеются по одному полному анализу орто- и клинопироксенов (Приложения 1 и 2) и по три неполных анализа Уайта (табл. 7.2).

Химический анализ ортопироксена, приведенный в Приложении 1 по данным Иодера и Тилли (Yoder, Tilley, 1962), содержит повышенные количества  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  вследствие примеси клинопироксена и должен быть скорректирован по данным Уайта. Поэтому в Приложении 1 дан для сравнения неполный анализ ортопироксена по Уайту (обр. 1376.1).

Имеющихся материалов недостаточно для статистических сопоставлений. Можно лишь видеть, что приведенные четыре анализа орто- и клинопироксенов по средней общей железистости и содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  довольно близки к пироксенам плаггиоклазосодержащих включений, отличаются от них лишь повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и жадеитового компонента (около 10%) в клинопироксенах. В то же время они существенно отличаются от пироксенов шпинелевых перидотитов в базальтах, как и от включений гранатовых перидотитов и пироксенитов в кимберлитах, особенно по железистости.

По совокупности признаков можно предположить, что гавайские гранатовые пироксениты и перидотиты связаны с габброидными породами, а не с гипербазитами, как другие бесплаггиоклазовые включения со шпинелью или гранатом.

### **§ 28. ПИРОКСЕНЫ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КИМБЕРЛИТАХ И КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫХ ПОРОДАХ**

Кроме пироксенов из включений в алмазонасных кимберлитах Якутии и Южной Африки, в этом параграфе мы рассмотрим также пироксены из включений эклогитов и гранатовых перидотитов в трубках взрыва, сложенных неалмазонасными кимберлитоподобными породами и эруптивными брекчиями щелочных пород. Такие породы и включения в них известны в США и Мексике (O'Hara, Mergs, 1966), на Памире (Дмитриев, 1966), на Соломоновых островах и в Новой Зеландии. Сюда же мы отнесли и пироксены из массивов гранатовых перидотитов, известных в Норвегии, Чехословакии и в других районах, родственные с включениями в кимберлитах.

Все породы включений в кимберлитах и родственных образований, по данным Н. В. Соболева (Н. В. Соболев, 1964; Н. В. Соболев и др., 1965, 1966) и других авторов, можно разделить на следующие группы:

- 1) метаморфические породы земной коры, включая эклогитоподобные породы;
- 2) шпинелевые перидотиты;
- 3) гранатовые и гранат-шпинелевые перидотиты;
- 3а) безгранатовые включения перидотитов и ксенокристаллы пироксенов в кимберлитах, связанные с предыдущими;
- 4) эклогиты, в том числе дистеновые и корундовые;
- 5) гросспидиты и алмазонасные эклогиты.

Квантометрические анализы ортопироксенов из включений в кимберлитах  
(по данным Н. В. Соболева и Н. В. Арнаутова)

| Образец | Ассоциация             | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | MnO  | MgO  | CaO  |
|---------|------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|----------------------------------|------|------|------|
| О-600   | <i>РП+МП+Ол+Шп</i>     | 59,3             | 0,30             | 3,80                           | 5,02                             | 0,10 | 29,7 | 0,81 |
| О-606   | <i>РП+МП+Ол+Шп</i>     | 59,0             | 0,38             | 4,40                           | 5,55                             | 0,15 | 29,2 | 0,81 |
| О-124   | <i>РП+МП+Ол+Шп+Пир</i> | 60,7             | 0,27             | 2,68                           | 5,40                             | 0,12 | 27,5 | 0,75 |
| О-462   | <i>РП+МП+Ол+Шп+Пир</i> | 61,0             | 0,42             | 2,15                           | 5,05                             | 0,11 | 29,3 | 0,88 |
| О-8     | <i>РП+МП+Ол+Шп+Пир</i> | 60,0             | 0,26             | 2,05                           | 5,63                             | 0,13 | 29,6 | 0,59 |
| О-151   | <i>РП+МП+Ол+Шп+Пир</i> | 61,5             | 0,28             | 2,51                           | 5,22                             | 0,12 | 28,4 | 0,82 |
| О-963   | <i>РП+МП+Ол+Шп+Пир</i> | 58,0             | 0,36             | 1,55                           | 5,71                             | 0,15 | 32,9 | 0,56 |
| О-463   | <i>РП+МП+Ол+Шп+Пир</i> | 63,00            | 0,26             | 2,45                           | 5,60                             | 0,10 | 26,5 | 0,83 |
| О-156   | <i>РП+МП+Ол+Шп+Пир</i> | 58,8             | 0,35             | 1,93                           | 5,10                             | 0,15 | 32,0 | 0,60 |
| О-9     | <i>РП+МП+Ол+Пир</i>    | 61,3             | 0,28             | 1,96                           | 5,25                             | 0,12 | 29,5 | 0,85 |
| О-466   | <i>РП+МП+Ол+Пир</i>    | 61,0             | 0,40             | 1,56                           | 5,45                             | 0,14 | 30,0 | 0,60 |
| О-465   | <i>РП+МП+Ол+Пир</i>    | 62,50            | 0,30             | 2,52                           | 5,12                             | 0,10 | 26,0 | 0,85 |
| О-602   | <i>РП+МП+Ол</i>        | 60,00            | 0,24             | 2,30                           | 5,40                             | 0,13 | 31,1 | 0,80 |

\* Суммарное железо.

Включения последнего типа — наиболее глубинные, а гранат-шпинелевые и некоторые безгранатовые включения — вероятно, наименее глубинные. Рассмотрим их в порядке от менее глубинных к самым глубинным.

Собственно шпинелевые перидотиты в кимберлитах редки, и из них имеются два анализа ортопироксенов и один анализ клинопироксена. Сюда же могут быть отнесены пироксены из безгранатового лерцолитового нодуля в кимберлитоподобной породе диатремы Грин Кноб в Аризоне (О'Нага, Мерсу, 1966). Кроме того, в табл. 7.5 приведены квантометрические анализы ортопироксенов из включений шпинелевых перидотитов в кимберлитах (материалы Н. В. Соболева и Н. В. Арнаутова, 1967). По своей глиноземистости и железистости, а также содержанию Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO и TiO<sub>2</sub>, они не отличаются практически от пироксенов шпинелевых перидотитов в базальтах, описанных в предыдущем параграфе (см. табл. 7.2), хотя для уверенных статистических сопоставлений данных пока недостаточно.

Пироксены из включений безгранатовых перидотитов и ксенокристаллы в кимберлитах, как можно было ожидать, будут аналогичны описанным выше пироксенам из шпинелевых перидотитов. Однако они оказались менее глиноземистыми, и ортопироксены практически не отличаются от пироксенов из включений гранатовых перидотитов и из тел гранатовых перидотитов. Поэтому мы рассмотрим эти пироксены типов 3 и 3а совместно. Среди клинопироксенов различия более существенные, но большинство признаков одинаковые. Вероятно, безгранатовые перидотиты аналогичны по условиям образования гранатовым в этих местонахождениях и лишь случайно отличаются отсутствием граната. Это подтверждается и постепенными переходами гранатовых и безгранатовых перидотитов в известных массивах в Норвегии и Чехословакии (О'Нага, Мерсу, 1963; см. также Приложения 1 и 2).

Таким образом, для гранатовых включений типа 3 типична ассоциация энстатит+клинопироксен+пироп+оливин. В некоторых включениях присутствуют не все минералы, а лишь два или три вплоть до мономинеральных энстатитовых или диопсидовых нодулей. Кроме того, в некоторых включениях присутствует шпинель вместе с гранатом, с реакционными соотношениями между ними (Н. Соболев, 1964а, б; Лутц, 1965). По данным этих авторов (см. также В. С. Соболев, Н. В. Соболев, 1967) шпинель здесь — реликт, поэтому и пироксены не отличаются от пироксенов в остальных гранатовых перидотитах.

Всего из гранатовых перидотитов и связанных с ними пород (включений и массивов) в Приложениях приведены 31 анализ ортопироксенов и 22 анализа клинопироксенов. Анализы ортопироксенов из работы О'Хара и Мерси ((О'Нага, Мерсу, 1963) первоначально были неполные: в них не были разделены  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  и не был определен кремнезем  $SiO_2$ , содержание которого дано по разности (100% — сумма остальных окислов). В первых вариантах (Добрецов, Пономарева, 1964) были использованы эти анализы ортопироксенов. Позже О'Хара и Мерси (Мерсу, О'Нага, 1966) опубликовали полные анализы ортопироксенов и сливинов, которые и использованы в настоящей работе.

Приведенные средние значения (табл. 7.6) подтверждают вывод О'Хара и Мерси (О'Нага, Мерсу, 1963), что наиболее важная особенность ортопироксенов из гранатовых перидотитов — низкое содержание Al, резко отличающее их от включений шпинелевых перидотитов. Имеется также некоторое отличие по содержанию Ti (ср. табл. 7.3), более низкому в энстатитах гранатовых перидотитов, но оно не устанавливается при сравнении с данными Уайта (см. табл. 7.2). Остальные признаки — железистость, содержание  $Cr_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $NiO$  (табл. 7.6 и 7.7) в ортопироксенах гранатовых перидотитов и шпинелевых перидотитов в базальтах и кимберлитах не различаются и указывают на тесную связь с ультраосновным субстратом.

Ортопироксены из включений гранатовых перидотитов в кимберлитах и из самостоятельных массивов гранатовых перидотитов ничем существенным не различаются, что отмечали многие авторы (Н. В. Соболев, Лодочникова, 1962; О'Нага, Мерсу, 1963; Н. В. Соболев, 1964б, и др.). Но все же, как отметили О'Хара и Мерси, энстатиты из пироповых перидотитов Норвегии отличаются несколько более высокой железистостью (см. табл. 7.5; различие  $PG4a+b$  и  $PG4b$  по  $Fe^{2+}$ ,  $f$  и  $f'$  значимое). Моноклинные пироксены из этого типа включений (табл. 7.6) также не отличаются по большинству признаков между разновидностями с гранатом и без граната во включениях и в массивах, кроме содержаний Na и Al, т. е. жадеитового компонента. Оно увеличивается в среднем от 4% в безгранатовых перидотитах до 7—9% в гранатовых перидотитах и магматических эклогитах (различие по Na в табл. 7.6 для типов  $MG4a$  и  $MG5a$  незначимо при 95%-ном уровне значимости, но укладывается в общую линию закономерного сопряженного возрастания Na и  $Al_{VI}$ ). В целом все эти пироксены относятся к субкальциевым хромсодержащим диопсидам. Гранатовые пироксениты или магматические эклогиты наиболее существенно отклоняются по своему составу и по другим признакам, в частности по содержанию  $Fe^{3+}$  и величине  $f$  пироксенов.

Обращает внимание также различие в суммарном содержании  $Ca + Na + K$  в этих трех подтипах пироксенов — 841, 935 и 891 соответственно. Частично это определяется тем, что, как отметили О'Хара и Мерси, клинопироксены из аналогичных ассоциаций во включениях в кимберлитах беднее Ca, чем в массивах гранатовых перидотитов. Однако существенна, по-видимому, и разница в ассоциациях — без граната и с гранатом. Эта разница становится еще заметнее, если сопоставить суммы  $Fe^{2+} + Mg$  и  $Ca + Na + K$  в этих трех подтипах  $MG4a$ ,  $MG4b$  и  $MG5a$ ;

|   | $Fe^{2+} + Mg + Mn$ | $Ca + Na + K$ |
|---|---------------------|---------------|
| $MG4a$ — безгранатовые перидотиты                           | 1038                | 841           |
| $MG4b$ — гранатовые перидотиты                              | 973                 | 935           |
| $MG5a$ — гранатовые пироксениты<br>(магматические эклогиты) | 947                 | 891           |

В ассоциациях с гранатом разница составляет 40—50, в безгранатовых ассоциациях  $(Fe^{2+} + Mg) \gg (Ca + Na + K)$ , разница 200 единиц, как и

Таблица 7.6

## Орто- и клинопроксены из ультраосновных включений в кимберлитах и массивов гранатовых перидотитов

| Компоненты, параметры | Орто- и клинопроксены |      |   |     |  |      |   |      |                                  |       |  |       |   |       |  |       |
|-----------------------|-----------------------|------|---|-----|--|------|---|------|----------------------------------|-------|--|-------|---|-------|--|-------|
|                       | В целом РГ4, n=31     |      | Ортопроксены                                  |     |  |      |   |      | Клинопроксены                    |       |  |       |   |       |  |       |
|                       |                       |      | Включения в кимберлитах без граната РГ4, n=10 |     | Включения в кимберлитах в целом РГ4а+б, n=19 |      | Массивы гранатовых перидотитов РГ4в, n=12 |      | Кимберлиты без граната МГ4а, n=8 |       | Гранитовые перидотиты в кимберлитах МГ4б, n=11 |       | Массив гранитовых перидотитов МГ4в, n=8 |       | Магматические эклогиты и перидотиты МГ5а, n=11 |       |
|                       | $\bar{x}$             | S    | $\bar{x}$                                     | S   | $\bar{x}$                                    | S    | $\bar{x}$                                 | S    | $\bar{x}$                        | S     | $\bar{x}$                                      | S     | $\bar{x}$                               | S     | $\bar{x}$                                      | S     |
| Si                    | 1945                  | 31   | 1952  | 31  | 1943   | 34   | 1949                                      | 24   | 1958                             | 25    | 1954   | 16    | 1957                                    | 20    | 1938   | 26    |
| Al <sub>IV</sub>      | 48                    | 31   | 40  | 31  | 51   | 34   | 44  | 25   | 41                               | 36    | 48   | 16    | 43                                      | 20    | 54   | 30    |
| Al <sub>VI</sub>      | 15                    | 27   | 16  | 34  | 20   | 31   | 8   | 16   | 38                               | 27    | 56   | 24    | 59                                      | 18    | 70   | 75    |
| Ti                    | 2                     | 3    | 2   | 1   | 3  | 4    | 2   | 1    | 7                                | 9     | 4  | 2     | 3                                       | 2     | 4  | 4*    |
| Fe <sup>3+</sup>      | 30                    | 15   | 10  | 12  | 29   | 16   | 33  | 14   | 43                               | 35    | 28   | 31    | 39                                      | 29    | 70   | 39    |
| Cr                    | 5                     | 5    | 5   | 5   | 7  | 1    | 5   | 2    | 20                               | 18    | 22   | 14    | 17                                      | 12    | 16   | 16*   |
| Fe <sup>2+</sup>      | 138                   | 64   | 145   | 22  | 110  | 23   | 182                                       | 81   | 64                               | 25    | 67   | 25    | 71                                      | 24    | 57   | 25    |
| Mn                    | 3                     | 1    | 2   | 2   | 3  | 1    | 3   | 2    | 5                                | 5     | 2  | 1     | 1                                       | 1     | 2  | 1*    |
| Mg                    | 1797                  | 68   | 1820  | 66  | 1799   | 66   | 1761                                      | 69   | 969                              | 71    | 904  | 69    | 891                                     | 71    | 888  | 66    |
| Ca                    | 23                    | 16   | 16  | 13  | 30   | 16   | 11  | 8    | 798                              | 133   | 836  | 40    | 847                                     | 37    | 823  | 90    |
| Na                    | 10                    | 13   | 7   | 7   | 13   | 16   | 1   | 5    | 45                               | 40    | 83   | 26    | 81                                      | 14    | 62   | 49    |
| K                     | 2                     | 5    | 2   | 2   | 1  | 6    | 1   | 2    | 3                                | 4     | 6  | 4     | 2                                       | 2     | 6  | 7*    |
| f                     | 8,8                   | 3,8  | 8,2   | 0,9 | 7,3  | 2,0  | 11,1                                      | 4,7  | 11,9                             | 3,0   | 11,7   | 5,2   | 11,7                                    | 4,5   | 13,9   | 2,8   |
| f'                    | 7,4                   | 3,5  | 7,5   | 1,0 | 6,0  | 1,3  | 9,6                                       | 4,5  | 6,5                              | 2,8   | 7,1  | 2,8   | 7,5                                     | 2,7   | 6,1  | 2,5   |
| Σ <sub>1</sub>        | 2016                  | 25   | 2025  | —   | 2016   | 23   | 2015                                      | 18   | 1989                             | 38    | 2012   | 18    | 2015                                    | 19    | 1996   | 36    |
| Σ <sub>2</sub>        | 4009                  | 20   | 2017  | —   | 4009   | 23   | 4009                                      | 13   | 3988                             | 30    | 4010   | 20    | 4015                                    | 19    | 3987   | 22    |
| $\frac{Fe}{Mg}$       | 9,0                   | 3,1  | —   | —   | 7,7  | 1,1  | 11,0                                      | 4,6  | 7,4                              | 2,4   | 6,6  | 2,2   | 6,5                                     | 2,3   | 8,0  | 1,7   |
| $\frac{Mg}{Ca}$       | 89,8                  | 3,6  | —   | —   | 90,8   | 1,5  | 88,3                                      | 5,1  | 51,0                             | 4,4   | 48,5   | 3,1   | 47,9                                    | 2,8   | 47,8   | 2,0   |
| Ca                    | 1,2                   | 0,8  | —   | —   | 1,5  | 0,8  | 0,7                                       | 0,6  | 41,6                             | 6,0   | 44,9   | 1,8   | 45,6                                    | 1,8   | 44,2   | 2,1   |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,110                 | 0,14 | —   | —   | 0,116  | 0,17 | 0,123                                     | 0,07 | 0,066                            | 0,025 | 0,074  | 0,034 | 0,078                                   | 0,034 | 0,064  | 0,028 |
| K <sub>Ок</sub>       | 0,182                 | 0,10 | —   | —   | 0,196  | 0,11 | 0,160                                     | 0,08 | 0,36                             | 0,22  | 0,29   | 0,16  | 0,27                                    | 0,10  | 0,53   | 0,17  |

\* Среднеквадратичные отклонения в пределах ошибок анализов.



в шпинелевых перидотитах, что соответствует количеству примеси клинопироксена около 20%. Таким образом, по содержанию Ca и Na клинопироксены из безгранатовых включений аналогичны клинопироксенам шпинелевых перидотитов, но отличаются от них значительно более низкой глиноземистостью (см. табл. 7.3).

По железистости  $f'$ , содержанию Ti, Cr, Al<sub>IV</sub> все клинопироксены в табл. 7.6 не различаются между собой. Содержание Mn во включениях шпинелевых перидотитов, несмотря на малую величину, значимо выше, чем в данном типе пироксенов. Некоторые различия устанавливаются по коэффициентам корреляции между катионами. Это относится в основном также к трехвалентным катионам Al и Fe<sup>3+</sup> (см. § 7). Из анализа коэффициентов корреляции следует, что при низком содержании Na (в типе МГ4а), Fe<sup>3+</sup> и Cr входят как феррочермакитовый минал и не связаны с Na, а с возрастанием содержания Na, Fe<sup>3+</sup> и Cr в равной мере распределяются между феррочермакитом и эгирином (урейтом). Наличие эгириновой составляющей подтверждается частной корреляцией Na и Fe<sup>3+</sup> при постоянном Al<sub>IV</sub> в типах 4б и 5а.

Соотношение железистости сосуществующих пироксенов в ультраосновных включениях в кимберлитах такое же, как во включениях шпинелевых перидотитов (см. рис. 4б), т. е. в клинопироксенах в среднем равная общая железистость и более низкая частная железистость. Но коэффициент распределения для частной железистости  $K_{ок}$  существенно иной и более соответствует метаморфическим, а не магматическим ассоциациям, как в шпинелевых перидотитах (см. § 34). TiO<sub>2</sub> распределено поровну между орто- и клинопироксенами (см. рис. 4б). Распределение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> между сосуществующими пироксенами существенно отличается от распределения в пироксенах шпинелевых перидотитов: клинопироксены значительно более обогащены Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в 2 раза) и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в 8—10 раз).

Распределение Mg и Fe между оливинами и пироксенами не отличается от такового в шпинелевых перидотитах (см. рис. 4б). В большинстве случаев железистость оливина выше железистости ортопироксена, хотя и различается мало.

Распределение Mg и Fe<sup>2+</sup> между сосуществующими пироксенами и гранатами из гранатовых перидотитов аналогично обычным соотношениям в эклогитовой формации (Н. В. Соболев, 1964а; см. также § 37).

Включения эклогитов в кимберлитах содержат в качестве главных минералов моноклинный пироксен и богатый пироповым компонентом гранат.

В то же время среди эклогитовых включений наблюдаются отличающиеся разновидности. А. П. Бобриевич с соавторами (1959, 1964) разделяли эклогитовые включения на магматические эклогиты с пироповым гранатом и обычно с энстатитом, которые по существу относятся, как отмечено выше, к гранатовым пироксенитам, и метаморфические эклогиты с более железистым гранатом. Но разделение это нечеткое; кроме того, сюда попадают частично и эклогитоподобные породы, лишь случайно не содержащие плагиоклаз. Как видно из табл. 7.7, моноклинные пироксены из магматических (с ортопироксеном) эклогитов в кимберлитах по среднему составу отличаются от пироксенов гранатовых пироксенитов в лавах Гавай, рассмотренных выше, особенно по содержанию жадента,  $f'$ , Ti и Cr и по большинству признаков сходны с пироксенами ультраосновных включений в кимберлитах.

Клинопироксены из гранатовых пироксенитов в целом очень близки к пироксенам эклогитов в ультраосновных массивах, рассмотренных ранее, но эта группа, как мы отмечали (см. § 24), также сборная и должна быть подразделена на ультраосновных и основных представителей. Как видно из рис. 4б, значительная часть всех этих пироксенов попадает вне поля

Таблица 7.7

## Средний состав моноклиновых пироксенов из ксенолитов эколгитового облика в кимберлитах и базальтоидах

| Компоненты, параметры | Магматические эколгиты в кимберлитах МГ5а, n=11 |       | Гранатовые пироксениты в лавах МГ3а, n=4] |           | Гранатовые пироксениты в целом, n=17 |           | Эколгиты в гипер-базитах ММ16а, n=8 |           | Метаморфические эколгиты в кимберлитах |           | Корундовые эколгиты МГ5г, n=1 | Гроссидиты МГ6, n=15 |           | Алмазоносные эколгиты МГ6а, n=3 |           |
|-----------------------|---|-------|---|-----------|--------------------------------------|-----------|-------------------------------------|-----------|--|-----------|-------------------------------|----------------------|-----------|---------------------------------|-----------|
|                       | $\bar{x}$                                       | S     | $\bar{x}$                                 | $\bar{x}$ | S                                    | $\bar{x}$ | S                                   | $\bar{x}$ | S                                      | $\bar{x}$ |                               | S                    | $\bar{x}$ | S                               | $\bar{x}$ |
| Si                    | 1938  | 26    | 1893                                      | 1925      | 36                                   | 1918      | 41                                  | 1915      | 67                                     | 1926      | 1746                          | 1904                 | 31        | 1945                            | 21        |
| Al <sub>I</sub> V     | 54  | 30    | 110                                       | 60        | 39                                   | 80        | 43                                  | 85        | 67                                     | 74        | 254                           | 96                   | 31        | 55                              | 21        |
| Al <sub>V</sub> I     | 70  | 75    | 174                                       | 107       | 87                                   | 161       | 130                                 | 339       | 135                                    | 89        | 492                           | 556                  | 86        | 305                             | 35        |
| Ti                    | 4   | 4     | 22  | 9         | 7                                    | 6         | 4                                   | 12        | 8                                      | 5         | 3                             | 4,5                  | 3         | 14                              | 2         |
| Fe <sup>3+</sup>      | 70  | 39    | 61  | 43        | 32                                   | 46        | 23                                  | 79        | 42                                     | 120       | 19                            | 38                   | 11        | 76                              | 25        |
| Cr                    | 16  | 16    | 3   | 20        | 18                                   | 2         | 2                                   | 1         | 1                                      | 2         | 1,4                           | 3                    | 6         | 2                               | 1         |
| Fe <sup>2+</sup>      | 57  | 25    | 127                                       | 65        | 32                                   | 106       | 61                                  | 75        | 56                                     | 50        | 22                            | 21                   | 9         | 91                              | 38        |
| Mn                    | 2   | 1     | 3   | 2         | 1                                    | 2         | 3                                   | 1         | 1                                      | 2         | 1                             | —                    | —         | —                               | —         |
| Mg                    | 888   | 66    | 747                                       | 827       | 205                                  | 747       | 150                                 | 562       | 118                                    | 811       | 517                           | 416                  | 84        | 618                             | 83        |
| Ca                    | 823   | 90    | 690                                       | 762       | 104                                  | 802       | 138                                 | 579       | 146                                    | 810       | 696                           | 506                  | 89        | 521                             | 33        |
| Na                    | 62  | 49    | 148                                       | 120       | 77                                   | 138       | 126                                 | 340       | 154                                    | 81        | 228                           | 393                  | 68        | 373                             | 48        |
| f                     | 13,9  | 2,8   | 21,8                                      | 13,9      | 4,4                                  | 17,5      | 7,6                                 | 21,8      | 8,7                                    | 17,8      | 7,8                           | 14,4                 | 2,7       | 22,2                            | 6,0       |
| f'                    | 6,1   | 2,5   | 14,5                                      | 6,8       | 4,8                                  | 12,8      | 6,4                                 | 12,5      | 6,9                                    | 6,1       | 4,2                           | 5,7                  | 2,1       | 13,4                            | 5,0       |
| Σ <sub>1</sub>        | 1996  | 35    | 1980                                      | 1962      | —                                    | 2016      | 42                                  | 1993      | 25                                     | 1976      | 1982                          | 1945                 | 25        | 2012                            | 28        |
| Σ <sub>2</sub>        | 3987  | 22    | 3983                                      | 3948      | —                                    | 4013      | 41                                  | 3993      | 25                                     | 3976      | 3982                          | 3945                 | 25        | 4012                            | 28        |
| $\overline{Fe}$       | 8,0   | 1,7   | —   | 8,9       | 2,8                                  | 9,6       | 4,3                                 | 13,0      | 6,0                                    | —         | 3,7                           | 6,3                  | 2,1       | 14,3                            | 3,7       |
| $\overline{Mg}$       | 47,8  | 2,0   | —   | 48,9      | 11,6                                 | 43,5      | 3,9                                 | 41,9      | 3,9                                    | —         | 41,0                          | 36,7                 | 7,3       | 46,4                            | 3,6       |
| $\overline{Ca}$       | 44,2  | 2,1   | —   | 42,2      | 9,0                                  | 46,8      | 1,5                                 | 45,1      | 6,2                                    | —         | 55,3                          | 57,0                 | 8,9       | 39,3                            | 1,5       |
| Fe <sup>2+</sup> /Mg  | 0,064   | 0,028 | —   | 0,082     | 0,046                                | 0,150     | 0,086                               | 0,137     | 0,10                                   | —         | 0,043                         | 0,060                | 0,024     | 0,152                           | 0,066     |
| K <sub>ок</sub>       | 0,53  | 0,17  | 0,32                                      | 0,13      | 0,21                                 | 0,31      | 0,12                                | 0,53      | 0,29                                   | 0,70      | 0,47                          | 0,61                 | 0,12      | 0,48                            | 0,157     |

эклогитовых пироксенов и не может служить для диагностики эклогитовой фации. Магматические эклогиты недосыщены  $\text{SiO}_2$ , и даже во включениях, называемых «эклогит», может присутствовать примесь не только ортопироксена, но и оливина, т. е. «магматические» эклогиты и гранатовые пироксениты в кимберлитах в большинстве случаев отличаются лишь количественными соотношениями минералов.

Из анализов в Приложении 2 и рис. 45 следует, что среди пироксенов немагматических эклогитов имеются и настоящие эклогитовые пироксены с содержанием жадеитового компонента 25—30%, и эклогиты, бедные жадеитом (1—15%), но богатые чермакитовой составляющей, особенно с трехвалентным железом (более 100 единиц в формуле; см. анализы 1219, 1220 в Приложении 2). Вычисленные отдельно средние составы по этим немногочисленным анализам также приведены в табл. 7.7. Первые из них близки к среднему составу эклогитов в гнейсах и содержат 8,5% чермакита и 34% жадеита, вторые — к среднему составу эклогитоподобных пород. Несомненно, что эти пироксены произошли из пород габброидного состава и по повышенной железистости, титанистости и бедности хрома близки к пироксенам из гранатовых пироксенитов в лавах Гавайских островов.

Совершенно специфический состав имеют пироксены корундового эклогита (обр. 1216) — породы, пересыщенной глиноземом: этот пироксен одновременно богат жадеитом (23%) и Al-чермакитовым компонентом (26%). Сходные по содержанию Al (чермакита) пироксены известны лишь в эклогитоподобных шпинель-гранатовых пироксенитах (с диаспором) в Шотландии (Bloxam, Allen, 1960), и в роговиковоподобном эклогите из Норвегии (Eskola, 1921), но он более железистый. В целом разнообразие составов пироксенов, как и разнообразие составов включений, указывает на большую дифференцированность мантии в районах, где развиты алмазоносные кимберлиты (Н. В. Соболев и др., 1966). Обращает внимание только одна общая особенность — постоянное и довольно высокое значение  $K_{ок}$  (около 0,50) в пироксенах из самых разных ассоциаций (МГ5а, МГ5б, МГ5в, МГ5г, МГ6, МГ6а), более высокое, чем в других глубинных включениях и эклогитах (МГ3а, ММ16а, МГ1, МГ2), где оно в среднем около 0,30.

Алмазоносные эклогиты и гроссспидиты, как отмечалось, — самые глубинные включения в кимберлитах. Для первых это доказывается присутствием алмазов, вкрапленных в эклогиты и образовавшихся в равновесии с ними при давлениях не менее 50 *кбар*, для вторых тем, что здесь устанавливается непрерывный ряд твердых растворов между пиропом и гроссуляром (Н. В. Соболев и др., 1964), хотя этот вопрос дискуссионен и требует специального обсуждения. Экспериментально гроссспидиты получены при давлении 20 *кбар*. Другими словами, эти включения с наибольшей определенностью вынесены из верхней мантии, с глубин свыше 100 *км*, а для алмазоносных эклогитов, — вероятно, с глубин более 200 *км*.

Известно несколько обломков алмазоносных эклогитов в кимберлитах Южной Африки и Якутии, из них проанализировано три пары пироксен — гранат (Н. В. Соболев, Кузнецова, 1965). Эти три анализа<sup>1</sup> пироксенов приведены в Приложении 1, а среднее из них — в табл. 7.7. Обращает внимание, что эти пироксены довольно железистые и натровые и по среднему составу не отличаются от других «настоящих» эклогитов с омфацитом в кимберлитах, а также несколько повышенное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  (0,15—0,26 *вес. %*), несомненно не связанное с примесями, так как порода не содержит других калиевых минералов. Во всех других пироксенах,

<sup>1</sup> Дополнительные анализы из алмазоносных эклогитов приведены в дополнительном списке анализов, см. Приложение 2.

в том числе и в эцлогитовых, достоверно не содержащих включений флогопита или других калиевых минералов, содержание  $K_2O$  по крайней мере вдвое меньше (0,06—0,10 вес. %). Это может быть связано с тем, что при очень высоких давлениях калий начинает входить в решетку пироксенов, и теоретически можно ожидать при еще более высоких давлениях образование калиевого пироксена при распаде калишпата или флогопита аналогично образованию жадеита за счет альбита (см. § 1 и 7).

Пироксены из гроссидитов отличаются специфическим составом от всех других эцлогитовых пироксенов. Они содержат то же количество Na, Ca, мало отличаются по  $Al_{IV}$  и значительно больше содержат  $Al_{VI}$  и меньше Mg, т. е. в них, вероятно, наблюдается замещение  $3Mg \rightleftharpoons 2Al_{VI}$  в количестве около 6—10%. Последнее подтверждается постоянно пониженной суммой как раз на величину 50—60 формульных единиц и коэффициентами корреляции (см. § 7). Здесь довольно трудно рассчитать компонентный состав. Можно лишь сказать, что пироксены гроссидитов содержат 9,6% чермакита, 40% жадеита и 10% избытка Al (дистенового компонента).

## СРАВНЕНИЕ ПИРОКСЕНОВ И ЗАВИСИМОСТЬ ИХ СОСТАВА ОТ СОСТАВА И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

### § 29. СРАВНЕНИЕ ПИРОКСЕНОВ ИЗ ПОРОД СХОДНОГО СОСТАВА, НО РАЗНЫХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ

Мы можем выделить группы пироксеносодержащих пород близкого состава, которые распространены в разных магматических фациях и метаморфических фациях.

1. Ультраосновные породы. Здесь встречаются магматические ортопироксены (типы РИ1, РИ2), метаморфические ортопироксены (РМ1а, РМ1б, РМ7), ортопироксены глубинных включений (РГ1, РГ2, РГ4), магматические клинопироксены (МИ1, МИ2а, МИ2б, МИ12), метаморфические клинопироксены (ММ1, ММ8), клинопироксены глубинных включений (МГ1, МГ2, МГ4). Сюда же можно отнести орто- и клинопироксены магнезиальных скарнов (РМ7а и ММ8).

2. Основные — средние породы (включая щелочные базальтоиды, андезиты, кварцевые долериты и кварцсодержащие двупироксеновые плагиогнейсы). Здесь встречаются наибольшие количества пироксенов: эффузивные ортопироксены (типы РЭ1, РЭ2), интрузивные ортопироксены (РИ3, РИ4), метаморфические ортопироксены (РМ2, РМ2б, РМ2в, РМ2г, РМ3), ортопироксены глубинных включений (РГ2, РГ3), эффузивные клинопироксены (МЭ1, МЭ2, МЭ3, МЭ4, МЭ5, МЭ6), интрузивные клинопироксены (МИ3, МИ4, МИ5, МИ6, МИ9), метаморфические клинопироксены (ММ2, ММ2а, ММ2б, ММ2в, ММ3, ММ10, ММ17, ММ18, ММ19, ММ20), клинопироксены глубинных включений (МГ3, МГ6, МГ5).

3. Кислые породы (включая дациты, ферродиориты, промежуточные чарнокиты). Здесь пироксены появляются только в специфических условиях и количество их невелико. Сюда можно отнести ортопироксены из дацитов и риолитов (РЭ3 и РЭ4), ортопироксены из чарнокитов и гиперстеновых гранитов (РМ4, РМ4а, РМ4б), клинопироксены из ферродиоритов (феррогаббро — МИ6д), клинопироксены из промежуточных чарнокитов (ММ4), клинопироксены из метаграувакк и кислых глаукофановых сланцев (ММ22).

4. Щелочные породы. Здесь встречаются только клинопироксены — интрузивные (МИ10, МИ13, МИ14), контактово- или автометасоматические (ММ14, ММ28, ММ29), глубинные метасоматические (ММ21).

5. Метаосадочные породы — карбонатные, железистые, марганцовистые и др. Здесь встречаются, естественно, только метаморфические и метасоматические пироксены, рассмотренные вместе с другими пироксенами соответствующих фаций. В этом параграфе мы их рассматривать не будем.

Для сравнения этих разнообразных пироксенов составлены сводные таблицы, в которых даны средние содержания и среднеквадратичные отклонения перечисленных выше главнейших типов ортопироксенов (табл. 8.1) и клинопироксенов (табл. 8.2—8.4) из гипербазитов, основных

род и прочих пород. По данным этих таблиц, с учетом коэффициентов корреляции, приведенных ранее в табл. 3.5—3.12, на рис. 47—50 построены 95%-ные доверительные эллипсы средних содержаний трех важнейших переменных состава пироксенов — железистости, четверного юминия (пропорционального содержанию чермакита) и кальция. Содержание кальциевого компонента в безнатровых пироксенах зависит от мещения кальция на другие  $R^{2+}$  (Mg,  $Fe^{2+}$ , Mn), а в натровых — от за- щения на Na, т. е. обратно пропорционально содержанию натровых мпонентов (эгирина или жадеита). На рис. 49 и 51 показаны некото- ре дополнительные особенности клинопироксенов — доверительные ин- тervalы средних содержаний  $Al_{VI}$ , Ti, Na и  $K_{ок}$ .

С помощью соответствующих таблиц и рисунков сопоставим основные особенности состава пироксенов последовательно в ультраосновных, ос- вных, кислых и щелочных породах разных типов.

В ультраосновных породах ортопироксены из интрузивных род и из глубинных включений образуют две четко сопоставимые, но зличные группы (рис. 47).

1. Ортопироксены из перидотитов гипербазитовой формации (P11) алогичны в среднем пироксенам из гранатовых перидотитов и кимбер- тов (PГ4в, PГ4а), считающихся явными отторженцами мантии. По лезистости тип P11 аналогичен типу PГ4а, по кальциевости — типу 4в, и лишь несколько отличается от них более низкими значениями  $Fe^{3+}$  и  $K_{ок}$ . Но это различие лежит вблизи границы значимости и с уче- м возможных ошибок в определении  $Fe^{3+}$  может не приниматься во змание.

2. Ортопироксены из перидотитов габбро-пироксенит-дунитовой фэр- ции не отличимы от ортопироксенов оливиновых нодулей в базальтах Г1).

Для различия этих двух типов ортопироксенов рассчитана линейная скриминантная функция (содержания катионов на 6000 кислородов):

$$D(x) = +0,506 - 0,1008 Al_{IV} + 0,009 Al_{VI} +$$

$$+ 0,00515 Mg - 0,0419 Ca + 0,064 Na.$$

Если  $D(x) > 0$ , ортопироксен относится к первой группе (из гранато- х перидотитов или гипербазитовой формации); если  $D(x) < 0$ , то орто- оксен принадлежит к базальтоидному ряду (включения в базальтах и габбро-пироксенит-дунитовой формации). Обобщенное расстояние = 7,485, теоретическая ошибка классификации 8,7% (см. § 3). Эмпири- :кая точность хорошо согласуется с теоретической: из 50 проверенных ализов только пять дали ошибочную диагностику, из них четыре ошиб- относятся к первой группе вследствие большой ее неоднородности. я удовлетворительной 95%-ной точности (5%-ной ошибки) достаточ- ить два анализа.

Ортопироксены из ультраосновных метаморфических пород (PМ1а и PМ1б) по глиноземистости близки к ортопироксенам второй группы ( нодулей и габбро-пироксенит-дунитовой формации), но отличаются ее высокой железистостью и низкой кальциевостью. Частично это мо- т быть объяснено взаимодействием метаморфических гипербазитов с ружающими гнейсами, в результате чего они обогащаются железом и, так как представлены в основном пироксенитами. Пониженная льцевость метаморфических ультраосновных ортопироксенов, анало- ная первой группе ортопироксенов (PГ4, P11), объясняется, по-ви- мому, повышенным давлением.

В целом железистость ортопироксенов из гипербазитов колеблется 5 до 10, или до 20% в метаморфических пироксенах, в магнезиальных рнах — от 0 до 15%.

Переходя к ультраосновным клинопироксенам (рис. 48 и 49, табл. ), отметим, что их железистость колеблется примерно в тех же

Таблица 8.1

## Средний состав ортопироксенов различных типов из магматических и метаморфических пород

| Группа пород   | Тип  | Парагенетический (формационный) тип, ассоциация                         | Число анализов | Параметры | Содержание катионов на 6000 атомов кислорода |                  |     |                  |                  |      |      |      |      |      | f    | f'   | Σ <sub>1</sub> | K <sub>ок</sub> |       |
|----------------|--|---|----------------|-----------|--|------------------|-----|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|------|----------------|-----------------|-------|
|                |  |   |                |           | Al <sub>IV</sub>                             | Al <sub>VI</sub> | Ti  | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mn   | Mg   | Ca   | Na+K | Si   |      |      |                |                 | Cr    |
| Ультраосновные | РИ1  | Перидотиты гипербазитовой формации, <i>РП+МП+Ол±Хр</i>                  | 11             | X   I     | 58   | 13               | 2   | 17               | 177              | 4    | 1784 | 32   | 3    | 1935 | 10   | 10,5 | 9,2            | 2043            | 0,086 |
|                | РИ2  | Перидотиты габбро-пироксенит-дунитовой формации, <i>РП+МП+Ол±ШП</i>     | X   S          | 43        | 14   | 3                | 12  | 28               | 1                | 74   | 15   | 3    | 43   | 7    | 1,6  | 1,46 | 51             | 0,05            |       |
|                |  |   | S              | 92        | 47   | 5                | 29  | 192              | 4                | 1657 | 50   | 5    | 1901 | 10   | 12,4 | 10,6 | 2000           | 0,126           |       |
|                | РГ4в   | Гранатовые перидотиты, <i>РП+МП+Гр+Ол+Амф</i>                           | X   S          | 42        | 37   | 3                | 12  | 40               | 1                | 70   | 24   | 3    | 42   | 5    | 2,6  | 2,2  | 5              | 0,03            |       |
|                |  |   | S              | 45        | 8  | 1,5              | 32  | 182              | 3                | 1764 | 11   | 5    | 1949 | 4,5  | 11,0 | 9,6  | 2011           | 0,15            |       |
|                | РГ4а+б   | Кимберлиты и перидотитовые включения в них, <i>РП+МП+Ол+Гр+Амф+Флог</i> | X   S          | 25        | 16   | 1,0              | 14  | 81               | 2                | 69   | 8    | 5    | 23   | 2,4  | 4,7  | 4,5  | 17             | 0,08            |       |
|                |  |   | S              | 51        | 20   | 2,9              | 29  | 110              | 3                | 1799 | 30   | 17   | 1943 | 7,4  | 7,3  | 6,0  | 2016           | 0,20            |       |
|                | РГ1+2  | Оливиновые нодулы в базальтах, <i>РП+МП+Ол+Шп</i>                       | X   S          | 34        | 32   | 4,0              | 16  | 23               | 1                | 66   | 16   | 7    | 34   | 4,4  | 2,0  | 1,3  | 23             | 0,11            |       |
| S              |  |   | 110            | 45        | 4  | 25               | 196 | 3                | 1657             | 57   | 11   | 1892 | 12,3 | 12,6 | 10,8 | 2012 | 0,12           |                 |       |
| РМ1а           | Ультраосновные гнейсы, <i>МП+РП+Амф+ШП+Ол</i>          | X   S   | 32             | 32        | 5,7  | 33               | 65  | 2                | 125              | 45   | 10   | 33   | 9,0  | 4,0  | 3,9  | 10   | 0,05           |                 |       |
|                |  | S   | 130            | 83        | 6  | 40               | 381 | 7                | 1464             | 16   | 3    | 1870 | —    | 22,7 | 21,0 | 2000 | 0,10           |                 |       |
| РМ1б           | Ультраосновные гнейсы без шпинелли                     | X   S   | 39             | 38        | 6  | 19               | 123 | 2                | 150              | 10   | 3    | 39   | —    | 7,2  | 7,2  | 17   | 0,05           |                 |       |
|                |  | S   | 93             | 38        | 5  | 41               | 404 | 10               | 1477             | 38   | 5    | 1900 | 1,0  | 23,7 | 22,0 | 2020 | 0,09           |                 |       |
| Основные       | РЭ1  | Базальты  | X   I          | 45        | 38   | 6                | 37  | 122              | 6                | 160  | 35   | 10   | 42   | 3,5  | 6,9  | 6,7  | 21             | 0,08            |       |
|                |  |   | S              | 107       | 74   | 11               | 20  | 255              | 10               | 1487 | 125  | 15   | 1893 | —    | 16,3 | 15,3 | —              | 0,107           |       |
|                | РИЗ  | Габбро-нориты   | X   S          | 52        | 31   | 4                | 27  | 357              | 9                | 1480 | 70   | 10   | 1948 | 7    | 21,2 | 19,8 | 1994           | 0,07            |       |
|                |  |   | S              | 10        | 16   | 3                | 8   | 85               | 2                | 87   | 28   | 15   | 10   | 7    | 4,3  | 4,6  | 7              | 0,03            |       |
| РМ2            | Двунироксеновые гранулиты, <i>РП+МП+Пл±Амф, Жв, Мт</i> | X   S   | 57             | 25        | 8,6  | 48               | 790 | 17               | 1069             | 39   | 10   | 1934 | —    | 44,5 | 43,0 | 2007 | 0,06           |                 |       |
|                |  | S   | 39             | 34        | 8  | 44               | 213 | 10               | 212              | 28   | 12   | 32   | —    | 10,9 | 11,3 | 26   | 0,06           |                 |       |

Таблица 8.1 (окончание)

| Группа пород | Тип                                   | Парагенетический (формационный) тип, ассоциация                       | Число анализов | Пара-метры | Содержание катионов на 6000 атомов кислорода |                  |     |                  |                  |      |      |      |      |      | f    | f'   | Σ <sub>1</sub> | K <sub>ок</sub> |       |
|--------------|---------------------------------------|---|----------------|------------|--|------------------|-----|------------------|------------------|------|------|------|------|------|------|------|----------------|-----------------|-------|
|              |                                       |   |                |            | Al <sub>IV</sub>                             | Al <sub>VI</sub> | Ti  | Fe <sup>2+</sup> | Fe <sup>3+</sup> | Mn   | Mg   | Cr   | Na+K | Si   |      |      |                |                 | Cr    |
| Основные     | PM2:                                  | Амфибол-двуокисные гранулиты с кварцем, <i>РП+МП+Пла+Рог+КВ</i>       | 10             | x   S   x  | 45   | 10               | 11  | 42               | 925              | 28   | 944  | 47   | 11   | 1942 | —    | 51,4 | 50,3           | 2018            | 0,05  |
|              | PM2г                                  | Амфибол-двуокисные гранулиты без роговой обманки, <i>РП+МП+Пла±Шп</i> | x   S   x      | 33         | 14   | 9                | 37  | 219              | 12               | 228  | 17   | 10   | 28   | —    | 11,4 | 11,7 | 16             | 0,04            |       |
|              |                                       |   | S   x   S      | 110        | 89   | 8,9              | 6,3 | 612              | 10               | 1142 | 42   | 8    | 1890 | —    | 37,9 | 35,7 | 1975           | 0,09            |       |
|              | PMб                                   | Амфиболиты, <i>Рп+Пла+Рог+МП±Шп</i>                                   | x   S   x      | 8          | 50   | 36               | 3,6 | 28               | 525              | 13   | 1345 | 49   | 11   | 1941 | —    | 29,8 | 28,7           | 2010            | 0,06  |
|              |                                       |   | S   x   S      | 40         | 44   | 23               | 20  | 169              | 8                | 211  | 38   | 16   | 32   | —    | 8,8  | 9,2  | 21             | 0,06            |       |
| PM3          | Эклогитоподобные породы с гиперстеном | 17  | x   S   x      | 84         | 35   | 7,8              | 50  | 897              | 26               | 927  | 48   | 11   | 1915 | —    | 51,2 | 49,8 | 2000           | 0,06            |       |
| PM9          | Гиперстеновые роговики                | S   x   S   | 50             | 30         | 4,2  | 34               | 265 | 32               | 277              | 26   | 21   | 47   | —    | 14,6 | 15,2 | 26   | 0,04           |                 |       |
|              |                                       | x   S   x   | 6              | 99         | 73   | 19               | 40  | 742              | 10               | 19   | 94   | 10   | —    | —    | 45,1 | 43,0 | 2007           | 0,05            |       |
| Прочие       | PM4а                                  | Промежуточные чарнокиты, <i>РП+МП+Пла+КПШ+Кв+Мт+Рог</i>               | x   S   x      | 10         | 66   | 32               | 9,1 | 34               | 934              | 23   | 924  | 36   | 8    | 1931 | —    | 51,9 | 51,0           | 1996            | 0,04  |
|              |                                       |   | S   x   S      | 31         | 24   | 9,5              | 18  | 277              | 6                | 294  | 22   | 6    | 25   | —    | 15,0 | 15,2 | 28             | 0,02            |       |
|              | PM4в                                  | Чарнокиты, <i>РП+КПШ+Пла+Кв±Мт</i>                                    | x   S   x      | 27         | 76   | 33               | 10  | 38               | 998              | 19   | 853  | 40   | 9    | 1922 | —    | 56,5 | 54,5           | 2000            | 0,04  |
|              |                                       |   | S   x   S      | 41         | 26   | 8                | 20  | 230              | 15               | 256  | 38   | 11   | 39   | —    | 13,2 | 13,5 | 24             | 0,03            |       |
|              | PM4б+5б                               | Гранатовые чарнокиты и эндербиты                                      | x   S   x      | 16         | 100  | 58               | 8   | 42               | 915              | 16   | 923  | 30   | 10   | 1895 | —    | 52,2 | 50,1           | 2002            | 0,05  |
|              |                                       |   | S   x   S      | 87         | 60   | 6                | 23  | 232              | 11               | 357  | 25   | 10   | 83   | —    | 10,6 | 11,0 | 35             | 0,03            |       |
|              | PM5                                   | Высокоглиноземистые породы с <i>Сапф.</i> , <i>Сил.</i> , <i>Корд</i> | x   S   x      | 10         | 170  | 125              | 9,4 | 105              | 490              | 3    | 1168 | 48   | 3    | 1830 | —    | 34,0 | 29,8           | 1951            | 0,21  |
|              |                                       |   | S   x   S      | 80         | 55   | 9,0              | 110 | 235              | 3                | 160  | 43   | 4    | 80   | —    | 9,5  | 12,8 | 32             | 0,18            |       |
|              | PM6+10                                | Эвлизиты, <i>РП+Кв+Гр</i> или <i>Мт+Фа</i>                            | x   S   x      | 12         | 28   | 14               | 4,9 | 25               | 1419             | 63   | 425  | 50   | 5    | 1965 | —    | 78,0 | 77,7           | 2007            | 0,02  |
|              |                                       |   | S   x   S      | 39         | 18   | 6,1              | 25  | 182              | 74               | 173  | 27   | 10   | 37   | —    | 8,9  | 9,1  | 25             | 0,016           |       |
|              | PM8                                   | Железные породы, <i>РП+Кв+МП+Мт+Амф</i>                               | x   S   x      | 11         | 13   | 2                | 1   | 75               | 1297             | 38   | 510  | 64   | 10   | 1974 | —    | 72,2 | 71,2           | 1997            | 0,054 |
|              |                                       |   | S   x   S      | 8          | 4  | 2                | 24  | 127              | 34               | 157  | 25   | 12   | 18   | —    | 10,1 | 10,4 | 24             | 0,015           |       |
|              | PЭ2                                   | Андезиты  | x   S   x      | 11         | 55   | 15               | 6   | 23               | 529              | 20   | 1328 | 97   | 8    | 1939 | —    | 29,9 | 29,1           | 2026            | 0,042 |
|              |                                       |   | S   x   S      | 29         | 21   | 6                | 28  | 118              | 12               | 152  | 61   | 10   | 28   | —    | 7,2  | 6,9  | 41             | 0,033           |       |
| PЭ3          | Дациты                                | x   S   x   | 7              | 35         | 25   | 12               | 22  | 697              | 20               | 1156 | 59   | 11   | 1965 | —    | 39,3 | 38,6 | 2004           | 0,033           |       |
|              |                                       | S   x   S   | 17             | 21         | 12   | 9                | 139 | 10               | 189              | 30   | 12   | —    | —    | 8,1  | 8,4  | 47   | 0,016          |                 |       |
| PЭ4          | Риолиты                               | 8   | x   S   x      | 25         | 15   | 35               | 910 | —                | 903              | 50   | 6    | 1975 | —    | 52,1 | —    | 1998 | —              |                 |       |



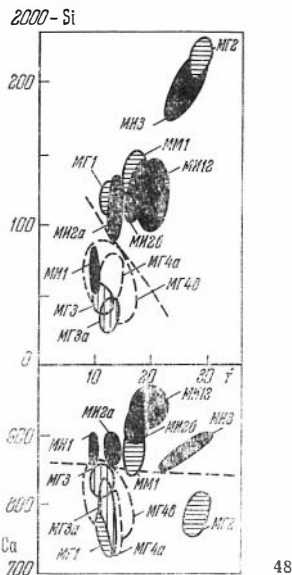
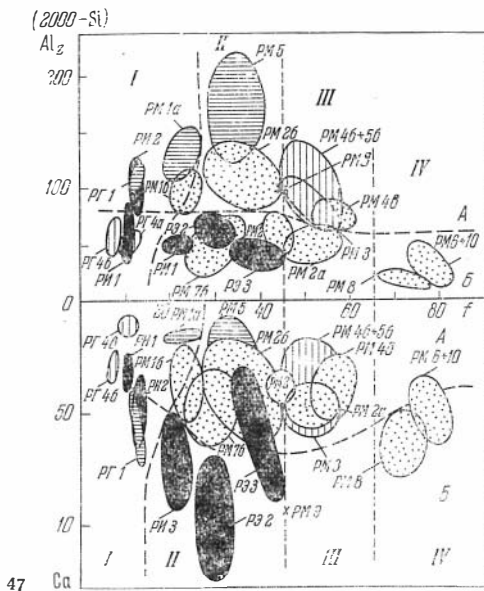


Рис. 47. 95%-ные доверительные эллипсы средних содержаний чермакита, кальциевого компонента и железистости в ортопироксенах различных типов

Черные эллипсы — магматические пироксены, заштрихованные — метаморфические ассоциации со шпинелью и гранатом; точками обозначены составы пироксенов из прочих метаморфических пород. Пунктир — границы составов, использованные при классификации пироксенов. Обозначения парагенетических типов см. в табл. 8. 1.

Рис. 48. 95%-ные доверительные эллипсы средних содержаний чермакита и кальциевого компонента и железистости в клинопироксенах из различных типов ультраосновных пород

Черные эллипсы — магматические пироксены. Обозначения типов пироксенов см. в табл. 8. 2

Рис. 49. Доверительные интервалы содержаний  $Al_{VI}$ , Ti, Cr, Na и отношения  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$  для клинопироксенов из ультраосновных пород

Обозначения парагенетических типов см. в табл. 8.2

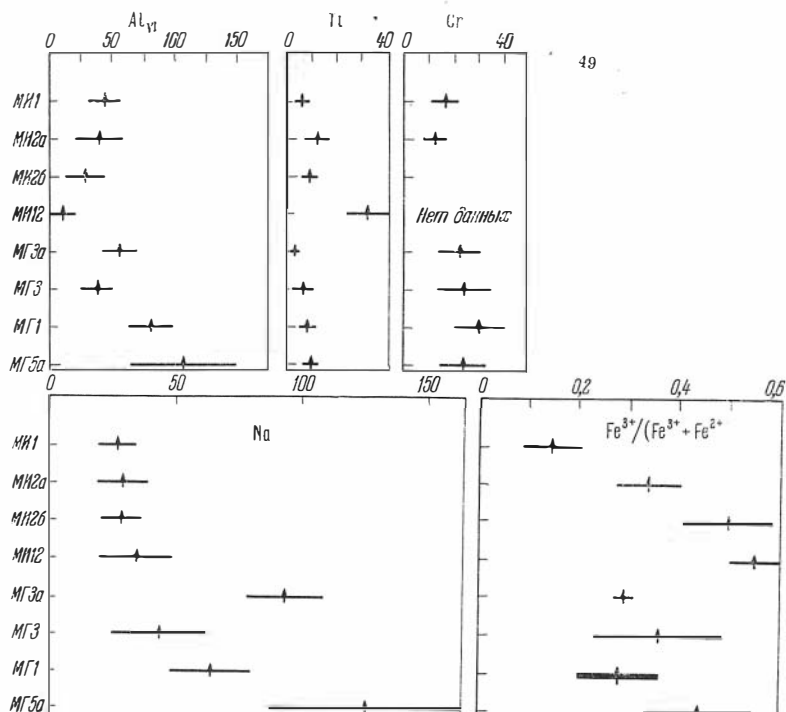


Таблица 8.2

## Средний состав клинопироксенов из 'ультрасосновных пород

| Поро-<br>ды     | Тип    | Парагенетический (форма-<br>ционный) тип   | Число<br>англи-<br>зов | Пара-<br>метры | Содержание катионов на 6000 атомов кислорода |                  |            |                  |                  |            |            |            |          |            | f           | f'          | Σ <sub>1</sub> | K <sub>ок</sub> |
|-----------------|--------|--|------------------------|----------------|--|------------------|------------|------------------|------------------|------------|------------|------------|----------|------------|-------------|-------------|----------------|-----------------|
|                 |        |  |                        |                | Al <sup>IV</sup>                             | Al <sup>VI</sup> | Ti         | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mn         | Mg         | Ca         | Na       | Cr         |             |             |                |                 |
| Интрузивные     | МИ1    | Перидотиты гипербазитовой форма-<br>ции  | 15                     | x<br> <br>S    | 68<br>31                                     | 43<br>25         | 6<br>5     | 13<br>11         | 71<br>15         | 3<br>0,8   | 947<br>66  | 879<br>47  | 27<br>15 | 17<br>10   | 10,0<br>1,6 | 7,3<br>1,5  | 2009<br>15     | 0,152<br>0,124  |
|                 | МИ2а   | Перидотиты и оливиновые пирок-<br>сениты габбро-пироксенит-дуни-<br>товой формации | 12                     | x<br> <br>S    | 112<br>42                                    | 41<br>38         | 12<br>9    | 44<br>21         | 94<br>26         | 3<br>0,8   | 918<br>32  | 881<br>41  | 29<br>17 | 12<br>9    | 13,5<br>2,6 | 8,6<br>2,4  | 2026<br>21     | 0,339<br>0,114  |
|                 | МИ2б   | Пироксениты габбро-пироксенит-<br>дунитовой формации                               | 13                     | x<br> <br>S    | 125<br>42                                    | 29<br>30         | 9<br>5     | 87<br>33         | 85<br>26         | 6<br>8     | 857<br>77  | 911<br>49  | 29<br>16 | 2<br>3     | 17,4<br>3,9 | 9,6<br>2,3  | 2016<br>18     | 0,498<br>0,158  |
|                 | МИ12   | Пироксениты щелочно-ультра-<br>основной формации                                   | 16                     | x<br> <br>S    | 119<br>58                                    | 11<br>22         | 32<br>17   | 103<br>22        | 92<br>52         | 3<br>2     | 805<br>82  | 942<br>62  | 35<br>31 | —<br>—     | 19,8<br>7,0 | 10,7<br>6,2 | 2032<br>41     | 0,552<br>0,095  |
| Метаморфические | ММ1    | Ультрасосновные гнейсы   | 9                      | x<br> <br>S    | 136<br>27                                    | 52<br>29         | 16<br>8    | 48<br>12         | 125<br>33        | 4<br>2     | 864<br>80  | 880<br>53  | 23<br>13 | 1,0<br>1,5 | 17,1<br>5,3 | 13,0<br>3,2 | 2013<br>23     | 0,29<br>0,08    |
|                 | МГ4б+в | Гранитовые перидотиты  | 19                     | x<br> <br>S    | 46<br>16                                     | 57<br>24         | 3,4<br>2,2 | 28<br>21         | 69<br>25         | 1,6<br>0,8 | 898<br>69  | 841<br>40  | 88<br>20 | 14<br>14   | 11,7<br>4,1 | 7,4<br>2,8  | 2010<br>18     | 0,28<br>0,03    |
|                 | МГ4а   | Кимберлиты и безгранитовые пе-<br>ридоитовые включения в них                       | 8                      | x<br> <br>S    | 41<br>26                                     | 38<br>27         | 6,4<br>9,3 | 43<br>35         | 64<br>25         | 5<br>5     | 968<br>74  | 798<br>130 | 48<br>41 | 20<br>18   | 11,9<br>3,0 | 6,5<br>2,3  | 1990<br>38     | 0,36<br>0,22    |
|                 | МГ1    | Оливиновые нодулы в базальтах  | 17                     | x<br> <br>S    | 119<br>38                                    | 86<br>38         | 9<br>6     | 35<br>20         | 77<br>25         | 8<br>11    | 923<br>55  | 780<br>56  | 59<br>47 | 30<br>14   | 13,9<br>3,3 | 8,4<br>3,7  | 2007<br>33     | 0,30<br>0,15    |
|                 | МГ2    | Плагиоклазсодержащие оливино-<br>вые нодулы в базальтах                            | 19                     | x<br> <br>S    | 213<br>53                                    | 90<br>41         | 41<br>48   | 93<br>48         | 163<br>26        | 6<br>3     | 740<br>105 | 784<br>50  | 78<br>29 | 1,4<br>2,6 | 27,4<br>7,3 | 18,8<br>3,8 | 2006<br>7      | 0,37<br>0,11    |
|                 | МГ5а   | «Магматические» эклогиты   | 11                     | x<br> <br>S    | 54   | 70               | 4          | 70               | 57               | 2          | 888        | 823        | 68       | 16         | 13,9        | 6,1         | 1996           | 0,53            |
|                 |        |  |                        |                | 30   | 75               | 4          | 39               | 25               | 1          | 66         | 90         | 47       | 16         | 2,8         | 2,5         | 36             | 0,17            |

пределах, что и ортопироксенов (7—25%). Среди клинопироксенов гипербазитов по глиноземистости (содержанию чермакита) и железистости также выделяются две группы, аналогичные выделенным в ортопироксенах: 1) клинопироксены из гипербазитовой формации, гранатовых перидотитов и других включений из мантии (МИ1, МГ3, МГ3а, МГ4а, МГ4б) и 2) клинопироксены из оливин-шпинелевых нодулей (МГ1), габбро-пироксенит-дунитовой формации (МИ2а, МИ2б), щелочно-ультраосновной формации (ММ12) и метаморфических ультраосновных пород (ММ1). Среди второй группы можно выделить две подгруппы — клинопироксены из перидотитов (МГ1, МИ2а) и из пироксенитов (МИ2б, МИ12, большая часть ММ1), отличающиеся по железистости.

Особое место занимают клинопироксены из шпинель-плаггиоклазовых нодулей в базальтах (МГ2), которые по железистости и глиноземистости ближе к клинопироксенам из оливиновых габбро и габбро-норитов, например из габбро пироксенит-дунитовой формации (МИ3).

Содержание  $Al_{IV}$  в пироксенах ультраосновных пород колеблется в основном от 25 до 150 и лишь в плаггиоклазсодержащих оливиновых нодулях из базальтов достигает 220. Как видно из рис. 48, имеется положительная корреляция средних содержаний  $Al_{IV}$  и железистости клинопироксенов. Отличие пироксенов гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формации по железистости и содержанию  $Al_{IV}$  хорошо согласуется с установленными ранее общими особенностями указанных формационных типов. Как известно, породы габбро-пироксенит-дунитовой формации более железисты и содержат больше глинозема, чем породы гипербазитовой формации (Пинус и др., 1957; Кутолин и др., 1966).

Содержание  $Al_{VI}$  выше в клинопироксенах из оливиновых нодулей в базальтах, а также из гранатовых пироксенитов и эклогитов (рис. 48). Клиннопироксены из включений в кимберлитах (МГ3, МГ5а) и из эклогитов в гипербазитовых массивах (ММ16, МГ5б) сходны по большинству параметров, кроме Na и  $Al_{VI}$ . Содержание жадеита в эклогитах из гипербазитов в среднем выше, хотя здесь наблюдаются большие колебания (см. рис. 41).

В то же время все глубинные и метаморфические клинопироксены отличаются от магматических пониженным содержанием кальция. Как было отмечено в § 1, в соответствии с экспериментальными данными в общем следует ожидать понижения содержания кальция в пироксенах по мере увеличения давления и температуры. Понижение количества кальция в пироксенах гранатовых перидотитов и пироксенитов легко объясняется повышенным содержанием в этих минералах жадеитового компонента, что хорошо видно на рис. 49, показывающем значительное обогащение этих минералов натрием.

В основных породах ортопироксены имеют железистость в среднем от 15—20 до 45%. Наименее железисты ортопироксены из магматических пород — из габбро-норитов габбро-пироксенит-дунитовой формации (РИ3), из базальтов (РЭ1) и даже из андезитов (РЭ2). Метаморфические ортопироксены из бескварцевых пород в целом более железисты и приближаются по железистости к ортопироксенам из дацитов (РЭ3). Ортопироксены из кварцсодержащих двупироксеновых гнейсов (РМ2б), эклогитоподобных пород (РМ3 и РМ7) и промежуточных чарнокитов (РМ4а) имеют в среднем более высокую железистость (45—58%). По глиноземистости выделяются более глиноземистые ( $Al_{IV} > 80$ ) ортопироксены из эклогитоподобных пород с гранатом (РМ3 и РМ7), из высокотемпературных двупироксеновых гранулитов без роговой обманки (РМ2в) и из роговиков (РМ9). Наиболее глиноземисты (свыше 100  $Al_{IV}$ ) ортопироксены из глиноземистых метаосадочных пород, близкие к ортопироксенам метабазитов по средней железистости. Содержания  $Al_{VI}$  в среднем повышено там же, где и  $Al_{IV}$ . По кальциевости выде-

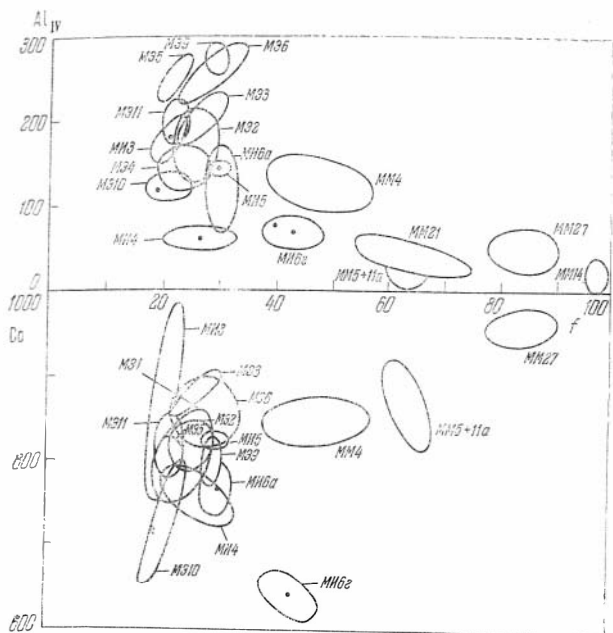


Рис. 50. 95%-ные доверительные эллипсы средних содержаний компонентов в клинопироксенах из магматических пород основного состава и кислых метаморфических пород

Обозначения парагенетических типов см. в табл. 8.3 и 8.4

ляются только ортопироксены магматических пород (РЭ1, РЭ2, РИ3, РИ4), обладающие повышенным содержанием Са (в среднем более 60 единиц).

Клинопироксены из основных пород (рис. 50, табл. 8.3) по железистости также различаются для магматических и метаморфических парагенезисов: в магматических она равна в среднем 20—35% и только в кварцевых долеритах повышается до 40—50%. Средняя железистость клинопироксенов из метаморфических основных пород без кварца 25—40%, в кварцсодержащих 40—60%. Минимальная железистость у пироксенов из эклогитов и эклогитоподобных пород. По-видимому, различия в железистости у пироксенов магматических и метаморфических пород зависят от более низкой температуры образования последних, а также от возможной примеси метаосадочных железистых пород, близких к метабазитам.

Из числа пироксенов интрузивных пород максимальная железистость, кроме уже упомянутых пироксенов кварцевых долеритов, обнаруживается в пироксенах оливиновых долеритов и титаноносных габбро, а минимальная — в пироксенах габброидов габбро-пироксенит-дунитовой формации, вкрапленниках пироксена в щелочных базальтах континентальной оливин-базальтовой формации, а также во вкрапленниках пироксена в щелочных оливиновых и толеитовых базальтах океана. Пироксены остальных пород занимают промежуточное положение между этими типами. Из пироксенов метаморфических пород наиболее железисты пироксены пироксеновых роговиков, а наиболее магнезиальны пироксены эклогитов.

Содержание кальция мало меняется в пироксенах разных парагенетических типов, оно резко понижено лишь в пироксенах кварцевых долеритов и в богатых натрием пироксенах из эклогитов и глаукофановых сланцев.

Количество  $Al_{IV}$  колеблется в широких пределах в пироксенах разных парагенетических типов, причем в целом оно примерно одинаково в пироксенах магматических и метаморфических пород. В магматических образованиях наиболее богаты  $Al_{IV}$  пироксены щелочных базальтов кон-

Средний состав клинопироксенов из основных пород

| Породы          | Тип  | Парагенетический (формационный) тип   | Число анализов | Параметры | Содержание катионов на 6000 атомов кислорода |                  |    |                  |                  |     |     |     |     |       | f     | f'    | Σ <sub>1</sub> | K <sub>ок</sub> |
|-----------------|--|---|----------------|-----------|--|------------------|----|------------------|------------------|-----|-----|-----|-----|-------|-------|-------|----------------|-----------------|
|                 |  |   |                |           | Al <sub>IV</sub>                             | Al <sub>VI</sub> | Ti | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mn  | Mg  | Ca  | Na  | Cr    |       |       |                |                 |
| Ингузские       | МН3  | Габброиды габбро-пироксенит-дуни-<br>товой формации   | 14             | x         | 180  | 67               | 23 | 51               | 144              | 4   | 936 | 864 | 45  | 5     | 21,01 | 16,20 | 2041           | 262             |
|                 |  |   |                | S         | 56   | 38               | 10 | 19               | 35               | 1   | 331 | 235 | 18  | 11    | 5,94  | 5,30  | 49             | 76              |
|                 | МН4  | Габброиды формации дифференциро-<br>ванных габбровых и норитовых ин-<br>трузий древних платформ | 10             | x         | 66   | 43               | 15 | 41               | 254              | 5   | 854 | 744 | 26  | 10    | 26,60 | 23,24 | 1995           | 0,150           |
|                 |  |   |                | S         | 23   | 12               | 7  | 17               | 126              | 3   | 124 | 52  | 14  | 13    | 10,62 | 10,96 | 9              | 0,04            |
|                 | МН5  | Титаноносные габбро   | 22             | x         | 146  | 44               | 31 | 54               | 254              | 8   | 760 | 820 | 39  | 2     | 20,61 | 25,76 | 2013           | 0,176           |
|                 |  |   |                | S         | 28   | 16               | 6  | 19               | 48               | 3   | 69  | 28  | 13  | 5     | 4,82  | 5,19  | 10             | 0,065           |
|                 | МН6а   | Оливиновые долериты трапповой фор-<br>мации   | 22             | x         | 121  | 90               | 26 | 39               | 263              | 8   | 741 | 766 | 34  | 1,7   | 32,19 | 28,14 | 1998           | 0,172           |
|                 |  |   |                | S         | 72   | 62               | 26 | 35               | 68               | 3   | 101 | 80  | 13  | 5     | 6,44  | 5,82  | 30             | 0,093           |
|                 | МН6г   | Кварцевые долериты трапповой фор-<br>мации  | 10             | x         | 71   | 48               | 16 | 35               | 501              | 11  | 719 | 642 | 29  | —     | 43,24 | 41,65 | 2011           | 0,066           |
| S               |  |   |                | 31        | 59   | 5                | 12 | 108              | 2                | 120 | 43  | 17  | —   | 8,39  | 8,32  | 47    | 0,021          |                 |
| МН6д            | Феррогаббро трапповой формации                                   | 18  | x              | 103       | 23   | 36               | 61 | 757              | 16               | 396 | 699 | 42  | —   | 68,68 | 67,09 | 2037  | 0,077          |                 |
|                 |  |   | S              | 74        | 34   | 26               | 32 | 203              | 10               | 254 | 75  | 17  | —   | 19,64 | 20,57 | 66    | 0,035          |                 |
| МН9             | Пикриты и долериты континентальной<br>оливинбазальтовой формации | 13  | x              | 126       | 21   | 42               | 69 | 308              | 9                | 725 | 785 | 44  | 2   | 34,06 | 29,27 | 2013  | 0,216          |                 |
|                 |  |   | S              | 53        | 18   | 23               | 35 | 190              | 7                | 136 | 155 | 16  | 7   | 14,34 | 15,74 | 34    | 0,125          |                 |
| Метаморфические | ММ2  | Двупироксеновые гранулиты   | 54             | x         | 99   | 42               | 12 | 46               | 329              | 8   | 688 | 844 | 41  | —     | 35,4  | 31,80 | 2016           | 0,133           |
|                 |  |   |                | S         | 46   | 40               | 7  | 22               | 146              | 5   | 115 | 118 | 23  | —     | 10,7  | 11,6  | 25             | 0,12            |
|                 | ММ2б   | Двупироксеновые гранулиты без ам-<br>фибола   | 12             | x         | 106  | 31               | 18 | 60               | 380              | 10  | 760 | 735 | 39  | —     | 35,70 | 32,10 | 2032           | 0,17            |
|                 |  |   |                | S         | 26   | 27               | 10 | 13               | 234              | 7   | 128 | 205 | 20  | —     | 11,20 | 12,00 | 62             | 0,07            |
|                 | ММ24   | Пироксеновые роговки и ксенолиты  | 13             | x         | 147  | 42               | 50 | 111              | 273              | 10  | 594 | 866 | 44  | —     | 51,60 | 45,80 | 2007           | 0,283           |
|                 |  |   |                | S         | 156  | 27               | 49 | 74               | 221              | 9   | 304 | 120 | 62  | —     | 23,50 | 24,90 | 41             | 0,17            |
|                 | ММ3  | Эклогитоподобные породы с гипер-<br>стеном  | 15             | x         | 162  | 113              | 19 | 69               | 279              | 6   | 709 | 742 | 72  | —     | 33,30 | 28,30 | 2007           | 0,24            |
|                 |  |   |                | S         | 83   | 81               | 17 | 25               | 130              | 3   | 237 | 217 | 37  | —     | 11,50 | 12,40 | 35             | 0,15            |
|                 | ММ10   | Эклогитоподобные породы без гипер-<br>стена   | 18             | x         | 123  | 86               | 14 | 87               | 302              | 5   | 663 | 786 | 63  | 1     | 36,30 | 29,3  | 2010           | 0,28            |
| S               |  |   |                | 69        | 83   | 9                | 68 | 204              | 8                | 147 | 23  | 41  | 1   | 10,7  | 13,5  | 45    | 0,23           |                 |
| ММ17            | Эклогиты в гнейсах   | 26  | x              | 70        | 356  | 12               | 73 | 115              | 2                | 506 | 597 | 308 | 1,5 | 27,70 | 18,30 | 1967  | 0,40           |                 |
|                 |  |   | S              | 43        | 109  | 12               | 45 | 65               | 1                | 128 | 89  | 118 | 1,1 | 10,10 | 9,00  | 37    | 0,21           |                 |
| МГ6             | Гросспидиты и ассоциирующие к ним<br>титановые эклогиты          | 14  | x              | 91        | 561  | 5                | 38 | 25               | 1                | 419 | 491 | 398 | 2,0 | 14,60 | 6,00  | 1944  | 0,61           |                 |
|                 |  |   | S              | 28        | 83   | 5                | 12 | 8                | 1                | 86  | 68  | 67  | —   | 6,10  | 4,00  | 25    | 0,12           |                 |

Таблица 8.3 (окончание)

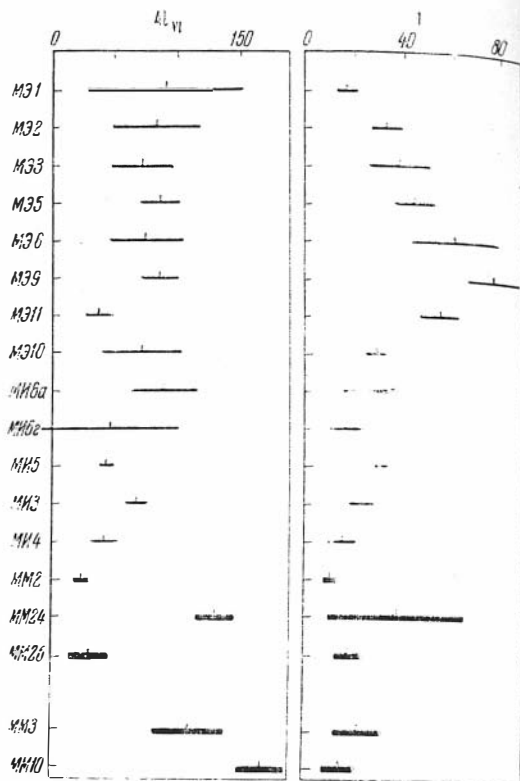
| Породы          | Тип  | Парагенетический (формационный) тип                            | Число анализов | Параметры | Содержание катионов на 6000 атомов кислорода |                  |     |                  |                  |     |      |      |       | j     | j'    | Σ <sub>1</sub> | K <sub>ок</sub> |      |
|-----------------|--|--|----------------|-----------|--|------------------|-----|------------------|------------------|-----|------|------|-------|-------|-------|----------------|-----------------|------|
|                 |  |  |                |           | Al <sub>IV</sub>                             | Al <sub>VI</sub> | Ti  | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mn  | Mg   | Ca   | Na    |       |       |                |                 | Cr   |
| Метаморфические | МГ51+3а  | Гранатовые пироксены   | 16             | $\bar{x}$ | 60   | 107              | 8,9 | 43               | 65               | 21  | 827  | 772  | 126   | 22    | 12,9  | 6,9            | 1893            | 0,44 |
|                 | МГ5б   | Эклогиты из включений в кимберлитах                            | $S$            | 39        | 87   | 6,8              | 32  | 32               | 12               | 205 | 103  | 77   | 18    | 4,4   | 4,0   | 46             | 0,22            |      |
|                 |  |  | $\bar{x}$      | 85        | 339  | 12               | 79  | 75               | 1                | 562 | 579  | 344  | 1     | 21,8  | 12,5  | 1993           | 0,53            |      |
|                 |  |  | $S$            | 67        | 135  | 8                | 42  | 56               | 1                | 118 | 146  | 154  | 1     | 8,7   | 6,8   | 25             | 0,20            |      |
| Метаморфические | ММ19   | Низкотемпературные эклогиты                                    | 28             | $\bar{x}$ | 54   | 398              | 11  | 108              | 83               | 2   | 435  | 507  | 436   | —     | 32,1  | 17,0           | 1983            | 0,52 |
|                 | ММ20   | Основные граукофановые сланцы                                  | $S$            | 38        | 132  | 10               | 50  | 33               | 4                | 131 | 136  | 121  | —     | 9,4   | 6,7   | 54             | 0,16            |      |
|                 |  |  | $\bar{x}$      | 39        | 519  | 9                | 167 | 61               | 41               | 236 | 324  | 632  | 3,5   | 50,8  | 25,0  | 1942           | 0,70            |      |
|                 |  |  | $S$            | 43        | 350  | 11               | 200 | 24               | 20               | 129 | 231  | 232  | —     | 20,3  | 15,2  | 56             | 0,17            |      |
| Эффузивные      | МЭ1  | Базальты (вкрапленники) андезитовой и трахандезитовой формаций | 22             | $\bar{x}$ | 143  | 89               | 17  | 85               | 149              | 3   | 807  | 807  | 34    | —     | 23,88 | 16,8           | 2000            | 0,37 |
|                 | МЭ5  | Базальты (вкрапленники) континентальных формаций               | $S$            | 61        | 47   | 12               | 45  | 63               | 3                | 169 | 8    | 24   | —     | 10,26 | 9,80  | 65             | 0,12            |      |
|                 |  |  | $\bar{x}$      | 250       | 86   | 44               | 92  | 117              | 3                | 792 | 806  | 59   | —     | 22,00 | 13,34 | 2020           | 0,43            |      |
|                 | МЭ8  | Базальты (вкрапленники) континентальных формаций               | $S$            | 83        | 48   | 26               | 49  | 49               | 2                | 91  | 67   | 22   | —     | 6,80  | 5,86  | 25             | 0,14            |      |
|                 |  |  | $\bar{x}$      | 293       | 56   | 58               | 114 | 112              | 5                | 771 | 850  | 52   | —     | 23,42 | 13,21 | 2029           | 0,50            |      |
|                 | МЭ9  | Базальты (основная масса) континентальных формаций             | $S$            | 31        | 18   | 10               | 13  | 22               | 2                | 40  | 42   | 17   | —     | 2,55  | 2,39  | 148            | 0,05            |      |
|                 |  |  | $\bar{x}$      | 269       | 86   | 77               | 93  | 177              | 7                | 679 | 796  | 81   | —     | 29,05 | 21,39 | 2014           | 0,34            |      |
|                 | МЭ2  | Базальты щелочные андезитовой и трахандезитовой формаций       | $S$            | 29        | 29   | 19               | 24  | 30               | 3                | 56  | 55   | 22   | —     | 3,44  | 3,56  | 24             | 0,07            |      |
|                 |  |  | $\bar{x}$      | 171       | 82   | 32               | 76  | 174              | 5                | 764 | 813  | 45   | —     | 25,18 | 19,09 | 1997           | 0,31            |      |
|                 | МЭ10   | Базальты толеитовые  | $S$            | 60        | 52   | 11               | 21  | 47               | 2                | 77  | 41   | 12   | —     | 5,46  | 5,19  | 16             | 0,09            |      |
|                 |  |  | $\bar{x}$      | 122       | 72   | 29               | 26  | 204              | 5                | 888 | 726  | 33   | —     | 21,30 | 18,87 | 1989           | 0,12            |      |
| МЭ11            | Базальты щелочные (вкрапленники) океанической формации | $S$  | 24             | 47        | 6  | 10               | 59  | 2                | 40               | 101 | 10   | —    | 4,11  | 4,65  | 26    | 0,06           |                 |      |
|                 |  | $\bar{x}$  | 193            | 37        | 54   | 60               | 193 | 5                | 776              | 834 | 39   | —    | 21,56 | 20,40 | 2005  | 0,24           |                 |      |
| $S$             | 39   | 17   | 12             | 18        | 38   | 1                | 69  | 26               | 7                | —   | 4,56 | 4,46 | 10    | 0,08  |       |                |                 |      |

тинентальной оливин-базальтовой формации, тогда как минимальные содержания этого компонента обнаруживаются в пироксенах из габбро и норитов формации дифференцированных норитовых и габбровых интрузий и в кварцевых долеритах трапповой формации. Среди метаморфических образований наиболее богаты  $Al_{IV}$  клинопироксены со шпинелью (ММ2а) и с гранатом из эклогитоподобных пород с гиперстеном (ММ3), а наиболее бедны — из двупироксеновых гнейсов с кварцем (ММ2в) и из амфиболитов (ММ9), а также натровые пироксены из эклогитов (ММ18) и основных глаукофановых сланцев.

Содержание  $Al_{VI}$  примерно одинаково во всех пироксенах магматических пород основного состава (рис. 51), а также в двупироксеновых гнейсах и амфиболитах, но заметно выше в пироксеновых роговиках и эклогитоподобных породах, особенно не содержащих гиперстена. Следует отметить, однако, что, например, в пироксенах титаноносных габбро содержание  $Al_{VI}$  ниже, чем в габброидах габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Таким образом, повышенное содержание глинозема наблюдается в пироксенах пород, недосыщенных кремнеземом (щелочные базальты), тогда как в пироксенах обогащенных кремнеземом образований (кварцевые долериты, кварцсодержащие гранулиты) глинозема значительно меньше. Это неоднократно отмечалось и ранее (В. С. Соболев, 1949) и остановиться на нем следует лишь затем, чтобы подчеркнуть, что для тех диапазонов температур и давлений, в которых формировалось большинство магматических пород, содержание глинозема в пироксенах определяется составом пород, частично температурой, а не глубиной. Например, на рис. 50 хорошо видно, что пироксены эффузивных пород содержат больше  $Al_{IV}$ , чем пироксены габбро и норитов дифференцированных интрузий древних платформ — абиссальных образований. Однако при заметном повышении давления, при переходе к эклогитоподобным породам и эклогитам, содержание  $Al_{IV}$  в пироксенах закономерно уменьшается, а  $Al_{VI}$  увеличивается. При этом общее содержание  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$  в пироксенах в ассоциациях со шпинелью и в различных ассоциациях с гранатом может быть практически одинаково (см., например, в табл. 8.3 типы ММ1, МГ5б, МГ2, ММ24а, ММ3, ММ10, ММ16б), но с возрастанием давления, при переходе от магматических пород и роговиков к эклогитоподобным породам, и далее к эклогитам, в клинопироксенах закономерно уменьшается  $Al_{IV}$  и увеличивается  $Al_{VI}$  (с одновременным увеличением Na в эклогитах).

Кроме того, сравнение пироксенов высокотемпературных магматических и метаморфических ассоциаций с пироксенами более низкотемпературных метаморфических (в амфиболитовой фации) показывает убывание в них среднего содержания  $Al_{IV}$  с температурой при постоянном



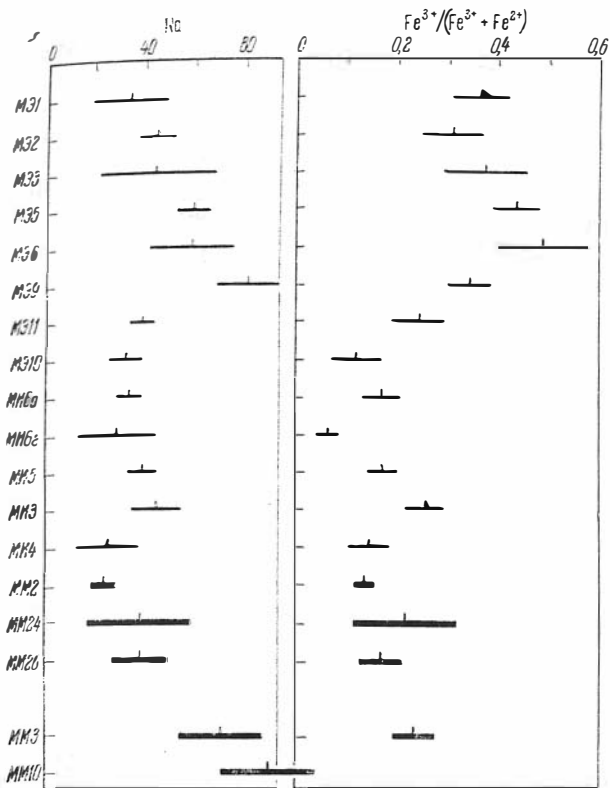


Рис. 51. Доверительные интервалы содержаний  $Al_{VI}$ , Ti, Na и отношения  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$  для клинопироксенов из основных пород  
Обозначения парагенетических типов см. в табл. 8.3

содержании  $Al_{VI}$ . При высоком давлении, наоборот, с понижением температуры незначительное уменьшение Al сопровождается значительным увеличением  $Al_{VI}$  и Na, т. е. жадеита (ср. типы MM17, MG7, MM19 и MM20; см. также § 25). Содержание Ti наиболее высокое в пироксенах щелочных базальтов континентальной и океанической оливин-базальтовых формаций по сравнению с пироксенами из основных пород всех других парагенетических типов. Интересно указать, что габброиды разных формаций заметно отличаются по содержанию титана в пироксенах, причем наиболее обогащены титаном пироксены из титаносных габбро.

Отмечается определенный параллелизм между содержанием титана в пироксенах и степенью окисленности в них железа, который отчетливо виден на рис. 51. Обычно повышенному содержанию титана в пироксенах сопутствует повышенная окисленность железа и одновременно повышенная щелочность породы (см. § 18—20), что подтверждает теоретические выводы В. С. Соболева (1949) и Дж. Ферхугена (Verhoogen, 1962) о влиянии повышенной щелочности и окислительного потенциала на преимущественное вхождение титана в силикаты, а не в окислы.

Содержание натрия примерно одинаково в пироксенах обычных магматических и метаморфических пород, хотя можно отметить несколько повышенное количество этого компонента в пироксенах из основной массы щелочных базальтов, а также в эклогитоподобных породах. Заметно возрастает оно лишь в пироксенах эклогитов.

Пироксены из одинаковых по названию пород, относящихся к разным формационным и парагенетическим типам, нередко значительно отличаются по составу. Так, например, на рис. 50 хорошо видно, что пироксены базальтов андезитовой и трахиандезитовой формаций сильно разнятся от пироксенов из базальтов континентальной оливин-базальтовой формации по соотношению железистости и  $Al_{IV}$ . То же можно сказать и о габ-



брондах всех трех разбиравшихся нами типов, для которых это отличие выступает еще более наглядно.

Выявленные отличия пироксенов из пород разных типов могут быть использованы для диагностических целей. Так, орто- и клинопироксены из двупироксеновых гнейсов значимо отличаются по многим параметрам от магматических пироксенов из пород сходного состава (габброндов). Наиболее полное представление о различии этих двух типов по совокупности всех признаков дают рассчитанные нами две дискриминантные функции.

Для различения ортопироксенов вычислена функция:

$$D(x) = 0,0596 Al_{IV} + 0,0166 Fe^{3+} + 0,0212 Fe^{2+} + \\ + 0,016 Mn - 0,0051 Mg + 0,0009 Na - 13,5.$$

Обобщенное расстояние  $\alpha = 7,82$ , теоретическая ошибка классификации около 8%.

Для клинопироксенов:

$$D(x) = -183,8 + 0,0378 Si + 0,0113 Al - 0,054 Ti + 0,052 Fe^{3+} + \\ + 0,0309 Fe^{2+} - 0,023 Mn + 0,0218 Mg + 0,0285 Ca + 0,0357 Na + K.$$

Обобщенное расстояние  $\alpha = 3,44$ , теоретическая ошибка классификации 21%.

Если  $D(x) > 0$ , то в обоих случаях пироксен относится к метаморфическим образованиям.

С помощью этих уравнений можно решать вопросы о происхождении пироксенов спорного генезиса, например, «метаббро» штатов Пенсильвания и Делавер, которые первоначально были описаны как магматические габбро (Clavan a. o., 1954; Norton, Clavan, 1959). Хотя позже они были отнесены к метаморфическим образованиям (Gronp, 1962), в справочнике «Породообразующие минералы» (Дир и др., 1965; глава 2) они вновь рассматриваются как магматические. Согласно приведенным выше уравнениям, пироксены из этих районов диагностируются как метаморфические (в пределах ошибки 10%). Интересно также с помощью этих уравнений сопоставить пироксены из расслоенных габбро и из вмещающих «габбро-гнейсов» района Стерньё, Северная Норвегия (Oostegom, 1963). Семь из восьми ортопироксенов и клинопироксенов из габбро-гнейсов действительно диагностируются как метаморфические, а большинство пироксенов из габбро — как магматические образования.

Выше, в § 24 мы привели также диагностическое уравнение линейной дискриминантной функции для различения клинопироксенов двупироксеновой и эклогитовой фации.

В кислых породах (табл. 8.4, рис. 47 и 49) все пироксены характеризуются высокой железистостью, как правило, свыше 40%. Но железистость колеблется в широких пределах и внутри типов, и между сравниваемыми типами. Намечается та же закономерность: метаморфические пироксены более железисты в среднем, чем магматические из аналогичных пород. Так, ортопироксены из дацитов (РЭ2) менее железисты, чем ортопироксены из сходных по составу промежуточных чарнокитов (РМ4а), ортопироксены из риолитов менее железисты, чем ортопироксены из чарнокитов. Кроме того, ортопироксены из чарнокитов и особенно из гранатсодержащих чарнокитов отличаются повышенной глиноземистостью. В этом отношении ортопироксены из кислых эффузивов близки к ортопироксенам из железистых кварцитов и эвлизитов (РМ6+10), которые отличаются наибольшей железистостью и повышенной в среднем марганцовистостью.

Клинопироксены из кварцсодержащих пород более специфичны. Можно отметить лишь, что ферроавгиты из феррогаббро и пегматитов (МИБд, е) трапповой формации по содержанию Са и Al ближе всего к

Таблица 8.4

## Средний состав клинопироксенов из средних, кислых и щелочных пород

| Породы          | Тип        | Петрогенетический (формационный) тип  | Число анализов   | Параметры      | Содержание катионов на 6000 атомов кислорода |                  |           |                  |                  |           |            |            | f          | f'             | Σ <sub>1</sub> | K <sub>ок</sub> |                |              |
|-----------------|------------|---|--|----------------|--|------------------|-----------|------------------|------------------|-----------|------------|------------|------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|--------------|
|                 |            |   |  |                | Al <sub>IV</sub>                             | Al <sub>VI</sub> | Ti        | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mn        | Mg         | Ca         |            |                |                |                 | Na             |              |
| Интрузивные     | МИ10б      | Бедные титаном пироксениты из тешенитов, шонкинитов и нефелиновых монзонитов континентальной оливин-базальтовой формации  | 12   | $\bar{x}$<br>S | 167<br>103                                   | 78<br>111        | 36<br>15  | 76<br>25         | 258<br>66        | 9<br>4    | 666<br>99  | 819<br>57  | 52<br>29   | 34,23<br>7,58  | 28,83<br>7,58  | 1998<br>11      | 0,233<br>0,073 |              |
|                 | МИ10в      | Богатые титаном пироксениты из нефелиновых долеритов, нефелинитов и тешенитов континентальной оливин-базальтовой формации | 13   | $\bar{x}$<br>S | 269<br>88                                    | 12<br>15         | 105<br>37 | 94<br>34         | 178<br>65        | 4<br>2    | 659<br>91  | 911<br>22  | 47<br>16   | 29,64<br>7,50  | 21,66<br>7,48  | 2016<br>23      | 0,361<br>0,137 |              |
|                 | МИ3а       | Нефелиновые пироксениты и пйолиты щелочно-ультраосновой формации  | 19   | $\bar{x}$<br>S | 130<br>101                                   | 27<br>37         | 35<br>21  | 179<br>53        | 279<br>166       | 9,8<br>5  | 493<br>189 | 846<br>82  | 140<br>72  | 48,96<br>18,69 | 37,31<br>22,02 | 2012<br>36      | 0,439<br>0,178 |              |
|                 | МИ14б      | Нефелиновые сиениты формации агпайтовых сиенитов  | 17   | $\bar{x}$<br>S | 42<br>24                                     | 96<br>0,3        | 48<br>25  | 662<br>79        | 112<br>28        | 17<br>13  | 94<br>58   | 158<br>73  | 774<br>100 | 89,31<br>6,63  | 61,33<br>1,75  | 1998<br>48      | 0,853<br>0,038 |              |
| Метаморфические | ММ4а       | Промежуточные чарнокиты   | 9  | $\bar{x}$<br>S | 65<br>17                                     | 25<br>20         | 11<br>7   | 71<br>28         | 427<br>190       | 22<br>17  | 585<br>169 | 811<br>52  | 54<br>30   | 46,7<br>15,7   | 42,9<br>17,0   | 2006<br>15      | 0,16<br>0,09   |              |
|                 | ММ22       | Кислые глаукофановые сланцы   | 11   | $\bar{x}$<br>S | 27<br>21                                     | 637<br>251       | 7<br>8    | 216<br>180       | 27<br>16         | 12<br>10  | 123<br>95  | 140<br>120 | 773<br>125 | 63,50<br>19,10 | 26,0<br>15,40  | 1935<br>45      | 0,84<br>0,23   |              |
|                 | ММ5+11а    | Железистая формация среднетемпературная   | 14   | $\bar{x}$<br>S | 14<br>24                                     | 15<br>6          | 5<br>15   | 98<br>67         | 576<br>27        | 27<br>26  | 392<br>121 | 834<br>71  | 48<br>64   | 63,60<br>7,00  | 60,30<br>6,80  | 1990<br>—       | 0,14<br>—      |              |
|                 | ММ14       | Эгиритовые кварциты (низкотемпературные)  | 15   | $\bar{x}$<br>S | 11<br>23                                     | 21<br>24         | 2<br>2    | 931<br>29        | 31<br>41         | 4<br>8    | 36<br>20   | 34<br>18   | 896<br>42  | 96,80<br>3,80  | 49,50<br>4,10  | 1955<br>—       | 0,96<br>—      |              |
|                 | ММ21       | Жадитовые породы в гнейсах  | 41   | $\bar{x}$<br>S | 14<br>28                                     | 890<br>123       | 2<br>3    | 40<br>60         | 14<br>14         | 1<br>2    | 75<br>78   | 82<br>80   | 838<br>100 | 37,20<br>19,70 | 19,60<br>14,6  | 1958<br>39      | 0,66<br>0,32   |              |
|                 | ММ28       | Мелтсоматиты щелочных пород   | 7  | $\bar{x}$<br>S | 69<br>79                                     | 53<br>29         | 31<br>24  | 546<br>265       | 123<br>76        | 7<br>5    | 258<br>225 | 378<br>323 | 584<br>304 | 73,3<br>22,7   | 40,2<br>12,0   | 1980<br>26      | 0,76<br>0,20   |              |
|                 | ММ29       | Скарноиды и кальцифиты в связи со щелочными породами  | 11   | $\bar{x}$<br>S | 93<br>71                                     | 50<br>45         | 23<br>15  | 183<br>118       | 324<br>245       | 11<br>7   | 452<br>301 | 775<br>194 | 200<br>165 | 53,5<br>29,8   | 46,5<br>33,6   | 2021<br>49      | 0,41<br>0,18   |              |
|                 | Эффузивные | МЭ3   | Базальты с фельдшпатидами (вкрапленники) андезитовой и трахиандезитовой формации | 12             | $\bar{x}$<br>S                               | 197<br>60        | 70<br>42  | 38<br>24         | 103<br>57        | 156<br>33 | 2<br>2     | 711<br>93  | 871<br>52  | 45<br>41       | 27,02<br>6,03  | 18,29<br>3,10   | 2007<br>35     | 0,37<br>0,15 |
|                 |            | МЭ6   | Базальты с фельдшпатидами (вкрапленники) континентальных формаций                | 17             | $\bar{x}$<br>S                               | 270<br>68        | 74<br>63  | 61<br>37         | 121<br>60        | 128<br>52 | 4<br>3     | 696<br>111 | 857<br>85  | 59<br>41       | 28,10<br>12,35 | 16,37<br>6,79   | 2022<br>53     | 0,49<br>0,18 |
| МЭ4             |            | Андезиты (вкрапленники) андезитовой и трахиандезитовой формаций   | 9  | $\bar{x}$      | 110  | 45               | 13        | 58               | 330              | 8         | 828        | 690        | 33         | 30,71          | 27,39          | 2005            | 0,18           |              |
| МЭ7             |            | Муджиериты, трахиты и другие (вкрапленники) континентальных формаций  | 8  | $\bar{x}$      | 139  | 19               | 45        | 90               | 281              | 6         | 622        | 854        | 71         | 40,16          | 31,14          | 1988            | 0,36           |              |

клинпироксенам промежуточных чарнокитов (ММ4), а по железистости — к пироксенам высокотемпературных железистых пород (ММ5+ +11а).

В целом железистые пироксены из кислых пород и кварцитов менее глиноземисты, чем остальные пироксены. Это связано с составом пород (избыток  $\text{SiO}_2$ , отсутствие высокоглиноземистых минералов) и со сложной зависимостью глиноземистости безнатровых пироксенов от железистости (см. рис. 47 и 50 и § 32).

В щелочных магматических и метасоматических породах (табл. 4.8) у клинопироксенов обнаруживаются сложные вариации коэффициентов железистости  $f$  и  $f'$ , содержаний Na и величин  $K_{\text{ок}}$  в зависимости от  $P_{\text{O}_2}$  и  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ . Их средние составы лучше рассмотреть в треугольнике (рис. 35 и 40) Mg (диопсид) —  $\text{Fe}^{2+}$  (геденбергит) — Na (или  $\text{Fe}^{3+}$  — эгирин). При умеренном потенциале Na в глиноземсодержащих породах Na связывается целиком с полевыми шпатами или фельдшпатоидами. Только при очень высоком  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$  или недостатке Al в породах остается избыток Na, который связывается с  $\text{Fe}^{3+}$  и дает эгирин. Возрастание содержания эгирина в клинопироксенах щелочных пород, как видно из рис. 35 и 40, происходит тремя путями: 1) окисление собственного железа пироксена с одновременной заменой  $\text{Ca} \rightarrow \text{Na}$ , т. е. переход от геденбергита к эгирину, как, например, в железистых кварцитах с понижением температуры (см. § 23, рис. 40); 2) добавление эгирина ( $\text{Na} + \text{Fe}^{3+}$ ) к диопсиду или салиту с повышением  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ , например, в ряду уртит — ийолит (см. рис. 35) или в метасоматитах щелочных пород (см. § 23, рис. 40); 3) сложное изменение состава магматических пироксенов от диопсида к геденбергиту и далее к эгирину, согласно принципу кислотно-основного взаимодействия в расплаве (Перчук, 1962; Yagi, 1953). Возможны и комбинированные варианты.

Резюмируя выше сказанное, мы можем прийти к выводу, что содержание практически всех компонентов пироксенов зависит и от состава вмещающих пород, и от условий образования. Но одни компоненты зависят преимущественно от состава пород, а другие в такой же или даже в большей степени — от условий образования пород. За некоторыми исключениями можно сказать, что изменение состава вмещающих пород сказывается главным образом на железистости, содержании Fe, Mg, Mn, Cr, Ti, тогда как при общем сходном валовом составе пород содержания Al (и соотношение  $\text{Al}_{\text{IV}}$ ,  $\text{Al}_{\text{VI}}$ ), Na, Ca,  $K_{\text{ок}}$  могут сильно меняться при изменении условий образований, в первую очередь  $T$ ,  $P$ , щелочности и окислительного потенциала.

Попытаемся последовательно проанализировать зависимость этих двух групп компонентов от состава и условий образования пород.

### § 30. ЖЕЛЕЗИСТОСТЬ, ХРОМИСТОСТЬ И ТИТАНИСТОСТЬ ПИРОКСЕНОВ И ИХ ЗАВИСИМОСТЬ ОТ СОСТАВА ПОРОД

Как видно из предыдущего, железистость  $f$  и  $f'$ , содержание соответствующих катионов  $\text{Fe}^{2+}$ , Mn, Cr и Ti в пироксенах из пород сходного состава в среднем одинаковы независимо от ассоциаций и условий образования. Так, средняя железистость пироксенов в ультраосновных породах равна 10—15%, в породах переходных к основным 20—28%, в основных породах 25—45%, в кислых свыше 40—45%. Эти «средние» тенденции схематически показаны на рис. 52 по данным диаграмм на рис. 47—50. Соответствующая качественная корреляция подтверждается и вычислением критерия  $\chi^2$ . Исключения представляют лишь пироксены таких дифференциатов трапповой формации, как феррогаббро,

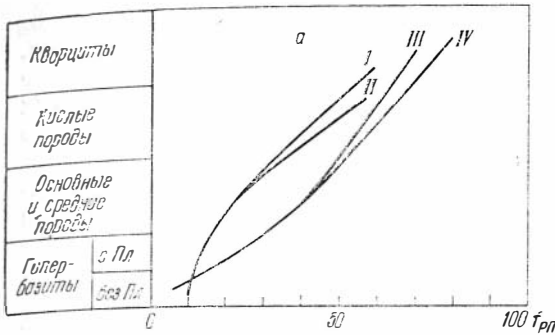


Рис. 52. Зависимость железистости пироксенов из состава пород

*a* — ромбические пироксены (I — эффузивы, II — интрузивные породы, III — метаморфические «высокотемпературные» породы, IV — метаморфические «низкотемпературные» породы); *b* — моноклинные пироксены (породы: I — магматические, II — метаморфические «высокотемпературные», III — метаморфические «низкотемпературные»; IV — траппы; 1—5 — дифференциаты траппов)

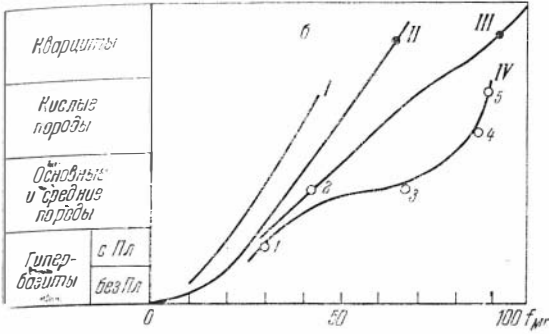
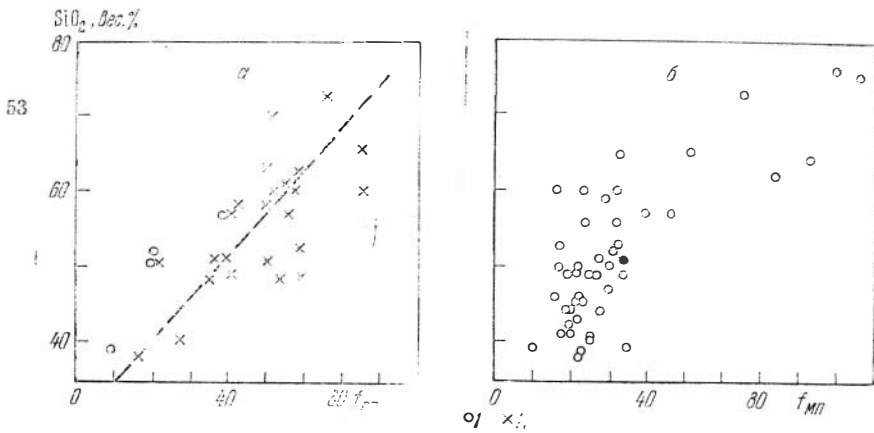


Рис. 53. Зависимость железистости пироксенов от содержания  $\text{SiO}_2$  в породах

*a* — ромбические пироксены (1 — эффузивы, 2 — метаморфические породы), *b* — моноклинные пироксены из эффузивов

52



ферродиориты и гранофиры, которые очень сильно обогащены железом (рис. 52) при невысоком содержании кремнезема.

Для всех пироксенов из ультраосновных пород характерно повышенное содержание  $\text{Cr}$ , для пироксенов из пород, богатых  $\text{Ti}$ , — высокое содержание  $\text{Ti}$ , из пород, богатых  $\text{Mn}$ , высокое содержание  $\text{Mn}$  (например, пироксены некоторых марганцовисто-железистых пород, клинопироксены сульфидоносных скарнов).

Конечно, все эти тенденции проявляются лишь в среднем, а в пределах каждого типа пород наблюдаются довольно большие колебания. При этом дисперсии железистости в каждом типе пород и в группе пироксенов в целом в среднем возрастают при переходе от эффузивных к интрузивным и далее метаморфическим пироксенам. В этом связывается действие магматической дифференциации, а также наложение седиментационной дифференциации и метасоматических процессов на метаморфические пироксены. Действительно, наибольшие колебания желези-

стости отмечаются у метаморфических пироксенов из типичных парапород (глиноземистых, известково-силикатных и других, кроме, очевидно, железистых пород, где пироксены постоянно железисты). Точно так же метасоматические пироксены колеблются от чисто магнезиальных (в магнезиальных скарнах, флогопитовых месторождениях) до чисто железистых (в полиметаллических скарнах, щелочных метасоматитах).

В то же время, как отмечалось в предыдущем параграфе и как видно из рис. 52, общая железистость метаморфических пироксенов при том же составе пород выше, чем в магматических, и эта разница тем больше, чем больше различие в температуре. Частично это определяется приведенными выше причинами (примесью железистых осадочных пород и проявлениями метасоматоза), частично тем, что с понижением температуры возрастает коэффициент окисления и часть трехвалентного железа входит дополнительно вместе с Na в клинопироксены.

Отмеченные качественные зависимости можно показать также на количественной основе. На рис. 53 показана зависимость железистости пироксенов от содержания  $\text{SiO}_2$  в породе. Для ортопироксенов положительная корреляция их железистости и  $\text{SiO}_2$  в породах достаточно отчетлива для всех трех групп пироксенов — эффузивных, интрузивных и метаморфических, за исключением некоторых явных парапород из числа вмещающих метаморфических. Для клинопироксенов такая корреляция намечается лишь для эффузивных пироксенов и части метаморфических пироксенов, преимущественно высокотемпературных и из наиболее явных ортопород (ультраосновных, «метагаббро», части чарнокитов). Для интрузивных клинопироксенов в целом такая зависимость их железистости от содержания  $\text{SiO}_2$  в породе не проявлена. Это связано с большим разнообразием условий образования и дифференциацией пироксеносодержащих интрузивных пород (т. е. фактически с наличием нескольких рядов кремнекислотность — железистость), а также с тем, что, рассматривая общую железистость, мы включаем в нее Ti и  $\text{Fe}^{3+}$ , которые сильно зависят от окислительного потенциала и щелочности пород. На ортопироксенах эти оба фактора сказываются меньше.

Для частной железистости  $f' = (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg})$  и отношения  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}$  указанные отличия эффузивных, интрузивных и метаморфических пироксенов меньше (см. табл. 8.1—8.4). Но здесь проявляются дополнительные вариации, связанные с ошибками в определении  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ , а также в большой степени с влиянием окислительного потенциала, когда часть собственного железа пироксенов окисляется в  $\text{Fe}^{3+}$ . Поэтому отдельные зависимости для  $f'$  и  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}$  мы не приводим.

Железистость ортопироксенов в интрузивных породах и в гранулитовой фации, как отмечено в § 22 и подробнее рассмотрено в § 39, обнаруживает отчетливую отрицательную корреляцию с содержанием анортита в плагиоклазе (см. рис. 78). Это хорошо объясняется общей направленностью магматической дифференциации (Заварицкий, Соболев, 1961) и свидетельствует о том, что большая часть пироксеновых (особенно дупироксеновых) пород гранулитовой фации — ортопороды. Для парапород, например, высокоглиноземистых, или пироксенов из района Брокен Хилл, прогрессивная зональность в котором была описана Бинном (Binns, 1962), такая корреляция железистости ортопироксена и номера плагиоклаза не наблюдается. Для клинопироксена такая зависимость наблюдается только в дупироксеновых породах.

Таким образом, эти два признака — корреляция железистости пироксена и содержания  $\text{SiO}_2$  в породе и корреляция железистости ортопироксена и номера плагиоклаза могут служить дополнительными критериями для различения орто- и парапород в высокотемпературных метаморфических комплексах.

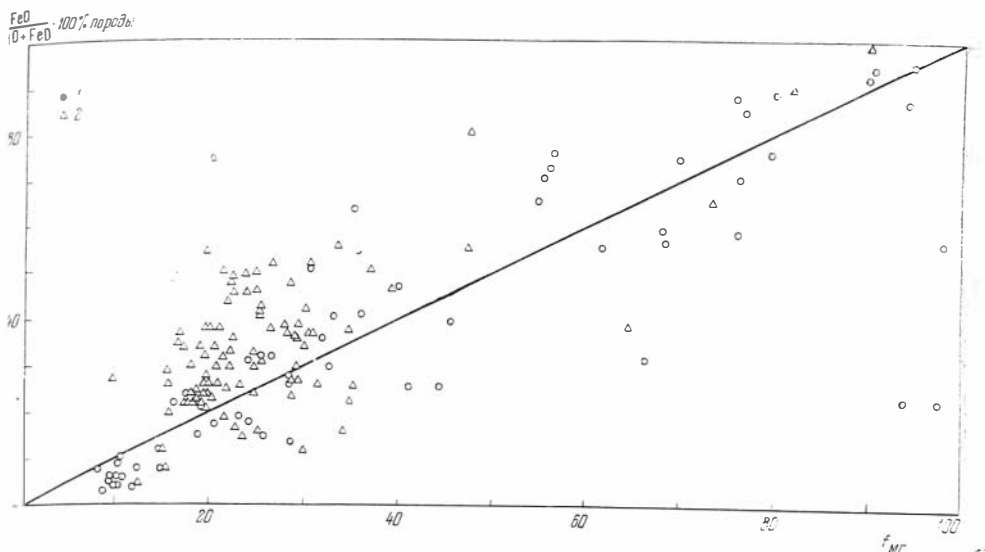


Рис. 54. Соотношение железистости пород и моноклиновых пироксенов

1 — интрузивные породы, 2 — эффузивные породы

Наконец, следует рассмотреть вопрос о соотношении железистости пород и железистости пироксенов. Очевидно, что в породах большая часть железа может концентрироваться в окислах или пирите, не содержащих практически Mg, поэтому железистость и ее соотношение с железистостью пироксена будет зависеть от количества и характера рудных минералов. В целом это будет определяться потенциалом кислорода или в некоторых случаях — потенциалом серы. Так, в пиритизированных породах или сульфидоносных габбро железо будет концентрироваться в сульфидах, а железистость силикатов, в том числе пироксенов, понижается. При наиболее низком окислительном потенциале (без серы) в поле неустойчивости магнетита (фаялит-кварцевый или другой буффер) железо почти целиком будет входить в силикаты и железистость породы будет примерно равна железистости пироксенов.

С повышением окислительного потенциала железо будет переходить в окислы из пироксенов, так что железистость пироксенов будет понижаться относительно железистости породы. Лишь при высоком потенциале Na, когда с повышением окислительного потенциала будет образовываться эгиринный компонент, примерное равенство железистости породы и пироксенов может сохраниться. Таким образом, с повышением потенциала кислорода (при прочих равных условиях) или с повышением потенциала серы (при прочих равных условиях) железистость пироксена относительно железистости породы будет уменьшаться. Сказанное иллюстрирует рис. 54, где показано соотношение железистости различных магматических пород и их клинопироксенов.

Рассматривая вопрос о соотношении железистости метаморфических пород и железистости пироксенов, Л. П. Никитина, Е. Е. Зевелева и З. П. Марчак (1967) показали, что при той же железистости пород железистость пироксенов из метаморфических пород архейского комплекса Зосточного Саяна выше железистости пироксенов из гранулитов Кольского полуострова и юга Алданского щита. Эти исследователи трактуют полученное различие как следствие возрастания температуры и давления, хотя из предыдущего изложения ясно, что это определяется различием в окислительно-восстановительных условиях, которое не обязательно коррелируется с температурой (рис. 54).

Коэффициенты корреляции между содержаниями окислов в базальтах и катионов в пироксенах из вкрапленников в базальтах ( $n=57$ ;  $r_{0,05}=0,26$ )

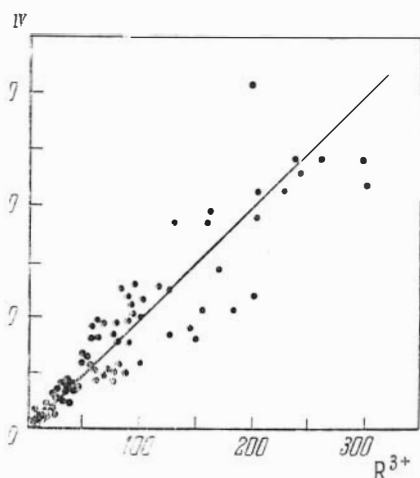
| Компоненты, параметры  | Пироксены  |  |  |  |  |  |                                    |                                    |                                    |   |                                     |                                   |                                   |                                   |  |   |  |   |
|--|--|--|--|--|--|--|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|---|-------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--|---|--|---|
|  | Si <sup>IV</sup><br>$\bar{x}=1,799$<br>$S=0,081$ | Al <sup>IV</sup><br>$\bar{x}=0,202$<br>$S=0,079$ | Al <sup>VI</sup><br>$\bar{x}=0,083$<br>$S=0,093$ | Ti <sup>IV</sup><br>$\bar{x}=0,038$<br>$S=0,022$ | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=0,075$<br>$S=0,048$ | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=0,141$<br>$S=0,063$ | Mg<br>$\bar{x}=0,799$<br>$S=0,113$ | Ca<br>$\bar{x}=0,807$<br>$S=0,083$ | Na<br>$\bar{x}=0,050$<br>$S=0,023$ | f <sup>-</sup><br>$\bar{x}=22,406$<br>$S=6,667$ | f'<br>$\bar{x}=15,500$<br>$S=7,319$ | Fe<br>$\bar{x}=14,3$<br>$S=4,276$ | Mg<br>$\bar{x}=42,6$<br>$S=4,623$ | Ca<br>$\bar{x}=43,1$<br>$S=3,546$ | Fe <sup>2+</sup> /Mg<br>$\bar{x}=0,189$<br>$S=0,135$ | Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> )<br>$\bar{x}=0,367$<br>$S=0,198$ | $\Sigma$ Al/Si<br>$\bar{x}=0,165$<br>$S=0,073$ | $\Sigma$ Al<br>$\bar{x}=0,278$<br>$S=0,098$ |
| SiO <sub>2</sub><br>$\bar{x}=46,59$<br>$S=3,336$               | 0,39   | -0,38  | -  | -0,37  | -  | 0,54   | -                                  | -0,32                              | -                                  | -   | 0,39                                | -                                 | -                                 | -0,44                             | 0,32   | -0,45   | -  | -   |
| TiO <sub>2</sub><br>$\bar{x}=2,18$<br>$S=0,915$                | -  | -  | -  | 0,39   | -  | -  | -                                  | -                                  | 0,37                               | -   | -                                   | -                                 | -                                 | -                                 | -  | -   | -  | -   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>$\bar{x}=14,60$<br>$S=2,699$ | -  | -  | -  | -  | 0,32   | -  | -                                  | -                                  | -                                  | 0,35  | -                                   | 0,34                              | -                                 | -                                 | -  | -   | 0,41   | -   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>$\bar{x}=3,91$<br>$S=2,159$  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -0,29                              | -                                  | -                                  | -   | -                                   | -0,34                             | 0,36                              | -                                 | -  | -   | -  | -   |
| FeO<br>$\bar{x}=6,40$<br>$S=1,838$                             | 0,30   | (0,21)   | -  | -  | -0,53  | 0,38   | -                                  | -                                  | -                                  | -   | -                                   | -                                 | -                                 | -0,37                             | -  | -0,43   | -0,38  | -0,32                                       |
| MgO<br>$\bar{x}=9,21$<br>$S=4,020$                             | -  | -  | -  | -  | -  | -0,49  | -                                  | -                                  | -                                  | -0,42   | -0,30                               | -0,38                             | 0,36                              | -                                 | -  | -   | -  | -   |
| CaO<br>$\bar{x}=10,63$<br>$S=1,995$                            | -  | -  | -0,29  | 0,28   | -  | -  | -0,30                              | -                                  | -                                  | -   | -0,31                               | -                                 | -                                 | -                                 | -  | 0,32  | -  | -   |
| Na <sub>2</sub> O<br>$\bar{x}=3,07$<br>$S=1,173$               | (0,25)   | 0,41   | -0,51  | 0,51   | -  | 0,47   | -                                  | -                                  | -                                  | -   | -                                   | -0,33                             | -                                 | -                                 | 0,32   | -   | -  | -   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>$\bar{x}=0,319$<br>$S=0,061$ | -  | -  | -  | -  | 0,31   | -  | -                                  | -                                  | -                                  | -   | -                                   | -                                 | -                                 | -                                 | -  | -   | 0,43   | -   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>$\bar{x}=0,725$<br>$S=0,779$ | -  | -  | -  | -  | 0,40   | -  | -                                  | -                                  | -                                  | -   | -                                   | -                                 | -                                 | -                                 | -  | -   | -  | -   |
| FeO<br>$\bar{x}=0,800$<br>$S=0,333$                            | -  | -  | -  | -  | -  | 0,56   | -                                  | -                                  | -                                  | 0,36  | 0,48                                | 0,37                              | -                                 | -                                 | 0,41   | -0,32   | -  | -   |
| f <sub>1</sub><br>$\bar{x}=0,431$<br>$S=0,108$                 | -  | -  | -  | -  | -  | 0,53   | -                                  | -                                  | -                                  | 0,33  | 0,45                                | 0,36                              | -                                 | -                                 | 0,38   | -0,31   | -  | -   |
| f <sub>1</sub><br>$\bar{x}=0,545$<br>$S=0,114$                 | -  | -  | -  | -  | -  | 0,30   | -                                  | -0,35                              | -                                  | 0,42  | 0,37                                | 0,38                              | -0,40                             | -                                 | 0,33   | -   | -  | 0,38  |

Приведены  $r > r_{0,05}$ . В скобках — коэффициенты корреляции, близкие к уровню значимости.

Для базальтов коэффициенты корреляции содержаний окислов в породе и катионов в пироксене представлены в табл. 8.5. Здесь особенно орошо видны те общие закономерности, которые были установлены ранее. Подтверждается связь  $f$  и  $f'$  породы и клинопироксена; титанистость клинопироксена также зависит от содержания Ti и Na в породе, однако с  $\text{SiO}_2$  коррелируется только  $f'$ . Но хорошая корреляция  $f$  и  $f'$  с  $\text{iO}_2$  обнаруживается для всего ряда эффузивов, кислых и основных (рис. 53). Необходимо отметить, что  $K_{\text{ок}}$  породы и клинопироксена не коррелируют друг с другом. На величину  $K_{\text{ок}}$  породы, кроме всего прочего, оказывает сильное влияние содержание магнетита и других Fe-содержащих рудных минералов, а  $K_{\text{ок}}$  пироксена отражает окисленность  $e$ -силикатной части породы и поэтому в значительной мере зависит от ее состава (особенно в лавах, где система близка к сухой). Сказанное заставляет с осторожностью относиться к работам Кеннеди (Kennedy, 1933) и Фудали, потому что методика эксперимента и способ вычисления активности кислорода по соотношению закисного и окисного железа в этих работах применимы к стеклам базальтового состава и мало применимы к породам, содержащим фемические и рудные минералы в виде самостоятельных фаз. Здесь же необходимо отметить, что основные эффузивы по условиям кристаллизации (давление, температура, содержание летучих и пр.), по-видимому, имеют значительно меньше колебаний, чем их химические аналоги в интрузивных и метаморфических породах и поэтому могут служить своеобразным эталоном при объяснении многих зависимостей составов породы — пироксен.

### § 31. РОЛЬ ГЛИНОЗЕМИСТОСТИ ПИРОКСЕНОВ

Сначала рассмотрим глиноземистость ортопироксенов, состав которых значительно проще, чем клинопироксенов. По существу здесь надо рассматривать не содержание одного алюминия, а сумму  $\text{R}^{3+}$ , поскольку, как правило, Al дополняется другими  $\text{R}^{3+}$  (преимущественно  $\text{Fe}^{3+}$ ) истинное распределение Al и  $\text{Fe}^{3+}$  между четверной и шестерной координациями неизвестно (см. § 7). Как видно из рис. 55 и табл. 8.1, в ортопироксенах  $\text{R}^{3+}$  распределены примерно поровну (в пределах точности анализов) между четверной и шестерной координацией, т. е. мы можем принимать во внимание только чермакитовое замещение в ортопироксенах:  $\text{R}_{\text{IV}}^{2+}\text{Si}_{\text{I}} \rightleftharpoons \text{R}_{\text{VI}}^{3+}\text{R}_{\text{IV}}^{3+}$  (см. § 7). При этом доля  $\text{Fe}^{3+}$  и Ti среди  $\text{R}^{3+}$  в ортопироксенах не превышает 25%, обычно она меньше, а в маг-



незиальных ортопироксенах почти все  $\text{R}^{3+}$  представлены Al. Поэтому в первом приближении можно говорить просто о глиноземистости ортопироксенов, подразумевая, что с ростом железистости и  $K_{\text{ок}}$  часть Al замещается  $\text{Fe}^{3+}$ .

Выше было установлено, что глиноземистость ортопироксенов зависит и от состава пород, и от условий образования. В частности, в ассоциациях, недосыщенных  $\text{SiO}_2$ , ортопироксены богаче Al, так как

Рис. 55. Распределение  $\text{Al}_{\text{VI}}$  и  $\text{R}^{3+} = (\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$  в метаморфических ортопироксенах



чермакит  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$  можно рассматривать как недосыщенный аналог анортита (см. также В. С. Соболев, 1949).

Предельное при данных условиях содержание Al в ортопироксене будет наблюдаться лишь в ассоциации с высокоглиноземистыми минералами. В недосыщенных  $\text{SiO}_2$  парагенезисах предельной для глиноземистости ортопироксена будет ассоциация со шпинелью и сапфирином, или шпинелью и оливином, а в кварцсодержащих породах — ассоциация с силлиманитом (дистеном) или ассоциация кордиерит+гранат (см. § 22, рис. 38 и 56). Для магнезиальных составов предельной является просто ассоциация энстатит+пироп, поскольку составы глиноземистых энстатитов относятся к бинарной системе энстатит — пироп. В среднем во всех этих ассоциациях, кроме ассоциации с пиропом, глиноземистость ортопироксена повышенная и примерно одна и та же — 100—200 формульных единиц.

Но даже в этих предельных парагенезисах, как видно из предыдущих параграфов, содержание Al в ортопироксенах колеблется в широких пределах в зависимости от железистости, температуры и давления. В целом в группе ортопироксенов, в шпинель- и гранатсодержащих парагенезисах, как видно из рис. 47, с возрастанием железистости средняя глиноземистость сначала возрастает, а затем изменяется мало или даже падает. Аналогичная зависимость видна на рис. 38 для кварцсодержащих парагенезисов. Наиболее глиноземистыми оказываются ортопироксены с железистостью около 30% (рис. 47). Эта особенность глиноземистых ортопироксенов была отмечена нами ранее (Добрецов, Пономарева, 1964). Частично она может быть объяснена тем, что, как следует из рис. 38, ассоциация гиперстена с высокоглиноземистыми минералами при возрастании железистости свыше 30% становится все более редкой, а также тем, что зависимость глиноземистости пироксенов от состава и условий образования пород для ассоциаций с гранатом и шпинелью, где весь Al находится в шестерной координации, и для парагенезисов с кордиеритом, силлиманитом, сапфирином, анортитом, где весь или половина Al находится в четверной координации, будет различной (см. ниже).

Зависимость глиноземистости ортопироксенов от температуры образования довольно отчетливая. Содержание Al в ортопироксенах со шпинелью уменьшается с уменьшением температуры. Так, в ортопироксенах из шпинелевых перидотитов в габбро-пироксенит-дунитовой формации и включениях в базальтах глиноземистость выше, чем в шпинелевых метаморфических гипербазитах, и уменьшается еще больше в некоторых шпинелевых магнезиальных скарнах.

Зависимость глиноземистости ортопироксенов от давления более сложная. При повышенных давлениях были синтезированы очень глиноземистые ортопироксены (см. § 1), и первоначально было высказано предположение, что с ростом давления глиноземистость ортопироксенов возрастает. Однако было показано, что ортопироксены из пироповых перидотитов, формировавшихся при более высоком давлении, чем шпинелевые перидотиты, имеют низкое содержание Al (Н. В. Соболев, 1964б). В. С. Соболев (1963) предположил, что в условиях температур и давлений, при которых магнезиальные гранаты неустойчивы, повышенное давление будет благоприятствовать переходу Al из кордиерита, где он находится в четверной координации, в гиперстен с равным содержанием  $\text{Al}_{IV}$  и  $\text{Al}_{VI}$ . Но в P—T поле, где неустойчив кордиерит и появляется пироп с алюминием в шестерной координации, повышение давления, наоборот, будет благоприятствовать переходу Al из гиперстена в пироп. Это предсказание позже было блестяще подтверждено экспериментально (см. § 1).

Имеющиеся экспериментальные данные позволяют более полно теоретически рассмотреть роль Al в ортопироксенах и сопоставить ее с при-

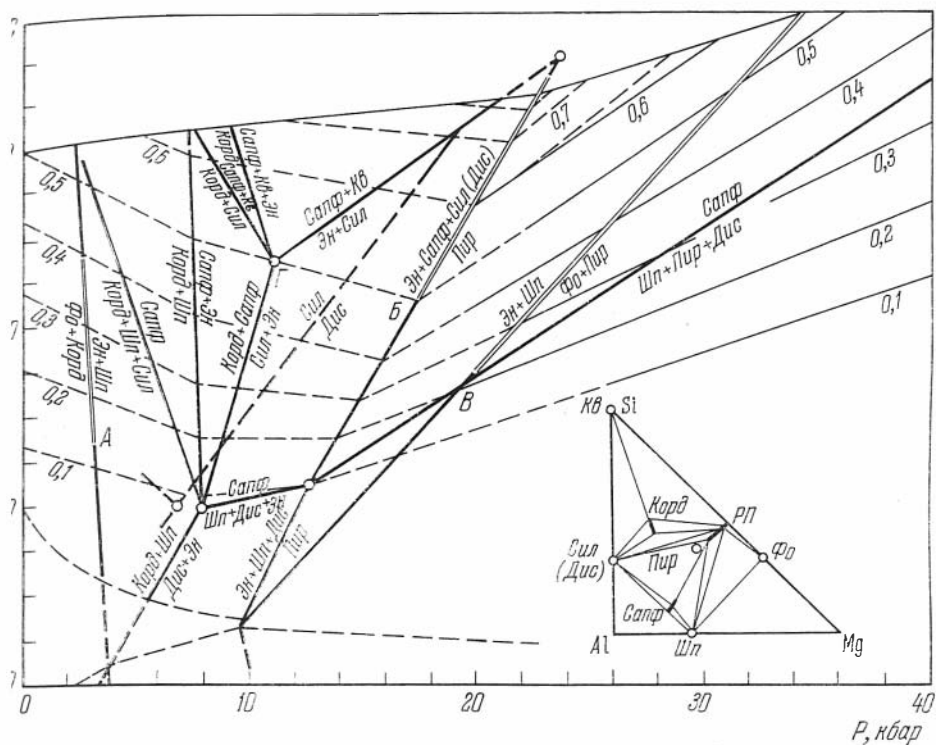


рис. 56.  $P$ — $T$  диаграмма системы  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ , показывающая изменение энстатитосодержащих ассоциаций и вариации содержания Al в энстатите

воиные линии — экспериментально определенные моновариантные линии, другие линии рассчитаны. Изолинии содержания Al в энстатите: 0,1, 0,2 и т. д. — на шесть кислородов (сплошные — по экспериментальным данным, пунктир — предполагаемые для ортопироксена с железистостью до 10%). еугольник фаз соответствует  $P$ — $T$  области вблизи линии расположения пироба. Объяснения в тексте

одными наблюдениями. Магнезиальные глиноземистые ортопироксены можно моделировать системой  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ . В этой системе на рис. 56 показаны изменения парагенезисов с энстатитом и вариации люминия в энстатите предельных парагенезисов с изменением температуры и давления. Диаграмма построена нами на основании экспериментальных данных и термодинамических расчетов. Линия А проведена по данным Фосетта и Иодера (Fawcett, Yoder, 1966), линии В и В' — по данным Бойда и Ингланда (Boyd, England, 1963в), положение точки Г (накло линии Д) и последовательность некоторых реакций намечены по данным Шрейера и Иодера (Schreyer, Yoder, 1960). Пересечение этих линий дает положение некоторых основных пучков. Наклоны остальных линий были найдены в предположении линейности и примерного соответствия наклона линий отношению стандартных изменений объема и тропии (Thompson, 1955)  $dT/dP \approx \Delta V^\circ / \Delta S^\circ$ . Наименее определенно положение линий с участием сапфирина из-за переменности его состава, которая охарактеризована недостаточно, и отсутствия точных термодинамических констант. В частности, И. А. Зотов (1966) предлагает несколько иное положение линий, ограничивающих поле устойчивости сапфирина.

Изолинии предельного содержания Al (в формульных единицах на атомов кислорода) в поле пироба проведены по экспериментальным данным (Mac Gregor, Ringwood, 1964). Намечены изолинии предельного содержания  $R^{3+}$  (преимущественно Al) в энстатите с железистостью

до 10% в поле без пиропса на основании составов природных ассоциаций, с примерным наклоном, рассчитанным из термодинамических данных. Полученные изолинии, обозначенные пунктиром на рис. 56, примерно соответствуют экспериментальным данным Хенсена и Эссена для энстатита (Hensen, Essene, 1971). Эти изолинии справедливы лишь для магнезиальных составов и для недосыщенных предельных парагенезисов со шпинелью или сапфирином. Для предельных парагенезисов с кварцем (кордиерит+гранат или силлиманит+кварц) содержание Al в ортопироксене при тех же условиях может быть ниже, а для неопределенных парагенезисов вообще может быть сколь угодно низким.

Из диаграммы (рис. 56) видно, что предельное содержание Al в ортопироксене при постоянном давлении возрастает с повышением температуры, а при постоянной температуре с повышением давления сначала возрастает более быстро, затем медленно, а в поле устойчивости пиропса начинает убывать. Для каждой температуры максимальная глиноземистость ортопироксена возможна при некоторых средних давлениях 6—10 кбар.

Таким образом, можно заключить, что глиноземистость ортопироксенов из предельных парагенезисов может быть использована в качестве геологического термометра и барометра. Следует еще раз сказать о влиянии железистости. Некоторое возрастание глиноземистости более железистых ортопироксенов в равновесии с пиропом при  $P$  и  $T$  вытекает из экспериментальных данных. Такой же характер зависимости сохранен и в поле без пиропса на основании приведенных выше сопоставлений природных ортопироксенов. В действительности эти зависимости могут оказаться более сложными и, в частности, они справедливы лишь до железистости не более 30%.

Из рассмотрения рис. 38 и других сопоставлений природных составов с диаграммой рис. 56, следует, что почти все глиноземистые пироксены кристаллизовались при температурах не выше 900°. В пироповых перидотитах, если принять для них давление около 20 кбар, фиксируется температура порядка 800—900°. Включения шпинелевых перидотитов при тех же температурах соответствуют давлениям 6—10 кбар.

Глиноземистость клинопироксенов следует рассмотреть отдельно для безнатровых систем и для натрийсодержащих (с кислым или средним плагиоклазом) пород. Первый случай должен быть в принципе аналогичен закономерностям изменения глиноземистости в ортопироксенах, так как Al (и остальные  $R^{3+}$ ) могут входить лишь в виде чермакита  $R^{2+}R^{3+}SiO_6$ . Однако система с Ca, в которой необходимо рассматривать клинопироксены, более сложна для анализа. Поэтому для двупироксеновых пород проще ориентироваться на глиноземистость ортопироксена, так как глиноземистость клинопироксена в системах с низким содержанием Na примерно равна глиноземистости ортопироксенов (см. § 34). Специально имеет смысл рассмотреть зависимость глиноземистости безнатровых клинопироксенов лишь в породах без ортопироксена и с предельными парагенезисами, т. е. в шпинель-пироксеновых скарнах и клинопироксен-гранатовых породах (без Na и без андрадитовых гранатов). Здесь, как мы уже отмечали при характеристике фассаитов и ферриавгитов скарнов, намечается закономерное уменьшение содержания  $R^{3+}$  с уменьшением температуры и уменьшением давления, т. е. аналогично глиноземистости ортопироксена в беспиропсовом поле на диаграмме рис. 56.

Для количественной оценки этих зависимостей необходимо специальное изучение системы  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ . Пока можно дать лишь предварительный вариант, показанный на рис. 57 и 58, основанный на экспериментальных результатах и сопоставлении их с природными дан-

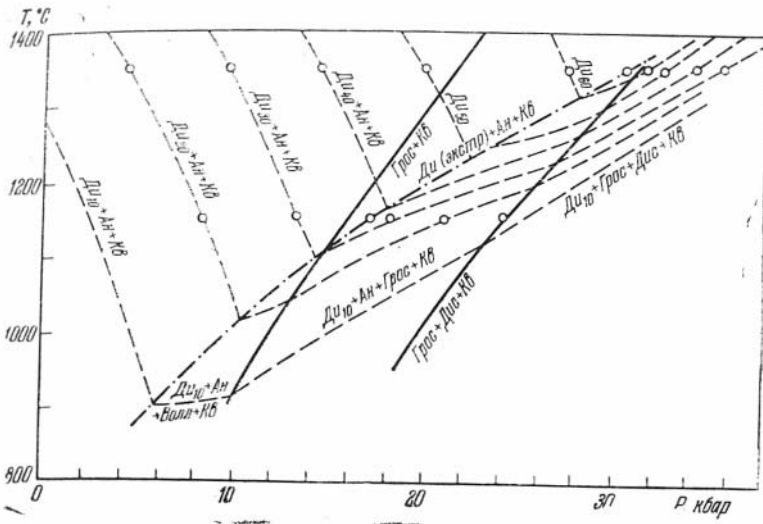


Рис. 57.  $P$ — $T$  диаграмма части системы  $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ , показывающая предельное содержание чермакита в пироксене в ассоциации с кварцем и без натровых минералов

Крестики — экспериментальные точки Куширо (см. § 1). Объяснения в тексте

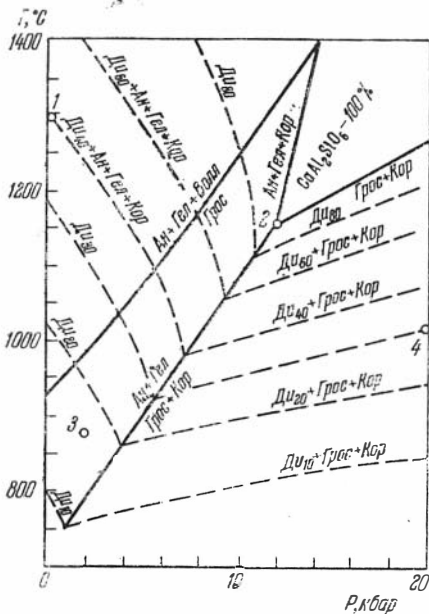


Рис. 58.  $P$ — $T$  диаграмма части системы  $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$  для бескварцевых ассоциаций, показывающая предельное содержание чермакита в днопсиде из недосыщенных  $\text{SiO}_2$  ассоциаций

1—4 — опорные точки для построения изолиний содержания чермакита. Объяснения в тексте

ыми. Как видно из рис. 57, для кварцсодержащих пород предельным содержанием чермакита в пироксене являются ассоциации  $\text{МП} + \text{Ан} + \text{Кв}$  (поскольку здесь система становится трехкомпонентной),  $\text{МП} + \text{Ан} + \text{Гросс} (+ \text{Вол}) + \text{Кв}$ ,  $\text{МП} + \text{Гросс} + \text{Дис} + \text{Кв}$  (в области высоких давлений). Изолинии предельного содержания чермакита на рис. 57 проведены с использованием экспериментальных данных Куширо (Kushiro, 1965; см. рис. 11) и некоторых экстраполяций. Для сопоставления с природными данными необходимо учитывать влияние железистости и особенно  $\text{Fe}^{3+}$ . В частности, некоторые эклогитоподобные породы с кварцем двупироксеновой фации ( $T \approx 800\text{—}900^\circ$ ,  $P = 6\text{—}8$  кбар) содержат пирок-

сен с 15% чермакита (см. § 22). Поэтому для железистых составов изолинии на рис. 57 должны быть понижены примерно на одну (т. е. линия  $Du_{10}$  для безжелезистых составов примерно соответствует линии  $Du_{20}$  для железистых).

На рис. 58 показана аналогичная диаграмма для бескварцевых парагенезисов. Предельными здесь будут ассоциации с корундом, но некоторым эквивалентом им будут ассоциации со шпинелью (+оливин или кальцит) в магнезиальных скарнах. Монэвариантные линии и поле устойчивости чистого чермакита проведено по данным Хейса (Haas, 1967; см. рис. 12). Изолинии предельного содержания чермакита в диопсиде в недосыщенных ассоциациях проведены ориентировочно, с использованием следующих опорных точек:

1) предельное содержание чермакита  $CaAl_2SiO_6$  40% в диопсиде при  $T \approx 1300^\circ$  и  $P = 1$  бар, в присутствии корунда (Цветков, 1951; см. § 1);

2) точка наиболее низкой температуры существования чистого чермакита (по Haas, 1967; см. § 1) и одновременно наиболее высокого содержания чермакита в пироксене на линии  $An + Гел \rightarrow Грос + Кор$ ;

3) содержание чермакита 17,5% в фассаите из магнезиальных скарнов ( $МП + Шп + Ка + Монт$ ) из месторождения Леспромхозное (Синяков, 1967), где температура определена в  $870^\circ$  по температуре гомогенизации включений в монтichelлите, а давление оценено ориентировочно в 2 кбар;

4) содержание чермакита в пироксене из корундового эклгита  $\sim 25\%$  (Н. В. Соболев, 1964), параметры образования которого оценены ориентировочно:  $T \approx 1000-1100^\circ$ ,  $P \approx 20-22$  кбар, а поскольку пироксен одновременно содержит 22% жадеита, предельное содержание чермакита оценено в 30—35% (см. ниже).

Диаграмма на рис. 58 может быть использована как геологический термометр и барометр для магнезиальных скарнов и некоторых других недосыщенных  $SiO_2$  пород.

На обеих диаграммах (рис. 57 и 58) видно, что с понижением температуры предельное содержание чермакита в клинопироксенах должно уменьшаться, а с повышением давления — сначала возрастать, а затем, в ассоциациях с гроссуляром, уменьшаться. Но в ассоциациях без кварца предельное содержание чермакита при тех же условиях значительно выше (например, при  $900^\circ$  и 6 кбар в ассоциациях с кварцем 10%, в ассоциациях с корундом 25%). Поведение Al в бесщелочных клинопироксенах аналогично поведению Al в ортопироксенах (рис. 56).

В натрийсодержащих системах Al входит в виде не только чермакита, но и жадеита ( $NaAl_{VI}$ ). В системах без кальция (или бедных кальцием) в пироксен входит только  $NaAl_{VI}$ . Предельными здесь будут ассоциация  $МП + Аб + Кв$ , для которой известны экспериментальные данные во всем реальном  $P-T$  поле (Kushiro, 1965; см. § 1, рис. 14), а в недосыщенных породах ассоциация  $МП + Аб + Не$  (или  $МП + Аб + Ол + Эп$ ), для которых предельные содержания жадеита также могут быть рассчитаны по аналогии с предыдущими с использованием экспериментально определенного равновесия жадеит = альбит + нефелин и данных Кёнига (см. § 1, рис. 13).

В обоих случаях с возрастанием давления содержание жадеита в клинопироксене увеличивается, а с возрастанием температуры — уменьшается в отличие от  $Al_{IV}$  (чермакита). При одинаковых температуре и давлении содержание жадеита в недосыщенных парагенезисах может быть значительно больше, чем в предельных кварцевых парагенезисах, и даже при атмосферном давлении содержание жадеита в бескварцевых парагенезисах может достигать 13% (см. § 1).

Эти закономерности находят хорошее подтверждение на природном материале, изложенном выше. Так, увеличение содержания жадеита в

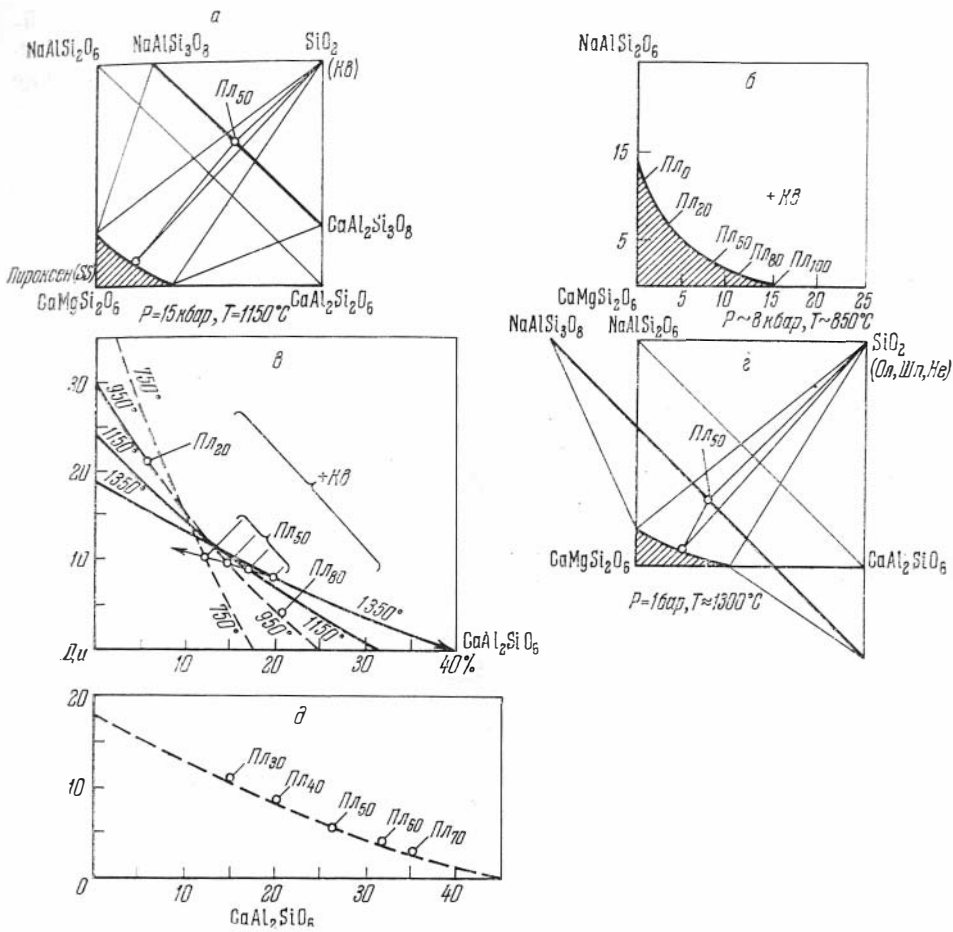


Рис. 59. Равновесие клинопироксена и плагиоклаза переменного состава

*a* — соотношение составов плагиоклаза и клинопироксена в равновесии с кварцем при  $P=15$  кбар и  $T=1150^\circ\text{C}$  (развертка тетраэдра); *б* — вероятные составы пироксенов в равновесии с различными плагиоклазами для «средних» условий гранулитовой фации (по данным рис. 80); *в* — изотермы (при  $P=15$  кбар) предельных составов пироксенов в равновесии с плагиоклазом и кварцем; стрелкой показано смещение состава пироксена в равновесии с плагиоклазом № 50 и кварцем с понижением температуры; *г* — соотношение составов плагиоклазов и клинопироксенов в недосищенной  $\text{SiO}_2$  системе (с нефелином, оливином, шпинелью); *д* — деталь диаграммы *г*, показывающая составы пироксена в равновесии с различными плагиоклазами

пироксене видно при переходе от роговиков к эклогитоподобным породам и эклогитам (см. § 24 и 29). Увеличение жадеитового компонента в пироксенах с понижением температуры иллюстрируется переходом от высокотемпературных к низкотемпературным эклогитам и глаукофановым сланцам. Разница в составе пироксенов из пород, недосищенных  $\text{SiO}_2$ , и кварцосодержащих пород наиболее ярко проявлена в случае жадеитовых пород в гипербазитах, которые окружаются метаморфическими сланцами, не содержащими пироксенов, богатых жадеитом (Добрецов, 1963, 1964а).

Однако в большинстве магматических и метаморфических клинопироксенов закономерности содержания жадеитового компонента более сложные вследствие влияния дополнительных компонентов. Так, мы отмечали в § 22, что содержание жадеитового компонента в пироксенах двупироксеновой фации даже в ассоциации с кислым плагиоклазом и

несмотря на повышенные давления не превышает 10%. Следует ожидать, что увеличение содержания анортита в сосуществующем плагиоклазе при постоянных прочих условиях будет уменьшать содержание жадеитового компонента и увеличивать содержание чермакита в клинопироксене, однако количественно эта зависимость не изучена.

На рис. 59, *а* показаны предполагаемые соотношения составов сосуществующих плагиоклаза и диопсида с кварцем при  $T=1150^\circ$  и  $P=15$  кбар, где крайние точки (с чистым альбитом и анортитом) нанесены по данным Куширо (см. § 1, рис. 11 и 14). На рис. 59, *б* показаны составы пироксенов в ассоциациях с разными плагиоклазами и кварцем для «средних» условий двупироксеновой фации с использованием данных по корреляции состава плагиоклаза и содержанию чермакита и жадеита в сосуществующем пироксене (см. рис. 79). На рис. 59, *в* даны изотермы при  $P=15$  кбар предельных содержаний жадеита и чермакита в пироксене, ассоциирующихся с кварцем и плагиоклазом; точки крайних составов (с чистым альбитом и чистым анортитом) нанесены по данным Куширо (см. рис. 11 и 14), а изгиб изотерм, составы, сосуществующие с разными плагиоклазами при  $T=950^\circ$  и  $P=15$  кбар, и смещение составов пироксенов, равновесных с плагиоклазом № 50 и кварцем, с понижением температуры намечены ориентировочно с использованием рис. 79 и 80 и других сопоставлений с природными данными. На рис. 59, *г*, *д* изображены аналогичные соотношения для недосыщенных ассоциаций при  $P=1$  кбар,  $T=1300^\circ$ . Здесь использованы предельные содержания чермакита и жадеита (по данным Цветкова и Кенига, см. § 1) и корреляционная диаграмма (см. рис. 79) состав плагиоклаза — состав пироксена для щелочных базальтов с фельдшпатоидами.

Из этих рисунков видно, что состав клинопироксена в ассоциации с одним и тем же плагиоклазом существенно зависит от температуры, давления и насыщенности системы в отношении  $\text{SiO}_2$ . При этом прослеживается, что пироксен постоянно обеднен натровым компонентом (жадеитом) по сравнению с содержанием альбита в плагиоклазе, но с повышением давления и понижением температуры эти различия уменьшаются (см. также рис. 13). Сказанное можно проиллюстрировать данными ориентировочного состава пироксенов с плагиоклазом № 50 (табл. 8.6) при разных условиях; эти составы сняты с рис. 59.

Таблица 8.6

Состав пироксена в ассоциации с плагиоклазом № 50

| Ассоциация         | T, °C | P, кбар | Состав пироксена, % |        | Ассоциация      | T, °C | P, кбар | Состав пироксена, % |        |
|--------------------|-------|---------|---------------------|--------|-----------------|-------|---------|---------------------|--------|
|                    |       |         | Чермакит            | Жадеит |                 |       |         | Чермакит            | Жадеит |
| $Pl_{50}+Mn+Pe+Ol$ | 1300  | 1       | 19                  | 6,5    | $Pl_{50}+Mn+Kv$ | 750   | 15      | 12,5                | 10,5   |
| $Pl_{50}+Mn+Kv$    | 1300  | 15      | 20                  | 8      | $Pl_{50}+Mn+Kv$ | 950   | 8       | 8                   | 2,5    |
| $Pl_{50}+Mn+Kv$    | 950   | 15      | 14                  | 9,5    |                 |       |         |                     |        |

Можно ожидать также влияние железистости и щелочности — окислительного потенциала на содержание жадеита в пироксене. Данные Ньютона (Newton, Smith, 1967; см. § 1) показывают, что примесь эгирина к жадеиту оказывает примерно такое же влияние на пределы его устойчивости, как и примесь диопсида (т. е. система диопсид—жадеит примерно соответствует системе эгирин—жадеит). Однако при наличии  $\text{Fe}^{3+}$  в присутствии альбита и кварца содержание жадеита в пироксене уже не предельное, так как при высоком  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$  реакция окислы  $\text{Fe}+$

+ кварц будет давать эгирин, который входит в пироксен и уменьшает в нем содержание жадеита. Другими словами, влияние эгиринового и чермакитового компонентов сводится к тому, что содержание жадеита в пироксене с кварцем при данных  $P$  и  $T$ , которое дается диаграммой рис. 59, будет максимальным из всех возможных. Наоборот, содержание жадеита в пироксене с кварцем дает нижний предел давления (при известной температуре) или верхний предел температуры (при известном давлении).

Для уточнения  $T$  и  $P$  может быть использовано также соотношение кальциевостей клинопироксена и граната; для этих целей Л. Л. Перчук (1967в) построил соответствующую диаграмму (см. также § 37).

### § 32. КАЛЬЦИЕВОСТЬ И ЩЕЛОЧНОСТЬ ПИРОКСЕНОВ

Предельная кальциевость двух сосуществующих пироксенов определяется положением солидуса — кривой распада твердых растворов между ними. Как следует из экспериментальных данных (см. § 1), она зависит от температуры и железистости системы. Наибольшее значение кальциевость пироксенов имеет для высокотемпературных магматических пород, где колебания кальциевости достаточно велики. С понижением температуры взаимная растворимость уменьшается, т. е. содержание кальция в ортопироксене уменьшается, а в клинопироксене — увеличивается. Но для обычных температур (ниже  $900^\circ$ ) это влияние невелико, и содержание кальциевого компонента в ортопироксене остается все время около 5%, что хорошо согласуется с природными данными.

Давление может оказывать влияние лишь на кальциевость клинопироксенов: с повышением давления растворимость энстатита в диопсиде увеличивается, т. е. кальциевость клинопироксенов уменьшается. В целом эта зависимость находит отражение в природных парагенезисах, что видно из сравнения пироксенов из гипербазитов разных типов (см. § 31 и рис. 48). Однако для более сложных составов она может маскироваться влиянием температуры, железистости и вхождением жадеита и чермакита. С возрастанием железистости (до определенного предела) взаимная растворимость орто- и клинопироксенов увеличивается, однако это опять же существенно только для высокотемпературных пород, где в интервале железистостей 40—70% возможна полная смесимость между кальциевым клинопироксеном и клиногиперстеном с образованием пижонитов (например, в траппах и некоторых эффузивах; см. главу 5).

Пределы смесимости зависят также от содержания третьих компонентов, в частности, как показал А. М. Виленский (1967) увеличение содержания алюминия в пироксенах способствует распаду пижонитов и появлению ограниченной смесимости. Такой эффект, вероятно, оказывают и другие  $R^{3+}$  (Ti,  $Fe^{3+}$ ), а также несомненно натрий, который практически не входит в ортопироксены.

В других парагенезисах кальциевость в ортопироксенах (без клинопироксена) должна быть меньше, а в клинопироксенах (без ортопироксена) — больше, чем предельная. Это можно проиллюстрировать низкой кальциевостью ортопироксенов из чарнокитов и высокой кальциевостью клинопироксенов из карбонатных пород. В натровых клинопироксенах содержание Са определяется в основном вхождением жадеитового и эгиринового компонентов (см. ниже).

Особое значение имеет распределение кальция между сосуществующими пироксенами и другими кальцийсодержащими минералами — плагиоклазами, амфиболами, гранатами. Равновесия клинопироксен — плагиоклаз мы уже касались в предыдущем параграфе. Как и для других



пар, кальциевоств существующих минералов частично разобрана в следующей главе. В последнее время этот вопрос специально рассматривал Л. Л. Перчук, который на основании равновесного распределения кальция между минералами переменной кальциевоности вывел ряд диаграмм, являющихся геологическими термометрами и барометрами (Перчук, 1964, 1966, 1967). Мы не будем разбирать здесь специально этот вопрос и отсылаем интересующихся к указанным работам. Следует лишь отметить, что диаграммы Перчука в значительной мере гипотетические и, правильно отражая основные зависимости и качественные закономерности, для количественной оценки — предварительные и слишком приближенные, подобно первым диаграммам Рамберга (Ramberg, 1952) по эпидотизации плагиоклазов и первым вариантам термометра Барта.

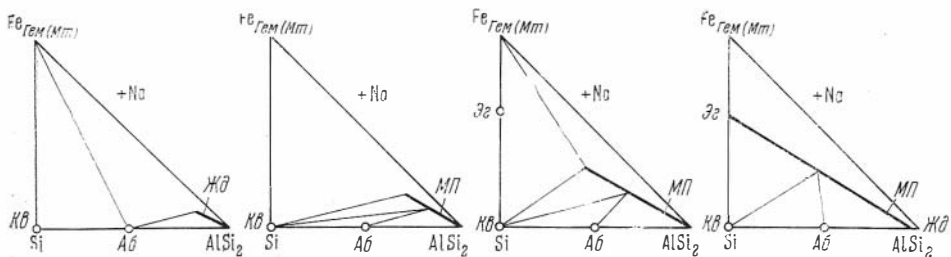


рис. 60. Схема изменения парагенезисов альбита и жадеита с ростом химического потенциала Na (по оси абсцисс) в метаморфизирующих растворах (при  $P-T$  условиях между линиями равновесия, ограничивающими поля устойчивости альбита и жадеита; см. рис. 13)

Под щелочностью пироксенов обычно подразумевают содержание натрия в клинопироксене. Однако следует отметить, что жадеит, строго говоря, — не щелочной минерал, а эквивалент альбита в породах высоких давлений (В. С. Соболев, 1951). Содержание его в пироксене при данном валовом составе породы зависит в основном от давления (см. § 31), а с увеличением щелочности, т. е. потенциала натрия, содержание жадеита в пироксене будет падать в результате возрастания эгирина. Это иллюстрирует рис. 60, представляющий несколько измененный вариант фигуры 126 из работы А. А. Маракушева (1965, стр. 270) в предположении, что разрыв смесимости в ряду жадеит — эгирин отсутствует. Рисунок относится к случаю, когда альбит сам по себе еще устойчив, но возможен чистый жадеит без кварца. С возрастанием потенциала натрия в парагенезисе жадеита с кварцем и альбитом пироксен обогащается эгирином вплоть до чистого эгирина, а жадеитовые пироксены остаются возможными только с альбитом без кварца.

Таким образом, показателем щелочности пироксенов может служить только содержание эгирина, причем, как рассмотрено в § 8, натрий мы связываем преимущественно в жадеит и лишь в случае нехватки  $Al_{VI}$  образуем эгириновый минерал. При таком пересчете оказывается, что большинство пироксенов обычных изверженных и метаморфических пород содержат немного жадеита и не содержат эгирина. В этом нет ничего удивительного. Как следует из предыдущего параграфа, жадеит должен присутствовать во всех клинопироксенах, ассоциирующихся с Na-Ca-плагиоклазами. В случае присутствия в системе и  $Fe^{3+}$  и Al при распределении натрия между минералами он связывается преимущественно с Al (в плагиоклазе и других минералах), а  $Fe^{3+}$  остается в виде окислов. Собственно такие же соотношения получаются и внутри пироксенов, хотя в этом вопросе еще имеются неясности (см. § 8).

Эгириновый компонент в клинопироксенах появляется только в щелочных породах, при высоком потенциале натрия. Схему рис. 60 можно

распространить на соотношения жадеита и эгирина в самих пироксенах, а именно: при низком потенциале Na в пироксенах присутствует только жадеитовый компонент; при средних (умеренных) значениях  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$  в породах без кварца клинопироксен также содержит только жадеитовый компонент, но в пироксенах кварцсодержащих пород может появиться эгириновый компонент; при высоких потенциалах Na, эгириновый компонент в пироксенах становится преобладающим. В целом это находит подтверждение при сопоставлении природного материала (см. § 29). Некоторые частные закономерности поведения эгиринового компонента в пироксенах мы уже отмечали. Здесь следует еще раз подчеркнуть, что намечается вполне определенная зависимость щелочности пироксенов (содержания эгиринового компонента) также от температуры.

Так, в щелочных базальтах и габброидах пироксен практически не содержит эгирина, а в щелочных метасоматитах, связанных со щелочными габброидами, могут образовываться богатые эгирином пироксены. В железистых кварцитах, эклогитах, как мы уже отмечали (см. § 23—25), содержание эгиринового компонента в пироксенах закономерно уменьшается с понижением температуры. При этом закономерно возрастает и  $K_{\text{ок}}$  в пироксенах и нередко меняются ассоциации рудных окислов от герцинита и фаялита в самых высокотемпературных породах до магнетита в большинстве обычных пород и до гематита в низкотемпературных.

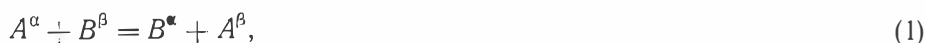
Возможно, что потенциал кислорода в среднем коррелируется с температурой, но не исключено, что это просто эффект снижения температуры при постоянном потенциале кислорода. В частности, кривые, ограничивающие устойчивость окислов и минералов, богатых  $\text{Fe}^{3+}$ , в координатах  $f_{\text{O}_2} - T$  имеют положительный наклон, так что при постоянном  $\mu_{\text{O}_2}$  и снижении температуры магнетит сменится гематитом, а силикаты, бедные  $\text{Fe}^{3+}$ , — силикатами, богатыми трехвалентными катионами (Eugster, 1959).

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАТИОНОВ МЕЖДУ ПИРОКСЕНАМИ И СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ

### § 33. КРАТКОЕ ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ РАССМОТРЕНИЕ

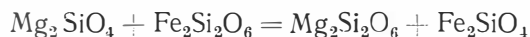
Прежде чем перейти к изложению фактического материала, рассмотрим кратко теорию этого вопроса. Начиная с работ Д. С. Коржинского (1936), Рамберга и Де Вора (Ramberg, De Vore, 1951), проблема равновесного распределения катионов между сосуществующими минералами постоянно интересует минералогов и петрографов, и нередко обсуждалась как раз на примерах с участием пироксенов (см. § 2).

Равновесие минералов переменного состава обычно записывают в виде простой обменной реакции вида:

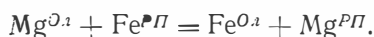


где  $A$  и  $B$  относятся к ионам или миналам,  $\alpha$  и  $\beta$  — к фазам.

Например, для равновесия оливина и ортопироксена можно записать:



или



Равновесное распределение  $A$  и  $B$  определяется константой распределения  $K_D$  (Kretz, 1961):

$$K_D = \frac{X_A^\alpha / X_B^\alpha}{X_A^\beta / X_B^\beta} \quad (2a)$$

или

$$K_D = \frac{X_A^\alpha (1 - X_A^\beta)}{(1 - X_A^\alpha) X_A^\beta}. \quad (2б)$$

Для приведенного выше примера можно записать:

$$K_D = \frac{(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{O_1}}{(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{P\Pi}} = \frac{f'_{O_1} (1 - f'_{P\Pi})}{(1 - f'_{O_1}) f'_{P\Pi}}.$$

Выражение (2) можно преобразовать, прологарифмировав его:

$$\ln \left( \frac{X_A}{X_B} \right)^\alpha = \ln K_D + \ln \left( \frac{X_A}{X_B} \right)^\beta. \quad (2в)$$

Ниже мы будем пользоваться в основном выражением (2в) как наиболее удобным и универсальным, так как оно, во-первых, удобно для анализа линейных соотношений при ненормальном, как правило, характере распре-

деления отношений  $X_A/X_B$ , а во-вторых, позволяет анализировать и более ложные случаи, отклоняющиеся от обменной реакции (1). Для этого по координатным осям нужно откладывать логарифмы отношений —  $\ln (X_A/X_B)^\alpha$  и  $\ln (X_A/X_B)^\beta$ . На таком графике уравнению (2в) соответствует прямая линия, параллельная биссектрисе, и ее положение по высоте непосредственно дает величину  $K_D$  (см. рис. 61). Для выражения (2а) отношения  $X_A/X_B$  откладываются в обычном масштабе, а значения  $K_D$  равны тангенсу угла наклона прямых линий, исходящих из начала координат. Выражение (2б), например, для случая железистостей, т. е. в координатах  $\hat{f}_\alpha$  и  $\hat{f}_\beta$ , представляет гиперболу, сливающуюся с прямой линией при  $K_D = 1$  и отклоняющуюся от прямой тем больше, чем больше  $K_D$  отличается от 1. Все эти три формы выражения  $K_D$  и три соответствующих вида графика в принципе равнозначны для иллюстрационных целей, но для анализа удобнее, как мы отмечали, форма (2в).

Наконец, если  $A$  — второстепенный компонент, то  $X_B \approx 1$  и уравнение (2а) получает вид:

$$X_A^\alpha = K_{ND} X_A^\beta, \quad (2г)$$

т. е. выражает закон распределения Нернста для случая бесконечно разбавленных растворов. В этом случае достаточно коррелировать непосредственно концентрации второстепенных компонентов: отношение их средних дает среднюю величину  $K_{ND}$ .

Значения  $K_D$  в общем случае находятся в сложной зависимости от состава и условий образования вмещающих пород, колебания которых определяют разброс точек и отклонения от простых линейных соотношений на диаграммах типа (2б) и (2в). Чтобы уметь их анализировать, необходимо кратко разобрать роль отдельных факторов, влияющих на  $K_D$ . В общем виде зависимость  $K_D$  от условий образования и состава определяются выражением (Kretz, 1961; Перчук, 1967 г):

$$K_D = \exp \frac{\Delta G_{AB}^E + \Delta C_{AB}^0}{RT} = \frac{\gamma_A^\beta \gamma_B^\alpha}{\gamma_A^\alpha \gamma_B^\beta} \cdot \exp \left( \frac{\Delta G_{AB}^0}{RT} \right), \quad (3)$$

где  $\Delta G_{AB}^0$  — алгебраическая сумма молярных свободных энергий (Гиббса) чистых компонентов (миналов)  $A$  и  $B$ ,  $\Delta G_{AB}^E$  — алгебраическая сумма избыточных парциальных свободных энергий, или энергия смешения,  $\gamma_A^\beta$ ,  $\gamma_A^\alpha$ ,  $\gamma_B^\alpha$ ,  $\gamma_B^\beta$  — коэффициенты активности компонентов  $A$  и  $B$  в фазах  $\alpha$  и  $\beta$ . На основании этой общей зависимости (при постоянных прочих условиях) можно рассмотреть частные зависимости.

1. Зависимость  $K_D$  от температуры:

$$\left( \frac{\partial \ln K_D}{\partial T} \right) P = \frac{\Delta H_{AB}^0}{RT^2} + \frac{\Delta H_{AB}^E}{RT^2}, \quad (4)$$

или в другой форме

$$(K_D^T)_P = K_D^T \exp \left[ \frac{\Delta H_{AB}^0 + \Delta H_{AB}^E}{R} \left( \frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right) \right], \quad (5)$$

где  $\Delta H_{AB}^0$  — тепловой эффект (алгебраическая сумма энтальпий) чистых компонентов,  $\Delta H_{AB}^E$  — тепловой эффект смешения. Таким образом, влияние температуры определяется тепловыми эффектами обменной реакции (1). Отсюда видно, что  $K_D$  не зависит от температуры, если  $\Delta H_{AB}^0 + \Delta H_{AB}^E = 0$ . Для реальных растворов это может быть, если  $\Delta H_{AB}^0 \neq 0$  и  $\Delta H_{AB}^E \neq 0$ , но противоположны по знаку, так что суммарный эффект неотличим от нуля. Для

идеальных растворов (см. ниже) это возможно лишь при условии  $\Delta H_{AB}^0 = 0$  и  $\Delta H_{AB}^E = 0$ .

2. Зависимость  $K_D$  от давления:

$$\left(\frac{\partial \ln K_D}{\partial P}\right)_T = \frac{\Delta V_{AB}^0 + \Delta V_{AB}^E}{RT}, \quad (6)$$

или

$$(K_D^{P_2})_T = K_D^{P_1} \exp \left[ \frac{(\Delta V_{AB}^0 + \Delta V_{AB}^E)(P_2 - P_1)}{RT} \right], \quad (7)$$

где  $\Delta V_{AB}^0$  — объемный эффект обменной реакции (1) для чистых компонентов,  $\Delta V_{AB}^E$  — объемный эффект смешения. Отсюда следует, что  $K_D$  не зависит от давления, если  $\Delta V_{AB}^0 + \Delta V_{AB}^E = 0$  (для идеальных растворов, если  $\Delta V_{AB}^0 = 0$ ,  $\Delta V_{AB}^E = 0$ ). Поскольку  $\Delta V_{AB}^0$ , как правило, очень мало, то обычно делается вывод, что  $K_D$  мало зависит от давления. Однако во многих случаях это несомненно несправедливо, так как зависимость  $K_D$  от давления определяется также величиной  $\Delta V_{AB}^E$ , которая для неидеальных растворов может быть значительно больше  $\Delta V_{AB}^0$ . Кроме того, при достаточно низких температурах, даже при малом суммарном объемном эффекте, зависимость от давления может стать значительной. Наконец, при оценке влияния  $T$  и  $P$  на  $K_D$  нужно учитывать масштаб их изменения. В обычных магматических породах в основном меняется  $T$ , а  $P$  меняется мало и эффект его влияния незначителен; наоборот, в метаморфических толщах и особенно в мантии, температура в сравниваемых породах может быть примерно одинаковой, а давление значительно различаться и оказывать главное влияние на  $K_D$ . При очень высоких температурах влияние изменения и  $T$  и  $P$  на  $K_D$  невелики, а  $K_D$  приближается к единице (см. ниже).

3. Зависимость  $K_D$  от степени идеальности растворов.

Для идеальных растворов  $\Delta G_{AB}^E = 0$  (также  $\Delta E_{AB}^E = 0$  и  $\Delta V_{AB}^E = 0$ ) и  $\gamma_A^\alpha = \gamma_A^\beta = \gamma_B^\beta = \gamma_B^\alpha = 1$ . В выражениях (3) — (7) будет отсутствовать второй член, соответствующий энергии смешения, тепловому и объемному эффекту смешения. Наоборот, чем больше эти величины, т. е. чем больше коэффициенты активности отклоняются от единицы, тем больше возможные влияния  $T$  и  $P$  и состава среды на величину  $K_D$ , если только знаки соответствующих эффектов смешения ( $\Delta G^E$ ,  $\Delta H^E$ ,  $\Delta V^E$ ) соответствуют знакам эффектов реакции для чистых компонентов ( $\Delta G^0$ ,  $\Delta H^0$ ,  $\Delta V^0$ ). Другими словами, в большинстве случаев чем больше степень неидеальности растворов, тем больше на них влияют  $T$ ,  $P$  и другие факторы.

4. Влияние степени упорядоченности твердых растворов в обычном случае можно рассматривать как частный случай отклонения от идеальности растворов. Но упорядоченность твердых растворов приводит в конце концов к распаду твердых растворов. Еще до распада наблюдается появление подрешеток или надструктур. Такие подрешетки известны и для пироксенов даже в тех областях, где в них не происходит распад твердых растворов, например для гиперстена (разное распределение Mg и Fe в позициях  $M_1$  и  $M_2$ ; Ghose, 1965; см. § 5), для омфацита (см. § 5), и вероятны для других пироксенов, особенно при низких  $T$  и повышенных  $P$ . Для такого случая подрешеток необходимо учитывать как бы сосуществование двух или нескольких фаз в одном минерале, и мы должны рассматривать более сложное многообразное обменное равновесие, чем записанное уравнением (1). При химических валовых анализах мы пренебрегаем этим и получаем некоторое среднее значение  $K_D$ , зависящее от степени упорядоченности и характера

подрешеток. В целом степень упорядоченности, как и степень отклонения от идеальности растворов вообще уменьшается с ростом температуры. При этом нередко и  $K_D$  приближается к единице. Из уравнения (3) видно, что  $K_D=1$  тогда и только тогда, когда  $-\Delta G^0 = \Delta G^E$  или для идеальных растворов  $-\Delta G^0 = 0$ .

5. Зависимость  $K_D$  от состава среды (т. е. от состава самих минералов) выражается через произведение коэффициентов активности в формуле (3), или через значения  $\Delta H^E$  и  $\Delta V^E$  в формулах (4) — (7). Для бинарных твердых растворов  $K_D$  не зависит от состава минералов (например, не меняется при постоянных  $P$  и  $T$  при изменении их железистости) тогда и только тогда, когда  $(\gamma_A^\beta \cdot \gamma_B^\alpha) / \gamma_A^\alpha \cdot \gamma_B^\beta = \text{const}$ , или  $\Delta G^E = \text{const}$ . В частности, это справедливо для идеальных твердых растворов, так как  $\gamma = 1, \Delta G^E = 0$ , но это может быть и для неидеальных растворов, если энергия смешения мало уменьшается с составом самого минерала, т. е.  $E^E \approx \text{const}, \Delta V^E \approx \text{const}$ . В случае небинарных твердых растворов, т. е. в случае, когда возможно независимое изменение третьих компонентов, лучше говорить о влиянии на  $K_D$  этих третьих компонентов.

6. Зависимость  $K_D$  от содержания третьих компонентов может быть выражена через их влияние на активности компонентов, обменную реакцию которых мы записали в виде (1). Но, вообще говоря, в таких случаях необходимо рассматривать уравнения смещенного равновесия многоминеральных ассоциаций, а не простую обменную реакцию. Очевидно, это — общий случай для природных равновесий, поэтому запись в виде обменной реакции типа (1) можно считать лишь некоторым приближением. В пределах этого приближения влияние третьего компонента может быть выражено зависимостью (Kretz, 1961a; Герчук, 1967г):

$$K_D^{AB} = \exp \left( \frac{\Delta G^0 + \Delta G^E}{RT} - \ln K_D^C \right), \quad (8)$$

где  $K_D^C = X_c^a / X_c^b$  — коэффициент распределения третьего компонента между рассматриваемыми фазами. Отсюда следует, что третьи компоненты не влияют, если они присутствуют поровну в рассматриваемых минералах ( $K_D^C = 1, \ln K_D^C = 0$ ) и влияют тем сильнее, чем различнее их концентрация в минералах. При одинаковой последовательности фаз для  $K_D^{AB}$  и  $K_D^C$ , если  $K_D^C > 1$ , то  $K_D^{AB}$  уменьшается при наличии компонента  $c$ , и тем больше, чем больше величина  $K_D^C$ . Если  $K_D^C < 1$ , то  $K_D^{AB}$  увеличивается.

Несмотря на относительную простоту указанных выше соотношений, имеются дискуссионные моменты, касающиеся как общей теории, так и трактовки полученных эмпирических распределений. В отношении общей теории можно отметить два момента.

1. Во многих случаях обменную реакцию (1) записывают в виде



и, заменяя  $l/m = n$ , получают выражение для  $K_D$  в степенной зависимости:

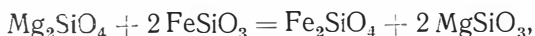
$$K_D = \frac{[(X_A/X_B)^a]^n}{(X_A/X_B)^b}, \quad (2d)$$

или

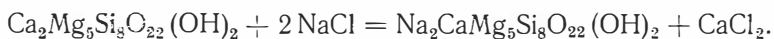
$$n = \ln (X_A/X_B)^a = \ln K_D + \ln (X_A/X_B)^b. \quad (2e)$$

Такая запись не зависит от выбора единичных мольных количеств, как ошибочно считал Бартоломе (Bartholome, 1962), записав реакцию с

оливином и ортопироксеном в виде



так как здесь  $X_{\text{Mg}}^{O_A}/X_{\text{Fe}}^{O_A} = 1:1$  и  $X_{\text{Mg}}^{P\Gamma}/X_{\text{Fe}}^{P\Gamma} = 1:1$  независимо от записи (т. е. коэффициенты здесь расставлены иначе, чем в уравнении (1а), и мы получаем  $l/l=1$  и  $m/m=1$ ). Но возможны и другие обменные реакции при наличии дефектных структур в силикатах, аналогичные дефектной схеме изоморфизма. Например, в амфиболах возможно замещение  $\text{Ca}^{2+} \square \rightleftharpoons 2\text{Na}^{1+}$ , и соответственно возможно равновесие вида:



$$\frac{1}{2} \ln(X_{\text{Ca}}/X_{\text{Na}})^{A, \text{мф}} = \ln K_D + \ln(X_{\text{Ca}}/X_{\text{Na}})^{\text{РАОТВОР}}.$$

Для этого случая линейные соотношения сохраняются только на диаграммах в логарифмическом масштабе (2в) или (2е), но в зависимости от величины  $n$  будут отклоняться от угла  $45^\circ$ , справедливого для  $n=1$ .

Для пироксенов, как мы отмечали в § 6 и 7 (а также, вероятно, для оливинов, гранатов), случаи дефектного изоморфизма и соответственно случаи, когда  $n \neq 1$ , маловероятны. Однако для равновесий с участием амфиболов и слюд, где вероятны замещения типа  $3\text{Mg} \rightleftharpoons 2\text{Al}$ ,  $2\text{Na} \rightleftharpoons \text{Ca}$ , такие случаи необходимо учитывать.

Возможен и другой подход. Если растворение или расплавление твердых фаз происходит инконгруэнтно, то составы жидкой и твердой фаз будут иметь разные соотношения компонентов (миналов). В этом случае мы фактически придем к тому же случаю, когда  $n$  отклоняется от единицы, причем обмениваемым частицам (миналам) в записи реакции (1а) соответствуют реальные частицы, присутствующие в жидкой фазе и соответствующие некоторым миналам в твердых фазах 1 и 2. Однако реальность такого предположения для конкретных равновесий оценить сейчас трудно, хотя и необходимо его учитывать при анализе природных соотношений и для тех пар, где невозможен дефектный изоморфизм.

II. Имеются также неясности при трактовке экстремальных состояний. Экстремальные равновесия с минералами переменного состава, рассмотренные Д. С. Коржинским (1958, 1963) и А. А. Маракушевым (1965), интересны в том отношении, что дают возможность найти экстремальные значения температур и давлений, соответствующих этим равновесиям. При числе компонентов  $k$  такие экстремальные состояния  $T$  или  $P$  независимо от прочих условий возможны только в  $(k-1)$  минеральном равновесии, если определитель состав — фазы (составленный так, что столбцы — содержания компонентов, а строки — минералы) равен нулю (Коржинский, 1963). Такие экстремумы мы назовем истинными. Примером может служить равенство железистости оливина и ортопироксена при отсутствии прочих компонентов в них (особенно  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Al}$ ).

Во всех остальных случаях равенство железистостей или концентрации (молярных долей) любых других компонентов в фазах (т. е. случаи  $K_D = [(X_A/X_B)^\alpha \cdot [(X_A/X)^\beta] = 1)$  не означает экстремума температур (или давлений). Точнее говоря, значение  $T$  будет экстремальным при постоянстве всех прочих факторов, влияющих на равновесие. Например, равенство железистости ортопироксена и биогита в присутствии  $\text{SiO}_2$  (для пятикомпонентной системы  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{K}$ ) может означать температурный экстремум лишь при постоянстве  $P$  и  $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ . Выполнить второе условие, т. е. подобрать парагенезисы с одинаковым  $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ , мы строго говоря, не можем, поэтому все случаи  $K_D=1$ , кроме истинных экстремумов, будем называть ложными экстремумами.

Большинство экстремумов, которые рассмотрел А. А. Маракушев (1965), по этому определению ложны, т. е. они возможны только в не-

идеальных растворах и только при разных знаках  $\Delta G^0$  и  $\Delta G^E$  (для температурных зависимостей  $\Delta H^0$  и  $\Delta H^E$ ). Очевидно, значения  $K_D=1$  хотя бы для некоторых компонентов можно наблюдать в любом парагенезисе, но это не означает экстремума температур или давлений. Почти во всех диаграммах, построенных Л. Л. Перчуком (1967г), для равновесий двух минералов переменного состава имеются такие ложные экстремумы, причем составы, соответствующие  $K_D=1$ , смещаются с изменением температуры. Подробнее эти вопросы об экстремальных состояниях рассмотрены В. В. Хлестовым (Добрецов и др., 1970) и Л. Л. Перчуком (1970).

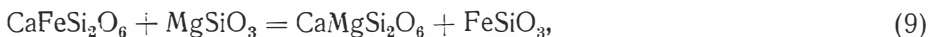
В заключение этого обзора подчеркнем важность статистического подхода при изучении распределения катионов между сосуществующими минералами. Действительно, значения  $K_D$ , как мы видели, зависят от шести (или более, если третьих компонентов несколько) факторов, которые будут вызывать разброс точек на любой диаграмме составов сосуществующих фаз. Кроме того, разброс точек вызывается также ошибками химических анализов, что наиболее существенно для крайних значений отношений  $X_A/X_B$ . В то же время для разных компонентов и разных пар главное значение могут иметь лишь некоторые факторы, например, температура или давление, и такие соотношения могут использоваться как геологические термометры или барометры.

Для такого подхода, начатого работами Барта о двуполевошпатовом термометре (Barth, 1951; Барт, 1962) и интенсивно развиваемого Л. Л. Перчуком (1964, 1966, 1970), помимо экспериментальных исследований необходимы статистические решения. При наличии разброса точек, само различие или равенство  $K_D$  для пар минералов разных типов и комплексов может быть установлено только статистически при достаточном числе точек и проверено статистическими критериями. Выяснение влияния доли различных факторов для природных пар может быть проведено с помощью дисперсионного анализа, а для выяснения линейности связей между отношениями  $X_A/X_B$ , наличия экстремумов (хотя бы ложных), наличия отклонений от соотношений при  $n=1$  и так далее предполагается использование корреляционного и регрессионного анализов.

Мы использовали ниже, кроме диаграмм типа (2в), в основном упрощенный корреляционный анализ, вычисляя коэффициенты корреляции между всеми катионами сосуществующих минералов. Для второстепенных компонентов коэффициенты корреляции, а также их средние и дисперсии, согласно формуле (2г), дают достаточно информации. Для главных катионов корреляционные связи в общем не соответствуют зависимостям типа (2а)—(2в). Однако коэффициенты корреляции между катионами дают все же информацию, весьма существенную по причине того, что к простым обменным реакциям типа (1) свести распределение всех главных катионов в сосуществующих минералах все равно не удастся. Сама связь между катионами сосуществующих минералов во многих случаях служит мерой равновесности этих пар и, кроме того, позволяет установить и интерпретировать некоторые важные геохимические особенности.

#### § 34. РАВНОВЕСИЕ КАЛЬЦИЕВЫЙ КЛИНОПИРОКСЕН—ОРТОПИРОКСЕН

Согласно предыдущему, равновесное распределение Mg и Fe<sup>2+</sup> между пироксенами определяется обменной реакцией:



для которой можно записать:

$$Fe^{2+}/Mg)^{P\Pi} = K_D (Fe^{2+}/Mg)^{M\Pi} \text{ или } \ln (Fe^{2+}/Mg)^{P\Pi} = \ln K_D + \ln (Fe^{2+}/Mg)^{M\Pi}.$$



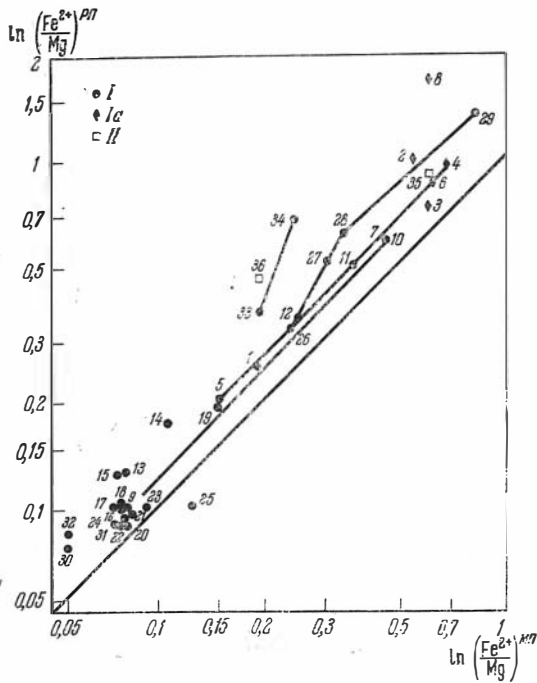


Рис. 61. Распределение железа и магния между сосуществующими кальцевыми и малокальцевыми пироксенами интрузивных и эффузивных пород

I — пары пироксенов из интрузивных пород (Ia — пары с пижонитом); линиями соединены составы пироксенов из разных пород одной интрузии; II — пары пироксенов из эффузивных пород. Числа у точек — см. табл. 9.2

Эти соотношения, как и реакция (10), справедливы только для относительно чистых пироксенов, бедных примесями, в особенности  $R^{3+}$  ( $Fe^{3+}$ , Al);  $K_D$  зависит от  $T$  и  $P$ . По Кретцу (Kretz, 1963), среднее значение  $K_D$  для магматических пород 1,37, для метаморфических 1,85. Пренебрегая влиянием давления Бартоломе и Кретц на основании анализа природных данных получили для  $T = 1400^\circ C$   $K_D = 1,2$  и для  $600^\circ C$   $K_D = 1,8$ . При этом многие авторы считали, что распределение Mg и  $Fe^{2+}$  между сосуществующими пироксенами (рис. 61) близко к идеальному (Kretz, 1961a, b, 1963; Bartholome, 1962; Mueller, 1960, 1966).

А. А. Маракушев (1968), критически рассмотрев выводы этих авторов, пришел к заключению, что только в высокотемпературных пироксенах ( $T > 1000^\circ$ ) распределение  $Fe^{2+}$  и Mg близко к идеальному, причем  $K_D = 1,36$  для температуры  $1000-1100^\circ$ , близкой к инверсии пижонит — ромбический пироксен (т. е. для пироксеновых пар из эффузивов и гипабиссальных пижонитовых габбро). В более низкотемпературных породах, по его мнению, распределение  $K_D$  значительно отклоняется от идеального, причем величина  $K_D$  зависит от общей железистости пар.

В магнезиальных породах  $K_D = 1,17-1,44$ ; при среднем значении отношения  $(Fe^{2+}/Mg)^{P/P}$   $= 0,7-0,9$   $K_D = 1,9-2,0$  и в железистых породах несколько снижается до 1,65.

Этот вывод основан главным образом на суммарной корреляционной кривой в координатах  $(Fe/Mg)^{P/P}$  и  $(Fe/Mg)^{M/P}$ , построенной для пар пироксенов из самых различных метаморфических пород. Эмпирическое уравнение для этой кривой, по Маракушеву (1968), имеет вид:

$$K_D = -0,9[(Fe/Mg)^{P/P}]^2 + 1,8(Fe/Mg)^{P/P} + 1,0.$$

Эта кривая (M) показана на рис. 62, где нанесены пары метаморфических пироксенов, и допускает иное толкование, которое не рассмотрено А. А. Маракушевым: в одну серию объединены пары пироксенов, совер-

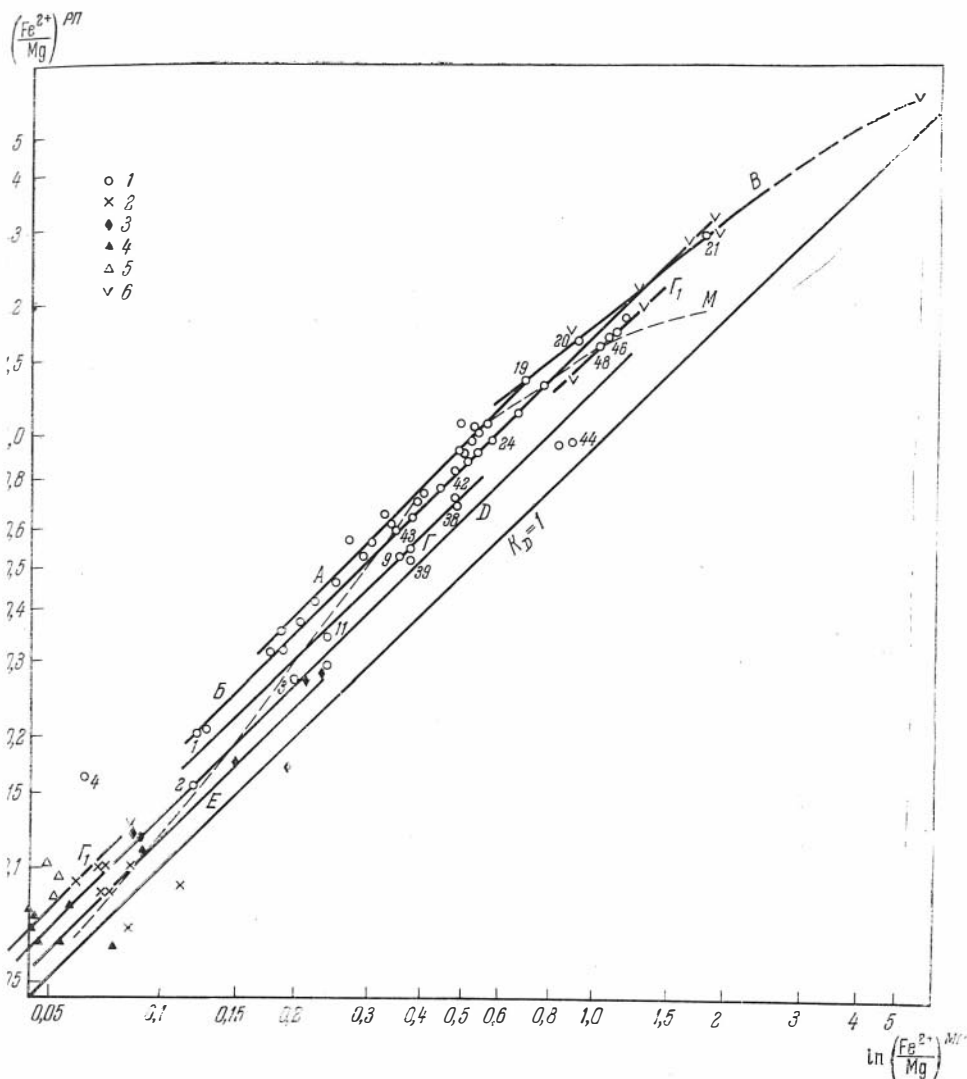


Рис. 62. Отношение  $Fe^{2+}$  к  $Mg$  в сосуществующих пироксенах из метаморфических пород 1 — породы двупироксеновой фации, 2 — оливин-шпинелевые нодулы в базальтах, 3 — плагноклаз-содержащие включения в базальтах, 4 — включения в кимберлитах, 5 — массивы гранатовых перидотитов, 6 — железистые породы и  $Mg$ -скарны (амфиболитовая фация). Номера точек см. в табл. 9.3. Объяснения в тексте

шенно разные по температуре и поэтому обладающие разными  $K_D$ , хотя в целом метаморфические пары имеют более высокий  $K_D$ , чем высокотемпературные интрузивные и эффузивные пары.

Кроме того, обращает внимание, что искривление суммарной кривой произошло главным образом за счет маложелезистых пар, большинство которых действительно высокотемпературные, в других существенно сказываются как ошибки анализов, так и примеси других компонентов ( $Fe^{3+}$ , Al) в пироксенах, которые превращают систему в многокомпонентную.

Другие авторы также пришли к выводу о зависимости  $K_D$  от железистости самих пироксенов. Биннс (Binns, 1962, 1964) на основании своих материалов по метаморфическим пироксенам района Брокен Хилл

пришел к выводу, что зависимость  $(Fe/Mg)^{PI}$  и  $(Fe^{2+}/Mg)^{MII}$  может быть выражена следующим эмпирическим выражением:

$$(Fe^{2+}/Mg)^{PI} = P + Q(Fe^{2+}/Mg)^{MII},$$

где  $Q \approx 1,48$ , а  $P$  — функция степени метаморфизма, уменьшается с возрастанием температуры, приближаясь к нулю. Банно и Матсуи (Matsui, Ваппо, 1965; Ваппо, Matsui, 1966), используя данные Биннса, построили модель внутрикристаллического обменного равновесия Mg и  $Fe^{2+}$  в ортопироксене в позициях  $M_1$  и  $M_2$ , сосуществующем с клинопироксеном, который соответствует идеальному твердому раствору  $Fe^{2+}$  и Mg в позиции  $M_2$ . Обозначив  $K_D'$  — «кажущийся» коэффициент распределения, зависящий от химизма системы, они получили для равновесия орто- и клинопироксена выражение:

$$K_D' = \frac{(2K_1K_2 - K_1 - K_2) X_{Mg}^{MII} + (K_1 + K_2)}{(K_1 + K_2 - 2) X_{Mg}^{MII} + 2},$$

где  $K_1 = (X_{Mg}^{PI} / X_{Fe}^{PI}) : (X_{Mg}^{MII} / X_{Fe}^{MII})$  и  $K_2 = (X_{Mg}^{PI} / X_{Fe}^{PI}) : (X_{Mg}^{MII} / X_{Fe}^{MII})$ ;  $K_i = K_1 / K_2$  — внутренний коэффициент распределения между позициями  $M_1$  и  $M_2$  в ортопироксене. Для данных Биннса они получили значения  $K_i = 0,142$ ,  $K_D$  (равновесное) = 1,24 в низкотемпературной зоне и значения  $K_i = 0,223$ ,  $K_D$  (равновесное) = 1,18 в высокотемпературной зоне, а для железистых пород Квебека, метаморфизованных в амфиболитовой фации, по данным Кранка (Kranck, 1961, без учета образца А=12), значения  $K_i = 0,234$ ,  $K_D$  (равновесное) = 1,27. Таким образом, получилось, что значения  $K_D$  (равновесное) близки к единице и мало колеблются, а изменение степени метаморфизма влияет главным образом на величину  $K_i$  в ортопироксене, которая в целом достаточно близка к таковой в куммингтоните — 0,128 (Matsui, Ваппо, 1965).

В то же время в этой модели остается много неясного. Сами авторы (Ваппо, Matsui, 1966) отмечают, что остальные данные по парам пироксенов из метаморфических серий не соответствуют этой модели. Это видно также из рис. 61 и 62, где у большинства магматических и метаморфических серий не обнаруживаются зависимости  $K_D^{Mg-Fe}$  в сосуществующих пироксенах этих серий от состава. Экспериментально определенное значение  $K_i$  в ортопироксене гранулитовой фации по Гхоузу равно всего 0,02 (см. § 5). Поэтому до накопления более полных данных мы не можем принять эту модель как основную для пироксенов.

Учитывая зависимость  $K_D$  ( $K_D'$ ) от общей железистости, А. А. Маракушев и другие авторы предлагают для суждения о температуре сравнивать пары пироксенов из пород близкой железистости.

Таким образом, в оценке природных данных по сосуществующим пироксенам имеются разногласия. В табл. 9.1—9.3 сведены имеющиеся данные по железистости сосуществующих природных пироксенов. Рассмотрим их отдельно для важнейших генетических групп пироксенов.

Для интрузивных пород подобраны из литературы 25 пар сосуществующих пироксенов и подсчитаны коэффициенты корреляции между всеми элементами этих пироксенов друг с другом, а также с коэффициентом распределения железа и магния между указанными фазами (табл. 9.1 и 9.2). Как видно из табл. 9.1, коэффициент распределения  $Fe^{2+}$  и Mg связан корреляционной зависимостью только с трехвалентным железом и магнием в клинопироксенах и закисным железом, марганцем, магнием и кальцием в ортопироксенах, причем все эти связи не сильные. Полученные результаты в общем не противоречат предположению Кретца (Kretz, 1963) о независимости коэффициента распределения железа и магния от содержания других компонентов сосуществующих пироксенов.

Коэффициенты корреляции между содержаниями катионов сосуществующих пироксенов из интрузивных пород ( $n=25$ ;  $r_{0,05}=0,40$ ; приведены  $r < r_{0,05}$ )

| Катионы и параметры                          | Клинопироксены                 |  |  |                              |  |                              |  |                            |                                |                               |                              |                           |                                     |
|--|--------------------------------|--|--|------------------------------|--|------------------------------|--|----------------------------|--------------------------------|-------------------------------|------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|
|  | Si<br>$\bar{x}=1912$<br>$S=41$ | Al <sub>IV</sub><br>$\bar{x}=88$<br>$S=41$ | Al <sub>VI</sub><br>$\bar{x}=43$<br>$S=29$ | Ti<br>$\bar{x}=13$<br>$S=10$ | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=24$<br>$S=15$ | Cr<br>$\bar{x}=11$<br>$S=11$ | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=202$<br>$S=153$ | Mn<br>$\bar{x}=5$<br>$S=4$ | Mg<br>$\bar{x}=893$<br>$S=104$ | Ca<br>$\bar{x}=788$<br>$S=72$ | Na<br>$\bar{x}=24$<br>$S=14$ | K<br>$\bar{x}=3$<br>$S=4$ | $K_D$<br>$\bar{x}=1,32$<br>$S=0,26$ |
| Si<br>$\bar{x}=1918$<br>$S=43$               | 0,51                           | -0,65                                      | -0,55                                      | —                            | —  | —                            | —  | —                          | —                              | —                             | —                            | —                         | —                                   |
| Al <sub>IV</sub><br>$\bar{x}=72$<br>$S=40$   | -0,51                          | 0,65                                       | 0,55                                       | —                            | —  | —                            | —  | —                          | —                              | —                             | —                            | —                         | —                                   |
| Al <sub>VI</sub><br>$\bar{x}=25$<br>$S=28$   | -0,51                          | 0,65                                       | 0,63                                       | —                            | —  | —                            | —  | —                          | —                              | —                             | —                            | —                         | —                                   |
| Ti<br>$\bar{x}=8$<br>$S=7$                   | —                              | —  | —  | 0,69                         | —  | 0,45                         | —  | -0,51                      | 0,50                           | —                             | —                            | —                         | —                                   |
| Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=24$<br>$S=14$   | —                              | —  | —  | 0,42                         | 0,56                                       | —                            | 0,42   | -0,53                      | 0,52                           | 0,41                          | —                            | —                         | —                                   |
| Cr<br>$\bar{x}=8$<br>$S=7$                   | -0,46                          | 0,48                                       | —  | —                            | —  | 0,88                         | -0,73  | -0,67                      | 0,67                           | -0,66                         | —                            | —                         | —                                   |
| Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=403$<br>$S=280$ | 0,55                           | -0,50                                      | —  | 0,51                         | —  | -0,84                        | 0,98   | 0,81                       | -0,95                          | 0,91                          | 0,44                         | —                         | 0,51                                |
| Mn<br>$\bar{x}=8$<br>$S=5$                   | 0,56                           | -0,48                                      | —  | 0,52                         | —  | -0,77                        | 0,91   | 0,79                       | -0,90                          | 0,84                          | 0,41                         | —                         | 0,55                                |
| Mg<br>$\bar{x}=1438$<br>$S=370$              | -0,43                          | —  | —  | -0,49                        | —  | 0,62                         | -0,84  | -0,67                      | 0,86                           | -0,82                         | -0,40                        | —                         | -0,57                               |
| Ca<br>$\bar{x}=101$<br>$S=66$                | —                              | —  | —  | -0,57                        | —  | 0,76                         | -0,88  | -0,74                      | 0,88                           | -0,86                         | -0,56                        | -0,49                     | 0,50                                |
| Na<br>$\bar{x}=5$<br>$S=5$                   | —                              | 0,47                                       | —  | —                            | —  | —                            | —  | —                          | —                              | —                             | —                            | —                         | —                                   |
| K<br>$\bar{x}=1$<br>$S=2$                    | —                              | —  | —  | —                            | —  | —                            | —  | —                          | —                              | —                             | —                            | 0,60                      | —                                   |
| $K_D$<br>$\bar{x}=1,32$<br>$S=0,26$          | —                              | —  | —  | —                            | 0,46                                       | —                            | —  | —                          | —                              | —                             | —                            | —                         | 1,0                                 |

Имеющиеся слабые связи  $K_D$  интрузивных пироксенов с их железистостью (магнезиальностью) и содержанием Ca в ортопироксенах могут быть связаны и с тем, что точки в магнезиальной области более высокотемпературны (особенно из гипербазитовой формации), чем из более железистых пород габбро и кварцевых долеритов.

Коэффициент распределения железа и магния мало отличается в среднем для пород разных формаций, так как он близок в среднем к 1,32 (см. рис. 61), хотя можно отметить, что для пород гипербазитовой формации этот коэффициент в большинстве случаев несколько меньше, что, вероятно, свидетельствует о более высокой температуре кристаллизации последних. В то же время виден большой разброс точек, особенно для эффузивных пород. Это объясняется тем, что в эффузивных породах присутствуют зональные пироксены, и нет никакой уверенности, что для многих пар проанализированы одни и те же части зерен для орто- и клинопироксена. Для интрузивных пород (особенно траппов) возможна та же причина, или сказывается наложенный низкотемпературный метаморфизм.

Из рис. 61 следует, что в интрузивных сериях, которым соответствуют линии, проведенные на диаграмме, в одних случаях  $K_D$  не меняется с возрастанием железистости, например, в расслоенной интрузии (Скаергард), а в других — возрастает, как и следовало ожидать при снижении температуры более поздних и более железистых дифференциатов, например, в интрузии Стиллуотер, в интрузии Гваделупа, лишь на определенном этапе (точки 26—28) в долеритах Атуми (точки 33, 34). Возможно, что эти различия определяются влиянием третьих ком-

## Сосуществующие клино- и ортопироксены магматических пород

| № на рис. 61 | Порода, место взятия                                  | Формации                                     | Минерал | № в Приложениях 1 и 2 | Fe/Mg | $K_D$ | $f$   | $K_{ок}$ |
|--------------|---|--|---------|-----------------------|-------|-------|-------|----------|
| 1            | Порфиритозое габбро из ксенолитов в базальтах Килауэи | Не установлена                               | МП      | 521                   | 0,181 | 1,46  | 19,15 | 0,17     |
|              |   |  | РП      | 75                    | 0,264 |       | 22,65 | 0,07     |
| 2            | Диабаз  | Трепповая                                    | МП      | 317                   | 0,545 | 1,86  | 33,89 | 0,05     |
|              |   |  | РП*     | 380                   | 1,013 |       | 50,89 | 0,02     |
| 3            | Диабазовый пегматит                                   | »  | МП      | 350                   | 0,611 | 1,24  | 33,39 | 0,036    |
|              |   |  | РП*     | 334                   | 0,758 |       | 43,79 | 0,007    |
| 4            | Феррогаббро интрузии Скаергард                        | »  | МП      | 331                   | 0,691 | 1,41  | 43,33 | 0,083    |
|              |   |  | РП*     | 383                   | 0,976 |       | 50,16 | 0,023    |
| 5            | Габбро из эндоконтакта интрузии Скаергард             | »  | МП      | 356                   | 0,152 | 1,39  | 17,81 | 0,233    |
|              |   |  | РП*     | 71                    | 0,211 |       | 19,70 | 0,098    |
| 6            | Габбро из средней части интрузии Скаергард            | »  | МП      | 367                   | 0,632 | 1,35  | 41,06 | 0,072    |
|              |   |  | РП      | 335                   | 0,858 |       | 47,08 | 0,024    |
| 7            | Оливиновое габбро из нижней части интрузии Скаергард  | »  | МП      | 377                   | 0,442 | 1,33  | 33,37 | 0,096    |
|              |   |  | РП*     | 386                   | 0,591 |       | 33,67 | 0,046    |
| 8            | Кварцевый долерит, Тасмания                           | »  | МП      | 313                   | 0,604 | 2,85  | 39,36 | 0,050    |
|              |   |  | РП*     | 331                   | 1,733 |       | 64,73 | 0,037    |
| 9            | Бронзит, Бушвельд                                     | Дифференцированные интрузии древних платформ | МП      | 237                   | 0,081 | 1,27  | 11,55 | 0,166    |
|              |   |  | РП      | XX                    | 0,102 |       | 10,50 | 0,109    |
| 10           | Норит, Бушвельд                                       | То же  | МП      | 240                   | 0,459 | 1,30  | 34,05 | 0,089    |
|              |   |  | РП      | XXX                   | 0,598 |       | 39,40 | 0,058    |
| 11           | Гиперстеновое габбро, Стиллаутер                      | » »  | МП      | 245                   | 0,365 | 1,41  | 30,11 | 0,132    |
|              |   |  | РП      | XXX                   | 0,513 |       | 35,60 | 0,054    |
| 12           | Гиперстеновое габбро, Стиллаутер                      | » »  | МП      | 244                   | 0,253 | 1,37  | 23,20 | 0,147    |
|              |   |  | РП      | 58                    | 0,345 |       | 27,12 | 0,047    |
| 13           | Дунит, Вебстер  | Гипербазитовая                               | МП      | 170                   | 0,076 | 1,75  | 9,12  | 0        |
|              |   |  | РП      | 24                    | 0,133 |       | 12,60 | 0        |
| 14           | Вебстерит, Колумбия                                   | »  | МП      | XX                    | 0,110 | 1,54  | 13,97 | 0,249    |
|              |   |  | РП      | XX                    | 0,169 |       | 16,90 | 0,148    |
| 15           | Гарцбургит, Даврос, Коннемара                         | Габбро-пироксенит-дунитовая                  | МП      | 194                   | 0,074 | 1,70  | 10,55 | 0,275    |
|              |   |  | РП      | 39                    | 0,125 |       | 13,99 | 0,185    |
| 16           | Перидотит, Лизард                                     | Габбро-пироксенит-дунитовая                  | МП      | 198                   | 0,074 | 1,35  | 11,87 | 0,330    |
|              |   |  | РП      | 48                    | 0,100 |       | 11,01 | 0,136    |
| 17           | То же   | То же  | МП      | 197                   | 0,079 | 1,32  | 12,39 | 0,282    |
|              |   |  | РП      | 44                    | 0,103 |       | 11,71 | 0,154    |
| 18           | » »   | » »  | МП      | 199                   | 0,075 | 1,39  | 12,39 | 0,341    |
|              |   |  | РП      | 47                    | 0,104 |       | 11,47 | 0,103    |
| 19           | Перидотит, Бельхельви                                 | » »  | МП      | 196                   | 0,150 | 1,32  | 17,09 | 0,162    |
|              |   |  | РП      | 276                   | 0,198 |       | 19,45 | 0,144    |
| 20           | Гипербазит, пояс Минеока, Япония                      | Гипербазитовая                               | МП      | 177                   | 0,071 | 1,10  | 10,15 | 0,150    |
|              |   |  | РП      | 33                    | 0,078 |       | 9,22  | 0,105    |

Таблица 9.2 (окончание)

| № инв. 61 | Порода, место взятия                                      | Формация                    | Минерал | № в Приложениях 1 и 2 |       | Fe/Mg | K <sub>Д</sub> | f     | K <sub>Ок</sub> |
|-----------|---|-----------------------------|---------|-----------------------|-------|-------|----------------|-------|-----------------|
|           |   |                             |         |                       |       |       |                |       |                 |
| 21        | То же   | Гипербазитовая              | МП      | 178                   | 0,080 | 1,10  | 11,69          | 0,054 |                 |
|           |   |                             | РП      | 34                    | 0,088 |       | 9,96           | 0,095 |                 |
| 22        | Гарцбургит, Новая Зеландия                                | »                           | МП      | 172                   | 0,073 | 1,16  | 8,22           | 0,0   |                 |
|           |   |                             | РП      | 30                    | 0,085 |       | 9,38           | 0,102 |                 |
| 23        | Дунит, Новая Зеландия                                     | »                           | МП      | 171                   | 0,094 | 1,06  | 10,42          | 0,016 |                 |
|           |   |                             | РП      | 29                    | 0,099 |       | 9,73           | 0,025 |                 |
| 24        | Гарцбургит, Новая Зеландия                                | »                           | МП      | 173                   | 0,087 | 1,06  | 8,20           | 0,00  |                 |
|           |   |                             | РП      | 31                    | 0,093 |       | 9,96           | 0,010 |                 |
| 25        | Гарцбургитовый дунит, Новая Зеландия                      | »                           | МП      | 175                   | 0,132 | 0,78  | 11,82          | 0,00  |                 |
|           |   |                             | РП      | 32                    | 0,102 |       | 10,39          | 0,076 |                 |
| 26        | Габбро, интрузия Гвадалупе, Сиерра-Невада                 | Трапповая (?)               | МП      | XXX                   | 0,240 | 1,37  | 21,40          | 0,100 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 0,330 |       | 28,50          | 0,173 |                 |
| 27        | То же   | »                           | МП      | XXX                   | 0,310 | 1,71  | 26,40          | 0,108 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 0,530 |       | 38,05          | 0,132 |                 |
| 28        | » »   | »                           | МП      | XXX                   | 0,350 | 1,74  | 29,50          | 0,151 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 0,610 |       | 42,30          | 0,148 |                 |
| 29        | » »   | »                           | МП      | XXX                   | 0,810 | 1,73  | 47,60          | 0,088 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 1,400 |       | 61,50          | 0,092 |                 |
| 30        | Энстатитовый перидотит, интрузия Хоромзан, Япония         | Габбро-пироксенит-дунитовая | МП      | XXX                   | 0,05  | 1,40  | 5,76           | 0,100 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 0,07  |       | 7,20           | 0,240 |                 |
| 31        | Энстатит-диопсидовый перидотит, интрузия Хоромзан, Япония | Габбро-пироксенит-дунитовая | МП      | XXX                   | 0,07  | 1,28  | 7,36           | 0,108 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 0,09  |       | 9,27           | 0,283 |                 |
| 32        | Плагноклазовый перидотит, интрузия Хоромзан, Япония       | То же                       | МП      | XXX                   | 0,05  | 1,60  | 9,67           | 0,505 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 0,08  |       | 8,50           | 0,240 |                 |
| 33        | Долерит, Атуми, Япония                                    | Не выяснена                 | МП      | XXX                   | 0,190 | 1,95  | 19,25          | 0,200 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 0,370 |       | 30,20          | 0,121 |                 |
| 34        | Анальцимовый долерит, Атуми, Япония                       | »                           | МП      | XXX                   | 0,240 | 1,83  | 22,80          | 0,152 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 0,68  |       | 42,80          | 0,060 |                 |
| 35        | Питчстоун, Исландия                                       | Не установлена              | МП      | XXX                   | 0,590 | 1,51  | 40,06          | 0,102 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 0,890 |       | 48,60          | 0,021 |                 |
| 36        | Риолитовый дацит, Новая Зеландия                          | То же                       | МП      | XXX                   | 0,190 | 2,32  | 20,21          | 0,248 |                 |
|           |   |                             | РП      | XXX                   | 0,460 |       | 31,70          | 0,010 |                 |

П\* — ферропироксен по составу соответствует пизониту; XX — анализ в Приложениях 1 и 2 не включен как не удовлетворяющий нашим требованиям отбраковки; XXX — анализ в Приложениях 1 и 2 не включен, так как опубликован после окончания сбора анализов, или пропущен нами во время сбора. Источники: 26—29 — Best, Mercy, 1967; 30—32 — Nagasaki, 1966; 33 и 34 — Kushiro, 1964; 35 — Carmichael, 1963; 36 — Ewart, 1967.

## Сосуществующие клино- и ортопироксены метаморфических пород

| № по пор. | № в приложении 1 и 2 | Порода и место взятия образца | Минерал | f'    | Fe <sup>2+</sup> /Mg | K/D  | № по пор. | № в Приложении 1 и 2              | Порода и место взятия образца | Минерал | f'    | Fe <sup>2+</sup> /Mg | K/D |
|-----------|----------------------|-------------------------------|---------|-------|----------------------|------|-----------|-----------------------------------|-------------------------------|---------|-------|----------------------|-----|
|           |                      |                               |         |       |                      |      |           |                                   |                               |         |       |                      |     |
| 1         | 622                  | Перидотит,                    | МП      | 11,40 | 0,123                | 1,67 | 145       | Гнейс, Адирондак                  | РП                            | 49,02   | 0,935 |                      |     |
|           | 91                   | Шотландия                     | РП      | 17,32 | 0,205                |      | 31        | То же                             | МП                            | 36,08   | 0,550 | 1,96                 |     |
| 2         | 623                  | Пироксенит,                   | МП      | 11,04 | 0,119                | 1,31 | 146       |                                   | РП                            | 52,41   | 1,079 |                      |     |
|           | 88                   | Шотландия                     | РП      | 13,85 | 0,156                |      | 32        | Метагэббро-норит,                 | МП                            | 28,50   | 0,384 | 1,85                 |     |
| 3         | 624                  | Гранулит,                     | МП      | 17,42 | 0,201                | 1,32 | 135       | Делавер                           | РП                            | 42,18   | 0,709 |                      |     |
|           | 89                   | Шотландия                     | РП      | 21,55 | 0,266                |      | 33        | «Метагэббро»,                     | МП                            | 30,40   | 0,401 | 1,87                 |     |
| 4         | 625                  | Ультраосновной                | МП      | 7,086 | 0,073                | 2,30 | 136       | Делавер                           | РП                            | 43,69   | 0,748 |                      |     |
|           | 87                   | «Гнейс», Шотландия            | РП      | 14,71 | 0,158                |      | 34        | То же                             | МП                            | 26,25   | 0,335 | 1,91                 |     |
| 5         | 626                  | Сланец,                       | МП      | 11,14 | 0,125                | 1,68 | 137       |                                   | РП                            | 39,74   | 0,639 |                      |     |
|           | 81                   | Анабарский массив             | РП      | 17,75 | 0,210                |      | 35        | » »                               | МП                            | 23,60   | 0,299 | 1,95                 |     |
| 6         | 627                  | Ультраосновной                | МП      | 14,94 | 0,17                 | 1,82 | 138       |                                   | РП                            | 37,39   | 0,582 |                      |     |
|           | 101                  | сланец, Алдан                 | РП      | 24,06 | 0,309                |      | 36        | » »                               | МП                            | 18,77   | 0,224 | 1,87                 |     |
| 7         | 628                  | Пироксенит,                   | МП      | 15,81 | 0,18                 | 1,99 | 139       |                                   | РП                            | 30,01   | 0,419 |                      |     |
|           | 104                  | Индия, Мадрас                 | РП      | 26,76 | 0,359                |      | 37        | «Метагэббро»,                     | МП                            | 17,86   | 0,21  | 1,79                 |     |
| 8         | 629                  | Ультрабазитовая по-           | МП      | 15,27 | 0,18                 | 1,78 | 140       | Пенсильвания                      | РП                            | 27,73   | 0,375 |                      |     |
|           | 105                  | рода, Индия, Мадрас           | РП      | 24,66 | 0,321                |      | 38        | Гнейс, Шотландия                  | МП                            | 32,80   | 0,48  | 1,46                 |     |
| 9         | 630                  | Гранулит,                     | МП      | 25,96 | 0,349                | 1,52 | 119       |                                   | РП                            | 44,74   | 0,702 |                      |     |
|           | 113                  | Лапландия                     | РП      | 34,92 | 0,529                |      | 39        | Гнейс, Шотландия                  | МП                            | 27,59   | 0,37  | 1,27                 |     |
| 10        | 631                  | Гранулит,                     | МП      | 40,67 | 0,66                 | 1,71 | 162       |                                   | РП                            | 32,33   | 0,470 |                      |     |
|           | 112                  | »                             | РП      | 53,66 | 1,130                |      | 40        | То же                             | МП                            | 16,50   | 0,19  | 0,95                 |     |
| 11        | 632                  | Габбро-гнейс,                 | МП      | 19,84 | 0,24                 | 1,43 | 163       |                                   | РП                            | 15,64   | 0,181 |                      |     |
|           | 115                  | Норвегия                      | РП      | 25,98 | 0,342                |      | 41        | «Метагэббро»,                     | МП                            | 30,82   | 0,44  | 1,78                 |     |
| 12        | 641                  | Гнейс,                        | МП      | 27,43 | 0,365                | 1,77 | 171       | Пенсильвания                      | РП                            | 44,30   | 0,783 |                      |     |
|           | 120                  | Шотландия                     | РП      | 40,02 | 0,647                |      | 42        | Гранулит,                         | МП                            | 32,38   | 0,47  | 1,52                 |     |
| 13        | 642                  | Чарнокит,                     | МП      | 33,18 | 0,49                 | 2,19 | 165       | Саксония                          | РП                            | 41,94   | 0,714 |                      |     |
|           | 123                  | Западное Приазовье            | РП      | 52,25 | 1,07                 |      | 43        | То же                             | МП                            | 27,74   | 0,37  | 1,51                 |     |
| 14        | 643                  | Амфиболит,                    | МП      | 26,08 | 0,34                 | 1,94 | 166       |                                   | РП                            | 36,16   | 0,559 |                      |     |
|           | 129                  | Алданский щит                 | РП      | 40,46 | 0,661                |      | 44        | Чарнокит, Индия,                  | МП                            | 45,05   | 0,82  | 1,15                 |     |
| 15        | 646                  | Сланец, Алдан                 | МП      | 53,17 | 1,10                 | 1,32 | 134       | Андра-Прадеш                      | РП                            | 48,51   | 0,942 |                      |     |
|           | 127                  |                               | РП      | 59,60 | 1,439                |      | 45        | Чарнокит,                         | МП                            | 21,78   | 0,27  | 2,15                 |     |
| 16        | 649                  | Гнейс,                        | МП      | 22,31 | 0,28                 | 1,90 | 176       | Приазовье                         | РП                            | 37,40   | 0,581 |                      |     |
|           | 130                  | Восточный Саян                | РП      | 34,93 | 0,531                |      | 46        | Промежуточный                     | МП                            | 51,47   | 1,07  | 1,6                  |     |
| 17        | 650                  | Норит,                        | МП      | 32,51 | 0,47                 | 1,79 | 180       | чарнокит,                         | РП                            | 63,74   | 1,712 |                      |     |
|           | 132                  | Индия, Мадрас                 | РП      | 45,98 | 0,841                |      |           | Индия, Мадрас                     |                               |         |       |                      |     |
| 18        | 651                  | Гранулит,                     | МП      | 43,32 | 0,75                 | 1,77 | 694       | То же                             | МП                            | 25,41   | 0,337 | 1,88                 |     |
|           | 133                  | Индия, Мадрас                 | РП      | 57,52 | 1,330                |      | 48        | 181                               | РП                            | 39,22   | 0,622 |                      |     |
| 19        | 653                  | Гранулит,                     | МП      | 40,49 | 0,68                 | 2,01 | 695       | Ад меллит (чарнокит), Австралия   | МП                            | 53,22   | 1,029 | 1,62                 |     |
|           | 147                  | Брокен Хилл                   | РП      | 58,25 | 1,364                |      | 49        | 198                               | РП                            | 64,04   | 1,667 |                      |     |
| 20        | 654                  | То же                         | МП      | 48,23 | 0,91                 | 1,88 | 764       | Железистый кварц-цит, КМА         | МП                            | 46,62   | 0,866 | 2,06                 |     |
|           | 148                  |                               | РП      | 63,65 | 1,710                |      | 237       | 767                               | РП                            | 64,18   | 1,78  |                      |     |
| 21        | 655                  | » »                           | МП      | 64,62 | 1,785                | 1,68 | 50        | Железистая формация, Снт.рино     | МП                            | 63,13   | 1,650 | 1,73                 |     |
|           | 149                  |                               | РП      | 75,70 | 2,993                |      | 241       | То же                             | РП                            | 74,89   | 2,86  |                      |     |
| 22        | 656                  | » »                           | МП      | 33,83 | 0,50                 | 1,81 | 51        | 772                               | МП                            | 66,29   | 1,894 | 1,65                 |     |
|           | 150                  |                               | РП      | 48,00 | 0,903                |      | 240       |                                   | РП                            | 76,41   | 3,12  |                      |     |
| 23        | 657                  | » »                           | МП      | 53,97 | 1,160                | 1,64 | 52        | 773                               | МП                            | 65,32   | 1,860 | 1,82                 |     |
|           | 151                  |                               | РП      | 65,94 | 1,899                |      | 242       |                                   | РП                            | 77,47   | 3,39  |                      |     |
| 24        | 658                  | Гранулит,                     | МП      | 35,81 | 0,54                 | 1,71 | 53        | 774                               | МП                            | 86,14   | 5,565 | 1,19                 |     |
|           | 152                  | Брокен Хилл                   | РП      | 48,62 | 0,921                |      | 243       |                                   | РП                            | 87,70   | 6,61  |                      |     |
| 25        | 661                  | Гранулит,                     | МП      | 20,85 | 0,25                 | 1,86 | 54        | 775                               | МП                            | 55,96   | 1,27  | 1,61                 |     |
|           | 153                  | Включение в дайке, Австралия  | РП      | 31,97 | 0,466                |      | 244       |                                   | РП                            | 67,33   | 2,05  |                      |     |
| 26        | 663                  | Гнейс, Адирондак              | МП      | 35,49 | 0,53                 | 2,00 | 55        | 776                               | МП                            | 56,27   | 1,245 | 1,86                 |     |
|           | 141                  |                               | РП      | 52,12 | 1,059                |      | 56        | 245                               | РП                            | 70,16   | 2,28  |                      |     |
| 27        | 664                  | То же                         | МП      | 34,66 | 0,516                | 1,85 | 246       | 777                               | МП                            | 47,31   | 0,88  | 1,55                 |     |
|           | 142                  |                               | РП      | 49,58 | 0,957                |      | 57        | 1009                              | РП                            | 57,92   | 1,36  |                      |     |
| 28        | 665                  | » »                           | МП      | 36,85 | 0,57                 | 1,92 | 247       | 1010                              | МП                            | 37,26   | 0,570 | 1,72                 |     |
|           | 143                  |                               | РП      | 52,8  | 1,093                |      | 58        | 1010                              | РП                            | 50,49   | 0,98  |                      |     |
| 29        | 666                  | » »                           | МП      | 35,55 | 0,536                | 1,91 | 248       | Ороговикованные ксенолиты, Гавайи | МП                            | 19,92   | 0,240 | 1,23                 |     |
|           | 144                  |                               | РП      | 51,22 | 1,024                |      |           |                                   | РП                            | 23,21   | 0,296 |                      |     |
| 30        | 667                  | » »                           | МП      | 33,28 | 0,483                | 1,94 |           |                                   |                               |         |       |                      |     |

22 пары РП и МП из глубинных включений приведены вместе с оливинами в табл. 9.8.

Коэффициенты корреляции между катионами сосуществующих пироксенов двупироксеновой фации ( $n=48$ ,  $r_{0,05}=0,28$ )

| Катионы       | Клинопироксены                               |   |  |                              |  |                                |  |                            |                                |                               |                              |                            |
|---------------|--|---|--|------------------------------|--|--------------------------------|--|----------------------------|--------------------------------|-------------------------------|------------------------------|----------------------------|
|               | Si<br>$\bar{x}=1895$<br>$S=36$               | Al <sub>IV</sub><br>$\bar{x}=104$<br>$S=56$ | Al <sub>VI</sub><br>$\bar{x}=46$<br>$S=46$ | Ti<br>$\bar{x}=14$<br>$S=10$ | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=52$<br>$S=21$ | Cr<br>$\bar{x}=0,2$<br>$S=0,6$ | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=298$<br>$S=135$ | Mn<br>$\bar{x}=9$<br>$S=8$ | Mg<br>$\bar{x}=705$<br>$S=129$ | Ca<br>$\bar{x}=846$<br>$S=70$ | Na<br>$\bar{x}=36$<br>$S=26$ | K<br>$\bar{x}=4$<br>$S=10$ |
| Ортопироксены | Si<br>$\bar{x}=1924$<br>$S=42$               | 0,50  | -0,51                                      | -0,29                        | —  | -0,47                          | —  | 0,33                       | —                              | —                             | —                            | —                          |
|               | Al <sub>IV</sub><br>$\bar{x}=67$<br>$S=49$   | -0,49                                       | 0,49                                       | 0,35                         | 0,32                                       | 0,39                           | -0,30  | (-0,27)                    | —                              | —                             | —                            | —                          |
|               | Al <sub>VI</sub><br>$\bar{x}=24$<br>$S=31$   | -0,47                                       | 0,47                                       | 0,61                         | (0,26)                                     | —                              | —  | -0,44                      | -0,29                          | —                             | —                            | —                          |
|               | Ti<br>$\bar{x}=10$<br>$S=9$                  | —   | —  | —                            | (0,20)                                     | 0,36                           | —  | 0,38                       | —                              | -0,43                         | —                            | —                          |
|               | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=47$<br>$S=35$   | —   | —  | —                            | —  | 0,40                           | —  | —                          | —                              | —                             | 0,40                         | —                          |
|               | Cr<br>$\bar{x}=0,1$<br>$S=0,4$               | —   | —  | —                            | —  | —                              | 0,83   | —                          | —                              | —                             | —                            | —                          |
|               | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=760$<br>$S=273$ | 0,41  | -0,44                                      | —                            | —  | —                              | —  | 0,93                       | 0,53                           | -0,82                         | —                            | —                          |
|               | Mn<br>$\bar{x}=19$<br>$S=13$                 | 0,35  | -0,36                                      | —                            | —  | —                              | —  | 0,65                       | 0,85                           | -0,54                         | —                            | —                          |
|               | Mg<br>$\bar{x}=1097$<br>$S=277$              | 0,33  | 0,35                                       | —                            | —  | —                              | —  | -0,94                      | -0,53                          | 0,89                          | (-0,19)                      | —                          |
|               | Ca<br>$\bar{x}=45$<br>$S=28$                 | —   | —  | —                            | —  | —                              | —  | 0,31                       | —                              | -0,33                         | —                            | —                          |
|               | Na<br>$\bar{x}=12$<br>$S=17$                 | —   | —  | —                            | —  | —                              | —  | —                          | —                              | —                             | —                            | 0,31                       |
|               | K<br>$\bar{x}=2$<br>$S=3$                    | —   | —  | —                            | —  | —                              | —  | —                          | —                              | —                             | —                            | 0,56                       |

Приведены  $r > r_{0,05}$ . В скобках — коэффициенты корреляции, близкие к уровню значимости.

понентов, содержания которых по мере дифференциации могут закономерно меняться. Для интрузии Скаергард таким третьим компонентом может быть Fe<sup>3+</sup>, содержание которого (и Ко<sub>к</sub>) в клинопироксенах коррелируется с К<sub>D</sub> (см. табл. 9.1).

Для метаморфических и глубинных пироксенов отдельно рассчитаны коэффициенты корреляции между катионами сосуществующих пироксенов в двупироксеновой фации (табл. 9.4), во включениях в базальтах (табл. 9.5) и во включениях в кимберлитах (табл. 9.6). Распределение Fe<sup>2+</sup> и Mg в этих парах пироксенов видно из табл. 9.3 и иллюстрируется рис. 61. Коэффициенты корреляции в метаморфических (табл. 9.4) и магматических (табл. 9.1) сосуществующих пироксенах существенно не отличаются. Также отмечаются положительные корреляции между содержаниями всех одноименных ионов, кроме Са, причем корреляции Ti и Са в метаморфических парах пироксенов становятся незначимыми из-за более низкого содержания Ti и Са (в ортопироксенах) и больших колебаний содержания Na в клинопироксенах. Можно отметить также ослабление связей Ti, Cr и Fe<sup>3+</sup> (ортопироксенов), но коэффициенты корреляции этих компонентов из-за их низкого содержания и асимметричного распределения не заслуживают особого доверия.

Более существенны исчезновение корреляций Са и Na метаморфических клинопироксенов и обратные знаки корреляции Са ортопироксенов с железистостью клинопироксенов (т. е. содержаниями в них Fe<sup>2+</sup> и Mg). В интрузивных породах в целом с ростом железистости клинопироксена содержания Са в сосуществующем ортопироксене падает, а в метаморфических — возрастает. Исчезновение связей Са и Na



Коэффициенты корреляции между содержаниями катионов сосуществующих пироксенов из включений в базальтах ( $n=15$ ;  $r_{0,05}=0,51$ )

| Катионы       | Клинопироксены                              |   |  |                              |  |                              |  |                            |                               |                               |                              |                           |       |
|---------------|---|---|--|------------------------------|--|------------------------------|--|----------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------------------|---------------------------|-------|
|               | Si<br>$\bar{x}=1856$<br>$S=38$              | Al <sup>IV</sup><br>$\bar{x}=143$<br>$S=40$ | Al <sup>VI</sup><br>$\bar{x}=90$<br>$S=44$ | Ti<br>$\bar{x}=14$<br>$S=11$ | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=39$<br>$S=22$ | Cr<br>$\bar{x}=28$<br>$S=19$ | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=93$<br>$S=40$ | Mn<br>$\bar{x}=3$<br>$S=2$ | Mg<br>$\bar{x}=914$<br>$S=64$ | Ca<br>$\bar{x}=769$<br>$S=49$ | Na<br>$\bar{x}=65$<br>$S=47$ | K<br>$\bar{x}=2$<br>$S=2$ |       |
| Ортопироксены | Si<br>$\bar{x}=1887$<br>$S=28$              | 0,74  | -0,74                                      | -0,54                        | —  | -0,67                        | —  | -0,53                      | —                             | (0,46)                        | 0,65                         | —                         | —     |
|               | Al <sup>IV</sup><br>$\bar{x}=113$<br>$S=29$ | -0,75                                       | 0,74                                       | 0,51                         | —  | 0,66                         | —  | 0,54                       | —                             | (-0,45)                       | -0,66                        | —                         | —     |
|               | Al <sup>VI</sup><br>$\bar{x}=49$<br>$S=29$  | —   | —  | (0,45)                       | —  | —                            | —  | —                          | —                             | —                             | -0,70                        | —                         | —     |
|               | Ti<br>$\bar{x}=8$<br>$S=5$                  | (-0,42)                                     | (0,41)                                     | —                            | 0,80                                       | (0,48)                       | -0,59                                      | 0,93                       | —                             | (-0,50)                       | —                            | —                         | —     |
|               | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=24$<br>$S=37$  | (-0,45)                                     | (0,45)                                     | —                            | —  | 0,69                         | —  | —                          | —                             | —                             | —                            | —                         | -0,60 |
|               | Cr<br>$\bar{x}=13$<br>$S=9$                 | —   | —  | —                            | —  | —                            | —  | —                          | —                             | —                             | (0,50)                       | 0,6*                      | —     |
|               | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=194$<br>$S=61$ | —   | —  | —                            | 0,79                                       | —                            | -0,59                                      | 0,86                       | —                             | —                             | —                            | —                         | —     |
|               | Mn<br>$\bar{x}=3$<br>$S=2$                  | —   | —  | —                            | 0,77                                       | —                            | —  | —                          | 0,78                          | —                             | —                            | 0,65                      | —     |
|               | Mg<br>$\bar{x}=1668$<br>$S=111$             | 0,60  | -0,59                                      | —                            | -0,70                                      | -0,51                        | 0,60                                       | -0,91                      | —                             | (0,49)                        | 0,51                         | —                         | —     |
|               | Ca<br>$\bar{x}=54$<br>$S=35$                | (-0,45)                                     | (0,42)                                     | —                            | 0,67                                       | 0,56                         | -0,73                                      | 0,87                       | —                             | —                             | (-0,46)                      | —                         | —     |
|               | Na<br>$\bar{x}=6$<br>$S=6$                  | -0,73                                       | 0,70                                       | —                            | 0,80                                       | —                            | -0,60                                      | 0,83                       | —                             | —                             | -0,55                        | —                         | —     |
|               | K<br>$\bar{x}=1$<br>$S=1$                   | —   | —  | -0,57                        | 0,67                                       | —                            | —  | 0,71                       | —                             | —                             | —                            | —                         | —     |

Приведены  $r > r_{0,05}$ . В скобках — коэффициенты корреляции, близкие к уровню значимости.

метаморфических клинопироксенов можно объяснить противоречивым влиянием падения температуры и возрастания давления. Так, падение температуры уменьшает содержание Ca и Al, а рост давления увеличивает содержания их в клинопироксенах. Сосуществующие пары пироксенов из включений в базальтах по корреляциям между катионами отличаются и от интрузивных, и от метаморфических пироксенов. В частности, связи Mg клинопироксенов резко ослаблены, а связи Mg ортопироксенов с Fe<sup>3+</sup> и Ca клинопироксенов имеют другой знак. Наконец, в парах из включений в кимберлитах большинство корреляций становится незначимыми в основном из-за низкого содержания, малых дисперсий многих компонентов и малого числа анализов. Однако и здесь следует обратить внимание на высокую положительную связь содержания Ca клинопироксенов и содержания Fe<sup>2+</sup> (железистости) ортопироксенов и на отсутствие связи между кальциевостью обоих пироксенов. Соотношение Ca и Al в сосуществующих пироксенах мы обсудим ниже.

Рассмотрим сначала зависимость коэффициента распределения Fe<sup>2+</sup> и Mg между пироксенами от условий их образования и состава пород. Из сравнения данных табл. 9.2 и 9.3 и рис. 61 и 62 видно, что в целом величина  $K_D$  в типичных метаморфических породах дупироксеновой фации меньше, чем в магматических, и в среднем равна 1,8—1,9, что согласуется с первыми сообщениями Кретца (Kretz, 1963). Более того, намечается вполне определенная зависимость  $K_D$  от температуры внутри группы метаморфических пироксенов. На рис. 62 проведено несколько линий, соответствующих наиболее типичным метаморфическим сериям. Хорошо видно, что большинство из них параллельны линии

Коэффициенты корреляции между содержаниями катионов пироксенов из включений в кимберлитах ( $n=12$ ,  $r_{0,05}=0,58$ )

| Катионы       | Клинопироксены                              |  |  |                              |  |                              |  |                              |                               |                               |                              |
|---------------|---|--|--|------------------------------|--|------------------------------|--|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------------------|
|               | Si<br>$\bar{x}=1953$<br>$S=27$              | Al <sup>IV</sup><br>$\bar{x}=47$<br>$S=27$ | Al <sup>VI</sup><br>$\bar{x}=61$<br>$S=30$ | Ti<br>$\bar{x}=4$<br>$S=2,4$ | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=32$<br>$S=19$ | Cr<br>$\bar{x}=18$<br>$S=13$ | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=50$<br>$S=21$ | Mn<br>$\bar{x}=1,8$<br>$S=1$ | Mg<br>$\bar{x}=943$<br>$S=73$ | Ca<br>$\bar{x}=810$<br>$S=73$ | Na<br>$\bar{x}=82$<br>$S=30$ |
| Ортопироксены | Si<br>$\bar{x}=1930$<br>$S=28$              | 0,65                                       | -0,65                                      | -0,69                        | —  | —                            | —  | —                            | —                             | —                             | —                            |
|               | Al <sup>IV</sup><br>$\bar{x}=64$<br>$S=28$  | -0,68                                      | 0,68                                       | 0,64                         | —  | —                            | —  | —                            | —                             | —                             | —                            |
|               | Al <sup>VI</sup><br>$\bar{x}=11$<br>$S=32$  | -0,63                                      | 0,63                                       | 0,59                         | 0,61                                       | —                            | —  | —                            | —                             | —                             | —                            |
|               | Ti<br>$\bar{x}=3$<br>$S=2$                  | -0,67                                      | 0,67                                       | —                            | 0,70                                       | —                            | —  | —                            | —                             | —                             | —                            |
|               | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=23$<br>$S=34$  | —  | —  | —                            | —  | (0,63)                       | —  | (0,47)                       | —                             | —                             | —                            |
|               | Cr<br>$\bar{x}=3,3$<br>$S=3$                | —  | —  | —                            | —  | —                            | —  | —                            | —                             | 0,70                          | —                            |
|               | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=183$<br>$S=86$ | —  | —  | —                            | —  | —                            | —  | —                            | -0,57                         | 0,60                          | —                            |
|               | Mn<br>$\bar{x}=5$<br>$S=4$                  | —  | —  | —                            | —  | —                            | —  | (0,46)                       | —                             | —                             | —                            |
|               | Mg<br>$\bar{x}=1662$<br>$S=275$             | —  | —  | —                            | —  | —                            | —  | —                            | —                             | —                             | —                            |
|               | Ca<br>$\bar{x}=119$<br>$S=247$              | —  | —  | —                            | —  | —                            | —  | —                            | —                             | —                             | —                            |
|               | Na<br>$\bar{x}=8$<br>$S=13$                 | —  | —  | —                            | 0,57                                       | —                            | —  | —                            | —                             | (-0,51)                       | —                            |

Приведены  $r > r_{0,05}$ . В скобках—коэффициенты корреляции, близкие к уровню значимости.

$K_D=1$ , и никакая зависимость  $K_D$  от состава, как и для магматических пород (см. рис. 61), в целом не наблюдается. Исключение составляет линия *B*, соответствующая железистым пироксенам Биннса (Binns, 1962) для его низкотемпературной зоны *A* и Кранка (Kranck, 1961) для железистых пород южного Квебека, которые обсуждались выше в связи с моделью Банно-Мацуи. По-видимому, для железистых пироксенов, когда  $(Fe/Mg)^{П} > 1$ , картина становится более сложной; в частности, существенное значение приобретают внутрикристаллические распределения  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  между позициями  $M_1$  и  $M_2$  в ортопироксене в соответствии с моделью Банно и Мацуи. Фактически это означает, что в железистых гиперстенах (но, возможно, лишь в низкотемпературной области) появляются подрешетки (см. § 33). Однако, как следует из рис. 61 и 62, это — исключение, а не правило.

Линия *A* на рис. 62 соответствует парам амфибол-двупироксеновых плагиогнейсов и амфиболитов штатов Пенсильвания и Делавер (Clavan a. o., 1954; Norton, Clavan, 1959; Brown, 1962), Адирондака (большинство данных по Engel a. o., 1964), южной окраины Алданского щита. Сюда же попадает точка 19 из низкотемпературной зоны Брокен Хилл, по Биннсу. По-видимому, это наиболее низкотемпературные образования, имеющие  $K_D=1,9-1,95$ . Несколько пироксенов имеют еще более высокое  $K_D$  (2,0 и более). Это две пары из Приазовья (Хмарук, Щербаков, 1965) и две в магнезиальной области из шпинелевых и гранатовых перидотитов. Но две последние пары пироксенов отличаются высоким содержанием  $Al$  и  $K_{OK}$  в клинопироксенах.

Линия *B* соответствует чарнокитовой серии штата Мадрас (Howie,

1965). Сюда же попадает точка 24 из высокотемпературной зоны С по Бивису;  $K_D$  соответствующее линии Б, равно 1,75. Большинство других пар пироксенов двупироксеновой фации принадлежит этой же линии или располагается между линиями А и Б.

Линия Г ( $K_D \approx 1,50$ ) соответствует в среднем двупироксеновым гнейсам и ультраосновным породам района Скури, Шотландия (Howie, 1964; Muir, Tilley, 1958). Пары из ультраосновных пород этого района (точки 1—4, 38—40) обнаруживают большой разброс и, кроме упомянутой точки 4, лежат в интервале между линией Б и линией Д, которая соответствует среднему значению  $K_D$  в магматических породах. На линию Г попадает также точка 9, соответствующая составу пироксенов из наиболее высокотемпературных гранулитов Лапландии и из гранатовых гранулитов Саксонии (точки 43—42), образовавшихся, вероятно, при повышенных давлениях. В более железистой области к линии Г близки точки, объединяемые линией Г<sub>1</sub> и имеющие  $K_D$  около 1,60. Сюда попадают, в частности, точки состава пироксенов из норита в чарнокитовой серии Индии (Murthy, 1965) и из магматического чарнокита в Австралии (№ 48; Wilson, 1961).

В целом, многие из точек на линии Г и между линиями Г и Д (в частности, из упомянутых перидотитов Скури) отвечают составам пироксенов из пород, в отношении которых высказывались предположения об их магматическом происхождении. Не исключено, что часть из них действительно глубинные магматические породы, внедрившиеся в условиях двупироксеновой фации. Можно отметить также точку 11 состава пироксена из габбро-гнейсов Финмарк (Норвегия), который имеет то же  $K_D$  (около 1,40), что и включенные в габбро-гнейсы интрузивные габбро Стернё (Oosterom, 1963). Линия Е соответствует (в среднем) составам пар пироксенов из включений в базальтах.

Значения  $K_D$ , меньшие чем в интрузивных породах в среднем ( $K_D = 1,32$ ), наблюдаются в метаморфических пироксенах двупироксеновой фации, кроме упомянутых выше пироксенов из Шотландии (№ 39, 40) и еще двух. Один из пироксенов — из чернокита (№ 44), другой (№ 53) — из железистой породы, где клинопироксен содержит повышенное количество Na.

В парах пироксенов из гранатсодержащих ассоциаций мы наблюдаем наиболее значительный разброс точек, связанный, по-видимому, с тем, что клинопироксен в равновесии с гранатом может иметь высокие содержания  $R^{3+}$  и Na, а также образоваться при повышенном давлении. Пример этого — пары из гранатовых перидотитов и кимберлитов (см. рис. 62 и главу 7). Частично здесь разброс точек связан с колебаниями Р и Т, так как пары из массивов гранатовых перидотитов в целом имеют  $K_D \approx 1,70$  как в метаморфических породах, а в парах из кимберлитов 1,3, как в магматических породах. Частично это обусловлено ошибками анализов, существенными при малых значениях Fe/Mg. Дополнительной причиной могут быть колебания Na и  $R^{3+}$ , которые увеличиваются с возрастанием железистости, хотя четкую корреляцию  $K_D$  с каким-либо параметром обнаружить не удается.

В связи с этим уместно рассмотреть влияние третьих компонентов на распределение  $Fe^{2+}$  и Mg в сосуществующих пироксенах. Как видно из табл. 9.1—9.6, содержания всех прочих компонентов, кроме Si,  $Fe^{2+}$ , Mg и Mn, в клинопироксене выше, чем в ортопироксене. Поэтому  $K_3 = (X_3^{OP} / X_3^{MP}) < 1$ ,  $\ln K_3 < 0$ , и значения  $K_D^{Fe=Mg}$ , согласно формуле (9) (приведенной в § 33), в парах ортопироксен — клинопироксен в присутствии дополнительных компонентов больше, чем в чистой системе, и увеличиваются с уменьшением  $K_3$ . Для иллюстрации степени влияния различных дополнительных катионов можно привести табл. 9.7, составленную по данным табл. 9.1—9.6.

Средние значения  $K_3 = X_3^{PP} / X_3^{MP}$  для пироксенов разных генетических групп

| Катионы           | Интрузивные породы |           | Двупироксеновые фацции |           | Включения в базальтах |           | Включения в кимберлитах |           |
|-------------------|--------------------|-----------|------------------------|-----------|-----------------------|-----------|-------------------------|-----------|
|                   | $K_3$              | $\ln K_3$ | $K_3$                  | $\ln K_3$ | $K_3$                 | $\ln K_3$ | $K_3$                   | $\ln K_3$ |
| Al <sup>сум</sup> | 0,74               | -0,301    | 0,61                   | -0,394    | 0,70                  | -0,357    | 0,68                    | -0,386    |
| Ti                | 1,63               | +0,489    | 0,71                   | -0,343    | 0,57                  | -0,562    | 0,73                    | -0,315    |
| Fe <sup>2+</sup>  | 1,0                | 0         | 0,9                    | -0,105    | 0,62                  | -0,478    | 0,72                    | -0,329    |
| Cr                | 0,73               | -0,315    | 0,5                    | -0,693    | 0,46                  | -0,777    | 0,2                     | -1,61     |
| Ca                | 0,13               | -2,04     | 0,053                  | -2,938    | 0,07                  | -2,76     | 0,14                    | -1,966    |
| Na                | 0,21               | -1,56     | 0,30                   | -1,204    | 0,08                  | -2,526    | 0,1                     | -2,303    |
| Mn                | 1,60               | +0,47     | 2,1                    | +0,742    | 1,1                   | +0,1      | 2,7                     | +0,933    |
| Среднее           | —                  | -0,46     | —                      | -0,71     | —                     | -1,05     | —                       | -0,85     |
|                   | 0,82               | (0,79)    | 0,66                   | (0,60)    | 0,80                  | (0,73)    | 1,36                    | (1,40)    |

В скобках — значения  $K_{R_{IV}^{3+}} = \frac{(R_{IV}^{3+}/Si)^{PP}}{(R_{IV}^{3+}/Si)^{MP}}$ .

Из таблицы видно, что для  $R^{3+}$  значение  $K_3$  около  $2/3$  и с учетом точности анализов можно сказать, что колебания  $R^{3+}$  существенного влияния на распределение  $Fe^{2+}$  и Mg между пироксенами не оказывает, кроме, возможно, Cr (хромистых клинопироксенов) и случая избирательных замещений  $Fe^{2+}$  на  $Fe^{3+}$ , а Mg на Al в упорядоченных структурах. Существенное значение могут иметь Ca и Na, но так как они изоморфно замещают друг друга, то увеличение Na в клинопироксене, уменьшая  $K_{Na} = X_{Na}^{PP} / X_{Na}^{MP}$ , увеличивает  $K_{Ca} = X_{Ca}^{PP} / X_{Ca}^{MP}$ . Кроме того, в клинопироксенах Ca и Na входят в позицию  $M_2$ , куда лишь частично входят Fe и Mg. В основном влияние Na может сказываться через перераспределение  $R^{3+}$ , особенно через перераспределения  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$ , хотя оценить это влияние по данным табл. 9.7 трудно. Существенное значение может иметь Mn, так как значение  $K_{Mn}$  колеблется довольно сильно и особенно возрастает в марганцовистых пироксенах. Однако в целом суммарные колебания дополнительных катионов в значительной мере компенсируют влияние друг друга на  $K_D^{Fe=Mg}$  сосуществующих пироксенов.

Таким образом, состав пироксенов (состав пород) в большинстве случаев влияет незначительно на распределение Mg и  $Fe^{2+}$  между сосуществующими пироксенами, кроме некоторых необычных составов, в частности сильно железистых пироксенов с возможными надструктурами в ортопироксене. В основном  $K_D^{Fe=Mg}$  определяется температурой. Это подтверждается и статистическими данными (рис. 61 и 62), на основании которых можно построить примерную зависимость  $K_D$  от температуры (рис. 63). Для высоких температур и давлений ( $T=1300-1400^\circ$ ,  $P=13-15$  кбар) использованы экспериментальные данные Грина и Рингвуда (Green, Rigwood, 1966b); для интрузии Скаергард и включений в базальтах взяты оценки температур по Кретцу (Kretz, 1963), но для метаморфических пород Мадраса температуры взяты более высокие, порядка  $800^\circ$ . Остальные значения, соответствующие линиям А, Г, Д и роговикам на рис. 62, оценены приближенно в соответствии с общим характером зависимости.

Линия для магматических пород примерно совпадает с линией, намеченной ранее Кретцом (Kretz, 1963), а данные Рингвуда и Грина при высоких давлениях и для типичных метаморфических серий совпадают с левой кривой, соответствующей более низким  $K_D$  при той же температуре. Является ли это следствием влияния давления или суммарного

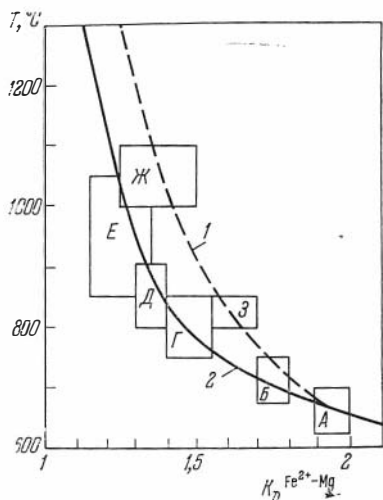


Рис. 63. Зависимость коэффициента распределения  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  между сосуществующими пироксенами ( $K_L^{PP-MII}$ ) от температуры

1 — для магматических пород; 2 — для метаморфических пород; 3 — экспериментальные данные Грина и Рингвуда (Green, Ringwood, 19666) при  $P=13$  кбар (см. § 1); А, Б, В, Г, Д, Е — соответствуют линиям на рис. 62; Ж — интрузия Скаергард

влияния дополнительных компонентов, содержание которых различно в магматических и метаморфических пироксенах, не ясно. Независимую оценку влияния давления сделать трудно. Следует учитывать также, что высокотемпературные клинопироксены, в частности из опытов Грина и Рингвуда (см. рис. 5) и из интрузии Скаергард, сильно обеднены кальцием.

В заключение рассмотрим некоторые дополнительные данные о распределении  $Ca$  и  $Al$  между пироксенами. На рис. 64 показаны сосуществующие пироксены в треугольнике  $\overline{Ca, Mg, Fe}$  для важнейших интрузивных и метаморфических серий. Дополнительно нанесена предельная граница составов природных пироксенов (по Диру и др., 1965), экспериментальные данные Бойда и Шерера для чисто магнезиальной системы и данные Грина и Рингвуда для магнезиально-железистых пироксенов (см. § 1). Положение линий, соответствующих различным сериям, меняется и по содержанию  $Ca$ , и по конфигурации, но для метаморфических пироксенов эти изменения в общем незначительны. Рис. 64 иллюстрирует положение границ смесимости двух пироксенов в отношении  $Ca$  для разных генетических групп пироксенов, зависящее от температуры и состава пород в отношении железистости и содержания натрия (последнее наиболее заметно для метаморфических пироксенов серии 5-железистые породы Квебека).

С изменением условий меняется также наклон коннод, соединяющих точки сосуществующих пироксенов, особенно в магнезиальной области (рис. 64). На этом основании многие авторы предлагали использовать метод соединительных линий. Сторона  $Mg-Ca$  пересекается коннодами на разном расстоянии от вершины  $Ca$ , и по этому признаку можно пытаться различать магматические и метаморфические пироксены разных ступеней метаморфизма (Muir, Tilley, 1958; Wilson, 1961). Этот метод подвергли критике О'Хара и Браун (О'Нара, 1960б; Brown, 1961), которые указали на большие ошибки такого метода, и в настоящее время он отвергнут большинством исследователей.

Однако идея одновременного использования соотношений  $Ca, Mg$  и  $Fe^{2+}$  в сосуществующих пироксенах не лишена интереса. На рис. 65, а сделана попытка показать коэффициент распределения  $Ca$  для сосуществующих пироксенов в зависимости от состава и условий образования пироксенов. Этот рисунок составлен по данным рис. 64 и отражает те же соотношения, что и рис. 64, а именно, что  $K_{Ca}^{PP-MII}$  зависит от температуры, давления, железистости и потенциала  $Na$ . Снижение

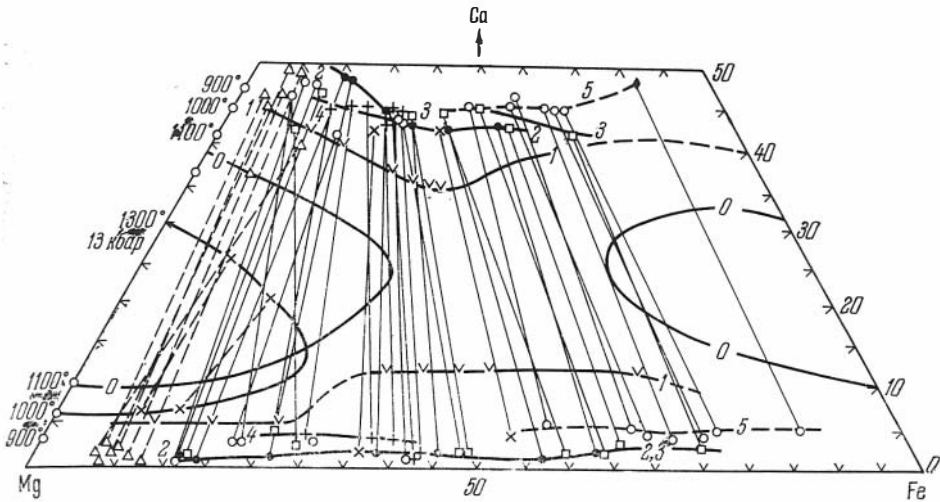


Рис. 64. Составы сосуществующих в различных породах орто- и клинопироксенов в проекции на плоскость Ca—Mg—Fe

1 — интрузия Скаергард, 2 — серия Мадрас, 3 и 4 — другие высокотемпературные метаморфические серии (треугольники — гранатовые перидотиты), 5 — железистая формация, Северный Квебек, Канада; треугольники — гранатовые перидотиты. Линии О—О — границы предполагаемого поля несовместности природных пироксенов. Температуры по Бойду и Шереру (см. рис. 5)

$K_{Ca}^{Pл-МП}$  при снижении температуры существенно только для высокотемпературных условий (при температуре выше  $1000^\circ$ ), при более низких температурах влияние температуры незначительно и может затухиваться влиянием других параметров. Серия пар пироксенов из железистых пород Квебека (линия 5) несомненно более низкотемпературна, чем серия Мадраса (линия 2), однако имеет более высокие значения  $K_{Ca}$ , вероятно вследствие отличия по щелочности и окислительному потенциалу. Влияние давления смещает поверхность солидуса (см. рис. 64), так что кривые 3 и 4 на рис. 65, а для высоких давлений имеют другой наклон (в магнезиальной области).

В дальнейшем, по-видимому, имеет смысл рассмотреть одновременно  $K_D^{Mg-Fe}$  и  $K_{Ca}$  для пар сосуществующих пироксенов из разных пород. На рис. 65, б показаны «средние» соотношения этих коэффициентов для разных групп пород по данным табл. 9.1—9.6.

Соотношение глиноземистости в сосуществующих орто- и клинопироксенов, как видно из табл. 9.7, в среднем близко к  $\frac{2}{3}$ , но в целом в магматических породах оно выше, близко к 1, и уменьшается до 0,6 в метаморфических пироксенах. В последнее время этот вопрос специально рассмотрели Онуки и Тиба (Onuki, Tiba, 1965), которые показали, что в большинстве случаев не только всего Al, но и  $Al_{IV}$  в ортопироксенах меньше, чем в клинопироксенах, но в магматических ультраосновных породах эта разница уменьшается и соотношения могут быть даже обратные. Они предложили использовать  $K_{Al} = (Al_{IV}/Si)^{Pл} : (Al_{IV}/Si)^{МП}$ , аналогично  $K_D^{Mg-Fe}$ . По данным Онуки и Тиба, значения  $K_{Al}$  в ультраосновных породах, которые они считали породами «низких давлений», около 1,06, а в породах «высоких давлений» — включений в базальтах  $K_{Al} \approx 0,81$ .

Аналогичные коэффициенты вычислены в табл. 9.7 (поскольку точное соотношение  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$  неизвестно, лучше говорить просто о соотношении чермакита, используя  $K_{R^{3+}} = (R_N^{3+}/Si)^{Pл} : (R_{IV}^{3+}/Si)^{МП}$ , где  $R^{3+} = 2000 - Si$ , включая частично Ti и  $Fe^{3+}$ , а не только Al. Из значений  $K_{Al}$  в табл. 9.7

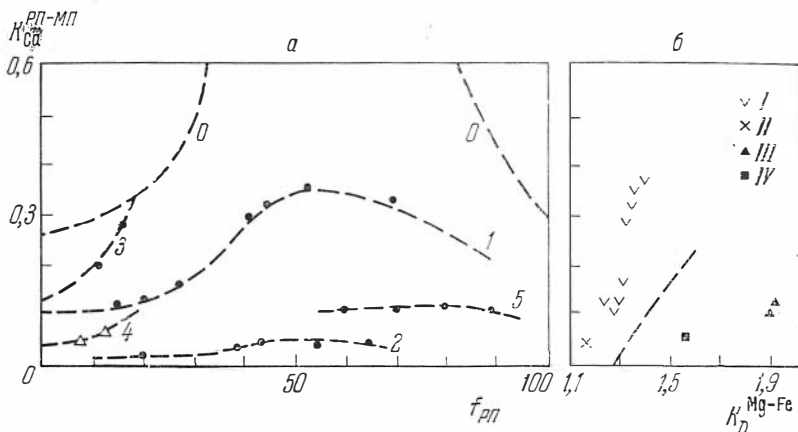


Рис. 65. Распределение Ca, Mg и Fe в сосуществующих пироксенах

*a* — коэффициенты распределения Ca между сосуществующими пироксенами ( $K_{Ca}^{P1-M1}$ ) в зависимости от их железистости и условий образования: 0, 1, 2, 5 — то же, что на рис. 64; 3 — экспериментальные данные Грина и Рингвуда (Green, Ringwood, 1966b); 4 — гранатовые перидотиты; *b* — соотношение  $K_{Ca}$  и  $K_D^{Mg-Fe}$  сосуществующих пироксен для средних составов: I — магматические породы, II — двупироксеевая фация, III — включения в базальтах, IV — включения в кимберлитах

видно, что в целом зависимость  $K_{Al}$  от условий образования пород подтверждается, причем для включений в базальтах мы получили ту же цифру, что Онуки и Тиба. Но зависимость  $K_{Al}$  от давления (температуры и других факторов) более сложная, так как для включений в кимберлитах мы получили соотношения ( $K_{Al} > 1,0$ ), как в ультраосновных альпийотипных интрузивах по данным Онуки и Тиба. Поскольку включения в кимберлитах — несомненно породы высоких давлений, то, следовательно, и альпийотипные гипербазиты, судя по значениям  $K_{Al}$ , могут оказаться породами высоких давлений, т. е. вывод по сравнению с данными Онуки и Тиба получился противоположным.

### § 35. СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ И ОЛИВИН

Пары ортопироксен-оливин и клинопироксен-оливин широко распространены в эффузивных, интрузивных и метаморфических породах.

Специального обсуждения здесь заслуживает только распределение  $Fe^{2+}$  и Mg между сосуществующими пироксенами и оливинами, так как содержание всех прочих компонентов в оливинах обычно крайне мало. Поэтому коэффициенты корреляции между катионами в этих парах мы не вычисляли.

Распределение  $Fe^{2+}$  и Mg между пироксенами и оливинами обсуждали многие исследователи, начиная с Рамберга и Де Вора (Ramberg, De Vore, 1951). Однако здесь до сих пор имеется много противоречивых мнений, в частности относительно влияния температуры на коэффициент распределения  $Fe^{2+}$  и Mg. Высказывалось также мнение о наличии ложного экстремума в распределении  $Fe^{2+}$  и Mg между ортопироксенами и оливинами, так что в магниальной области ортопироксены более железисты, а в железистой — наоборот. Однако и это мнение, как мы увидим ниже, вызывает обоснованные сомнения. А. А. Маракушев (1964, 1965, 1968) подчеркнул наличие экстремального равновесия оливин ( $f=79$ ) + гиперстен ( $f=58$ ) + магнетит, почти совпадающего с линией разложения железистого оливина ( $f=79$ ) на гиперстен + магнетит + кварц в координатах  $T - \lg P_{O_2}$  (при постоянстве  $P_{общ}$

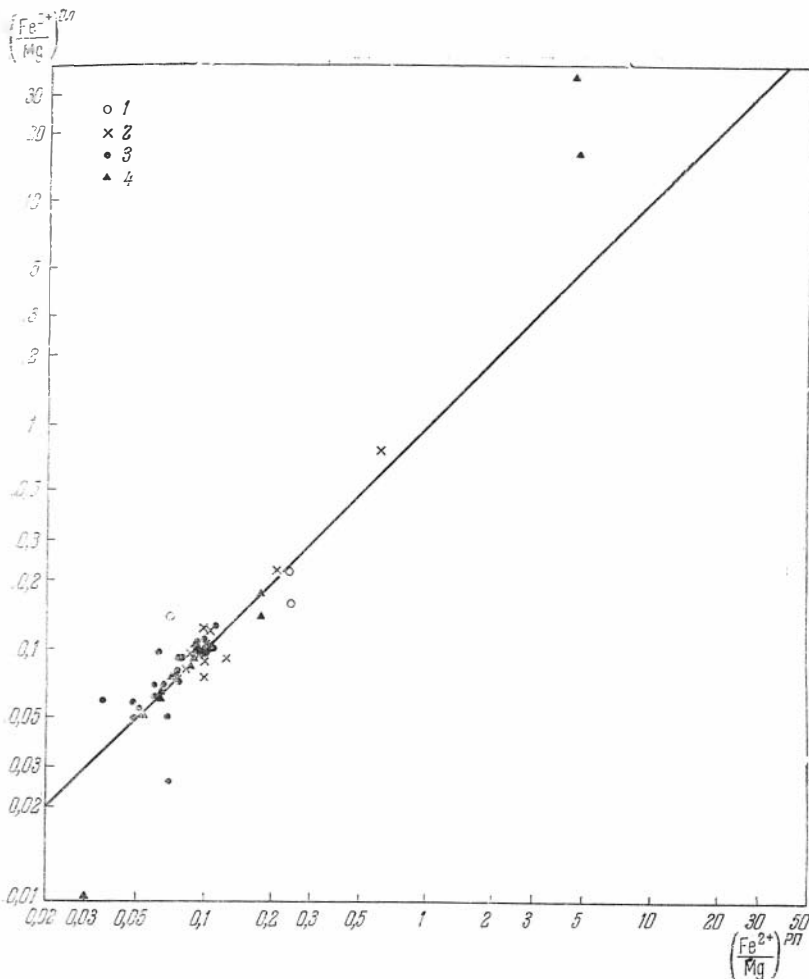


Рис. 66. Соотношение  $\text{Fe}^{2+}$  и Mg ортопироксенов и оливинов из разных типов пород

1 — эффузивные породы, 2 — интрузивные породы, 3 — включения в базальтах и кимберлитах, 4 — метаморфические породы

и игнорировании  $\text{R}^{3+}$  в ортопироксене). Мы не будем подробно разбирать эти теоретические вопросы и ограничимся изложением фактического материала.

На рис. 66 и 67 на основании табл. 9.8 в логарифмическом масштабе показано распределение  $\text{Fe}^{2+}$  и Mg между природными пироксенами и оливинами. Используются только данные химических анализов и именно для  $\text{Fe}^{2+}$ , а не для суммарного железа ( $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ ), как это сделано во многих работах на основе оптических определений. Для суммарного Fe картина будет иная, однако ее анализ более затруднен из-за несоответствия теории (см. § 33). Из приведенного статистического материала можно сделать следующие выводы.

Для пар сосуществующих ортопироксенов и оливинов (рис. 66)  $K^2$  в среднем равен 1,0, однако наблюдается довольно значительный разброс точек. Большая часть точек относится к магматическим породам и глубинным включениям и только три химически проанализированные пары — к метаморфическим породам. Не касаясь пока метаморфических пар, отметим, что все остальные точки образуют совершенно сим-



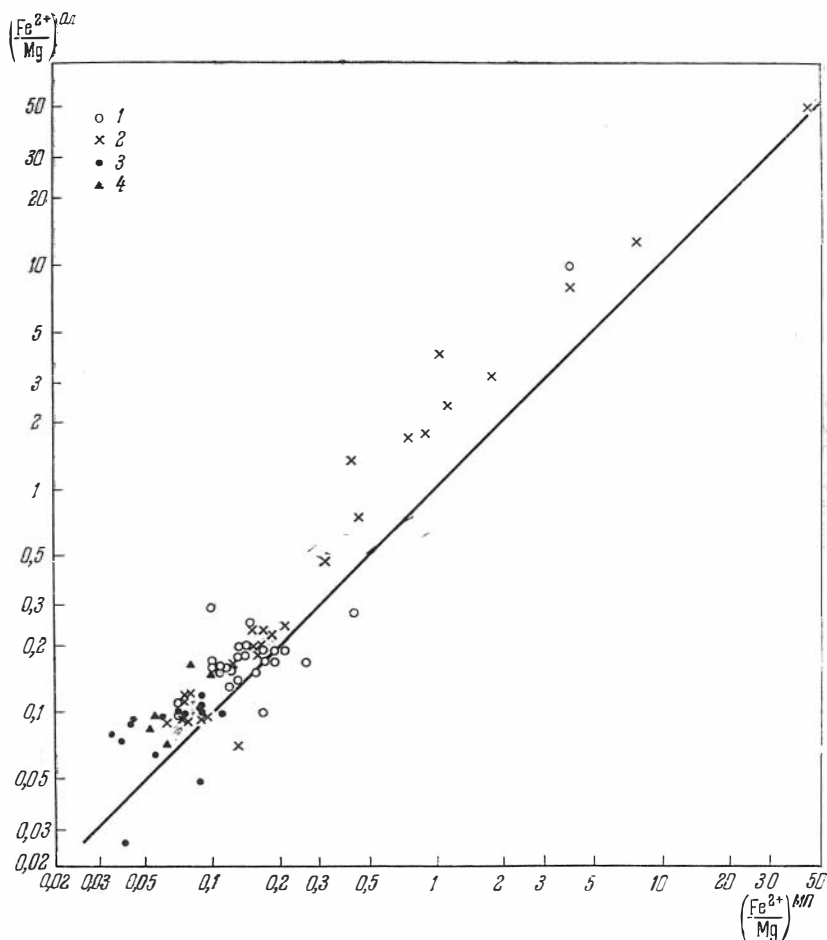


Рис. 67. Соотношение  $\text{Fe}^{2+}$  и Mg клинопироксенов и оливинов из разных типов пород. Обозначения — см. рис. 66

метричное облако относительно линии  $K_D=1$ , и никакие предположения о наличии экстремума или о случаях особых обменных реакций при  $n \neq 1$  (см. § 33) подтверждения на этой диаграмме не находят.

В отдельных магматических сериях, например в интрузии Скаергард,  $K_D$  почти не меняется, так что суммарная линия пар остается параллельной линии  $K_D=1$ , хотя температура кристаллизации более железистых пар несомненно более низкая. Никакой определенной корреляции температуры и  $K_D$  в других случаях также обнаружить не удастся. Обращаясь к экспериментальным данным Боуэна и Шерера (Bowen, Schairer, 1935), можно видеть, что в интервале температур 1550—950° величина  $K_D$  заметно не изменяется. Правда, нужно учесть, что данные Боуэна и Шерера относятся к общей железистости и наблюдается большой разброс точек, перекрывающий возможное влияние температуры.

По-видимому, разброс точек на рис. 66 обусловлен в основном не колебаниями температуры (и давления). Кроме возможного влияния ошибок (переопределения  $\text{Fe}^{3+}$  за счет  $\text{Fe}^{2+}$ ), можно указать также еще одну причину — влияние дополнительных компонентов, преимущественно  $\text{R}^{3+}$ , которые могут входить в ортопироксен в больших количе-

Таблица 9.8

## Сосуществующие пироксены и оливины

| Анализ в<br>приложениях | Порода                      | Минерал | Fe <sup>2+</sup><br>Mg | f     | K <sub>ок</sub> | Анализ в<br>приложениях              | Порода                   | Минерал | Fe <sup>2+</sup><br>Mg | f     | K <sub>ок</sub> |
|-------------------------|-----------------------------|---------|------------------------|-------|-----------------|--------------------------------------|--------------------------|---------|------------------------|-------|-----------------|
|                         |                             |         |                        |       |                 |                                      |                          |         |                        |       |                 |
| А. Эффузивные породы    |                             |         |                        |       |                 |                                      |                          |         |                        |       |                 |
| 152                     | Долерит                     | МП      | 0,207                  | 17,69 | 0,189           | 109                                  | Базальт                  | МП      | 0,069                  | 6,55  | 0,792           |
|                         |                             | Ол      | 0,190                  | 16,00 |                 |                                      |                          | Ол      | 0,095                  | 9,4   |                 |
| 153                     | Оливиновый базальт          | МП      | 0,432                  | 30,62 | 0,192           | 122                                  | Щелочной базальт         | МП      | 0,257                  | 21,78 | 0,289           |
|                         |                             | Ол      | 0,282                  | 22,0  |                 |                                      |                          | Ол      | 0,172                  | 14,9  |                 |
| 156                     | Оливиновый толеит           | МП      | 0,173                  | 15,20 | 0,174           | 3                                    | Базальтоид               | РП      | 0,069                  | 9,4   | 0,277           |
|                         |                             | Ол      | 0,190                  | 16,00 |                 |                                      |                          | Ол      | 0,119                  | 10,6  |                 |
| 158                     | Покрытый базальт            | МП      | 0,188                  | 16,25 | 0,200           | 135                                  | Базальтоид               | МП      | 0,194                  | 16,29 | 0,344           |
|                         |                             | Ол      | 0,156                  | 13,5  |                 |                                      |                          | Ол      | 0,269                  | 21,2  |                 |
| 160                     | »                           | МП      | 0,192                  | 16,47 | 0,123           | 1                                    | Базальт                  | РП      | 0,231                  | 18,5  | 0,035           |
|                         |                             | Ол      | 0,190                  | 16,00 |                 |                                      |                          | Ол      | 0,219                  | 18,00 |                 |
| 161                     | Оливиновый долерит          | МП      | 0,169                  | 14,90 | 0,071           | 2                                    | »                        | РП      | 0,241                  | 19,03 | 0,010           |
|                         |                             | Ол      | 0,098                  | 8,8   |                 |                                      |                          | Ол      | 0,156                  | 13,5  |                 |
| 19                      | Базальт                     | МП      | 0,126                  | 11,49 | 0,164           | Б. Интрузивные породы                |                          |         |                        |       |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,122                  | 10,9  |                 | Гитербашилова формация               |                          |         |                        |       |                 |
| 59                      | Обсидиан                    | МП      | 4,23                   | 81,84 | 0,203           | 29                                   | Дунит                    | РП      | 0,099                  | 9,13  | 0,025           |
|                         |                             | Ол      | 9,837                  | 90,50 |                 |                                      |                          | МП      | 0,094                  | 8,81  | 0,016           |
| 79                      | Щелочной оливиновый базальт | МП      | 0,126                  | 11,62 | 0,416           | 171                                  |                          | Ол      | 0,095                  | 8,70  |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,202                  | 17,0  |                 |                                      |                          | РП      | 0,085                  | 8,08  | 0,102           |
| 80                      | Гавайит                     | МП      | 0,140                  | 12,67 | 0,424           | 30                                   | Гарцбургит               | МП      | 0,073                  | 7,04  | 0               |
|                         |                             | Ол      | 0,198                  | 16,6  |                 | 172                                  |                          | Ол      | 0,095                  | 8,70  |                 |
| 81                      | »                           | МП      | 0,139                  | 12,63 | 0,399           | 31                                   | »                        | РП      | 0,093                  | 8,73  | 0,010           |
|                         |                             | Ол      | 0,183                  | 15,5  |                 |                                      |                          | МП      | 0,087                  | 8,21  | 0               |
| 82                      | Щелочной оливиновый базальт | МП      | 0,117                  | 10,36 | 0,461           | 173                                  |                          | Ол      | 0,092                  | 8,40  |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,152                  | 13,3  |                 |                                      |                          | РП      | 0,102                  | 9,38  | 0,076           |
| 84                      | Базальтоид                  | МП      | 0,167                  | 14,69 | 0,372           | 32                                   | Гарцбургитовый дунит     | МП      | 0,132                  | 11,81 | 0               |
|                         |                             | Ол      | 0,169                  | 14,6  |                 | 175                                  |                          | Ол*     | 0,072                  | 6,70  |                 |
| 85                      | »                           | МП      | 0,106                  | 9,94  | 0,481           | 174                                  | Пироксеновый перидотит   | МП      | 0,081                  | 7,74  | 0               |
|                         |                             | Ол      | 0,159                  | 13,8  |                 |                                      |                          | Ол*     | 0,119                  | 10,6  |                 |
| 86                      | »                           | МП      | 0,130                  | 12,03 | 0,363           | 169                                  | Дунит                    | МП      | 0,053                  | 6,09  | 0,064           |
|                         |                             | Ол      | 0,170                  | 14,7  |                 |                                      |                          | Ол      | 0,089                  | 8,15  |                 |
| 87                      | Анкармит                    | МП      | 0,160                  | 14,14 | 0,333           | 24                                   | »                        | РП      | 0,133                  | 11,88 | 0               |
|                         |                             | Ол      | 0,152                  | 13,3  |                 | 170                                  |                          | МП      | 0,076                  | 7,40  | 0               |
| 88                      | Щелочной оливиновый базальт | МП      | 0,112                  | 10,48 | 0,516           |                                      |                          | Ол      | 0,093                  | 9,15  |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,146                  | 13,4  |                 |                                      |                          | РП      | 0,083                  | 7,79  | 0               |
| 89                      | То же                       | МП      | 0,109                  | 10,11 | 0,525           | 25                                   | »                        | Ол      | 0,085                  | 7,82  |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,157                  | 14,0  |                 |                                      |                          | РП      | 0,100                  | 9,19  | 0               |
| 93                      | Анкармит                    | МП      | 0,121                  | 11,12 | 0,518           | 26                                   | »                        | Ол      | 0,087                  | 7,45  |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,130                  | 11,5  |                 | Габбро-пироксенит-дунитовая формация |                          |         |                        |       |                 |
| 94                      | Базальтоид                  | МП      | 0,117                  | 10,83 | 0,475           | 44                                   | Перидотит                | РП      | 0,103                  | 9,53  | 0,154           |
|                         |                             | Ол      | 0,161                  | 14,0  |                 |                                      |                          | МП      | 0,079                  | 7,62  | 0,282           |
| 95                      | »                           | МП      | 0,114                  | 10,6  | 0,489           | 197                                  |                          | Ол      | 0,121                  | 10,75 |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,150                  | 13,2  |                 |                                      |                          | РП      | 0,100                  | 9,21  | 0,136           |
| 96                      | »                           | МП      | 0,104                  | 9,69  | 0,538           | 48                                   | »                        | МП      | 0,074                  | 7,20  | 0,330           |
|                         |                             | Ол      | 0,177                  | 15,1  |                 | 198                                  |                          | Ол      | 0,108                  | 9,7   |                 |
| 97                      | »                           | МП      | 0,108                  | 10,07 | 0,503           | 47                                   | »                        | РП      | 0,104                  | 9,60  | 0,103           |
|                         |                             | Ол      | 1,158                  | 13,7  |                 |                                      |                          | МП      | 0,075                  | 7,06  | 0,341           |
| 100                     | Базальт                     | МП      | 0,069                  | 6,47  | 0,347           | 199                                  |                          | Ол      | 0,118                  | 10,50 |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,113                  | 10,3  |                 |                                      |                          | МП      | 0,169                  | 14,84 | 0,257           |
| 101                     | »                           | МП      | 0,084                  | 8,07  | 0,463           | 223                                  | Оливиновое мелагаббро    | Ол      | 0,227                  | 18,5  |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,122                  | 10,5  |                 |                                      |                          | МП      | 0,167                  | 14,64 | 0,341           |
| 102                     | »                           | МП      | 0,093                  | 8,49  | 0,393           | 224                                  | »                        | Ол      | 0,205                  | 17,0  |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,092                  | 8,45  | 0,261           | 225                                  | »                        | МП      | 0,211                  | 17,74 | 0,329           |
| 104                     | »                           | МП      | 0,118                  | 10,7  |                 |                                      |                          | Ол      | 0,242                  | 19,5  |                 |
| 105                     | »                           | МП      | 0,103                  | 9,33  | 0,751           | 226                                  | »                        | МП      | 0,155                  | 13,73 | 0,399           |
|                         |                             | Ол      | 0,278                  | 21,8  |                 |                                      |                          | Ол      | 0,176                  | 15,0  |                 |
| 106                     | Лабрадорит                  | МП      | 0,174                  | 14,86 | 0,638           | 227                                  | Плагиоклазовый перидотит | МП      | 0,152                  | 13,57 | 0,275           |
|                         |                             | Ол      | 0,196                  | 16,4  |                 |                                      |                          | Ол      | 0,176                  | 15,0  |                 |
| 108                     | Базальт                     | МП      | 0,168                  | 14,34 | 0,522           |                                      |                          |         |                        |       |                 |
|                         |                             | Ол      | 0,100                  | 9,7   |                 |                                      |                          |         |                        |       |                 |

Таблица 9.8 (продолжение)

| Анализ в приложениях                               | Порода                            | Минерал         | Fe <sup>2+</sup> /Mg | f     | K <sub>ок</sub> | Анализ в приложениях           | Порода                            | Минерал | Fe <sup>2+</sup> /Mg | f     | K <sub>ок</sub> |
|--|-----------------------------------|-----------------|----------------------|-------|-----------------|--------------------------------|-----------------------------------|---------|----------------------|-------|-----------------|
| <i>Трапповая формация</i>                          |                                   |                 |                      |       |                 | 264                            | Оливин-пироксен-шпинелевая порода | РП      | 0,100                | 9,85  | 0,03            |
| 298  | Оливиновый долерит                | МП              | 0,430                | 30,70 | 0,108           | 1145                           |                                   | МП      | 0,090                | 8,50  |                 |
| 71   |                                   | Габбро-пикрит   | Ол                   | 1,349 | 57,43           |                                | 265                               | Ол      | 0,108                | 9,78  |                 |
| 356  | РП                                |                 | 0,211                | 17,82 | 0,098           | 1148                           | РП                                | 0,090   | 9,22                 | 0     |                 |
| 376  | Оливиновое габбро                 | МП              | 0,152                | 13,57 | 0,233           | 266                            | МП                                | 0,075   | 7,32                 |       |                 |
| 386  |                                   | Ол              | 0,235                | 19,0  |                 | 1149                           | Ол                                | 0,097   | 8,85                 |       |                 |
| 377  | То же                             | МП              | 0,330                | 25,23 | 0,147           | 267                            | РП                                | 0,090   | 8,66                 | 0     |                 |
| 332  |                                   | Ол**            | 0,470                | 32,0  |                 | 1150                           | МП                                | 0,076   | 7,35                 |       |                 |
| 333  | Феррогаббро                       | РП              | 0,591                | 37,57 | 0,046           | 272                            | Ол                                | 0,098   | 8,92                 |       |                 |
| 334  |                                   | МП              | 0,442                | 31,21 | 0,096           | 1152                           | РП                                | 0,090   | 9,18                 | 0     |                 |
| 340  | Ферродiorит                       | Ол**            | 0,754                | 43,0  |                 | 270                            | МП                                | 0,114   | 10,41                |       |                 |
| 339  |                                   | МП              | 0,767                | 43,77 | 0,085           | 268                            | Ол                                | 0,101   | 9,16                 |       |                 |
| 338  | Феррогаббро                       | Ол*             | 1,703                | 63,0  |                 | 271                            | РП                                | 0,110   | 10,53                | 0     |                 |
| 344  |                                   | МП              | 0,898                | 47,90 | 0,071           | 1152                           | МП                                | 0,091   | 8,63                 |       |                 |
| 343  | »                                 | Ол*             | 1,778                | 64,0  |                 | 257                            | Ол                                | 0,118   | 10,53                |       |                 |
| 340  |                                   | МП              | 1,149                | 57,01 | 0,065           | 270                            | РП                                | 0,070   | 8,86                 | 0     |                 |
| 339  | »                                 | Ол              | 2,333                | 70,0  |                 | 268                            | Ол                                | 0,100   | 9,18                 |       |                 |
| 338  |                                   | Ол              | 3,167                | 76,0  |                 | 271                            | РП                                | 0,094   | 8,61                 | 0,18  |                 |
| 338  | Феялитовый ферродiorит            | МП              | 1,753                | 64,12 | 0,035           | 271                            | Ол                                | 0,104   | 9,45                 |       |                 |
| 344  |                                   | Ол              | 4,152                | 80,91 | 0,048           | 271                            | РП                                | 0,064   | 6,25                 | 0,427 |                 |
| 344  | Мелангранофир                     | Ол              | 8,091                | 89,0  |                 | 271                            | Ол                                | 0,098   | 9,10                 |       |                 |
| 343  |                                   | МП              | 47,92                | 98,02 | 0,035           | 271                            | РП                                | 0,103   | 9,56                 | 0     |                 |
| 343  | »                                 | Ол              | 49,00                | 98,0  |                 | <i>Включение в кимберлитах</i> |                                   |         |                      |       |                 |
| 343  |                                   | МП              | 4,814                | 83,09 | 0,069           | 278                            | Гранатовый перидотит              | РП      | 0,068                | 6,56  | 0,12            |
| 343  | Ол                                | 19,00           | 95,0                 |       | 1174            | МП                             |                                   | 0,041   | 4,17                 |       |                 |
| 343  | »                                 | МП              | 8,145                | 89,35 | 0,061           | 297                            | То же                             | Ол      | 0,026                | 2,63  |                 |
| 343  |                                   | Ол              | 13,286               | 93,0  |                 | 1184                           |                                   | РП      | 0,059                | 5,71  | 0,15            |
| <i>Породы не установленного формационного типа</i> |                                   |                 |                      |       |                 | 297                            | То же                             | МП      | 0,110                | 10,05 |                 |
| 524  | Диабаз                            | МП              | 1,107                | 53,03 | 0,098           | 1184                           |                                   | Ол      | 0,130                | 11,5  |                 |
| 518  |                                   | Ол              | 3,958                | 80,0  |                 | 277                            | РП                                | 0,083   | 7,65                 | 0,183 |                 |
| 518  | Алливалит                         | МП              | 0,125                | 11,42 | 0,112           | 277                            | МП                                | 0,045   | 4,15                 |       |                 |
| 528  |                                   | Ол              | 0,163                | 14,0  |                 | 296                            | Ол                                | 0,093   | 8,61                 |       |                 |
| 528  | Оливиновый долерит                | МП              | 0,177                | 15,10 | 0,165           | 1190                           | РП                                | 0,078   | 7,34                 | 0,03  |                 |
| 528  |                                   | Ол              | 0,216                | 16,95 |                 | 300                            | МП                                | 0,044   | 4,44                 |       |                 |
| <i>В. Глубинные включения</i>                      |                                   |                 |                      |       |                 | 300                            | »                                 | Ол      | 0,090                | 8,33  |                 |
| <i>Включения в базальтах</i>                       |                                   |                 |                      |       |                 | 1191                           |                                   | РП      | 0,066                | 6,31  | 0,298           |
| 255  | Оливин-пироксен-шпинелевая порода | РП              | 0,110                | 10,70 | —               | 281                            | »                                 | МП      | 0,057                | 5,71  |                 |
| 256  |                                   | Ол              | 0,102                | 9,25  |                 | 281                            |                                   | Ол      | 0,066                | 6,37  |                 |
| 1138   | То же                             | РП              | 0,068                | 6,39  | 0,50            | 298                            | »                                 | РП      | 0,049                | 4,76  | 0,260           |
| 1138   |                                   | МП              | 0,086                | 7,93  |                 | 298                            |                                   | Ол      | 0,051                | 4,97  |                 |
| 258  | »                                 | Ол              | 0,048                | 4,56  |                 | 282                            | »                                 | РП      | 0,051                | 4,97  | 0,234           |
| 1139   |                                   | РП              | 0,105                | 9,70  | 0               | 282                            |                                   | Ол      | 0,054                | 5,26  |                 |
| 1139   | »                                 | МП              | 0,091                | 8,78  |                 | 283                            | »                                 | РП      | 0,035                | 3,48  | 0,49            |
| 259  |                                   | Ол              | 0,105                | 9,51  |                 | 283                            |                                   | Ол      | 0,059                | 5,65  |                 |
| 1141   | »                                 | РП              | 0,100                | 9,90  | —               | 299                            | »                                 | РП      | 0,048                | 4,64  | 0,29            |
| 1141   |                                   | Ол              | 0,072                | 6,71  |                 | 299                            |                                   | Ол      | 0,058                | 5,54  |                 |
| 260  | »                                 | МП              | 0,104                | 9,43  |                 | 292                            | То же                             | РП      | 0,065                | 6,22  |                 |
| 1142   |                                   | Ол              | 0,104                | 9,43  |                 | 1208                           |                                   | Ол      | 0,069                | 6,40  |                 |
| 261  | »                                 | РП              | 0,100                | 9,44  | 0,27            | 292                            | То же                             | РП      | 0,058                | 5,64  | 0,246           |
| 262  |                                   | МП              | 0,067                | 6,61  |                 | 1147                           |                                   | Ол      | 0,080                | 7,80  |                 |
| 1143   | »                                 | Ол              | 0,097                | 8,82  |                 | 279                            | »                                 | РП      | 0,060                | 5,77  | 0,219           |
| 1143   |                                   | РП              | 0,098                | 9,10  | 0,17            | 1147                           |                                   | Ол      | 0,072                | 6,78  |                 |
| 263  | »                                 | Ол              | 0,093                | 8,70  | 0,12            | 279                            | »                                 | МП      | 0,040                | 3,96  |                 |
| 1144   |                                   | МП              | 0,063                | 5,90  |                 | 1147                           |                                   | Ол      | 0,075                | 7,10  |                 |
| 263  | »                                 | Ол <sub>1</sub> | 0,094                | 8,58  |                 | 279                            | »                                 | РП      | 0,077                | 7,32  | 0,248           |
| 1144   |                                   | Ол <sub>2</sub> | 0,098                | 8,96  |                 | 1147                           |                                   | МП      | 0,036                | 3,77  |                 |
| 263  | »                                 | РП              | 0,110                | 10,62 | 0               | 1147                           | Ол                                | 0,081   | 7,64                 |       |                 |
| 1144   |                                   | МП              | 0,090                | 8,22  |                 | 1147                           | Ол                                | 0,081   | 7,64                 |       |                 |
| 1144   | Ол                                | 0,103           | 9,35                 |       |                 |                                |                                   |         |                      |       |                 |

Таблица 9.8 (окончание)

| Анализ в приложениях      | Порода               | Минерал | $\frac{Fe^{2+}}{Mg}$ | $f$   | $K_{ск}$ | Анализ в приложениях          | Порода                    | Минерал | $\frac{Fe^{2+}}{Mg}$ | $f$   | $K_{ок}$ |
|---------------------------|----------------------|---------|----------------------|-------|----------|-------------------------------|---------------------------|---------|----------------------|-------|----------|
|                           |                      |         |                      |       |          |                               |                           |         |                      |       |          |
| Г. Метаморфические породы |                      |         |                      |       |          | Другие метаморфические породы |                           |         |                      |       |          |
| Гранатовые перидотиты     |                      |         |                      |       |          | Элизит                        |                           |         |                      |       |          |
| 297                       | Гранатовый перидотит | РП      | 0,092                | 8,66  | 0,118    | 253                           | Элизит                    | РП      | 4,69                 | 83,67 | 0,010    |
|                           |                      | Ол      | 0,109                | 9,83  |          |                               |                           | Ол      | 16,00                | 94,48 |          |
| 302                       | То же                | РП      | 0,094                | 8,70  | 0,23     | 186                           | Чернокиит                 | РП      | 4,61                 | 82,40 | 0,045    |
| 1198                      |                      | » »     | МП                   | 0,055 |          |                               |                           | 5,33    | Ол                   | 32,92 |          |
| 303                       | » »                  | РН      | 0,087                | 8,13  | 0,193    | 88                            | Оливиновый пироксенит     | РП      | 0,156                | 13,85 | 0,19     |
| 1199                      |                      | » »     | МП                   | 0,053 |          |                               |                           | 5,52    | 623                  | МП    |          |
| 301                       | » »                  | Ол      | 0,086                | 8,00  | 0,21     | 89                            | Оливиновый гранулит       | РП      | 0,266                | 21,55 | 0,100    |
| 1201                      |                      | » »     | МП                   | 0,064 |          |                               |                           | 6,23    | 624                  | Ол    |          |
| 1195                      | То же                | РП      | 0,078                | 7,29  | —        | 87                            | Ультраосновной гранулит   | РП      | 0,201                | 17,42 | 0,133    |
|                           |                      | Ол      | 0,072                | 6,82  |          |                               |                           | Ол      | 0,370                | 27,0  |          |
| 287                       | » »                  | МП      | 0,104                | 9,05  | 0,223    | 625                           | Ультраосновной гранулит   | РП      | 0,168                | 14,70 | 0,144    |
|                           |                      | Ос      | 0,151                | 13,34 |          |                               |                           | МП      | 0,079                | 7,09  |          |
| 286                       | » »                  | РП      | 0,053                | 5,15  | 0,24     | 106                           | Ультраосновной метаморфит | Ол      | 0,166                | 14,42 | 0        |
|                           |                      | Ол      | 0,050                | 4,86  |          |                               |                           | РП      | 0,175                | 15,19 |          |
| 288                       | » »                  | Ол      | 0,061                | 5,88  | 0,236    | 347Д                          | Магнезиальный склерн      | Ол      | 0,141                | 12,44 | 0        |
|                           |                      | РП      | 0,066                | 6,27  |          |                               |                           | РП      | 0,033                | 3,20  |          |
|                           |                      | Ол      | 0,061                | 5,93  |          |                               |                           | Ол      | 0,008                | 0,93  |          |

Состав оливина определен: \* рентгеноструктурным анализом,  
\*\* по оптическим свойствам.

ствах и практически не входят в оливин. В некоторых случаях, наоборот, оливин окислен сильнее, чем ортопироксен, например в анализах сосуществующих оливинов и ортопироксенов из гранатовых перидотитов (Mercy, O'Naga, 1965).

Поскольку другие  $R^{3+}$  (Al Cr) в оливин практически не входят, высказываются предположения, что  $Fe^{3+}$  в оливине представляет результат окисления, а первоначально все железо в оливине находилось в форме  $Fe^{2+}$ . Однако этот вопрос дискуссионен, в частности последующее окисление оливина должно привести к выделению магнетита и кварца, присутствие которых, например в образцах, проанализированных О'Хара и Мерси, не устанавливается.

В то же время в ортопироксене по крайней мере часть  $Fe^{3+}$  находится в структуре пироксена. Поэтому если принять, что все железо в оливине первоначально было в форме  $Fe^{2+}$ , то целесообразно для изучения распределения  $Fe^{2+}$  и Mg между оливинами и пироксенами брать для оливина все железо, а для пироксенов только  $Fe^{2+}$ .

Возможно также влияние прочих компонентов, из которых главную роль играют Ca и Al. Поскольку Al почти целиком концентрируется в ортопироксене и отсутствует в оливине, пары с глиноземистым ортопироксеном должны смещаться на рис. 66 выше линии  $K_D=1$ . Этим влиянием хотя бы частично могут быть объяснены смещения точек для базальтов Эйфеля и габбро-пироксенит-дунитовой формации. Наоборот, обогащение никелем и концентрация его преимущественно в оливине будет смещать точки книзу от линии  $K_D=1$  (см., например, точки гипербазитовой формации на рис. 66).

В результате следует сделать вывод, что для магматических пород и глубинных включений пара оливин-ортопироксен как возможный геотермометр или геобарометр интереса не представляет, так как соотношения Fe и Mg в них слишком сильно зависят от влияния третьих компонентов (в частности, окислительных условий) и ошибок анализов.

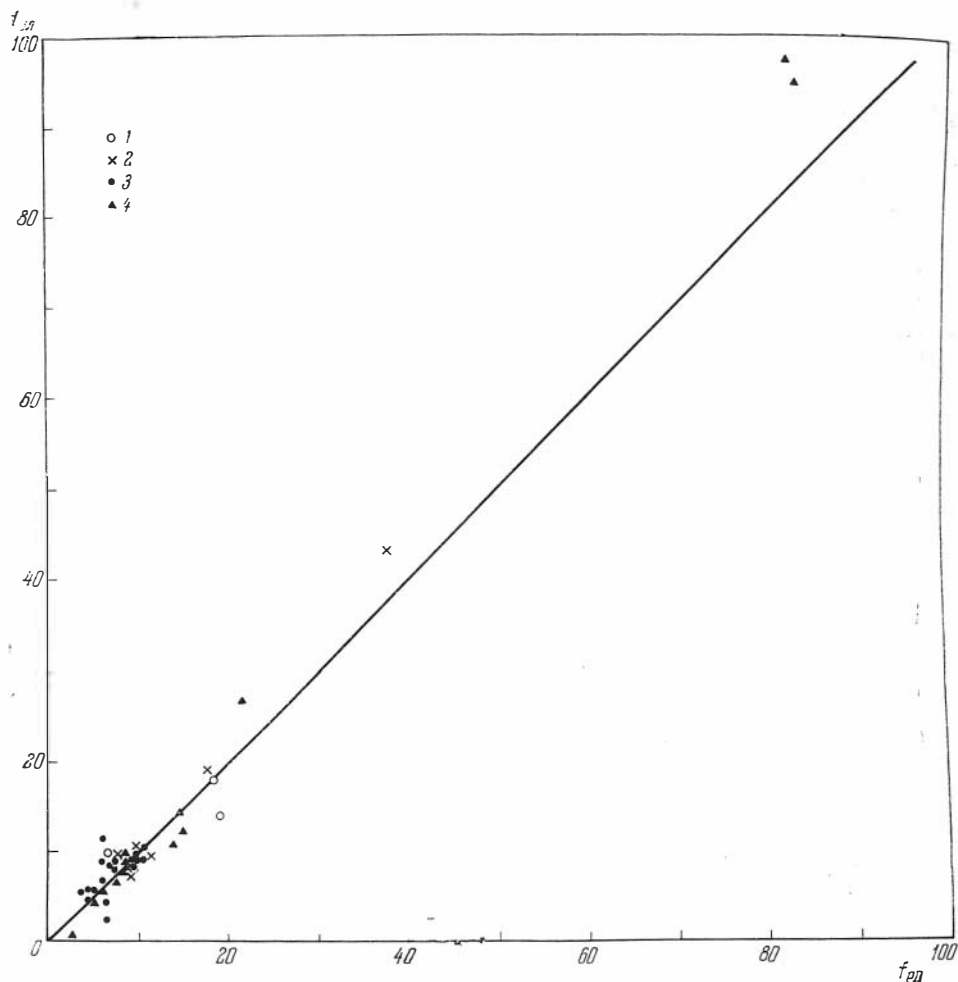


Рис. 68. Железистость сосуществующих оливинов и ортопироксенов в разных типах пород по данным химических анализов и оптических определений

Обозначения — см. рис. 66

Относительно метаморфических оливинов и пироксенов имеется слишком мало данных. Несомненно лишь, что в железистой области метаморфические оливины намного более железистые, чем ортопироксены. В магнезиальной области имеется лишь одна химически анализированная пара из магнезиальных скарнов (материалы И. А. Зотова) с обратным соотношением железистости. Линия, проходящая через эти точки, пересекает линию  $K_D=1$  при железистости около 40%. Она примерно совпадает с линией общей железистости, построенной на основании оптических определений А. А. Маракушевым (1965).

Суммарная кривая для общей железистости, включающая оптические определения общей железистости (рис. 68), сложнее для анализа. Однако и здесь вероятен не инверсионный характер зависимости, а разное положение точек для магнезиальной и железистой областей. Последнее может быть связано с изменением окислительного потенциала (наиболее низкого в равновесиях с фаялитом (Nafziger, Muan, 1967), а также с изменением характера парагенезисов (преимущественно кварцсодержащие парагенезисы в железистой и недосущенные  $\text{SiO}_2$  в

анализом состава, и с возможностью перестройки в железистых гиперстенах и отклонением их свойств от идеального раствора (см. предыдущий параграф). Во всяком случае для метаморфических пород необходимы дополнительные анализы сосуществующих оливинов ортопироксенов.

Для пары оливин — клинопироксен (рис. 67) справедливо почти то же, что сказано выше о паре оливин — ортопироксен. Главное отличие — меньший разброс точек и смещение облака точек на рис. 67 кверху от линии  $K_D=1$  (по сравнению с рис. 66) вследствие меньшей железистости клинопироксена и большего колебания в нем Al и других  $R^{3+}$ . Но здесь также не устанавливается ни инверсионный характер зависимости, ни существенное отклонение от параллельности линии  $K_D=1$ . Последнее, как и для пар с ортопироксеном, не подтверждает предположения зависимости  $K_D$  от железистости пар или о случаях необычных обменных реакций (см. § 33).

Точно так же большой разброс точек для пород одинаковых условий образования (для лав, траппов и т. д.) вследствие большого влияния дополнительных компонентов в клинопироксенах и ошибок определений  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  не позволяет использовать и эту пару оливин — клинопироксен в качестве геологического термометра или барометра.

### § 36. СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ И АМФИБОЛЫ

Среди сосуществующих пироксенов и амфиболов мы имеем несколько пар: ортопироксен-антофиллит (жедрит), ортопироксен-куммингтонит, ортопироксен-роговая обманка, клинопироксен-куммингтонит, клинопироксен-роговая обманка, клинопироксен-натриевый амфибол (лаукофан, рибекит, арфведсонит). Из них только третья, пятая и частично шестая пары распространены в изверженных горных породах, но проанализированы немногочисленные пары и нет уверенности в равновесии этих пар при широко распространенном вторичном замещении амфиболом пироксенов в изверженных породах.

Наибольшее число проанализированных пар имеется для сосуществующих роговой обманки — орто- и клинопироксенов. Они отмечены в Приложениях и относятся в основном к двупироксеновой фации, частично — к амфиболитовой и эклогитовой. На основании анализов сосуществующих минералов (за исключением пар, относящихся к эклогитовой фации) рассчитаны коэффициенты корреляции между содержаниями катионов в сосуществующих минералах, представленных в табл. 9.9—9.10. Соотношения железистости сосуществующих пироксенов и роговых обманок показаны также на рис. 69 и 70.

Эти данные иллюстрируют прежде всего достаточно хорошее приближение к равновесию в распределении катионов между указанными минералами. Для пары ортопироксен — роговая обманка это проявляется в положительных коэффициентах корреляции между одноименными ионами Si, Al ( $r_{Al_{сум}} = +0,37$ ),  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , Mn, Mg. Отсутствует связь только между второстепенными (для ортопироксенов) катионами T, Ca, Na. Характерны также высокие положительные связи  $Ti_{Pog}$  и  $Fe_{Pog}^{2+}$  с  $Si_{Pl}$  (и отсутствие обратных связей  $Pl$  и  $Fe_{Pl}^{2+}$  с  $Si_{Pog}$ ), положительная корреляция содержания  $F_{Pog}$  с  $Al_{Pl}$  и  $Fe_{Pl}^{3+}$ , отрицательная — для  $(OH)_{Pog}$  и  $Fe_{Pl}^{3+}$ . Если предположить, что в данной выборке содержание чермакита в ортопироксене зависит от температуры, то значит указанные связи — проявление влияния температуры, т. е. понижением температуры железистость роговой обманки увеличивается, а содержание F уменьшается, что подтверждается независимым анализом в амфиболах (Костюк, Соболев, 1965).

Коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов сосуществующих роговых обманок и ортопироксенов из метаморфических пород ( $n=28$ ;  $r_{0,05}=0,37$ ; подчеркнуты  $r \geq r_{0,05}$ )

| Компоненты, параметры | Роговая обманка (на 6 кислородов)            |                              |  |   |  |                            |   |                               |                               |                             |                               |                                 |             |
|-----------------------|--|------------------------------|--|---|--|----------------------------|---|-------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|---------------------------------|-------------|
|                       | Si<br>$\bar{x}=1605$<br>$S=42$               | Ti<br>$\bar{x}=52$<br>$S=20$ | Al <sub>сум</sub><br>$\bar{x}=501$<br>$S=88$ | Fe <sup>+</sup><br>$\bar{x}=90$<br>$S=42$ | Fe <sup>++</sup><br>$\bar{x}=410$<br>$S=160$ | Mn<br>$\bar{x}=5$<br>$S=2$ | Mg <sup>+</sup><br>$\bar{x}=630$<br>$S=198$ | Ca<br>$\bar{x}=463$<br>$S=42$ | Na<br>$\bar{x}=120$<br>$S=32$ | K<br>$\bar{x}=50$<br>$S=25$ | OH<br>$\bar{x}=365$<br>$S=85$ | F, Cl<br>$\bar{x}=32$<br>$S=55$ |             |
| Ортопироксен          | Si<br>$\bar{x}=1932$<br>$S=32$               | 0,30                         | <u>0,70</u>                                  | -0,18                                     | -0,07  | <u>0,72</u>                | 0,32  | <u>-0,64</u>                  | 0,25                          | -0,12                       | 0,19                          | -0,04                           | -0,25       |
|                       | Ti<br>$\bar{x}=10$<br>$S=9$                  | 0,15                         | 0,28   | 0,12                                      | 0,09   | 0,35                       | 0,28  | -0,35                         | -0,12                         | -0,03                       | 0,01                          | -0,29                           | -0,30       |
|                       | Al <sub>IV</sub><br>$\bar{x}=62$<br>$S=33$   | -0,46                        | <u>-0,63</u>                                 | 0,27                                      | 0,04   | <u>-0,71</u>               | -0,35                                       | 0,56                          | -0,09                         | 0,24                        | -0,06                         | 0,09                            | 0,35        |
|                       | Al <sub>VI</sub><br>$\bar{x}=36$<br>$S=35$   | -0,16                        | -0,07  | 0,02                                      | 0,10   | -0,35                      | -0,18                                       | 0,16                          | 0,32                          | <u>0,46</u>                 | 0,08                          | -0,16                           | 0,21        |
|                       | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=34$<br>$S=27$   | <u>-0,37</u>                 | <u>-0,37</u>                                 | 0,17                                      | 0,64   | <u>-0,44</u>               | -0,38                                       | 0,17                          | 0,18                          | -0,05                       | 0,44                          | -0,39                           | <u>0,46</u> |
|                       | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=789$<br>$S=287$ | -0,05                        | 0,50   | 0,12                                      | 0,19   | <u>0,77</u>                | 0,36  | <u>-0,72</u>                  | 0,02                          | -0,05                       | 0,30                          | -0,23                           | -0,04       |
|                       | Mn<br>$\bar{x}=18$<br>$S=11$                 | -0,14                        | 0,34   | 0,04                                      | 0,05   | <u>0,63</u>                | <u>0,46</u>                                 | <u>-0,51</u>                  | 0,05                          | 0,07                        | 0,13                          | -0,04                           | 0,05        |
|                       | Mg<br>$\bar{x}=1047$<br>$S=284$              | 0,11                         | <u>-0,54</u>                                 | -0,17                                     | <u>-0,37</u>                                 | <u>-0,76</u>               | <u>-0,37</u>                                | <u>0,80</u>                   | -0,14                         | -0,06                       | <u>-0,38</u>                  | 0,33                            | 0,02        |
|                       | Ca<br>$\bar{x}=60$<br>$S=67$                 | 0,15                         | 0,09   | -0,01                                     | 0,26   | 0,06                       | 0,17  | -0,17                         | -0,01                         | 0,08                        | -0,14                         | 0,05                            | -0,30       |
|                       | Na<br>$\bar{x}=6$<br>$S=6$                   | -0,36                        | 0,21   | 0,21                                      | 0,16   | 0,33                       | -0,05                                       | -0,32                         | -0,08                         | -0,10                       | 0,34                          | 0,06                            | 0,04        |
|                       | K<br>$\bar{x}=2$<br>$S=2$                    | -0,63                        | -0,05  | <u>0,58</u>                               | -0,01  | 0,01                       | -0,31                                       | -0,15                         | -0,05                         | -0,13                       | <u>0,48</u>                   | 0,03                            | 0,17        |

Таблица 9.10

Коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов сосуществующих роговых обманок и клинопироксенов из метаморфических пород ( $n=35$ ;  $r_{0,05}=0,33$ ; подчеркнуты  $r \geq r_{0,05}$ )

| Компоненты, параметры | Роговая обманка                              |                              |  |  |  |                            |                                |                               |                               |                             |                                |                                 |             |
|-----------------------|--|------------------------------|--|--|--|----------------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|--------------------------------|---------------------------------|-------------|
|                       | Si<br>$\bar{x}=1609$<br>$S=47$               | Ti<br>$\bar{x}=54$<br>$S=20$ | Al <sub>сум</sub><br>$\bar{x}=491$<br>$S=80$ | Fe <sup>+</sup><br>$\bar{x}=106$<br>$S=80$ | Fe <sup>++</sup><br>$\bar{x}=482$<br>$S=129$ | Mn<br>$\bar{x}=7$<br>$S=5$ | Mg<br>$\bar{x}=588$<br>$S=141$ | Ca<br>$\bar{x}=477$<br>$S=43$ | Na<br>$\bar{x}=122$<br>$S=25$ | K<br>$\bar{x}=53$<br>$S=26$ | OH<br>$\bar{x}=349$<br>$S=100$ | F, Cl<br>$\bar{x}=35$<br>$S=58$ |             |
| Клинопироксены        | Si<br>$\bar{x}=1913$<br>$S=61$               | 0,31                         | 0,27   | -0,28                                      | -0,01  | 0,25                       | 0,17                           | -0,20                         | 0,07                          | 0,01                        | -0,11                          | -0,10                           | -0,07       |
|                       | Ti<br>$\bar{x}=13$<br>$S=14$                 | 0,15                         | -0,02  | 0,11                                       | -0,23  | 0,23                       | -0,03                          | -0,17                         | -0,14                         | -0,15                       | -0,19                          | 0,14                            | -0,21       |
|                       | Al <sub>IV</sub><br>$\bar{x}=82$<br>$S=36$   | <u>-0,34</u>                 | -0,25  | <u>0,33</u>                                | -0,03  | -0,23                      | -0,18                          | 0,19                          | -0,13                         | -0,02                       | 0,08                           | 0,16                            | 0,02        |
|                       | Al <sub>VI</sub><br>$\bar{x}=59$<br>$S=42$   | <u>-0,36</u>                 | -0,06  | <u>0,34</u>                                | 0,01   | -0,17                      | -0,23                          | 0,01                          | 0,10                          | 0,12                        | 0,21                           | 0,10                            | 0,07        |
|                       | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=53$<br>$S=28$   | -0,26                        | -0,24  | -0,01                                      | <u>0,70</u>                                  | <u>-0,42</u>               | 0,01                           | 0,12                          | <u>0,52</u>                   | 0,19                        | <u>0,53</u>                    | <u>-0,60</u>                    | <u>0,52</u> |
|                       | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=367$<br>$S=175$ | 0,10                         | <u>0,41</u>                                  | 0,12                                       | -0,15  | <u>0,73</u>                | 0,22                           | <u>-0,66</u>                  | -0,21                         | -0,10                       | -0,07                          | 0,09                            | -0,26       |
|                       | Mn<br>$\bar{x}=12$<br>$S=8$                  | 0,14                         | -0,15  | -0,14                                      | 0,05   | 0,36                       | <u>0,91</u>                    | -0,29                         | 0,25                          | -0,03                       | 0,04                           | -0,22                           | 0,13        |
|                       | Mg<br>$\bar{x}=692$<br>$S=166$               | -0,08                        | 0,00   | -0,02                                      | -0,11  | <u>-0,58</u>               | <u>-0,39</u>                   | <u>-0,57</u>                  | -0,18                         | 0,03                        | 0,03                           | 0,16                            | 0,03        |
|                       | Ca<br>$\bar{x}=809$<br>$S=208$               | 0,13                         | -0,32  | -0,20                                      | 0,10   | -0,09                      | 0,16                           | 0,14                          | 0,20                          | 0,00                        | -0,12                          | -0,13                           | 0,12        |
|                       | Na<br>$\bar{x}=29$<br>$S=24$                 | -0,21                        | -0,14  | 0,22                                       | 0,09   | 0,01                       | -0,28                          | -0,06                         | 0,03                          | -0,10                       | 0,16                           | 0,00                            | 0,01        |
|                       | K<br>$\bar{x}=5$<br>$S=12$                   | -0,13                        | 0,02   | 0,11                                       | -0,02  | -0,03                      | -0,10                          | 0,01                          | -0,01                         | -0,17                       | 0,10                           | 0,14                            | -0,12       |

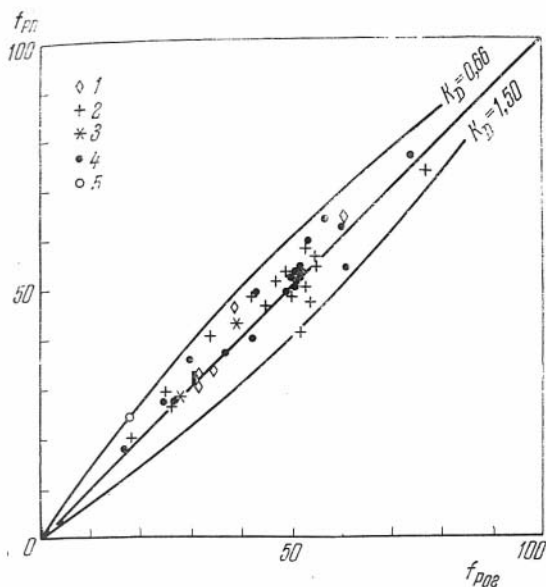


Рис. 69. Железистость сосуществующих ортопироксенов и роговых обманок из разных типов пород

1 — эффузивные породы, 2 — двупироксенгнейсовая фация, 3 — контактовые породы (Корноуэлл), 4 — низкотемпературная часть и сомнительные породы двупироксеновой фации, 5 — железистые породы (амфиболитовая фация)

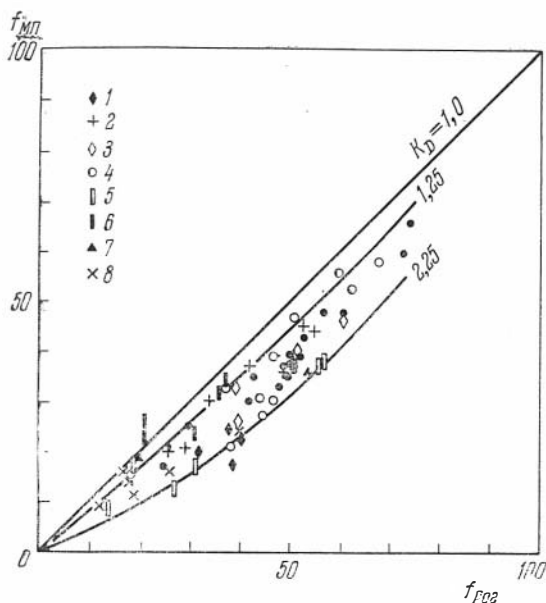


Рис. 70. Железистость сосуществующих клинопироксенов и роговых обманок из разных типов пород

1 — эффузивные породы, 2 — двупироксенгнейсовая фация, 3 — эклогитоподобные породы, 4 — амфиболитовая (биотит-силлиманитовая) фация, 5 — эклогиты, 6 — измененные и низкотемпературные эклогиты, 7 — эклогиты и амфиболиты с дистеном, 8 — прочие

Для пары клинопироксен=роговая обманка проявлены те же положительные связи между одноименными ионами Si, Al, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Mg. Однако связь между Ca и Na отсутствует, несмотря на их достаточно высокие содержания и в клинопироксене, и в роговой обманке. Этот вопрос специально обсужден ниже. В отличие от пары с ортопироксеном Ti и Fe<sup>2+</sup> в роговой обманке практически не коррелируются Si или R<sup>3+</sup> (кроме отрицательной связи Fe<sup>2+</sup><sub>рог</sub>—Fe<sup>3</sup><sub>мп</sub>) в клинопироксене. Лишь Fe<sup>3+</sup> в клинопироксенах аналогично ортопироксенам обнаруживает положительную корреляцию с содержанием Ca<sub>рог</sub> и (F/Cl)<sub>рог</sub> и отрицательную с содержанием OH в роговой обманке. Эти связи Fe<sup>3+</sup> свидетельствуют о том, что по крайней мере большая часть Fe<sup>3+</sup> в орто- и клинопироксенах — не результат ошибок химических ана-



ны отличия от ортопироксенов дать сейчас трудно. Возможно, связи Са, ОН в роговой обманке и  $Fe^{3+}$  в клинопироксенах обусловлены большим количеством анализов из карбонатных и известково-силикатных пород, где кальциевость и содержание F в роговой обманке и  $K_{ок}$  в клинопироксенах выше, чем в других ассоциациях. Вероятно, эти же пары из карбонатных и известково-силикатных пород, отсутствующие в выборке ортопироксен — роговая обманка, объясняют различие связей орто- и клинопироксенов с роговой обманкой.

Рассмотрим подробнее соотношение железистостей (т. е. распределение  $Fe^{2+}$  и Mg) пироксенов и роговых обманок, а также кальциевость клинопироксена и роговых обманок. Как уже отмечалось, содержание  $Fe^{2+}$  и Mg в роговых обманках и пироксенах хорошо коррелируются (лучше для  $Fe^{2+}$ ). На рис. 69 и из табл. 9.8 видно, что железистость ортопироксена и роговой обманки примерно одинаковы, а у клинопироксена в среднем меньше, чем у роговой обманки. На рис. 69 для пары ортопироксен — роговая обманка точки расположены симметрично относительно линии  $K_D=1$  и никаких инверсионных точек не получится. Не видна также явная зависимость от температуры, хотя линии, соединяющие точки разных метаморфических комплексов, например, для серии Мадраса и юга Алданского щита, могут заметно отличаться.

Для пары клинопироксен — роговая обманка (рис. 70) можно наметить две линии: одна, расположенная дальше от линии  $K_D=1$ , соответствует вулканическим породам и некоторым эклогитовым и эклогитоподобным породам ( $K_D$  около 2,25), другая — основным сланцам биотит-силлиманитовой фации ( $K_D \approx 1,25$ ) и измененным (низкотемпературным) эклогитам. Большая часть точек двупироксеновой фации расположена между этими линиями. Лишь четыре точки приближаются к линии  $K_D=1,25$ . Наоборот, четыре точки низкотемпературных пар с амфиболом, обогащенным куммингтонитом, приближаются к линии  $K_D=2,25$ . Но обусловлены ли все эти различия разницей в температуре или изменением состава ассоциирующих клинопироксенов и амфиболов в отношении  $Fe^{3+}$ , Na и Са не ясно.

На диаграмму рис. 70 не нанесены также точки для натровых амфиболов (глаукофан, рибекит, арфведсонит). У натровых амфиболов общая железистость меньше, чем у сосуществующих натровых клинопироксенов (обратные соотношения по сравнению с роговыми обманками). Однако натровые амфиболы относятся к другим минеральным видам, и, кроме того, общая железистость в этих парах определяется в основном содержанием  $Fe^{3+}$ , которое сильно зависит от потенциала натрия и окислительных условий.

Железистость сосуществующих клинопироксенов и роговых обманок рассматривали также Онуки (Онуки, 1966) и Л. Л. Перчук (1967 г.), но пришли к различным выводам.

Онуки использовал 8 пар из изверженных и 15 пар из метаморфических пород. Он пришел к выводу, что распределение Mg и  $Fe^{2+}$  между клинопироксенами и роговыми обманками близко к идеальному, причем величина

$$K_D = \frac{(Fe^{2+}/Mg)^{Poz}}{(Fe^{2+}/Mg)^{МП}} = \frac{f_{Poz}(1 - f_{МП})}{(1 - f_{Poz}) \cdot f_{МП}}$$

различается для изверженных и метаморфических пород (для первых она равна 1,5—2,0, для вторых 1,7—1,2) и уменьшается от 1,6—1,7 для двупироксеновой (гранулитовой) до 1,2 для амфиболитовой фации. На этом основании он оценил зависимость  $K_D$  от температуры и предложил использовать пару клинопироксен — роговая обманка, как геоло-

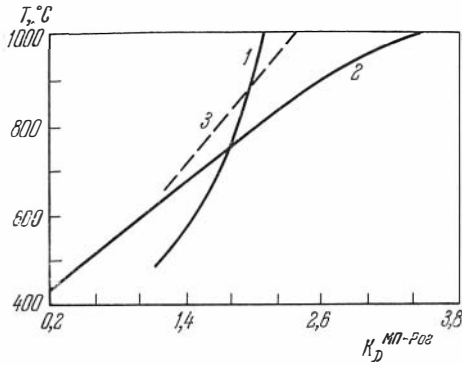


Рис. 71. Зависимость коэффициента распределения  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  между сосуществующими клинопироксенами и роговой обманкой ( $K_D^{МП-Рог}$ ) от температуры по разным авторам

1 — Онуки (1966), 2 — Л. Перчук (1968), 3 — возможный вариант по данным рис. 70

гический термометр. Наши оценки величины  $K_D$  согласуются с выводами Онуки, хотя однозначная температурная интерпретация этих цифр нуждается в уточнении и экспериментальной проверке, тем более что Онуки использовал мало данных (например, для амфиболитовой фации всего две пары).

Л. Л. Перчук (1967 г.) также предложил использовать пару клинопироксен — амфибол в качестве геологического термометра. Однако у него получилось распределение  $Mg$  и  $Fe$ , значительно отклоняющееся от идеального, со сложной формой изотерм распределения. Эти изотермы пересекают линию  $K_D=1$ , давая ложные экстремумы при высоких температурах в области магнизальных составов, и при низких температурах — в области железистых составов. В целом по Л. Л. Перчуку получилось, что при высоких температурах амфибол более железист, чем клинопироксен, а при низких температурах — наоборот.

Однако Л. Л. Перчук объединил на диаграмме обычные роговые обманки и натровые амфиболы, ассоциирующиеся с натровыми пироксенами, т. е. по существу разные пары минералов. Для них, как мы отметили выше, зависимости железистостей совершенно различные. Во всяком случае клинопироксен-амфиболовый термометр Л. Л. Перчука нуждается в дальнейшей проверке.

Для иллюстрации неопределенности в определении температуры по распределению  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  между клинопироксенами и амфиболами на рис. 71 сопоставлены зависимости  $K_D$  от температуры по данным Онуки, по Л. Л. Перчуку (для железистости амфибола 50%, так как распределение у него не идеальное) и возможный вариант по нашим данным. Как видим, неопределенность слишком велика, чтобы этой зависимостью можно было пользоваться. К тому же, как мы уже отметили, не доказано, что изменение  $K_D$  связано с изменением температуры, а не с изменением составов амфибола и клинопироксенов, которое лишь в какой-то мере коррелируется с температурой.

Л. Л. Перчук (1967 г.) предложил использовать также распределение  $Ca$  между сосуществующими клинопироксенами и амфиболами в качестве геологического термометра. Распределение  $Ca$  у него получилось также не идеальное, с ложными экстремумами, как и для  $Mg-Fe^{2+}$ , с довольно большим интервалом колебания величины

$$K_D = \frac{C_{МП} (1 - C_{Амф})}{(1 - C_{МП}) C_{Амф}},$$

где

$$C_{МП} = \left( \frac{Ca}{Ca+Na+K} \right)_{МП}, \quad C_{Амф} = \left( \frac{Ca}{Ca+Na+K} \right)_{Амф},$$

что позволяло Л. Л. Перчуку надеяться на удовлетворительную точность определения температуры.

Однако данные табл. 9.10 для сосуществующих клинопироксенов и роговых обманок не согласуются с диаграммой Л. Л. Перчука. Так, соотношения средних кальциевоностей роговой обманки и клинопироксена из табл. 9.10 соответствует на диаграмме Л. Л. Перчука температуре свыше  $1000^{\circ}$ , тогда как в действительности эти данные соответствуют в среднем интервалу  $700\text{--}800^{\circ}$ . В этом интервале должна наблюдаться, согласно диаграмме Л. Л. Перчука, хорошая корреляция Са и Na в клинопироксене и роговой обманке, однако в табл. 9.10, как уже подчеркивалось, она отсутствует. В этом нет ничего удивительного. Коэффициент распределения Са зависит не только от температуры, но и от потенциала К, Na, кислорода, независимое изменение которых может сильнее сказываться на изменении кальциевоности этих минералов, чем температура. Картина еще более усложняется из-за возможности дефектного изоморфизма в амфиболах (например,  $2K^{+} \rightarrow Ca^{2+}$ ) и соответствующих сложных обменных реакций при  $n \neq 1$ .

Как следует из теоретического рассмотрения (см. § 33), можно ожидать, что пары с амфиболами (и слюдами?) вообще окажутся неподходящими объектами для геологической термометрии из-за сложности их состава, дефектного изоморфизма и заметного отклонения от идеальности растворов, в результате чего все другие факторы, в частности состав среды, оказывают на  $K_D$  влияние больше, чем температура. Фактически это отмечает Л. Л. Перчук, который подчеркивает, что все его выводы справедливы лишь для некоторых средних составов роговых обманок, хотя сам он при своих построениях использует составы натровых амфиболов (например, глаукофанов), вообще отделенных разрывом смешности от кальциевых амфиболов.

### § 37. СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ И ГРАНАТЫ

Здесь известны три различные пары, относящиеся почти исключительно к метаморфическим породам: пиральспитовый гранат — ортопироксен, пиральспитовый гранат — клинопироксен и кальциевый гранат — клинопироксен.

Первая пара (ортопироксен с гранатом) наиболее характерна для пород двупироксеновой фации, где встречается в довольно широком интервале составов (см. § 22), обычна в ультраосновных породах эколгитовой фации (см. § 24 и 28) и иногда отмечается в некоторых андезитах и ксенолитах в них (альмандин с гиперстеном), но проанализированные пары из лав нам не известны. Клинопироксены с пиральспитовым гранатом широко распространены в различных эколгитах и родственных породах (§ 24 и 28), а также для относительно железистых составов — в эколгитоподобных породах и железистых кварцитах двупироксеновой и амфиболитовой фации (§ 22 и 23). Кальциевый гранат с клинопироксеном — характерный парагенезис скарнов и скарноподобных пород. Все эти пары довольно подробно разобраны в монографии Н. В. Соболева (1964а), поэтому мы ограничимся лишь краткой характеристикой их и некоторыми добавлениями.

Железистость сосуществующих ортопироксенов и гранатов показана на рис. 72, который в общем аналогичен соответствующей диаграмме Н. В. Соболева (1964а) и лишь дополнен некоторыми новыми анализами. Анализами охарактеризован почти весь интервал железистости этих сосуществующих минералов. Максимальное превышение железистости граната над железистостью ортопироксена  $25\text{--}30\%$ . Намечается некоторое различие для кривых распределения железистости

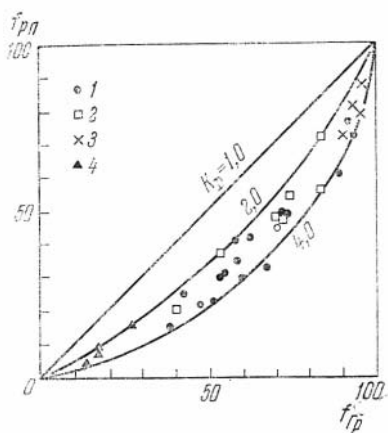


Рис. 72. Железистость сосуществующих ортопироксенов и гранатов из разных типов пород  
1 — дупироксеновая фация (гнейсы и чарнокиты), 2 — эклогитоподобные породы, 3 — эвлизиты, 4 — гранатовые перидотиты

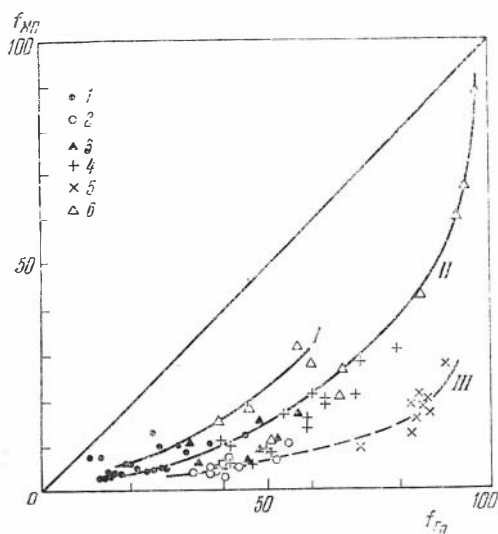


Рис. 73. Железистость сосуществующих клинопироксенов и пироп-альмандиновых гранатов из разных типов пород

1 — гранатовые перидотиты, 2 — гросипидиты, 3 — алмазные эклогиты, 4 — эклогиты в гнейсах, 5 — низкотемпературные эклогиты, 6 — эклогитоподобные железистые породы; I—III — см. объяснения в тексте

граната и ортопироксена в дупироксеновой фации и эклогитовой фации (в последней кривая расположена ниже, но интервал железистости здесь невелик и различие меньше, чем для клинопироксенов, поэтому определенное заключение сделать трудно).

Специально обсуждался вопрос о содержании глинозема в ортопироксене, сосуществующем с гранатом (Boyd, England, 1960, 1965; В. С. Соболев, 1963; Н. В. Соболев, 1964б). Составы сосуществующих минералов примерно укладываются здесь в сопряженные бинарные системы энстатит — пирон и ферросилит — алмадин. Поэтому можно считать, что содержание алюминия в ортопироксене, находящемся в равновесии с гранатом, предельное при данных условиях независимо от наличия других минералов. Это содержание, как было показано в главе 8, существенно зависит от  $T$ ,  $P$  и железистости. При данной железистости и данной температуре с ростом давления содержание Al сначала будет возрастать, а затем убывать. Поэтому максимальные содержания Al в ортопироксене, ассоциирующем с гранатом, устанавливаются в дупироксеновой фации (для железистости ортопироксена 30% и температуры 800—900°; см. рис. 47 и 55).

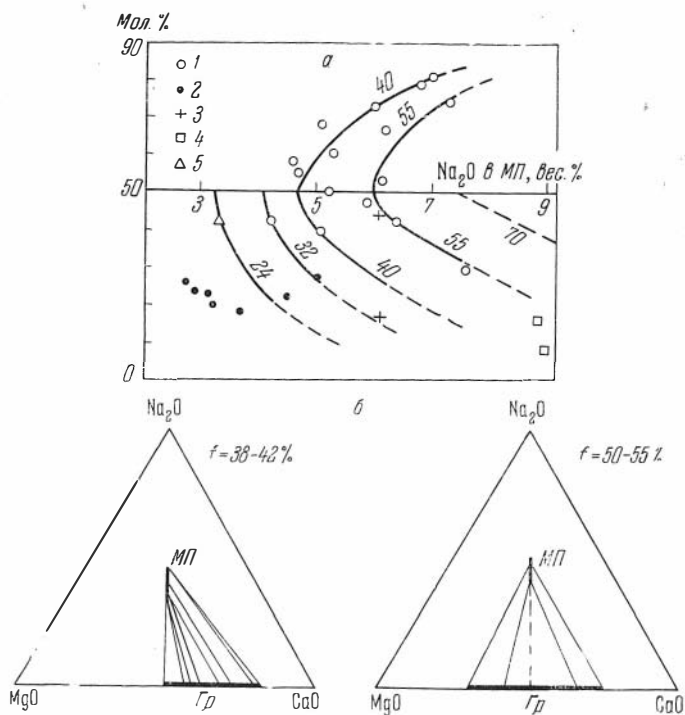


Рис. 74. Соотношение кальция в гранате и натрия в клинопироксенах (Sobolev a. o., 1968)

*a* — на прямоугольной диаграмме (1 — гросспидиты, 2 — дистеновые эклогиты, 3 — алмазоносные эклогиты, 4 — включения в щелочных диатремах Аризоны, 5 — корундовые эклогиты); по оси ординат — содержание гроссуляра в гранате; числа у кривых *f*, в % *b* — то же, в виде коннод сосуществующих пироксенов и гранатов в гросспидитах для двух разных значений железистости

Дополнительные осложнения вызывает наличие  $Fe^{3+}$  и Ca, концентрация которых разная в гранатах и ортопироксенах. Система перестает быть бинарной, поэтому в недосыщенных парагенезисах (со шпинелью или сапфирином) и в парагенезисах с кварцем (пересыщенные  $SiO_2$ ) при прочих равных условиях в паре ортопироксен — гранат содержание  $Al_2O_3$  в ортопироксене разное. Из рис. 72 видно, что намечаются как бы две зависимости — для кварцсодержащих и прочих парагенезисов с гранатом.

Для железистости сосуществующих клинопироксенов и пиральспитовых гранатов характерен большой разброс точек (рис. 73), но в этом разбросе обнаруживается несомненная тенденция возрастания  $K_D$  с уменьшением давления и ростом температуры. На рис. 73 намечены разные средние кривые распределения:

*I* — из эклогитоподобных пород амфиболитовой фации и некоторых гранатовых перидотитов ( $K_D=2,0$ ).

*II* — из высокотемпературных эклогитов и гранатовых перидотитов ( $K_D=4,5$ ).

*III* — из низкотемпературных эклогитов, гранат-глаукофановых пород и гросспидитов (ср.  $K_D=8,0$ ).

Дополнительное влияние оказывают Ca и Na, поэтому кривая для гросспидитов, где гранат наиболее богат кальцием, а пироксен — жадеитовой составляющей, и отдельные точки для парагенезиса жадеитового пироксена и граната больше всего отклоняются от линии постоянного  $K_D$ .

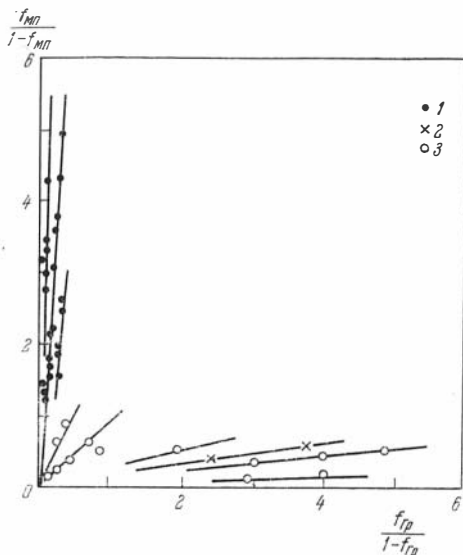


Рис. 75. Соотношение общей железистости гроссуляр-андрадита и клинопироксена из скарнов (по В. А. Жарикову, 1966)

1 — редкометалльные (шеелитовые), скарны, 2 — скарны Алтын-Топкана, 3 — железорудные и другие типы скарнов (линии соответствуют составам минеральных пар одного месторождения)

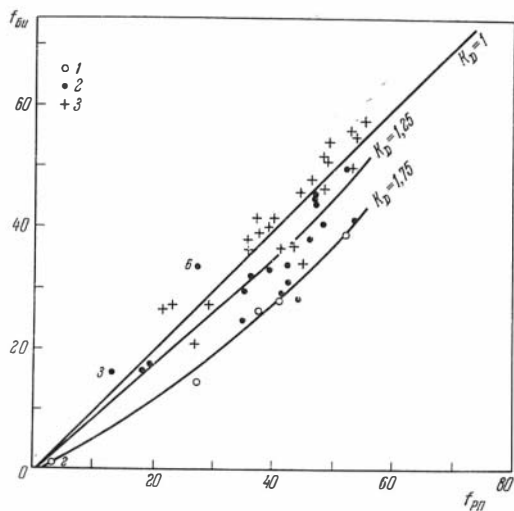


Рис. 76. Соотношение железистости сосуществующих ортопироксенов и биотитов из метаморфических пород

1 — частная железистость высокотемпературных пар; 2 — то же, для более низкотемпературных пар; 3 — общая железистость (см. в тексте)

Парагенезисы гросспидитов и корундовых эклогитов (гранат—пироксен—дистен—корунд) — предельные: при данных  $T$ ,  $P$  и постоянной железистости эта ассоциация моновариантна (четыре фазы, пять компонентов), поэтому между содержанием  $\text{Na}$  в клинопироксене и  $\text{Ca}$  в гранате обнаруживается вполне определенная зависимость. Этот вопрос в последнее время подробно рассмотрел Н. В. Соболев (Sobolev a. o., 1968), по данным которого соответствующие зависимости показаны на рис. 74. Слева показана диаграмма в прямоугольных координатах: содержание  $\text{Ca}$  в гранате —  $\text{Na}$  в клинопироксене, справа — конноды составов сосуществующих пироксена и граната в треугольнике  $\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{CaO}$ — $\text{MgO}$  для разных железистостей.

На основании этих диаграмм Н. В. Соболев делает вывод, что непрерывный ряд пироп—гроссуляр в гросспидитах (при высоком давлении) при повышении потенциала  $\text{Na}$  (при повышении содержания  $\text{Na}$  в клинопироксене) становится невозможным и с клинопироксеном, богатым  $\text{Na}$ , ассоциирует либо богатый  $\text{Ca}$ , либо бедный  $\text{Ca}$  гранат. Ана-

логичный вопрос о соотношении кальциевости (натровости) клинопироксена, сосуществующего с гранатом, разбирался Л. Л. Перчуком (1967в, г). Из его диаграммы видно, что кальциевость клинопироксена в ассоциации с гранатом уменьшается с ростом давления, понижением температуры, а при постоянных  $P$  и  $T$  — с переходом от кварцсодержащих к бескальциевым парагенезисам.

Однако диаграмма Л. Л. Перчука — слишком упрощенная модель, так как не учитывает влияние железистости (см. рис. 73) и особенно  $Fe^{3+}$  и  $K_{ок.}$ . Ясно, что, например, клинопироксен с андрадитом устойчив и в поле, где ассоциация клинопироксена и граната без  $Fe^{3+}$  на диаграмме Л. Л. Перчука невозможна. Точно так же с возрастанием  $P_{O_2}$  клинопироксен может обогащаться эгирином и т. д. Другими словами, с учетом прочих компонентов парагенезис  $МП$  + гранат или  $МП$  + гранат + кварц имеют еще много степеней свободы, и минералы их могут менять независимо свой состав, в частности в отношении кальциевости при постоянных  $P$  и  $T$ .

Парагенезис кальциевый гранат — клинопироксен разбирали многие исследователи скарнов. Было подмечено, что в одних месторождениях, например в некоторых полиметаллических и шеелитоносных, очень железистый пироксен типа мангангеденбергита, ассоциируется с мало-железистым гроссуляровым гранатом, в других месторождениях, особенно железорудных, железистый гранат типа андрадита, ассоциируется с магнезиальным пироксеном — салитом и даже диопсидом. Недавно этот вопрос специально рассмотрел В. А. Жариков (1966), по данным которого мы воспроизводим рис. 75. На рисунке видно, что для каждого типа месторождений характерна своя зависимость железистости граната (содержания андрадита) и железистости пироксена. В. А. Жариков объясняет это влиянием кислотности (рН) и окислительного потенциала ( $P_{O_2}$ ), но склонен отдавать предпочтение первому фактору. В § 26 мы объясняли различие составов пироксенов в скарнах влиянием  $P_{O_2}$ , но поскольку в глубинных условиях  $P_{O_2}$  и рН обычно взаимно связаны, то все равно, какой параметр считать независимым.

### § 38. СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ И БИОТИТ

Наибольшее число данных касается распределения элементов в сосуществующих гиперстенах и биотитах, преимущественно в породах двупироксеновой фации, где эта пара распространена. В нашем распоряжении находится 21 проанализированная пара (табл. 9.11) и несколько пар, где проанализирован биотит, а железистость гиперстена определена по оптическим данным. Другие данные, касающиеся лишь оптических свойств биотитов, мы не использовали, так как по оптическим свойствам определяется лишь общая железистость и с большими ошибками. Для проанализированных пар вычислены два варианта матрицы коэффициентов корреляции между катионами (табл. 9.12 и 9.13) — один для 21-й пары (табл. 9.13) и для 13-ти пар без сильно глиноземистых пар (из работы Savolathi, 1966 и данных Лутца). Последние отличаются также очень высокими и, по-видимому ошибочными значениями  $Fe_2O_3$ . Отличия между этими двумя вариантами касаются главным образом корреляций  $Fe^{3+}$  и К, что подтверждает плохое качество (в отношении  $Fe^{3+}$  и К) добавочных анализов в полной выборке. По всем данным составлена также диаграмма (рис. 76), показывающая железистость сосуществующих гиперстенов и биотитов.

Обращает внимание большой разброс точек на диаграмме, хотя частная железистость  $f^1$  гиперстена во всех достоверных случаях выше железистости биотита. Это противоречит заключению А. А. Маракуше-

Таблица 9.11

Коэффициенты железистости сосуществующих гиперстенов и биотитов  
(химически анализированные пары)

| № в приложении 1 | Гиперстен |      | Биотит |      | Автор                          | № в приложении 1 | Гиперстен |      | Биотит |      | Автор                  |
|------------------|-----------|------|--------|------|--------------------------------|------------------|-----------|------|--------|------|------------------------|
|                  | f         | f'   | f      | f'   |                                |                  | f'        | f    | f      | f'   |                        |
| 192              | 37,2      | 36,3 | 41,4   | 32,3 | Маракушев, 1964, № 9—999       | 222              | 41,3      | 41,1 | 36,6   | 29,5 | Кориковский, 1967      |
| 189              | 35,7      | 35,1 | 36,1   | 25,1 | Бондаренко, 1964, № 87         | 212              | 22,5      | 19,5 | 26,5   | 17,6 | Barker, 1964           |
|                  |           |      |        |      |                                | 217              | 26,8      | 26,8 | 20,8   | 14,7 | Henderson, 1931        |
|                  |           |      |        |      |                                | 343              | 45,2      | 41,9 | 34,1   | 30,9 | Savolathi, 1966        |
| 188              | 52,6      | 52,0 | 56,3   | 49,9 | Бондаренко, 1964, № 547        | 214              | 29,0      | 18,0 | 27,4   | 16,7 | Лутц, Колтанева, 1968  |
| 219              | 41,3      | 40,9 | 37,1   | 28,5 | Бондаренко, 1964, № 566а       | —                | 44,7      | 44,0 | 47,8   | 43,9 | Groves, 1935           |
| 206              | 48,5      | 46,8 | 55,2   | 44,8 | Кицул, 1966, № 228/8           | 205              | 55,3      | 53,8 | 52,5   | 41,7 | Костюк, 1955, № 8/4    |
| 123              | 52,8      | 52,3 | 50,0   | 39,5 | Хмарук, Шербаков, 1965, № 3—69 | 215              | 39,2      | 27,0 | 40,4   | 34,0 | Материалы Б. Г. Лутца  |
| 176              | 37,6      | 37,4 | 39,3   | 26,7 | Хмарук, Шербаков, 1965, № 155  | 216              | 22,9      | 12,8 | 27,0   | 16,3 | Материалы Б. Г. Лутца  |
| 181              | 39,7      | 39,2 | 41,6   | 33,7 | Howie, 1955, № 2270            | 347              | 3,2       | 3,2  | 2,4    | 1,3  | Материалы И. А. Зотова |
| 337              | 46,0      | 45,7 | 45,7   | 38,7 | Никитина и др., 1967           | 130              | 35,6      | 34,9 | 37,7   | 30,0 | Никитина, 1954         |
| 336              | 48,0      | 47,4 | 46,3   | 40,9 | Никитина и др., 1967           |                  |           |      |        |      |                        |
| 344              | 48,6      | 47,7 | 54,4   | 45,9 | Ваппо, 1964                    |                  |           |      |        |      |                        |
| 343              | 47,9      | 47,3 | 51,6   | 44,2 | Ваппо, 1964                    | 201              | 77,3      | 76,8 | 76,8   | 72,4 | Larsen, Draksin, 1948  |
| 207              | 48,5      | 44,0 | 50,4   | 28,5 | Howie, 1963 (Naidu, 1954)      |                  |           |      |        |      |                        |

Таблица 9.12

Коэффициенты корреляции между содержаниями катионов в сосуществующих биотитах и гиперстенах (неполная выборка:  $n=13$ ;  $r_{0,05}=0,55$ ; подчеркнуты  $r \geq r_{0,05}$ )

| Компоненты |                  | Биотит       |                   |             |                  |                  |             |             |             |             |              |
|------------|------------------|--------------|-------------------|-------------|------------------|------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|--------------|
|            |                  | Si           | Al <sub>сум</sub> | Ti          | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mn          | Mg          | Ca          | Na          | K            |
| Гиперстен  | Si               | -0,41        | 0,16              | -0,22       | 0,28             | 0,38             | 0,06        | -0,08       | -0,22       | -0,20       | 0,31         |
|            | Al <sub>IV</sub> | 0,44         | -0,11             | -0,08       | -0,18            | -0,27            | 0,01        | 0,17        | -0,03       | -0,01       | -0,08        |
|            | Al <sub>VI</sub> | 0,41         | 0,07              | -0,33       | -0,06            | -0,14            | 0,09        | 0,18        | -0,26       | -0,39       | 0,18         |
|            | Ti               | -0,21        | -0,01             | <u>0,91</u> | -0,43            | -0,23            | -0,32       | -0,37       | <u>0,86</u> | <u>0,80</u> | <u>-0,73</u> |
|            | Fe <sup>3+</sup> | 0,05         | -0,14             | <u>0,87</u> | -0,35            | -0,16            | -0,17       | -0,44       | <u>0,82</u> | <u>0,66</u> | <u>-0,70</u> |
|            | Fe <sup>2+</sup> | -0,45        | 0,05              | 0,15        | 0,34             | <u>0,79</u>      | -0,08       | -0,71       | 0,21        | 0,05        | 0,10         |
|            | Mn               | 0,30         | <u>-0,56</u>      | 0,06        | 0,43             | 0,23             | <u>0,57</u> | -0,09       | -0,06       | 0,20        | 0,07         |
|            | Mg+              | 0,28         | -0,06             | -0,29       | -0,28            | <u>-0,80</u>     | 0,03        | <u>0,95</u> | -0,37       | -0,11       | 0,24         |
|            | Ca               | <u>0,61</u>  | -0,38             | -0,13       | 0,28             | 0,29             | <u>0,84</u> | -0,06       | -0,26       | -0,11       | 0,36         |
|            | Na               | <u>-0,66</u> | 0,47              | 0,08        | 0,36             | -0,04            | -0,41       | -0,39       | 0,22        | 0,13        | -0,52        |
|            | K                | -0,05        | 0,46              | -0,32       | 0,07             | -0,31            | -0,06       | 0,15        | -0,11       | 0,24        | -0,01        |
| Биотит     | $\bar{x}$        | 1376         | 695,5             | 135         | 69               | 361,5            | 1           | 818         | 19,5        | 39,5        | 411,5        |
|            | S                | 56,5         | 98,5              | 87,5        | 44,5             | 113              | 1           | 143         | 15,5        | 19          | 35           |
| Гиперстен  | $\bar{x}$        | 1918         | 76; 53            | 9           | 35               | 726              | 12          | 1156        | 20          | 9           | 6            |
|            | S                | 47           | 47; 53            | 12          | 42               | 173              | 8           | 161         | 13          | 9           | 10           |

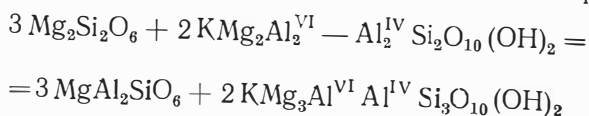
Средние значения:  $\bar{f}_{Би} = 31,6$ ,  $\bar{f}_{Гип} = 40$ ,  $\bar{f}'_{Би} = 30,6$ ,  $\bar{f}'_{Гип} = 39$ .

ва (1965) о наличии ложного экстремума для пары гиперстен-биотит, которое было основано лишь на одном сомнительном анализе и нескольких точках по оптическим определениям, точность которых, как мы отмечали, невелика. Общая железистость биотита и гиперстена отличается гораздо меньше и в среднем примерно равна (табл. 9.11).

Большой разброс точек на диаграмме для всех пар, сосуществующих с биотитом, как и для пар с амфиболом, объясняется, вероятнее



всего, тем, что в биотите широко распространены дефектные замещения, вызывающие сложные обменные реакции (например,  $3\text{Mg}=\text{Al}$ ). Соответственно распределение  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mg}$  между биотитом и другими минералами регулируется более сложными законами, т. е. соответствует случаю  $n \neq 1$ , и, кроме того, зависит от упорядоченности расположения катионов в биотите и гиперстене. В обменной реакции типа



$n=3/2$ , т. е. не равен единице (см. § 33). Однако при высоких температурах вероятность дефектных замещений в биотитах уменьшается (вследствие чего и возрастает  $\text{Si}$ , уменьшается  $\text{Al}$ ), и распределение приближается к распределению в идеальных растворах. Тогда разброс точек уменьшается, а  $K_D$  приближается к единице. Эта тенденция видна из рис. 76.

На рис. 76 можно наметить также зависимость коэффициента распределения  $\text{Fe}$  и  $\text{Mg}$  между биотитом и гиперстеном от температуры. Точки из более низкотемпературных пород расположены на рис. 76 правее всего, т. е. гиперстен здесь наиболее обогащен  $\text{Fe}^{2+}$  по сравнению с биотитом. К этим низкотемпературным парам можно отнести точки 15 — в равновесии с антофиллитом, 12 и 13 из Приазовья, для которых по паре ортопироксен—клинопироксен получились относительно низкие температуры, и некоторые другие. Через эти точки проведена линия с  $K_D = \frac{(\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{ПП}}}{(\text{Fe}/\text{Mg})^{\text{Бу}}} = 1,75$ , усредняющая одну группу точек. Другая группа точек обособляется около линии  $K_D=1,25$  и соответствует в основном высокотемпературным образованиям дупироксеновой фации. Точки 3 и 6, в которых биотит оказывается богаче  $\text{Fe}^{2+}$ ,

Таблица 9.13

Коэффициенты корреляции между содержаниями компонентов в сосуществующих биотитах и гиперстенах ( $n=21$ ,  $r_{0,05}=0,43$ ; подчеркнуты  $r > r_{0,05}$ )

| Компоненты | Биотит           |                   |        |                  |                  |       |       |       |       |       |       |       |
|------------|------------------|-------------------|--------|------------------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|            | Si               | Al <sub>сум</sub> | Ti     | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mn    | Mg    | Ca    | Na    | K     | ОН    |       |
| Гиперстен  | Si               | -0,36             | -0,29  | -0,05            | 0,03             | 0,39  | 0,32  | -0,20 | -0,12 | -0,12 | 0,18  | 0,59  |
|            | Al <sup>IV</sup> | 0,38              | 0,31   | -0,19            | 0,01             | -0,36 | -0,29 | 0,23  | 0,03  | 0,06  | -0,12 | -0,55 |
|            | Al <sup>VI</sup> | 0,32              | 0,32   | -0,20            | 0,11             | -0,33 | -0,26 | 0,18  | 0,04  | -0,14 | 0,07  | -0,53 |
|            | Ti               | -0,03             | 0,19   | 0,68             | -0,31            | -0,14 | -0,29 | -0,20 | 0,66  | 0,33  | -0,38 | -0,45 |
|            | Fe <sup>3+</sup> | 0,33              | 0,30   | 0,15             | -0,14            | -0,15 | -0,26 | -0,04 | 0,20  | 0,10  | -0,28 | -0,63 |
|            | Fe <sup>2+</sup> | -0,53             | -0,03  | 0,29             | 0,29             | 0,85  | 0,52  | -0,83 | -0,03 | -0,38 | 0,54  | 0,43  |
|            | Mn               | -0,06             | -0,43  | 0,23             | 0,28             | 0,58  | 0,68  | -0,46 | -0,20 | -0,25 | 0,44  | 0,25  |
|            | Mg               | 0,38              | -0,19  | -0,33            | -0,33            | -0,86 | -0,46 | 0,94  | -0,06 | 0,46  | -0,54 | -0,09 |
|            | Ca               | 0,53              | 0,18   | -0,07            | 0,12             | -0,12 | -0,03 | 0,13  | 0,06  | -0,22 | -0,01 | -0,82 |
|            | Na               | -0,65             | 0,36   | 0,28             | 0,39             | -0,04 | -0,34 | -0,30 | 0,03  | 0,11  | -0,12 | 0,19  |
|            | K                | -0,18             | 0,37   | -0,17            | 0,14             | -0,19 | -0,10 | -0,05 | 0,02  | -0,10 | 0,08  | 0,06  |
| Биотит     | $\bar{x}$        | 1386              | 690    | 117              | 61               | 367   | 2     | 856   | 15    | 37    | 403   | 72,6  |
|            | S                | 155               | 92     | 75               | 38               | 145   | 2     | 199   | 15    | 25    | 45    | 248   |
| Гиперстен  | $\bar{x}$        | 1899              | 96; 52 | 10               | 66               | 682   | 12    | 1146  | 32    | 6     | 3     | —     |
|            | S                | 71                | 73; 56 | 10               | 80               | 286   | 11    | 257   | 32    | 9     | 8     | —     |

Средние значения:  $i_{\text{Бу}}=30,6$ ,  $i_{\text{Гип}}=39$ .

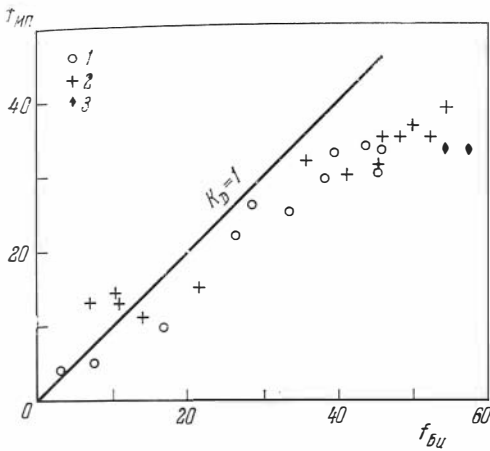


Рис. 77. Соотношение железистости сосуществующих клинопироксенов и биотитов из метаморфических пород

1 — частная железистость метаморфических пар, 2 — общая железистость метаморфических пар, 3 — то же, для эффузивных пар

гем гиперстен ( $K_D < 1$ ), отвечают глиноземистым гиперстенам, обогащенным Al и  $Fe^{3+}$ . Возможно, это недостаточно хорошие анализы, или здесь сказывается влияние третьих компонентов (Ti, Al,  $Fe^{3+}$ , Mn и др.).

Не исключено, что и различия двух указанных групп точек вызваны не непосредственным влиянием температуры на перераспределение  $Fe^{2+}$  и Mg между биотитами и гиперстеном, а отличиями в средних составах биотита и гиперстена в этих двух группах. Для проверки этого сопоставлены биотиты из группы точек — с  $K_D \approx 1,75$  и  $K_D \approx 1,25$  и менее. Оказалось, что биотиты из первой группы богаче Al, Ti и беднее OH. Эти компоненты коррелируются с температурой (Маракушев, 1966б; Ушакова, 1969), поэтому ясно, что две указанные группы различаются по температуре независимо от того, прямо или косвенно (через Al, Ti, OH) влияет температура на  $K_D$ .

В то же время табл. 9.12 и 9.13 достаточно ясно иллюстрируют равновесие между гиперстеном и биотитом, что проявляется в высоких коэффициентах корреляции Ti,  $Fe^{2+}$ , Mg и Mn в гиперстене и биотите. Однако для таких главных катионов, как Si, Al,  $Fe^{3+}$ , связь слабая отрицательная или отсутствует. Это объясняется тем, что здесь накладываются две тенденции: более слабая зависимость от состава пород (так как эти пары взяты из глиноземистых пород сходного состава) и более сильная — от условий образования. Последняя проявляется в том, что в гиперстенах с повышением температуры образования увеличивается содержание Al и  $Fe^{3+}$  и соответственно уменьшается содержание Si, а в биотитах, наоборот, с повышением температуры образования содержание Si увеличивается (см., например, Маракушев, 1966б). Отсутствие связи между Ca, Na и K в сосуществующих гиперстенах и биотитах объясняется, вероятнее всего, тем, что содержание их в гиперстенах (а Ca — и в биотитах) незначительно.

Интересны и некоторые другие связи.

1. Положительная корреляция Ca в гиперстене и Si в биотите, которая может быть связана с указанным температурным влиянием (содержания Ca в гиперстене и Si в биотите растут с повышением температуры образования). Аналогичный характер имеет, возможно, связь Ca в биотите с Ti (и  $Fe^{3+}$ ?) в гиперстене.

2. Содержания OH в биотите имеют положительную корреляцию с содержаниями Si и  $Fe^{2+}$  в гиперстене и отрицательную связь со всеми трехвалентными катионами и кальцием в гиперстене. Отмечается рост содержаний  $R^{3+}$  и Ca в гиперстене с увеличением температуры, что подтверждает гипотезу об уменьшении содержаний OH в биотитах с повышением температуры в пределах двупироксеновой фации.

Коэффициенты железистости сосуществующих биотитов и клинопироксенов

| Анализ в Приложении 2 | Клинопироксен |      | Биотит |      | Анализ в Приложении 2 | Клинопироксен |      | Биотит |      |
|-----------------------|---------------|------|--------|------|-----------------------|---------------|------|--------|------|
|                       | $f$           | $f'$ | $f$    | $f'$ |                       | $f$           | $f'$ | $f$    | $f'$ |
| 842                   | 36,6          | 33,2 | 50,0   | 39,5 | 803                   | 13,6          | 4,2  | 7,1    | 2,9  |
| 691                   | 24,7          | 21,8 | 39,3   | 26,7 | 800                   | 11,4          | 5,0  | 13,9   | 7,5  |
| 694                   | 30,0          | 25,4 | 41,6   | 33,7 | 801                   | 14,4          | 4,4  | 10,6   | 4,2  |
| 1268                  | 31,7          | 29,5 | 45,7   | 38,7 | 1033                  | 13,2          | 6,2  | 11,3   | 6,0  |
| 1267                  | 35,0          | 33,7 | 46,3   | 40,9 | 1021                  | 14,9          | 10,1 | 21,5   | 17,1 |
| 1272                  | 39,3          | 33,2 | 54,4   | 45,9 | II                    | 35            | —    | 48,6   | —    |
| 1281                  | 32,6          | 30,0 | 52,5   | 45,5 | III                   | 33,4          | —    | 57,6   | —    |
| I                     | 32,0          | 26,2 | 36,2   | 28,5 | IV                    | 33,3          | —    | 54,4   | —    |

Анализы I—IV в Приложении 2 отсутствуют, I—по материалам Кулиша; II—IV—по данным Л. Л. Перчука (1967).

Данных для пар клинопироксен—биотит гораздо меньше и анализов сосуществующих минералов очень немного. Можно лишь отметить на основании рис. 77, что железистости сосуществующих биотита и клинопироксена примерно равны, хотя и здесь заметен большой разброс (табл. 9.14).

### § 39. СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ И ПЛАГИОКЛАЗЫ

В заключительном параграфе этой главы мы приведем те статистические данные о сосуществующих пироксенах и плагиоклазах, которые уже упоминались выше (§ 31).

Для пары ортопироксен—плагиоклаз (табл. 9.15) наиболее существенна отрицательная корреляция номера плагиоклаза и железистости ортопироксена. Она хорошо видна на рис. 78 и для магматических, и

Таблица 9.15

Соотношение железистости ортопироксена и номера плагиоклаза

| Ортопироксен          |       |       | № плагиоклаза | Ортопироксен          |       |       | № плагиоклаза |
|-----------------------|-------|-------|---------------|-----------------------|-------|-------|---------------|
| Анализ в Приложении 1 | $f$   | $f'$  |               | Анализ в Приложении 1 | $f$   | $f'$  |               |
| 112                   | 53,83 | 53,66 | 52            | 173                   | 51,12 | 50,31 | 45            |
| 113                   | 36,83 | 34,92 | 62            | 174                   | 74,57 | 73,83 | 25—23         |
| 114                   | 20,57 | 18,98 | 70            | 176                   | 37,62 | 37,40 | 47            |
| 117                   | 37,88 | 36,45 | 40            | 177                   | 64,38 | 63,93 | 37            |
| 119                   | 46,18 | 44,74 | 50            | 180                   | 64,66 | 63,74 | 33            |
| 121                   | 32,53 | 31,06 | 80            | 181                   | 39,75 | 39,22 | 33            |
| 126                   | 30,05 | 24,09 | 80            | 185                   | 40,54 | 38,91 | 58            |
| 130                   | 35,61 | 34,93 | 45            | 186                   | 86,71 | 86,43 | 30            |
| 131                   | 51,53 | 50,36 | 33—41         | 175                   | 57,01 | 55,77 | 32            |
| 132                   | 47,53 | 45,98 | 58,1          | 187                   | 83,76 | 83,60 | 30—4*         |
| 133                   | 58,37 | 57,52 | 38,7          | 188                   | 52,58 | 52,01 | 29—30         |
| 135                   | 43,14 | 42,18 | 72            | 191                   | 56,98 | 55,69 | 15—19         |
| 136                   | 44,85 | 43,69 | 58            | 194                   | 36,71 | 34,96 | 35            |
| 137                   | 40,94 | 39,73 | 46            | 195                   | 59,02 | 58,00 | 29            |
| 138                   | 38,59 | 37,39 | 52            | 196                   | 60,15 | 58,82 | 33,4          |
| 139                   | 31,65 | 30,01 | 69            | 207                   | 48,54 | 43,96 | 30            |
| 140                   | 28,75 | 27,72 | 83            | 210                   | 44,38 | 43,48 | 36            |
| 142                   | 50,73 | 49,58 | 73,8          | 202                   | 82,90 | 82,4  | 33            |
| 146                   | 53,02 | 52,41 | 57            | 211                   | 45,63 | 45,11 | 52            |
| 156                   | 27,04 | 26,94 | 78            | 213                   | 42,32 | 40,00 | 25—30         |
| 161                   | 24,97 | 23,55 | 50—60         | 218                   | 38,96 | 35,99 | 40—50         |
| 162                   | 35,68 | 32,32 | 71            | 224                   | 34,51 | 30,39 | 60            |
| 168                   | 49,07 | 48,53 | 30            | 225                   | 47,34 | 45,77 | 52            |
| 169                   | 58,40 | 57,75 | 65—70         | 226                   | 35,90 | 30,88 | 33            |
| 171                   | 45,88 | 44,30 | 41            | 261                   | 10,22 | 8,70  | 64            |
| 172                   | 61,35 | 61,13 | 75            | 127                   | 61,40 | 59,60 | 38            |

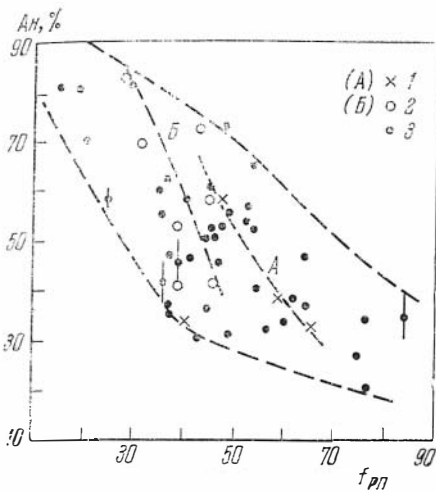


Рис. 78. Корреляция железистости ортопироксена и номера сосуществующего плагиоклаза метаморфических пород

1 — частная зависимость в породах мадрасской серии; 2 — то же, в «метагаббро» Пенсильвании и Делавера; 3 — то же, в прочих метаморфических породах

для метаморфических пар. Для метаморфических пар такая корреляция устанавливается и в отдельных метаморфических комплексах, например в «метагаббро» шт. Пенсильвания и Делавер и чарнокитовой серии Мадраса, причем регрессионные линии отдельных комплексов могут не совпадать с общей регрессией. Наоборот, некоторые пары из парапород сильно отклоняются от общей закономерности, в частности из рис. 77 исключены пары из метаморфических пород Брокен Хилл, описанные Биннсом (Binns, 1962). Таким образом, как мы отметили в § 22, корреляция железистости ортопироксена и номера плагиоклаза могут служить одним из критериев отличия орто и парапород.

Для пары клинопироксен — плагиоклаз корреляция железистости клинопироксена и номера плагиоклаза в целом не устанавливается вследствие большого влияния  $P_{O_2}$  и  $\mu_{Na_2O}$  на железистость клинопироксена и номер плагиоклаза и большого количества метаморфических пар из парапород — арбонатных, известково-силикатных, железистых и пр.

Намного большее значение имеет здесь корреляция номера плагиоклаза содержания Na (жадеита) и  $Al_{IV}$  (чермакита) в клинопироксене. На рис. 79 и 80 показана такая корреляция для пар из эффузивных и метаморфических пород двупироксеновой фации. Хотя общая тенденция уменьшения содержания Na и увеличения  $Al_{IV}$  (чермакита) в пироксене с ростом номера плагиоклаза устанавливается на обоих рисунках, наблюдается довольно большой разброс точек. Как показано в § 31, четкая связь содержания Na и  $Al_{IV}$  клинопироксена с номером плагиоклаза должна существовать только для предельных парагенезисов при постоянных  $P$  и  $T$ . Поэтому разброс точек вызывается, вероятно, непредельными парагенезисами и колебаниями  $P$  и  $T$ . В частности, для эффузивных пар зависимость содержания  $Al_{IV}$  в клинопироксене от номера плагиоклаза устанавливается только для пар щелочных лав с анальцитом и калишпатом (т. е. из предельного парагенезиса), для остальных пар из обычных базальтов и андезитов такая зависимость проявлена очень плохо. Для метаморфических пар на графике  $Al_{IV}$  (МП) — № Пл почему-то сильно отклоняются все точки из упомянутой работы Биннса. Диаграмма «фазового соответствия» для пары клинопироксен — плагиоклаз в координатах  $X_{Na}^{Mg}$  —  $X_{Na}^{Al}$  построены также Л. Перчуком (1966) для нефелиновых сениитов и других щелочных пород. Соответствующие данные, по Л. Л. Перчуку (табл. 9.16), иллюстрируют зависимость при высоком  $\mu_{Na_2O}$ , когда Na в клинопироксене означает не только жадеит, но и эгирин.

На рис. 79 и 80 проведена регрессионная линия зависимости содержания  $Al_{IV}$  в клинопироксенах щелочных лав от номера плагиоклаза,

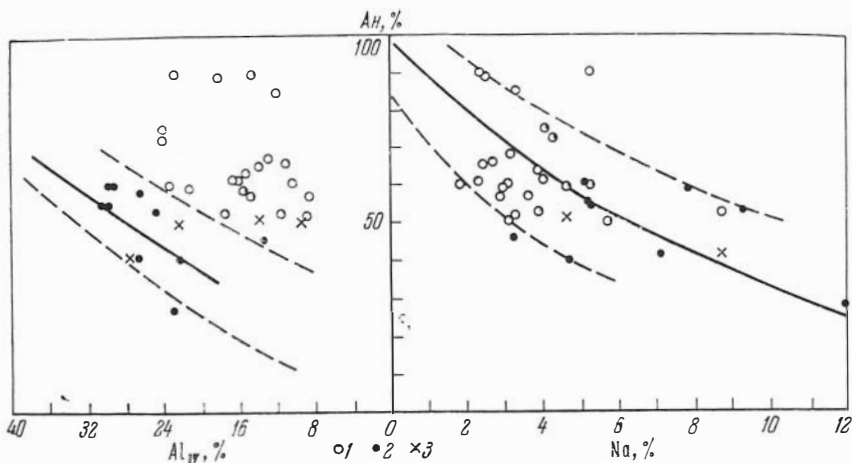
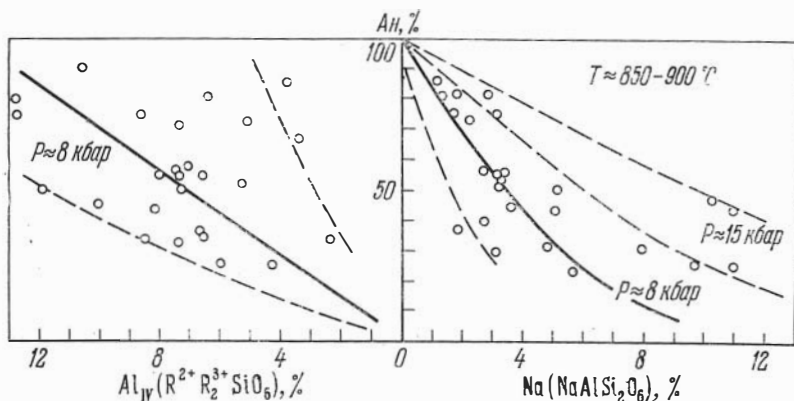


Рис. 79. Соотношение номера плагиоклаза и состава сосуществующего клинопироксена ( $Al_{IV}$  — чермакит, Na — жадеит) в эффузивных породах  
1 — базальты; 2 — базальты с фельдшпатидами или анальцитом; 3 — андезиты, андезито-базальты

Рис. 80. Соотношение номера плагиоклаза и состава сосуществующего клинопироксена ( $Al_{IV}$  — чермакит, Na — жадеит) в метаморфических породах  
Плошная линия — для двупироксеновой фации, пунктир — частные зависимости



а также средние и крайние регрессионные линии для остальных зависимостей. Эти линии использованы при построении рис. 58. В частности, средним линиям метаморфических пар двупироксеновой фации соответствует рис. 59, б, а линиям для пар из щелочных лав — рис. 59, г. Из этих рисунков и табл. 8.6 и 9.16 видна зависимость содержания жадеита и чермакита в клинопироксене от номера плагиоклаза, температуры и давления.

Таблица 9.16

Соотношение  $X_{Na}^{ПЛ}$ ,  $X_{Na}^{МП}$  и  $f_{МП}$  в плагиоклазах и клинопироксенах щелочных пород (по Л. Л. Перчуку, 1966)

| $X_{Na}^{ПЛ}$ | $X_{Na}^{МП}$ | $f_{МП}$ | $X_{Na}^{ПЛ}$ | $X_{Na}^{МП}$ | $f_{МП}$ |
|---------------|---------------|----------|---------------|---------------|----------|
| 38            | 0             | 16,5     | 83            | 63            | 54,5     |
| 46            | 4             | 28,5     | 84            | 69            | 75,5     |
| 60            | 5             | 24       | 90            | 965           | 80,0     |
| 70            | 13            | 35,5     | 84            | 785           | 87,0     |
| 75            | 14            | 30,0     | 87            | 90            | 98,0     |
| 80            | 37            | 40,0     |               |               |          |

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РОМБИЧЕСКИХ ПИРОКСЕНОВ

В этой и следующей главах мы рассмотрим зависимости свойств пироксенов от состава и условий их образования. В соответствии с § 3 эти зависимости будут исследоваться на основе статистических данных методами корреляционного и регрессионного анализов.

Для ромбических пироксенов мы рассмотрим последовательно параметры решетки, показатель преломления  $Ng$  и удельный вес, двупреломление ( $Ng - Np$ ) и угол оптических осей  $2V$ . Затем на основе вычисленных уравнений регрессии определим теоретические свойства конечных членов группы ромбических пироксенов и, наконец, рассмотрим обратную задачу — определение состава ромбических пироксенов по их свойствам.

## § 40 ПАРАМЕТРЫ РЕШЕТКИ РОМБИЧЕСКИХ ПИРОКСЕНОВ

Соотношение между параметрами элементарной ячейки и составом ромбических пироксенов рассматривали Рамберг и Де Ворг (Ramberg, DeVore, 1951), Хесс, (Hess, 1952), Куно (Куно, 1954) и Хауи (Howie, 1963). Хесс, Куно и Хауи получили графики прямолинейной зависимости параметров ячейки от содержания в них энстатита и на этом основании пришли к выводу об идеальных твердых растворах в ромбических пироксенах, в противовес предварительному заключению Рамберга и Де Вора.

Вариант графика по Куно (Куно, 1954), который использовал в основном данные по ромбическим пироксенам магматических пород, приводятся в справочнике Дира, Хауи, Зусмана (1965). На рис. 81 дан последний вариант графика по Хауи (Howie, 1963, 1964), который определил параметры решетки большого числа метаморфических ортопироксенов. На основании этих графиков указанные авторы пришли к выводу, что замещение Mg на  $Fe^{2+}$  приводит к равномерному увеличению параметров  $a$  и  $b$  и в меньшей степени  $c$ . Дополнительное влияние, по данным этих авторов, оказывают изоморфные примеси Al и Ca, причем примесь Ca приводит к заметному увеличению  $a$ , меньшему возрастанию  $c$  и никак не влияет на величину  $b$ , тогда как примесь Al заметно уменьшает  $b$ , немного увеличивает  $c$  и не оказывает влияния на  $a$ .

Куно дает следующие формулы для параметров  $a$  и  $c$  ромбических пироксенов (из магматических пород).

$$a = 18,228 + 0,0396[(l-100)M + mF + nCa], \text{ \AA},$$

$$c = 5,185 + 0,0142[(l-100)M + mF + nCa], \text{ \AA},$$

где  $l, m, n$  — атомные проценты Mg,  $Fe^{2+}$  и Ca; M, F и C — межатомные расстояния между атомом кислорода и соответственно Mg (2,1 \AA),  $Fe^{2+}$  (2,15 \AA) и Ca (2,3 \AA).

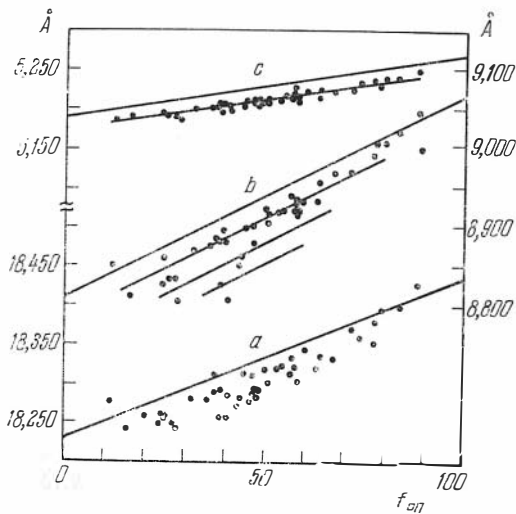


Рис. 81. Зависимость параметров ячейки (a—c) природных ортопироксенов от их железистости (по Howie, 1964)

Рассмотрим зависимости параметров решетки только для ромбических пироксенов метаморфических пород. Определенные на основании рентгенограмм параметры решетки, не включенные в Приложение 1, приведены в табл. 10.1. Таких определений имеется более 50 для ортопироксенов метаморфических пород (преимущественно пород гранулитовой фации).

По этим данным в соответствии с § 3 рассчитаны коэффициенты корреляции параметров решетки с содержанием катионов и через матрицу коэффициентов корреляции — уравнения многомерной линейной регрес-

Таблица 10.1

Параметры решетки (Å) ромбических пироксенов из метаморфических пород (n=51)

| Анализ в<br>Приложе-<br>нии 1 | a      | b     | c     | Анализ в<br>Приложе-<br>нии 1 | a      | b     | c     |
|-------------------------------|--------|-------|-------|-------------------------------|--------|-------|-------|
| 87                            | 18,243 | 8,812 | 5,190 | 181                           | 18,292 | 8,896 | 5,206 |
| 92                            | 18,250 | 8,824 | 5,191 | 182                           | 18,282 | 8,871 | 5,208 |
| 98                            | 18,276 | 8,850 | 5,184 | 183                           | 18,325 | 8,919 | 5,212 |
| 102                           | 18,251 | 8,818 | —     | 184                           | 18,305 | 8,905 | 5,211 |
| 104                           | 18,248 | 8,833 | 5,191 | 175                           | 18,314 | 8,939 | 5,214 |
| 105                           | 18,254 | 8,833 | 5,194 | 187                           | 18,401 | 9,021 | 5,238 |
| 107                           | 18,255 | 8,824 | 5,192 | 194                           | 18,278 | 8,874 | 5,200 |
| 108                           | 18,255 | 8,810 | 5,195 | 195                           | 18,307 | 8,917 | 5,210 |
| 109                           | 18,290 | 8,882 | 5,206 | 196                           | 18,320 | 8,932 | 5,215 |
| 117                           | 18,311 | 8,884 | 5,202 | 197                           | 18,334 | 8,919 | 5,216 |
| 118                           | 18,282 | 8,862 | 5,202 | 207                           | 18,286 | 8,875 | 5,204 |
| 121                           | 18,278 | 8,865 | 5,199 | 208                           | 18,348 | 8,930 | 5,218 |
| 132                           | 18,278 | 8,878 | 5,205 | 211                           | 18,315 | 8,898 | 5,208 |
| 133                           | 18,322 | 8,933 | 5,215 | 223                           | 18,272 | 8,850 | 5,201 |
| 155                           | 18,288 | 8,868 | 5,200 | 225                           | 18,312 | 8,902 | 5,209 |
| 161                           | 18,261 | 8,858 | 5,191 | 209                           | 18,334 | 8,967 | 5,222 |
| 164                           | 18,352 | 8,950 | 5,221 | 242                           | 18,384 | 9,006 | 5,228 |
| 168                           | 18,291 | 8,876 | 5,207 | 243                           | 18,426 | 9,040 | 5,246 |
| 169                           | 18,334 | 8,916 | 5,214 | 232                           | 18,354 | 8,990 | 5,232 |
| 170                           | 18,325 | 8,918 | 5,216 | 233                           | 18,374 | 8,969 | 5,233 |
| 173                           | 18,302 | 8,915 | 5,207 | 234                           | 18,396 | 9,012 | 5,236 |
| 174                           | 18,364 | 9,003 | 5,232 | 249                           | 18,257 | 8,825 | 5,193 |
| 178                           | 18,320 | 8,923 | 5,213 | 261                           | 18,250 | 8,835 | 5,194 |
| 179                           | 18,283 | 8,879 | 5,203 | 262                           | 18,225 | 8,821 | 5,192 |
| 180                           | 18,337 | 8,957 | 5,221 | 277                           | 18,21  | 8,89  | 5,21  |
|                               |        |       |       | 289                           | 18,24  | 8,898 | 5,216 |

Коэффициенты корреляции параметров решетки ромбических пироксенов с содержанием катионов. Метаморфические пироксены ( $n=51$ ,  $r_{0,05}=0,27$ ; приведены  $r > r_{0,05}$ )

| Параметры | Катионы                        |  |  |                            |  |  |                              |                                 |                              |                            |                           | $R_{\text{сум}}$ |
|-----------|--------------------------------|--|--|----------------------------|--|--|------------------------------|---------------------------------|------------------------------|----------------------------|---------------------------|------------------|
|           | Si<br>$\bar{x}=1914$<br>$S=43$ | Al <sub>IV</sub><br>$\bar{x}=85$<br>$S=43$ | Al <sub>VI</sub><br>$\bar{x}=47$<br>$S=38$ | Ti<br>$\bar{x}=6$<br>$S=8$ | Fe <sup>3+</sup><br>$\bar{x}=40$<br>$S=27$ | Fe <sup>2+</sup><br>$\bar{x}=825$<br>$S=373$ | Mg<br>$\bar{x}=16$<br>$S=16$ | Mg<br>$\bar{x}=1022$<br>$S=390$ | Ca<br>$\bar{x}=33$<br>$S=28$ | Na<br>$\bar{x}=4$<br>$S=4$ | K<br>$\bar{x}=1$<br>$S=2$ |                  |
| <i>a</i>  | 0,60                           | -0,60                                      | -0,53                                      | —                          | —  | 0,924  | 0,61                         | -0,84                           | 0,54                         | —                          | —                         | 0,977            |
| <i>b</i>  | 0,68                           | -0,68                                      | -0,51                                      | —                          | —  | 0,868  | 0,55                         | -0,86                           | 0,52                         | —                          | —                         | 0,978            |
| <i>c</i>  | 0,605                          | -0,605                                     | -0,40                                      | —                          | —  | 0,855  | 0,56                         | -0,866                          | 0,50                         | —                          | —                         | 0,982            |

сии, выражающие параметры *a*, *b* и *c* как функцию содержаний всех катионов, например:

$$b = A_0 + A_1(\text{Si}) + A_2(\text{Al}_{\text{IV}}) + A_3(\text{Al}_{\text{VI}}) + A_4(\text{Ti}) + A_5(\text{Fe}^{3+}) + A_6(\text{Fe}^{2+}) \dots,$$

где Si, Al<sub>IV</sub>, Al<sub>VI</sub> и так далее — содержания соответствующих катионов на 6000 атомов кислорода. Кроме них, рассчитаны также уравнения, где аргумент — содержание катионов представлен в стандартизованном масштабе, например:

$$t_{\text{Si}} = \frac{\text{Si} - \hat{\text{Si}}}{S_{\text{Si}}}; \quad t_{\text{Al}} = \frac{\text{Al} - \hat{\text{Al}}}{S_{\text{Al}}}; \quad t_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg} - \hat{\text{Mg}}}{S_{\text{Mg}}} \text{ и т. д.},$$

где  $\hat{\text{Si}}$ ,  $\hat{\text{Al}}$ ,  $\hat{\text{Mg}}$  — средние содержания,  $S_{\text{Si}}$ ,  $S_{\text{Al}}$ ,  $S_{\text{Mg}}$  — стандарты соответствующих катионов. Стандартизованное уравнение (без свободного члена) имеет вид:

$$\frac{b - \hat{b}}{S_b} = B_1(t_{\text{Si}}) + B_2(t_{\text{Al}_{\text{IV}}}) + B_3(t_{\text{Al}_{\text{VI}}}) + B_4(t_{\text{Ti}}) + \dots + B_k(t_k).$$

Относительная величина коэффициентов  $B_k$  показывает степень влияния каждого катиона на величину *b* или другой параметр решетки.

Вычисленные коэффициенты корреляции и коэффициенты уравнений регрессии в обычном и стандартизованном масштабе приведены в табл. 10.2 и 10.3.

Обращают внимание очень высокие значения (свыше 0,97) суммарных коэффициентов корреляции  $R_{\text{сум}}$ , показывающих силу линейной связи параметров решетки с одновременным влиянием всех катионов. Эти значения с несомненностью подтверждают линейный характер связи параметров решетки с содержаниями катионов, поэтому мы не проводили специальную проверку гипотезы линейности связей. Этим же определяется высокая точность уравнений регрессии, оцениваемая величиной

$$S_{\hat{y}} = \frac{n}{n-2} S_y \sqrt{1 - R_{\text{сум}}^2}.$$

Эта величина, как видно из табл. 10.3, равна 0,002—0,010 и позволяет с высокой точностью рассчитывать параметры решетки для ортопироксенов любого заданного или известного состава (см. § 43).

В метаморфических ортопироксенах наиболее сильные связи с параметрами решетки, как указывали все исследователи, обнаруживаются у ионов Fe<sup>2+</sup> и Mg, но выводы в отношении более слабых ионов Al и Ca оказываются другими. В частности, ион Al имеет отрицательные связи со всеми параметрами, а Ca положительно связан тоже со всеми параметрами.



Уравнения многомерной регрессии, выражающие зависимость параметров решетки метаморфических ромбических пироксенов от состава  
( $A$ —коэффициенты обычного уравнения, где аргумент  $x_i$ —содержание катионов на 6 атомов кислорода;  $B$ —коэффициенты уравнения со стандартизованными аргументами;  $n=51$ )

| Параметры           |   | Коэффициенты уравнений регрессии |               |                  |                  |                |                  |                  |
|---------------------|---|----------------------------------|---------------|------------------|------------------|----------------|------------------|------------------|
|                     |   | $A_0$                            | Si            | Al <sub>IV</sub> | Al <sub>VI</sub> | Ti             | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> |
| $a$<br>$y=18,302$ A | A | 16,558                           | 0,509         | 0,236            | 0,376            | (0,420)        | 0,358            | 0,421            |
|                     | B | —                                | <u>0,478</u>  | 0,221            | <u>0,307</u>     | (0,075)        | 0,207            | <u>3,405</u>     |
| $b$<br>$y=8,500$ A  | A | 11,986                           | -1,048        | -1,108           | -0,894           | -1,018         | -0,816           | -0,416           |
|                     | B | —                                | <u>-0,779</u> | <u>-0,822</u>    | <u>-0,579</u>    | -0,143         | -0,374           | <u>-2,667</u>    |
| $c$<br>$y=5,209$ A  | A | 6,001                            | -0,349        | -0,387           | (-0,039)         | (-0,169)       | -0,114           | -0,028           |
|                     | B | —                                | <u>-1,086</u> | <u>-1,200</u>    | <u>(-0,105)</u>  | <u>(-0,10)</u> | -0,22            | <u>-0,754</u>    |

| Параметры           |   | Коэффициенты уравнений регрессии |               |          |          |         |       |
|---------------------|---|----------------------------------|---------------|----------|----------|---------|-------|
|                     |   | Mn                               | Mg            | Ca       | Na       | K       | $S_y$ |
| $a$<br>$y=18,302$ A | A | 0,906                            | 0,328         | 0,478    | ( 0,507) | (-2,35) | 0,010 |
|                     | B | 0,312                            | <u>2,767</u>  | 0,235    | (-0,050) | (0,11)  | —     |
| $b$<br>$y=8,500$ A  | A | -0,099                           | -0,539        | -0,403   | (-0,929) | (1,847) | 0,009 |
|                     | B | (-0,027)                         | <u>-3,604</u> | -0,191   | (-0,072) | (0,057) | —     |
| $c$<br>$y=5,209$ A  | A | +0,126                           | -0,061        | (-0,020) | (-0,336) | (0,756) | 0,002 |
|                     | B | +0,144                           | <u>-0,710</u> | (-0,040) | (-0,108) | (0,115) | —     |

В скобках—незначимые коэффициенты; подчеркнуты коэффициенты при катионах, имеющих наибольшее влияние;  $A_0$ —свободный член уравнения.

Разногласия с предыдущими авторами в отношении Ca частично объясняются тем, что в метаморфических ортопироксенах содержание Ca невелико, и поэтому все связи Ca искажены и ослаблены. Судя же по уравнениям многомерной регрессии, в частности, по коэффициентам  $B_i$  стандартизованного уравнения, количественно наибольшее влияние ион Ca оказывает на параметр  $a$  и практически не влияет на параметр  $c$ , несмотря на одинаковые коэффициенты корреляции. Эти данные уже лучше согласуются с предыдущими выводами.

Ионы Al, судя по коэффициентам, в наибольшей степени влияют на параметры  $b$  (Al<sub>IV</sub> и Al<sub>VI</sub>) и  $c$  (только Al<sub>IV</sub>). Уравнения регрессии в отношении влияния Al согласуются с экспериментальными данными. На рис. 82 показано изменение параметров решетки энстатита при увеличении в нем содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 14 вес. % при высоких температурах и давлении (Boyd, England, 1963).

Предельное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14 вес. %) на этом графике соответствует примерно 0,6 Al в формуле пироксена, рассчитанной на 6 атомов кислорода. Если предположить, как обычно, что Al входит поровну в шестерной и четверной координации, то мы получим формулу Mg<sub>1,7</sub>Al<sub>0,3</sub>[Al<sub>0,3</sub>Si<sub>1,7</sub>O<sub>6</sub>] и изменение параметров, вычисленное по уравнениям, показанное пунктирной линией. Эта линия согласуется с экспериментальными точками для параметра  $a$  (за исключением некоторой кривизны экспериментальной линии) и отклоняется для параметров  $b$  и  $c$  в сторону их занижения. Если же предположим формулу Mg<sub>1,5</sub>Al<sub>0,4</sub>[Al<sub>0,2</sub>Si<sub>1,8</sub>O<sub>6</sub>] (т. е. преимущественное вхождение Al в шестерную координацию, что возможно при условиях высоких давлений в опытах), то мы получим более хорошее соответствие с экспериментальными данными для параметра  $b$  и практически точное совпадение для пара-

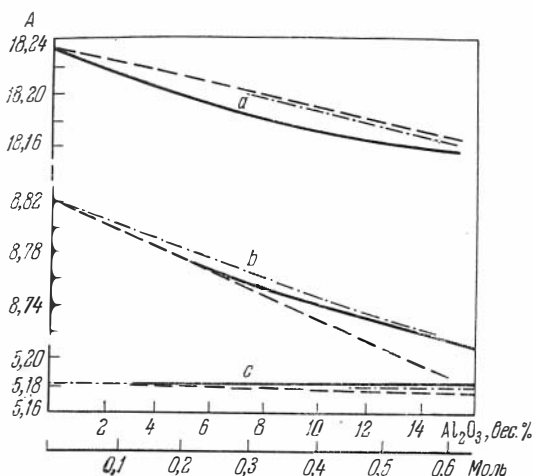


Рис. 82. Сопоставление экспериментальных (сплошные линии) и вычисленных по уравнениям регрессии (пунктирные и штрих-пунктирные линии) значений параметров элементарной ячейки синтетических алюмоэвкратитов

Вторая шкала по оси абсцисс — молекулярные количества на шесть кислорода. Объяснения см. в тексте

метра *c* (штрих-пунктирные линии). Следует учитывать также, что уравнения в табл. 10.3 получены на основе анализов пироксенов, содержащих не более 8%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , и в этой области они и дают наилучшие результаты.

Таким образом, в метаморфических ортопироксенах на параметр *a* главное влияние оказывают ионы  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg и Si, на параметр *b* —  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg и Al(Si), на параметр *c* —  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg и  $\text{Al}_{\text{IV}}$ , или (2—Si). Суммарный Al может не оказывать никакого влияния на параметр *c*, как было видно в приведенном примере (см. рис. 82).

Ион Mn, как и  $\text{Fe}^{2+}$ , увеличивает все параметры, но связь более слабая (табл. 10.2), по-видимому, вследствие низких содержаний иона Mn. Из коэффициентов уравнений регрессии (табл. 10.3) видно, что вхождение Mn как на место Mg, так и  $\text{Fe}^{2+}$ , увеличивает все параметры.

Другие акцессорные ионы — Ti,  $\text{Fe}^{3+}$  и особенно Na, K, присутствующие в очень небольших количествах, не обнаруживают значимых связей с параметрами решетки ортопироксенов (табл. 10.2), поэтому все выводы о степени их влияния на параметры решетки недостоверны. В частности, высокие коэффициенты для Na и K в уравнениях объясняются только низкими их содержаниями, и в нормализованном уравнении эти коэффициенты становятся незначимыми. Для  $\text{Fe}^{3+}$  и Ti все же следует сделать выводы, которые вытекают из рассмотрения коэффициентов уравнений. Замена  $\text{Fe}^{2+}$  на  $\text{Fe}^{3+}$  практически не влияет на параметр *a* и несколько уменьшает параметры *b* и *c*, вхождение  $\text{Fe}^{3+}$  на место  $\text{Al}_{\text{IV}}$  сказывается очень мало и лишь несколько увеличивает параметр *b*. Вхождение Ti и на место  $\text{Al}_{\text{IV}}$ , и на место  $\text{Fe}^{3+}$  уменьшает все параметры, но это влияние весьма незначительно, и, учитывая незначимые коэффициенты корреляции, принимать его во внимание нельзя.

#### § 41. ПОКАЗАТЕЛИ ПРЕЛОМЛЕНИЯ, ДВУПРЕЛОМЛЕНИЕ И УДЕЛЬНЫЙ ВЕС РОМБИЧЕСКИХ ПИРОКСЕНОВ

В большинстве работ зависимость показателей преломления и удельного веса минералов от их состава предполагается, как отметил еще Хори (Hori, 1956), линейной.

Физической основой линейной зависимости будет предположение, что при данных условиях показатель преломления минерала всецело зависит от отражательной способности отдельных ионов в кристалле, так же как удельный вес определяется только весом составляющих катионов (в данной структуре и при данных условиях). Естественно, что эти зависимости должны быть рассмотрены отдельно для каждой полиморфной

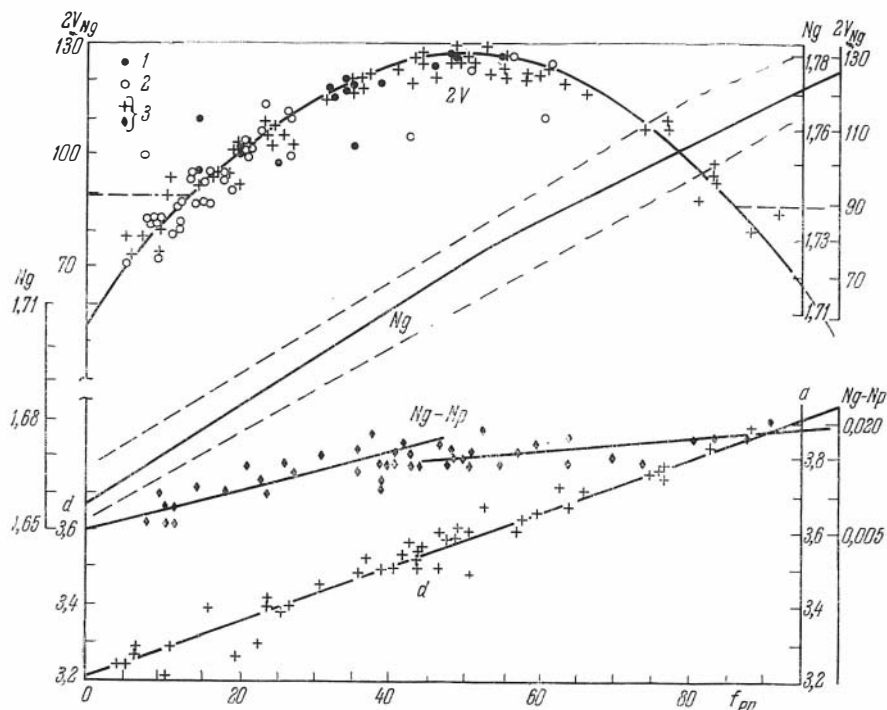


Рис. 83. Зависимость оптических свойств и удельного веса ортопироксенов от их железистости

Ортопироксены: 1 — из эффузивов, 2 — из интрузивных пород, 3 — из метаморфических пород

модификации, в частности для рядов энстатит—ферросилит и клиноэнстатит—клиноферросилит. С изменением условий, т. е. температуры и давления, эти зависимости также должны меняться. Большинство авторов пренебрегает этими различиями, предполагая, что все свойства пришли в соответствие со стандартными условиями, при которых мы их исследуем, и никакие остаточные явления не наблюдаются. Однако это предположение не очевидно, так как могут сохраниться некоторые структурные отличия (например, ориентация ионов или разная степень упорядоченности) для пироксенов, образовавшихся в разных условиях. Для проверки этого мы рассчитывали самостоятельные уравнения регрессии для разных парагенетических групп пироксенов.

Таким образом, теоретически можно ожидать, что показатели преломления и удельный вес ромбических пироксенов будут линейно связаны с концентрациями составляющих ионов. Это подтверждается прямолинейными графиками для пироксенов, представленных в виде ряда энстатит — ферросилит, которые имеются во многих руководствах (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; Трегер, 1958; Deer, а. о., 1922—1963) и показывают линейное возрастание показателей преломления и удельного веса с возрастанием железистости. Один из таких графиков для всей группы ортопироксенов приведен на рис. 83.

Как было отмечено в § 2, статистические зависимости показателей преломления от состава ортопироксенов независимо от условий их образования (т. е. для группы) впервые были исследованы Хори (Hori, 1956) и Хенриком (Henriques, 1958b). Все авторы использовали линейную зависимость. Однако Хенрикс указал, что при вычислении каждой кристаллохимической формулы, как и в наших расчетах, накладывались «две внутренние связи»:  $Si + Al_{IV} = 2,0(1)$  и  $\sum N_i = 12,0(2)$ , где (2) —

условие электронейтральности,  $l_i$  — заряд  $i$ -го иона,  $N_i$  — его количество в формуле. Поэтому, по его мнению, необходимо исключить две переменные. В расчетах Хенрикса были исключены свободный член  $A_0$  и  $Al_{IV}$  (вариант б), или при исключенном  $A_0$  были объединены  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$  (вариант в). Однако полученные автором различия при разных расчетах лежат в пределах точности расчетов (округлений) и точности измерений  $Ng$ ,  $Nm$  и  $Np$ . По точности, как и следовало ожидать по соображениям, изложенным в § 3, уравнения Хори и Хенрикса практически не различаются, хотя вид уравнений (коэффициенты) существенно меняются. Разность коэффициентов, определяющая изменение показателей преломления, остается практически той же для наиболее достоверных коэффициентов при  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  (см. табл. 10.6).

Основной недостаток указанных работ — малое число использованных при вычислении уравнений анализов (19 и 31) и некритический их отбор, благодаря чему большинство коэффициентов, кроме коэффициентов при  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  имеют очень большой доверительный интервал, что не позволяет ими пользоваться, в частности, при определении влияния на показатели преломления таких изоморфных замещений, как, например,  $Si \rightleftharpoons Al_{IV}$ ,  $Mg \rightleftharpoons Al_{VI}$  и т. д.

Почти одновременно с указанными работами один из авторов настоящей работы (Добрецов, 1959) под руководством А. Б. Вистелиуса на материале 30-ти тщательно отобранных анализов провел корреляционный анализ связей показателей преломления с составом и установил значимые связи только для ионов  $Fe^{2+}$ ,  $Mn$ ,  $Ca$  (положительные) и  $Mg$  (отрицательные, табл. 10.4). Вычисление частных коэффициентов показало, что при постоянстве содержания  $Fe^{2+}$  связи  $Ng$  и  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $Mn$  (т. е. при замещения между  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Mn$ ) незначимы, а связь  $Fe^{2+}$  и  $Ng$  сохраняется даже при постоянстве  $Mg$  и  $Ca$ :

$$\begin{aligned} r_{Fe^{2+}Ng \cdot MgCa} &= 0,79, & r_{CaNg \cdot Fe^{2+}} &= (0,24), \\ r_{MgNg \cdot Fe^{2+}} &= (-0,17), & r_{MnNg \cdot Fe^{2+}} &= (0,15). \end{aligned}$$

Таким образом, в этой выборке реальную и сильную положительную связь с показателями преломления обнаруживает только  $Fe^{2+}$ , что подтверждается хорошей точностью уравнения

$$Ng = 0,120(Fe/O) + 1,662; \Delta Ng = 0,003.$$

Среднее отклонение по девятичленному уравнению Хори равно  $\pm 0,002$  для 31 анализа, бедных  $Fe^{3+}$  и  $Ti$ , и  $\pm 0,013$  для других шести анализов; средняя точность  $\pm 0,003$ .

Имеет смысл проверить эти выводы на большем фактическом материале, в частности провести корреляционный анализ связи  $Ng$  и состава пироксенов в отдельных группах, мало отличающихся по условиям образования, и уточнить регрессионные уравнения Хори и Хенрикса. При этом мы, как уже отмечалось в § 3, будем рассчитывать уравнение для всех 12 переменных без учета двух наложенных связей. Точность расчета от этого не меняется. Для перехода к виду уравнений без двух переменных достаточно заменить  $Al_{IV}=2 - Si$  и  $Mg=2 - e_1$  (см. § 3).

В табл. 10.4 приведены коэффициенты корреляции  $Ng$  и  $(Ng - Np)$  с содержаниями катионов в отдельных подгруппах ромбических пироксенов. В качестве таких подгрупп, достаточно крупных и в то же время однородных по условиям образования, выбраны пироксены: а) из эффузивов; б) из высокотемпературных пород двупироксеновой фации; в) из

Коэффициенты корреляции  $Ng$ , двупреломления и удельного веса с содержанием катионов ортопироксенов

| Параметры  | Группа       | Число анализов | $r_{0,05}$ | Si     | Al <sub>IV</sub> | Al <sub>VI</sub> | Ti     | Fe <sup>3+</sup> |
|------------|--------------|----------------|------------|--------|------------------|------------------|--------|------------------|
| $Ng$       | Сумм.        | 30             | 0,36       | (0,60) | —                | —                | —      | 0,36             |
|            | <i>a</i>     | 21             | 0,43       | 0,43   | -0,48            | (-0,32)          | (0,39) | —                |
|            | <i>б</i>     | 63             | 0,24       | 0,46   | -0,41            | -0,26            | 0,08   | (-0,21)          |
|            | <i>в</i>     | 50             | 0,28       | 0,28   | -0,22            | -0,19            | 0,12   | —                |
|            | <i>г</i>     | 27             | 0,38       | -0,25  | 0,21             | 0,27             | —      | —                |
| $Ng-Np$    | <i>a</i>     | 20             | 0,46       | —      | —                | —                | —      | —                |
|            | <i>б+г</i>   | 53             | 0,27       | —      | —                | —                | —      | —                |
| $d$        | <i>б+в+г</i> | 68             | 0,23       | 0,83   | -0,58            | 0,22             | -0,19  | -0,14            |
| $\sin^2 V$ | <i>f</i> >50 | 22             | 0,42       | —      | —                | —                | —      | —                |
|            | <i>f</i> <50 | 31             | 0,36       | —      | —                | (-0,33)          | 0,46   | —                |

| Параметры  | Группа       | Число анализов | Fe <sup>2+</sup> | Mn      | Mg    | Ca    | Na      | K      | $R_{\text{сум}}$ |
|------------|--------------|----------------|------------------|---------|-------|-------|---------|--------|------------------|
| $Ng$       | Сумм.        | 30             | 0,99             | 0,64    | -0,98 | 0,60  | —       | —      | —                |
|            | <i>a</i>     | 21             | 0,98             | 0,50    | -0,93 | —     | —       | —      | 0,994            |
|            | <i>б</i>     | 63             | 0,96             | 0,42    | -0,98 | 0,32  | —       | —      | 0,987            |
|            | <i>в</i>     | 50             | 0,98             | 0,48    | -0,99 | 0,31  | —       | —      | 0,994            |
|            | <i>г</i>     | 27             | 0,73             | 0,15    | -0,66 | —     | 0,27    | 0,45   | 0,962            |
| $Ng-Np$    | <i>a</i>     | 20             | 0,73             | —       | -0,90 | -0,89 | —       | —      | —                |
|            | <i>б+г</i>   | 53             | 0,71             | 0,30    | -0,70 | —     | (-0,25) | —      | 0,915            |
| $d$        | <i>б+в+г</i> | 68             | 0,98             | 0,52    | -0,90 | 0,64  | -0,23   | -0,25  | 0,999            |
| $\sin^2 V$ | <i>f</i> >50 | 22             | -0,92            | (-0,33) | 0,92  | —     | —       | (0,32) | 0,996            |
|            | <i>f</i> <50 | 31             | 0,89             | 0,57    | -0,85 | —     | —       | —      | 0,926            |

Группы статистических совокупностей: Сумм.—суммарная выборка, Добрецов, 1959; *a*—эффузивные породы; *б*—высокотемпературные метаморфические породы двупироксеновой фации; *в*—низкотемпературные породы той же фации; *б*—биотит-силлиманитовая фация; *г*—гранатовые перидотиты.

более низкотемпературных пород этой же фации и биотит — силлиманитовой фации и г) из гранатовых перидотитов.

Из табл. 10.4 видно, что основные связи  $Ng$  с  $Fe^{2+}$ , Mn, Mg и Ca, разобранные выше, отличаются незначимо во всех группах ортопироксенов кроме гранатовых перидотитов. В последних эти связи становятся незначимыми, по-видимому, вследствие того, что содержания этих катионов в ортопироксенах гранатовых перидотитов колеблются мало. Во всех группах пироксенов отсутствует связь  $Ng$  с  $Fe^{3+}$  и Sr, а связи  $Ng$  с остальными трехвалентными катионами и Si резко колеблются в различных группах. Но при постоянном содержании  $Fe^{2+}$  связи  $Ng$  и  $R^{3+}$  становятся сходными. Например:

- а)  $r_{Al_{IV}Ng \cdot Fe^{2+}} = 0,50$ ,  $r_{Fe^{2+}Ng \cdot Fe^{2+}} = 0,39$ ;  
 б)  $r_{Al_{IV}Ng \cdot Fe^{2+}} = 0,56$ ,  $r_{Fe^{3+}Ng \cdot Fe^{2+}} = 0,40$ ;  
 в)  $r_{Al_{IV}Ng \cdot Fe^{2+}} = 0,10$ ,  $r_{Al_{VI}Ng \cdot Fe^{2+}} = 0,33$ ;  
 г)  $r_{Al_{IV}Ng \cdot Fe^{2+}} = 0,51$ ,  $r_{Fe^{3+}Ng \cdot Fe^{2+}} = 0,38$ .

Аналогичные расчеты и для других комбинаций показывают, что при постоянной железистости вхождение чермакитового компонента (или вообще  $R^{3+}$ ) увеличивает показатель преломления. В группе «г» значимая связь с

$Ng$  при постоянной железистости обнаруживается только у  $Al_{VI}$ , а в остальных группах — и у  $Al_{IV}$ ,  $Al_{VI}$ ,  $Fe^{3+}$ ;  $Ti$  нигде не обнаруживает связи с величиной  $Ng$  даже при постоянной железистости.

В низкотемпературных породах группы «в» обнаруживается также положительная связь  $Ca$  и  $Ng$  при постоянной железистости. В группе «г» связь  $Ng$  с  $K$  сохраняется и при постоянном  $Fe^{2+}$  и при постоянном  $Mg$ :

$$в) r_{CaNg \cdot Fe^{2+}} = +0,39, \text{ но } r_{CaNg \cdot Mg} = 0,00;$$

$$г) r_{KNg \cdot Fe^{2+}} = +0,66, r_{KNg \cdot Mg} = +0,70.$$

Таким образом, в отдельных парагенетических группах удается установить связь показателя преломления с  $Al$  и  $Fe^{3+}$ ,  $Ca$  и  $K$  в отличие от суммарной выборки, где эти связи не устанавливаются.

Благодаря различию связей уравнения регрессии, представляющие  $Ng$  как функцию состава, также оказываются различными и имеют различную точность (табл. 10.5.). Эта точность, определяемая величиной  $S_y = S_{Ng} \sqrt{1-R^2}$ , зависит не только от силы суммарной связи с составом, выражаемой  $R$ , но и от дисперсии  $Ng$  и потому наиболее высока для уравнения в группе «г», где  $Ng$  и состав колеблются в наименьших пределах. Коэффициенты уравнения в стандартизованном масштабе, как и в табл. 10.3, показывают степень влияния каждого катиона на показатель преломления. Судя по величинам этих коэффициентов, в ортопироксенах группы «б» на  $Ng$  сильнее всего влияют  $Mg$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Al_{IV}$  (или  $Si$ ), в группе «в» —  $Fe^{2+}$  и  $Mg$ , в группе «г» —  $Al_{VI}$ ,  $Si$ ,  $Mg$ .

Таким образом, влияние разных катионов на показатель преломления в различных подгруппах ортопироксенов оказывается несколько различным; особенно это касается  $Fe^{2+}$ ,  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$ . Вероятно, во многих случаях их влияние маскируется определяющим влиянием катионов  $Fe^{2+}$ , содержание которого здесь наиболее изменчиво. Коэффициенты в стандартизованном масштабе при  $Ti$ ,  $Cr$ ,  $Mn$ ,  $Ca$ ,  $Na$  и  $K$  во многих случаях на порядок меньше других и влияние этих катионов на  $Ng$  в таких случаях следует признать незначимым.

Обращает также внимание, что во многих уравнениях табл. 10.5 коэффициенты при «родственных» катионах различаются незначимо. Поэтому уравнения можно упростить, например:

$$б) Ng = 1,723 + 0,002 Si + 0,045 (Al_{VI} + Fe^{3+} + Ti) + 0,031 (Fe^{2+} + Mn) - 0,036 (Mg + Na + K) + 0,016 Ca;$$

$$в) Ng = 1,774 - 0,020 Si - 0,015 (Al_{VI} + Ti + Fe^{3+}) + 0,027 (Fe^{2+} + Mn) - 0,038 (Mg + Ca + Na + K);$$

$$г) Ng = 1,886 - 0,044 Si - 0,146 Al_{VI} - 0,040 (Ti + Fe^{3+}) + 0,024 Fe^{2+} - 0,071 (Mg + Mn + Na) + 0,037 (Ca + K).$$

В результате остаются четыре-пять переменных, влияющих на  $Ng$ .

Двупреломление связано с теми же катионами, что и показатель преломления, за исключением  $Si$  и  $Al$  (табл. 10.4). Но связь здесь обычно более слабая, как и следовало ожидать при небольшом интервале вариаций  $Ng-Np$  и значительном влиянии погрешностей измерения, состав-

Таблица 10.5

Уравнения регрессии, выражающие показатели преломления и удельный вес ортопироксенов как функцию состава для различных парагенетических групп

| Параметры          | Группа                    | Число<br>анализов | Коэффициенты уравнений регрессии |         |           |           |         |                  |              |                  |         |         |         |        |        |
|--------------------|---------------------------|-------------------|----------------------------------|---------|-----------|-----------|---------|------------------|--------------|------------------|---------|---------|---------|--------|--------|
|                    |                           |                   | $A_0$                            | Si      | $Al_{IV}$ | $Al_{VI}$ | Ti      | Fe <sup>3+</sup> | Cr           | Fe <sup>2+</sup> | Mn      | Mg      | Ca      | Na     | K      |
| Ng                 | $\bar{b}$                 | 63                | 1,823                            | -0,048  | -0,050    | 0,043     | 0,016   | 0,069            | 0,702        | 0,032            | 0,018   | -0,035  | 0,016   | -0,052 | -0,535 |
|                    | $\bar{b}=1,724$           |                   | —                                | -0,118  | -0,121    | 0,077     | 0,006   | 0,104            | 0,021        | <u>0,453</u>     | 0,026   | -0,546  | 0,023   | -0,021 | -0,072 |
|                    | $\bar{v}$                 | 50                | 1,720                            | 0,007   | 0,027     | -0,01     | -0,028  | -0,046           | -0,171       | 0,028            | 0,009   | -0,038  | -0,020  | -0,048 | -0,08  |
| $\bar{v}=1,718$    | —                         |                   | 0,009                            | -0,045  | -0,014    | -0,015    | -0,008  | -0,016           | <u>0,417</u> | 0,0066           | -0,589  | -0,019  | -0,034  | -0,021 |        |
| Ng—Xp              | $\bar{r}$                 | 27                | 2,090                            | -0,146  | -0,102    | -0,146    | -0,015  | -0,053           | 0,137        | 0,024            | -0,745  | -0,071  | 0,035   | -0,137 | 0,619  |
|                    | —                         |                   | -0,774                           | -0,510  | -0,920    | -0,012    | -0,193  | 0,144            | 0,230        | -0,228           | -1,12   | -0,122  | -0,459  | 0,772  |        |
|                    | $\bar{b}+\bar{r}$         | 53                | 0,034                            | -0,0064 | -0,00998  | 0,0063    | -0,0107 | -0,0014          | -0,033       | -0,0005          | -0,0093 | -0,0052 | -0,0088 | -0,036 | 0,0038 |
| $\bar{y}=0,014$    | —                         |                   | -0,143                           | -0,221  | 0,103     | -0,0403   | -0,021  | -0,0379          | -0,072       | -0,131           | -0,859  | -0,121  | -0,145  | 0,0049 |        |
| d                  | $\bar{v}$                 | 36                | 0,270                            | -0,079  | -0,0556   | -0,0683   | -0,221  | -0,0878          | 0,236        | -0,0457          | -0,0833 | -0,0493 | -0,0481 | 0,0194 | -0,109 |
|                    | $\bar{y}=0,015$           |                   | —                                | -0,843  | -0,827    | -0,844    | -0,443  | -1,467           | 0,227        | -5,585           | -0,512  | -0,464  | -0,447  | 0,0902 | -0,270 |
|                    | $\bar{b}+\bar{r}+\bar{v}$ | 68                | 4,950                            | 0,702   | 0,220     | 0,641     | 0,366   | -0,55            | -9,417       | 0,289            | -0,070  | -0,168  | 0,318   | -0,690 | 0,342  |
| $\bar{y}=3,509$    | —                         |                   | -0,140                           | -0,057  | -0,096    | 0,0068    | -0,083  | -0,109           | 0,589        | -0,013           | -0,509  | 0,062   | -0,059  | 0,008  |        |
| sin <sup>2</sup> V | $\bar{b}$                 | 37                | 2,743                            | -2,239  | -2,695    | 2,843     | -0,162  | 1,087            | 152,719      | 1,297            | 1,827   | 1,160   | 1,772   | -0,633 | 10,85  |
|                    | —                         |                   | -0,943                           | -1,081  | 0,905     | -0,0146   | 0,524   | 0,264            | 4,275        | 0,701            | 3,968   | 0,571   | -0,0671 | 0,249  |        |
|                    | $\bar{v}$                 | 34                | -3,881                           | 1,332   | 1,761     | 3,586     | 0,326   | 1,053            | 7,908        | 0,992            | 1,387   | 0,921   | 0,928   | 2,653  | -0,394 |
| —                  | 0,255                     |                   | 0,450                            | 0,573   | 0,033     | 0,341     | 0,147   | 2,436            | 0,172        | 2,382            | 0,156   | 0,235   | -0,0187 |        |        |
| sin <sup>2</sup> V | $f > 50$                  | 22                | 0,448                            | -0,215  | 0,392     | 0,741     | -3,043  | 0,214            | -115,428     | 0,180            | 0,304   | 0,706   | 0,535   | 0,130  | -1,233 |
|                    | —                         |                   | -0,078                           | 0,135   | 0,285     | -0,370    | 0,091   | -0,161           | 0,402        | 0,189            | 1,503   | 0,165   | 0,014   | -0,043 |        |
|                    | $f < 50$                  | 31                | 1,831                            | -0,303  | -0,361    | -0,953    | 0,020   | -0,399           | 3,617        | 0,028            | 0,242   | -0,360  | -0,215  | -0,315 | 0,618  |
| —                  | -0,119                    |                   | -0,158                           | -0,262  | 0,003     | -0,145    | 0,141   | 0,067            | 0,018        | -0,896           | -0,052  | -0,044  | 0,025   |        |        |

Приведены коэффициенты уравнений, аргументами в которых являются содержания катионов на 6 атомов кислорода (верхняя строчка) и коэффициенты уравнений со стандартизованными аргументами. В скобках приведены незначимые коэффициенты, подчеркнуты коэффициенты при катионах, имеющих наибольшее влияние. Обозначения парагенетических групп см. в табл. 10.4.

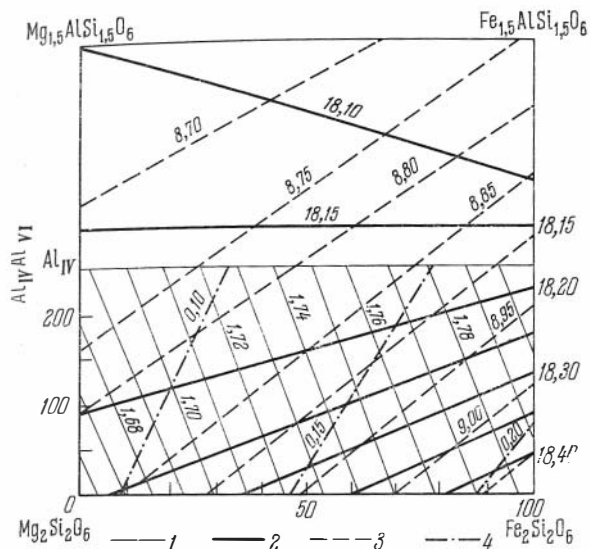


Рис. 84. Рассчитанные по уравнениям регрессии свойства ортопироксенов в системе энстатит — алюмоэнстатит — ферросилит — алюмоферросилит

1 —  $Ng$ , 2 — параметр  $a$ , 3 — параметр  $b$ , 4 —  $Ng - Np$

ляющих 10—20% величины двупреломления. Двупреломление возрастает с увеличением содержания всех катионов типа железа ( $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mn$ ,  $Ti$ , кроме  $Cr$ ), поэтому определяется в основном общей железистостью. Наиболее сильное влияние оказывает  $Ti$ . Соответствующие уравнения регрессии (табл. 10.5) можно упростить; например:

$$б + г) Ng - Np = 0,00012f + 0,009 \pm 0,002;$$

$$Ng - Np = 0,0036 + 0,01(Si + Al_{IV}) + 0,004' Al_{IV} - 0,004(Ti + Fe^{3+} + Cr - 0,002 Fe^{2+} - 0,014(Ca + Mn + Na) - 0,006 Mg);$$

$$в) Ng - Np = 0,00015f + 0,007 \pm 0,002.$$

Таким образом, линия регрессии для низкотемпературных пород соответствует более низким значениям  $Ng - Np$ , чем для высокотемпературных. На рис. 84 обращает внимание также разный наклон линии  $Ng - Np$  для ортопироксенов с малой и высокой железистостью. Эти две «средние» линии соответствуют уравнениям

$$а) f < 40\%; Ng - Np = 0,009 + 0,00017f;$$

$$б) f > 40\%; Ng - Np = 0,015 + 0,00006f.$$

Удельный вес в суммарной выборке метаморфических ортопироксенов дает такое же хорошее линейное приближение, как и  $Ng$ . Значимые коэффициенты корреляции обнаруживают только  $Fe^{2+}$ ,  $Mn$ ,  $Mg$ ,  $Ca$  и  $Ti$ ;  $Fe^{3+}$  не обнаруживает значимую связь с удельным весом, как и с показателем преломления. Это заставляет предполагать, что значительная часть  $Fe^{3+}$  определена в большинстве анализов неправильно (переопределена за счет  $Fe^{2+}$ ). В уравнении регрессии в стандартизованном масштабе наибольшие коэффициенты имеют  $Fe^{2+}$ ,  $Mg$ ,  $Si(Al_{IV})$  и  $Al_{IV}$ , т. е. эти катионы и оказывают наибольшее влияние на  $d$ . Влияние  $Fe^{3+}$ ,  $Ca$  и  $Mn$  меньше, а  $Cr$ ,  $Na$  и  $K$  практически не влияют на  $d$ . В пределах составов природных ортопироксенов точность уравнения достаточно высокая, она, как и для  $Ng$ , соизмерима с точностью прямого измерения величины  $d$ .



## § 42. УГОЛ ОПТИЧЕСКИХ ОСЕЙ И ПРОЧИЕ СВОЙСТВА ОРТОПИРОКСЕНОВ

Зависимость угла оптических осей ортопироксенов от их состава имеет, как известно, явно нелинейный характер. С возрастанием железистости (замены Mg на Fe<sup>2+</sup>) угол оптических осей  $2V_{Ng}$  возрастает от 55 до 130° при железистости около 50%, а затем вновь симметрично убывает до 85° при железистости 93% (рис. 82). Расположение максимума при 50% можно связать с различным положением Mg и Fe<sup>2+</sup> в решетке полностью упорядоченных ортопироксенов: пока Fe<sup>2+</sup> замещает Mg в позиции  $M_1$ , угол  $2V_{Ng}$  возрастает, когда  $M_1$  полностью заполнена Fe<sup>2+</sup> и ион Fe<sup>2+</sup> начинает замещать Mg в позиции  $M_2$ , угол  $2V_{Ng}$  убывает. Таким образом, здесь мы имеем как бы два типа пироксена: (Mg, Fe)MgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> и Fe(Fe, Mg)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> с разными зависимостями для  $2V$ . Как указывалось выше, разный наклон отмечается и для  $Ng - Np$  в пироксенах с железистостью 40—50% и выше.

Но и в пределах каждого типа (до железистости 50% и выше) зависимость явно не линейна, и это касается не только влияния иона Fe<sup>2+</sup>, но и Fe<sup>3+</sup>, Al<sup>VI</sup> и других. Это следует из квадратичной зависимости  $2V$  и показателей преломления, вытекающей из геометрических свойств оптической индикатриссы:

$$\sin^2 V = \frac{Ng^2(Nm^2 - Np^2)}{Nm^2(Ng^2 - Np^2)} \approx \frac{(Nm^2 - Np^2)}{(Ng^2 - Np^2)}.$$

Поэтому если показатели преломления зависят линейно от концентрации соответствующих ионов (чему не противоречат результаты предыдущего параграфа), то величина  $2V$  не должна зависеть линейно от концентрации тех же ионов. Правда, отклонения от линейности могут быть невелики, как мы увидим ниже, для многих групп моноклинных пироксенов, но для ортопироксенов (и клинопироксенов, богатых трехвалентными катионами) этими отклонениями пренебрегать нельзя. Если в предыдущую формулу вместо  $Ng$ ,  $Nm$  и  $Np$  подставим их линейные регрессии по составу и решим относительно  $V$ , то мы получим квадратичную зависимость вида:

$$\sin^2 V = B_0 + \sum C_i x_i^2 + \sum d_{ij} x_j x_{j+1} \text{ и т. д.}$$

Но вычислять такую квадратичную регрессионную зависимость (с учетом вторых членов, где участвуют произведения концентраций катионов) сложно и вряд ли имеет практический смысл. Поэтому мы ограничимся здесь (а также для моноклинных пироксенов) упрощенными зависимостями вида

$$\sin^2 V = A_0 + \sum_{i=1}^k b_i x_i,$$

т. е. обычной линейной регрессией с заменой  $2V$  на  $\sin^2 V$ . Такую зависимость мы вычислили отдельно для ортопироксенов метаморфических пород с  $f \leq 50\%$  и с  $f > 50\%$ , и суммарную — для ортопироксенов двупироксеновой фации. Эти три регрессии приведены в табл. 10.5, из которой видно, что, как и следовало ожидать, суммарное уравнение не дает удовлетворительного результата, в частности в отношении влияния Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>. Частные уравнения для ортопироксенов с  $f < 50$  и более 50 дают хорошее линейное приближение.

Для всей совокупности ортопироксенов точки значений на рис. 82 удовлетворительно аппроксимируются параболической зависимостью. Для метаморфических ортопироксенов она имеет вид:

$$2V = -0,03f^2 + 3f + 55.$$

Из прочих свойств ромбических пироксенов можно отметить дисперсию угла оптических осей и плеохроизм. Наши данные подтверждают более ранние выводы Генри (Henry, 1935) и Куно (Kuno, 1941) о том, что характер дисперсии меняется дважды с  $r < v$  на  $r > v$  приблизительно у пироксена с железистостью 15% ( $2V=90^\circ$ ) и с  $r > v$  на  $r < v$  — с железистостью 50% ( $2V=130^\circ$ ). Эти точки могут, по-видимому, смещаться в зависимости от примесей  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ .

Многие авторы отмечали, что характер плеохроизма и интенсивность плеохроизма у ортопироксенов зависят от разных причин (Дир и др., 1965). Оттенки плеохроизма, как и окраска, связываются с содержанием  $Fe^{2+}$  в ортопироксене и меняются от оранжево-розовой по  $Np$  для бронзита до розовато-желтой абсорбционной окраски по  $Np$  для феррогиперстена. Интенсивность плеохроизма непосредственно от железистости не зависит, в частности многие железистые ортопироксены плеохроируют слабо. Куно (Kuno, 1954) связывал интенсивность плеохроизма с содержанием  $TiO_2$ , а Хауи (Howie, 1955) и Паррас (Paragas, 1958) — с наличием ориентированных вростков моноклинного пироксена (продуктов распада твердых растворов). В последнем случае предполагалось, что влияет и количество вростков, и общая их ориентировка.

#### § 43. ВЛИЯНИЕ ИЗОМОРФНЫХ ЗАМЕЩЕНИЙ НА СВОЙСТВА ОРТОПИРОКСЕНОВ И СВОЙСТВА ПИРОКСЕНОВ КОНЕЧНОГО ТЕОРЕТИЧЕСКОГО СОСТАВА

На основании приведенных выше уравнений регрессии рассмотрим влияние различных катионов на оптические свойства и удельный вес при вхождении их в решетку энстатита, т. е. на место Si и Mg, подобно тому, как это сделано в § 1 для моноклинных пироксенов на основании экспериментальных данных А. И. Цветкова (1951) и других исследователей. Соответствующие величины в табл. 10.6. получены из табл. 10.5 следующим образом:

$$\begin{aligned} (Al_{IV} \rightarrow Si) &= 0,1 (A_{Al_{IV}} - A_{Si}); & (Al_{IV} \rightarrow Mg) &= 0,1 (A_{Al_{IV}} - A_{Mg}); \\ (Ti \rightarrow Si) &= 0,1 (A_{Ti} - A_{Si}); & (Ti \rightarrow Mg) &= 0,1 (A_{Ti} - A_{Mg}); \\ (Fe^{3+} \rightarrow Si) &= 0,1 (A_{Fe^{3+}} - A_{Si}); & (Fe^{2+} \rightarrow Mg) &= 0,1 (A_{Fe^{2+}} - A_{Mg}); \\ (Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}) &= 0,1 (A_{Fe^{3+}} - A_{Mg}), \end{aligned}$$

где  $A_{Al_{IV}}$ ,  $A_{Si}$  и так далее — коэффициенты уравнений регрессии (в обычном масштабе) в табл. 10.5.

Для трехвалентных катионов Ca и Mn, содержание которых в ортопироксенах обычно мало, эти эффекты мы определяли по уравнениям для тех групп, где содержание этих катионов максимально.

Параметры решетки при изовалентных замещениях меняются в большинстве случаев в соответствии с размерами катионов (см. § 5). Так, главное изоморфное вхождение более крупного катиона  $Fe^{2+}$  (0,83) на место Mg (0,78) увеличивает все параметры, хотя и в разной степени (меньше всего возрастает  $c$ ). Аналогично более крупные катионы Mn и Ca, замещая Mg, увеличивают все параметры, причем Mn влияет сильнее, чем Ca и  $Fe^{2+}$ . Замена  $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$  уменьшает все параметры.

Замещение других разновалентных ионов и  $Fe^{3+} \rightarrow Al_{VI}$  оказывают разное влияние на параметр  $a$  и параметры  $b$  и  $c$ . Так, замещение Mg трехвалентными катионами увеличивает параметр  $a$  и уменьшает параметры  $b$  и  $c$ . Но если взять эти замещения одновременно с замещением  $Al_{VI} \rightarrow Si$ , необходимого для компенсации валентности, то мы убедимся, что все параметры при вхождении трехвалентных катионов будут умень-

Таблица 10.6

## Влияние изоморфных замещений на свойства ортопироксенов

| Свойства     | Группа       | Замещение на 0,1 в кристаллохимической формуле |         |                       |   |         |                                     |                       |                       |         |         |                                     |  |
|--------------|--------------|--|---------|-----------------------|---|---------|-------------------------------------|-----------------------|-----------------------|---------|---------|-------------------------------------|--|
|              |              | В позиции T                                    |         |                       | В позиции M <sub>1</sub> , M <sub>2</sub> |         |                                     |                       |                       |         |         |                                     |  |
|              |              | Al <sub>IV</sub> → Si                          | Ti → Si | Fe <sup>3+</sup> → Si | Al <sub>VI</sub> → Mg                     | Ti → Mg | Fe <sup>3+</sup> → Fe <sup>2+</sup> | Fe <sup>3+</sup> → Mg | Fe <sup>2+</sup> → Mg | Mn → Mg | Ca → Mg | Fe <sup>3+</sup> → Al <sub>VI</sub> |  |
| <i>a</i>     | Метам.       | -0,027   | -0,009  | 0,016                 | 0,005                                     | 0,009   | -0,006                              | 0,003                 | 0,009                 | 0,058   | 0,015   | 0,002                               |  |
| <i>b</i>     | »            | -0,006   | 0,003   | -0,023                | -0,036                                    | -0,048  | -0,040                              | -0,028                | 0,012                 | 0,044   | 0,014   | 0,008                               |  |
| <i>c</i>     | »            | -0,004   | 0,018   | -0,024                | -0,033                                    | -0,011  | -0,009                              | -0,005                | 0,003                 | 0,019   | 0,004   | 0,027                               |  |
| <i>Ng</i>    | <i>X</i>     | -0,007   | —       | —                     | 0,018 (?)                                 | 0,054   | 0,011                               | 0,018                 | 0,0066                | 0,0046  | -0,0002 | —                                   |  |
|              | <i>a</i>     | —  | —       | —                     | —   | 0,040   | —                                   | —                     | 0,0066                | —       | -0,005  | —                                   |  |
|              | <i>б</i>     | 0,000  | 0,006   | 0,012                 | 0,0078                                    | 0,0051  | 0,0037                              | 0,0104                | 0,0067                | 0,0053  | 0,0051  | 0,0076                              |  |
|              | <i>в</i>     | 0,002  | —       | —                     | 0,0037                                    | —       | —                                   | —                     | 0,0066                | 0,0047  | —       | —                                   |  |
|              | <i>г</i>     | 0,0044   | —       | 0,0093                | -0,0075                                   | 0,0056  | —                                   | 0,0018                | 0,0095                | —       | 0,0036  | 0,0093                              |  |
| <i>Ng-Np</i> | <i>б+г</i>   | -0,0006  | -0,0014 | -0,0012               | 0,0011                                    | -0,0006 | -0,0001                             | 0,0004                | 0,0005                | -0,0004 | -0,0004 | -0,0007                             |  |
|              | <i>в</i>     | 0,0023   | —       | -0,0010               | -0,0019                                   | —       | -0,0042                             | -0,0038 (?)           | 0,0004                | -0,0034 | —       | -0,0019                             |  |
| <i>d</i>     | <i>б+в+г</i> | 0,0482   | 0,107   | -0,0151               | -0,0473                                   | 0,0534  | -0,0780                             | -0,0383               | 0,0397 <sub>3</sub>   | 0,0098  | 0,0486  | 0,0090                              |  |
| $\sin^2 V$   | <i>б</i>     | -0,0456  | 0,2077  | -0,4026               | 0,1683                                    | -0,1322 | 0,0490                              | 0,0627                | 0,0137                | 0,0667  | 0,007   | -0,1056                             |  |
|              | <i>в</i>     | 0,0429   | -0,1006 | +0,0279               | 0,2665                                    | -0,0595 | 0,0061                              | 0,0132                | 0,0071                | 0,0466  | 0,1732  | -0,2533                             |  |

Обозначения групп *a* — *г* см. в табл. 10,4; метам. — все метаморфические породы; *X* — данные Хенриков (Henriques, 1958).

шаться, причем в наибольшей степени уменьшается параметр  $b$ , т. е. сжимаются ряды цепей (см. § 5). В то же время сами по себе замещения в группе  $T$  сильнее всего влияют на параметр  $a$  и  $c$ , причем вхождение или  $Al$  или  $Ti, Fe^{3+}$  на место  $Si$  оказывают в трех случаях противоположный эффект и почти не влияют на параметр  $b$ , а замещения в группе  $M_1, M_2$  сильнее всего влияют на параметр  $b$ .

Показатель преломления  $Ng$  возрастает при вхождении чермакита  $2R^{3+} \rightarrow MgSi$ , но влияние  $Al_{сум}$  в группах «в» и «г» невелико и только  $Fe^{3+}$  обнаруживает большое влияние на  $Ng$ , которое не соответствует ортопироксенам с высоким содержанием  $Fe^{3+}$ . Другими словами, сопоставление с природными пироксенами еще раз подтверждает, что  $Fe^{3+}$  входит в позицию  $Mg$ , а  $Al_{IV}$  (и  $Ti$ ?) — преимущественно в позицию  $Si$ . Замещение  $Mg$  другими двух- и трехвалентными катионами, как правило, увеличивает  $Ng$ , причем постоянное, но более слабое по сравнению с  $Fe^{3+}$  влияние оказывает преобладающий изоморфизм  $Fe^{2+} \rightarrow Mg$ ;  $Ca, Mn$  и  $Ti$ , замещая  $Mg$ , увеличивают  $Ng$  примерно в равной степени (0,005 на каждые 10% замены). Замена  $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$  (с одновременной заменой  $Al_{IV} \rightarrow Si$ ) дает эффект (+0,004) на каждые 10% замены.

Двупреломление при главном изоморфизме  $Fe^{2+} \rightarrow Mg$  возрастает незначительно, но сильно зависит от трехвалентных катионов, особенно  $Ti_{IV}$  и  $Fe^{3+}_{IV}$ , которые могут значительно понижать  $Ng - Np$  ортопироксенов. Суммарное влияние  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$  (без комбинации с  $Fe^{3+}$  или  $Ti$ ) по величине аналогично влиянию  $Fe^{2+}$ . Вхождение  $Ca$  и  $Mn$  на место  $Mg$  уменьшает  $Ng - Np$ .

Удельный вес в наибольшей степени возрастает при вхождении  $Ti$  на место  $Si$ , а также  $Ti, Fe^{2+}$  и  $Ca$  на место  $Mg$ . Замена  $Mg$  на  $Fe^{2+}$  или  $Ca$  увеличивает удельный вес примерно в одинаковой степени. Вхождение  $Al_{VI}$  и  $Fe^{3+}$  на место  $Mg$  уменьшает удельный вес, но если взять реальное

Таблица 10.7

Свойства теоретических конечных членов ортопироксенов, вычисленные с помощью уравнений регрессии

| Свойства     | Группа | Экстагит<br>$Mg_2Si_2O_6$ | Пироп-экстагит<br>$Mg_{1,5}AlSi_{1,5}O_6$ | Ферросилит<br>$Fe^{2+}_2Si_2O_6$ | Альмандин-ферросилит<br>$Fe^{2+}_{1,5}AlSi_{1,5}O_6$ | Ортоферрочермакит<br>$MgFe^{3+}_2SiO_4$ | Ортопиджонит<br>$Ca_{0,5}MgFe_{0,5}Si_2O_6$ | Мл-ферросилит<br>$MnFe^{2+}_2Si_2O_6$ |
|--------------|--------|---------------------------|---|----------------------------------|--|---|---|---------------------------------------|
| $a$          | —      | 18,230                    | 18,118                                    | 18,416                           | 18,258   | 18,109                                  | 18,351                                      | 18,901                                |
| $b$          | —      | 8,812                     | 8,604                                     | 9,058                            | 8,789  | 8,767                                   | 9,941                                       | 9,375                                 |
| $c$          | —      | 5,181                     | 5,172                                     | 5,247                            | 5,222  | 5,369                                   | 5,218                                       | 5,401                                 |
| $Ng$         | б      | 1,657                     | 1,695                                     | 1,791                            | 1,795  | 1,818                                   | 1,716                                       | 1,777                                 |
|              | в      | 1,658                     | 1,683                                     | 1,790                            | 1,781  | —                                       | 1,700                                       | 1,771                                 |
|              | г      | 1,656                     | 1,631                                     | —                                | 1,783  | —                                       | —   | —                                     |
| $Ng - Np$    | б+г    | 0,011                     | 0,0038                                    | 0,0202                           | 0,022  | 0,0196                                  | 0,0114                                      | 0,0114                                |
|              | в      | 0,013                     | 0,011                                     | 0,021                            | 0,022  | —                                       | 0,015                                       | —                                     |
| $d$          | б+в+г  | 3,210                     | 3,251                                     | 4,004                            | 3,810  | 3,978                                   | 3,811                                       | 3,705                                 |
| $\sin^2(2V)$ | б      | 0,585<br>(50°)            | 1,208<br>(~95°)                           | 0,859<br>(68°)                   | 1,404<br>(100,5°)                                    | —                                       | 0,959<br>(78°)                              | —                                     |
|              | в      | 0,622<br>(52°)            | —   | 0,764<br>(61°)                   | —  | 0,746<br>(59,5°)                        | 0,661<br>(54,5°)                            | (1,159)<br>(~90°)*                    |

\* В скобках — значения  $2V$ .

замещение с одновременной заменой  $Al_{IV} \rightarrow Si$ , то получим нулевой эффект для Al и возрастание для  $Fe^{3+}$  (причем замена  $Fe^{3+}Al_{IV} \rightarrow MgSi$  увеличивает  $Ng$  сильнее, чем замена  $Fe^{3+} \rightarrow Mg$  в полном соответствии с теорией) (В. С. Соболев, 1949).

Свойства теоретических конечных членов ортопироксенов, вычисленные на основании приведенных выше регрессионных зависимостей, даны в табл. 10.7. При сопоставлении со свойствами искусственных чистого энстатита и «пироп-энстатитов» устанавливается хорошее совпадение (см. § 1 и 40). Обращает внимание, что для других конечных членов наименьшие из всех параметры решетки получились для глиноземистого пироп-энстатита и ортоферрочермакита  $MgFe_2^{3+}SiO_6$  (кроме  $c$ ), наибольшие параметры — для марганцовистого ферросилита.

Таблица 10.8

Свойства гранатов и пироксенов эквивалентного состава

| Параметр  | Пироксен<br>$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ | Гранат<br>$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ | Пироксен<br>$Fe_3^{2+}Al_2Si_3O_{12}$ | Гранат<br>$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ |
|---|----------------------------------|--------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------|
| $V_0$ ( $\text{\AA}^3$ ) на 12 атомов кислорода . . . . . | 201,41                           | 186,36                         | 209,45                                | 188,57                         |
| $N$ . . . . .   | 1,683—1,695                      | 1,714                          | 1,795                                 | 1,830                          |
| $d$ . . . . .   | 3,251                            | 3,51                           | 3,810                                 | 4,32                           |
| $d$ (вычислено при $V_0$ ) . . . . .                      | 3,28                             | 3,56                           | 3,91                                  | 4,36                           |

Отсюда можно ожидать, что увеличение давления в поле, где соответствующие гранаты еще неустойчивы, будет благоприятствовать вхождению  $(Al_{IV} + Fe^{3+})$ -компонента. Наоборот, уменьшение давления (и увеличение температуры) будет благоприятствовать образованию Мп-ортопироксенов. Данные главы 6 хорошо соответствуют этим выводам. По сравнению с гранатами ортопироксены эквивалентного состава имеют большие размеры ячейки (на то же количество кислорода в ячейке), меньший удельный вес и показатели преломления, что видно из данных табл. 10.8.

Таким образом, удельный вес и удельная рефракция  $Mg_{VII}$  и  $Al_{IV} Al_V$  в пироксене ниже, чем в гранате ( $Mg_{VIII}$  и  $Al_{VI}$ ). В связи с удельной рефракцией обращает внимание заключение Хенрикса (Henriques, 1958b), что влияние различных катионов на показатели преломления ортопироксенов, клинопироксенов и ортоамфиболов примерно одно и то же по знаку и по величине.

В отношении  $Ng-Np$  обращает внимание очень низкое двупреломление у Al-энстатита, примерно одинаковое двупреломление у ферросилитов и ортопироксенов с  $Fe^{3+}$ , равное 0,020—0,022, и у энстатита, ортопижонита и Мп-пироксена, равное 0,011.

#### § 44. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ОРТОПИРОКСЕНОВ ПО СВОЙСТВАМ

Прежде всего на основании данных предыдущего анализа мы можем построить диагностические диаграммы, чтобы в координатах наиболее важных параметров состава ортопироксенов показать изменение их важнейших свойств. Частично такие диаграммы, а именно железистость — свойства приведены выше. Теперь мы построим в качестве примера треугольные и четырехугольные диаграммы, используя свойства теоретических конечных членов (табл. 10.7) и линейные изменения между ними. Такой путь представляет просто улучшенный вариант традиционных диаграмм состав — свойство, приведенных во многих справочниках

(А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; Трёгер, 1958), и был уже использован Винчеллом (Winchell, 1963) для моноклинных пироксенов (см. § 49). При таком построении мы, во-первых, усредняем свойства не на глаз, а с помощью вычисленных уравнений, в основе которых лежит метод наименьших квадратов, и, во-вторых, строим диаграммы для чистых разновидностей и освобождаем от влияния прочих примесей, подобно экспериментальному построению этих диаграмм. Поэтому они имеют не только диагностическое, но и самостоятельное значение.

Все важнейшие составы ортопироксенов, бедных кальцием, будут охватываться системой  $Mg_2Si_2O_6-Fe_2Si_2O_6-Mg_{1,5}AlSi_{1,5}O_6-Fe_{1,5}AlSi_{1,5}O_6$ , которая представляет часть треугольника  $Mg-Fe^{2+}-Al(R^{3+})$  (рис. 26, § 8).

На рис. 84 в этих координатах показано изменение важнейших свойств ортопироксенов:  $Ng$ , параметров  $a$ ,  $b$  и  $Ng-Np$ . Пользуясь совокупностью этих свойств, можно удовлетворительно определять составы глиноземистых ортопироксенов.

Кроме того, мы решили задачу определения состава ортопироксенов и другим путем, комбинируя совокупность свойств в уравнении многомерной регрессии для определения двух важнейших параметров состава ортопироксенов: железистости (содержание  $Fe^{2+}$ ) и содержания  $Al$ .

В результате получены следующие уравнения регрессии.

1. Определение  $Al$  в ортопироксенах с помощью параметров решетки (рассчитано по 49 анализам метаморфических ортопироксенов и их параметрам):

$$Al \pm 0,045 = -18,311 + 0,028 a - 2,696 b + 8,048 c;$$

$$t_{Al} = 0,018 t_a - 2,26 t_b + 1,61 t_c.$$

Из второго уравнения в стандартизованном масштабе видно, что наибольшее значение имеют  $b$  и  $c$ , а параметр  $a$  практически значения не имеет, т. е. получаем:

$$Al \pm 0,048 = 17,798 - 2,696 b + 8,048 c.$$

2. Определение  $Al$  в ортопироксенах по совокупности оптических свойств и параметров решетки. Вычислено по 29-ти анализам метаморфических ортопироксенов. Точность определения  $Al$  примерно в 3 раза выше:

$$Al \pm 0,018 = 15,345 + 0,0657 a - 2,124 b - 0,505 c + 2,501 Ng - 0,001(2V) + 0,263 d;$$

$$t_{Al} = 0,050 t_a - 2,133 t_b - 0,123 t_c + 1,146 t_{Ng} - 0,226 t_{2V} + 0,707 t_d.$$

Из стандартизованного уравнения видно, что главное значение имеют параметр  $b$ ,  $Ng$  и  $d$  (на диаграмме рис. 84 эти параметры и использованы). Поэтому диагностическое уравнение можно упростить:

$$Al \pm 0,02 = 13,572 - 2,124 b + 2,501 Ng + 0,263 d.$$

3. Определение  $Fe^{2+}$  в ортопироксенах. Железистость ортопироксенов достаточно точно определяется по совокупности  $Ng$  (или  $d$ ) и  $2V$  с помощью графиков, приведенных на рис. 83.

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ

Рассмотрим, как и для ромбических пироксенов, поочередно зависимость от состава следующих свойств моноклиновых пироксенов: 1) параметров решетки, 2) показателей преломления и удельного веса, 3)  $2V$  и  $cNg$ .

## § 45. ПАРАМЕТРЫ РЕШЕТКИ МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ

Попытки коррелировать параметры решетки и состав клинопироксенов были предприняты многими авторами (Кипо, Hess, 1953; Кипо, 1955; Brown, 1960; Winchell, Tilling, 1960). Обзор других работ был сделан в упомянутых статьях Брауна и Винчелла. Это были в основном попытки построения различных ориентировочных диаграмм. Винчелл впервые рассчитал линейные многомерные регрессии параметров решетки по составу клинопироксенов, на основании немногочисленной выборки из 13 анализов. Позже Висванатан (Viswanathan, 1966) провел более полный анализ, используя химические анализы и параметры решетки 35 клинопироксенов из магматических и метаморфических пород. Из них девять клинопироксенов из метаморфических пород Южной Индии представляют собственные материалы автора. Их химические анализы в цитированной статье Висванатана не приводятся, и мы использовали только кристаллохимические формулы, рассчитанные Висванатаном. Кроме того, Висванатан ввел поправки на вростки ортопироксена в девяти анализах клинопироксенов Скергардской интрузии из работы Брауна (Brown, 1960). Результаты расчетов Висванатана, полученные на материале этих 35 пироксенов, приведены в табл. 11.3.

Уравнения Висванатана дают неудовлетворительные результаты для многих метаморфических клинопироксенов, особенно жадеитовых. В нашей выборке (см. Приложение 2) имеются дополнительные анализы метаморфических клинопироксенов с измеренными параметрами решетки. В частности, большую работу по изучению параметров решетки жадеитовых пироксенов провели Н. И. Зюзин и Н. В. Соболев (1969). Обработка их данных была проведена нами совместно. Мы рассчитали дополнительно уравнения многомерной регрессии для параметров решетки только жадеитовых клинопироксенов ( $n=55$ ), а затем для всех метаморфических клинопироксенов, используя параметры решетки 72 пироксенов, приведенные в табл. 11.1.

Коэффициенты корреляции параметров решетки и состава метаморфических клинопироксенов даны в табл. 11.2. Из таблицы видно, что обнаруживается сильная положительная связь параметров  $a$  и  $b$  с содержанием Ca, более слабая — с  $Fe^{2+}$ , Mg,  $Al_{IV}$ , сильная отрицательная связь — с  $Al_{VI}$  и Na и более слабая — с Si. Часть этих связей, по-видимому, ложная, наведенная через другие связи, что показывает вычисле-

не частных коэффициентов корреляции и коэффициентов уравнения регрессии в стандартизованном масштабе (табл. 11.3). Например, связи параметра  $a$  с двухвалентными катионами наведены через их связи с  $l_{VI}$ .

Уравнения Висванатана и вычисленные нами для метаморфических клинопироксенов отличаются не только областью применимости, но и видом, поэтому их непосредственное сравнение затруднительно. Висванатан, как и Винчелл, использовал только пять переменных, выбранных довольно произвольно:

$$x_1 = \text{Si в позиции } Z,$$

$$x_2 = \text{R}^{3+} \text{ в позиции } Y \text{ (в шестерной координации),}$$

$$x_3 = \text{Mg в позиции } Y,$$

$$x_4 = \text{Fe}^{2+} \text{ в позиции } X \text{ (т. е. } \Delta\text{Fe} = 1 - \text{Ca} - \text{Na}),$$

$$x_5 = \text{Ca в позиции } X \text{ (т. е. практически весь Ca)}$$

Таблица 11.1

Параметры решетки метаморфических клинопироксенов

| Год из-<br>дания<br>При-<br>ложе-<br>ния 2 | Анализ |       |       |               |                     |                   | Анализ |      |      |               |                     |                   |       |
|--|--------|-------|-------|---------------|---------------------|-------------------|--------|------|------|---------------|---------------------|-------------------|-------|
|  | A, Å   | B, Å  | C, Å  | $\beta^\circ$ | $d_{510}, \text{Å}$ | V, Å <sup>3</sup> | A, Å   | B, Å | C, Å | $\beta^\circ$ | $d_{510}, \text{Å}$ | V, Å <sup>3</sup> |       |
| A  | 9,734  | 8,929 | 5,260 | 74,07         | —                   | —                 | 1230   | 9,58 | 8,75 | 5,24          | 106,88              | 1,795             | 419,8 |
| B  | 9,745  | 8,925 | 5,251 | 73,59         | —                   | —                 | 1231   | 9,60 | 8,79 | 5,31          | 106,43              | 1,802             | 428,8 |
| C  | 9,761  | 8,949 | 5,250 | 74,22         | —                   | —                 | 1228   | 9,57 | 8,76 | 5,32          | 106,47              | 1,806             | 427,2 |
| D  | 9,752  | 8,940 | 5,239 | 74,36         | —                   | —                 | 1232   | 9,58 | 8,78 | 5,30          | 106,43              | 1,798             | 425,6 |
| E  | 9,749  | 8,937 | 5,228 | 74,36         | —                   | —                 | 1229   | 9,54 | 8,73 | 5,28          | 106,85              | 1,788             | 419,9 |
| F  | 9,772  | 8,941 | 5,255 | 74,24         | —                   | —                 | 1226   | 9,60 | 8,79 | 5,27          | 106,50              | 1,801             | 425,9 |
| G  | 9,723  | 8,913 | 5,241 | 74,05         | —                   | —                 | 1234   | 9,53 | 8,69 | 5,29          | 106,85              | 1,785             | 419,3 |
| H  | 9,725  | 8,918 | 5,245 | 74,04         | —                   | —                 | 1235   | 9,56 | 8,73 | 5,34          | 107,22              | 1,788             | 424,7 |
| 185  | 9,69   | 8,87  | 5,24  | 106,10        | 1,823               | 432,7             | 1286   | 9,57 | 8,75 | 5,27          | 106,50              | 1,796             | 422,6 |
| 394  | 9,58   | 8,76  | 5,21  | 106,88        | 1,800               | 418,4             | 1283   | 9,62 | 8,80 | 5,30          | 107,07              | 1,805             | 427,5 |
| 997  | 9,53   | 8,75  | —     | —             | 1,785               | —                 | 1287   | 9,63 | 8,80 | 5,27          | 106,65              | 1,806             | 427,9 |
| 996  | 9,53   | 8,75  | —     | —             | 1,787               | —                 | 1305   | 9,60 | 8,79 | 5,23          | 106,43              | 1,801             | 423,3 |
| 938  | 9,58   | 8,75  | 5,36  | 107,00        | —                   | 425,3             | 1299   | 9,57 | 8,77 | 5,21          | 106,40              | 1,795             | 419,5 |
| 995  | 9,46   | 8,62  | 5,35  | 107,47        | 1,767               | 415,2             | 1292   | 9,66 | 8,83 | 5,20          | 105,88              | 1,815             | 426,2 |
| 998  | 9,486  | 8,622 | 5,241 | 107,0         | —                   | 408,6             | 1288   | 9,69 | 8,87 | 5,30          | 106,15              | 1,821             | 437,1 |
| 989  | 9,42   | 8,58  | 5,22  | 107,45        | 1,761               | 402,5             | 1300   | 9,71 | 8,88 | 5,14          | 105,78              | 1,829             | 426,5 |
| 300  | 9,437  | 8,574 | 5,225 | 107,60        | —                   | 403,0             | 1306   | 9,57 | 8,77 | 5,21          | 106,83              | 1,794             | 418,5 |
| 971  | 9,763  | 8,951 | 5,251 | 74,30         | —                   | —                 | 1307   | 9,59 | 8,78 | 5,20          | 106,60              | 1,799             | 419,6 |
| 320  | 9,596  | 8,773 | 5,265 | 73,10         | —                   | 423,9             | 1295   | 9,69 | 8,88 | 5,21          | 106,07              | 1,824             | 430,8 |
| 949  | 9,445  | 8,620 | 5,230 | 72,31         | —                   | 406,1             | 1293   | 9,63 | 8,82 | 5,21          | 106,40              | 1,810             | 424,5 |
| 963  | 9,418  | 8,562 | 5,219 | 72,29         | —                   | 401,2             | 1289   | 9,69 | 8,88 | 5,21          | 106,07              | 1,823             | 430,8 |
| 992  | 9,64   | 8,78  | 5,28  | 73,03         | —                   | 427,5             | 1301   | 9,70 | 8,88 | 5,19          | 106,00              | 1,824             | 429,7 |
| 976  | 9,81   | 9,02  | 5,26  | 75,0          | —                   | —                 | 1290   | 9,63 | 8,82 | 5,21          | 106,40              | 1,809             | 424,5 |
| 978  | 9,90   | 9,19  | 5,27  | 74,55         | —                   | —                 | 1291   | 9,73 | 8,91 | 5,25          | 106,27              | 1,833             | 436,9 |
| 143  | 9,743  | 8,897 | 5,184 | 73,04         | —                   | —                 | 1302   | 9,66 | 8,82 | 5,25          | 106,78              | 1,811             | 428,3 |
| 155  | 9,717  | 8,849 | 5,251 | 73,28         | —                   | 432,0             | 1298   | 9,54 | 8,71 | 5,16          | 106,78              | 1,787             | 410,5 |
| 999  | 9,769  | 8,894 | 5,223 | 73,27         | —                   | 435,0             | 1308   | 9,77 | 8,94 | 5,30          | 105,68              | 1,840             | 445,2 |
| 156  | 9,701  | 8,845 | 5,274 | 73,14         | —                   | 433,3             | 1303   | 9,69 | 8,86 | 5,29          | 105,93              | 1,822             | 436,2 |
| 209  | 9,68   | 8,87  | 5,26  | —             | —                   | —                 | 1297   | 9,61 | 8,78 | 5,28          | 106,47              | 1,804             | 426,8 |
| 187  | 9,72   | 8,85  | 5,30  | 73,30         | —                   | —                 | 1296   | 9,65 | 8,83 | 5,28          | 106,30              | 1,813             | 431,7 |
| 210  | 9,73   | 8,87  | 5,24  | 73,24         | —                   | —                 | 1236   | 9,61 | 8,79 | 5,29          | 106,63              | 1,802             | 427,7 |
| 174  | 9,70   | 8,86  | 5,28  | 106,23        | 1,823               | 435,7             | 1237   | 9,61 | 8,79 | 5,29          | 106,55              | 1,802             | 427,4 |
| 216  | 9,57   | 8,76  | 5,33  | 105,08        | 1,806               | 430,5             | 1238   | 9,53 | 8,70 | 5,23          | 106,90              | 1,784             | 415,4 |
| 215  | 9,61   | 8,79  | 5,25  | 106,50        | 1,804               | 425,2             | 1241   | 9,52 | 8,69 | 5,24          | 106,57              | 1,785             | 415,1 |
| 239  | 9,57   | 8,73  | 5,34  | 106,52        | 1,794               | 427,8             | 1240   | 9,51 | 8,67 | 5,29          | 106,77              | 1,782             | 417,7 |

A, B, C . . . G, H — номера проб из работы Висванатана (Viswanathan, 1966), для которых опубликованы только кристаллохимические формулы. Некоторые значения углов отражения даны как разности (180— $\beta$ )°.



Коэффициенты корреляции параметров решетки и содержаний катионов в метаморфических пироксенах в целом (б) и в жадеитовых пироксенах (в)

| Параметр           | Группа | Число анализов | $r_{0,05}$ | Катионы    |                  |                  |         |                  |         |                  |        |            |            |            | $R_{\text{сум}}$ |                   |
|--------------------|--------|----------------|------------|------------|------------------|------------------|---------|------------------|---------|------------------|--------|------------|------------|------------|------------------|-------------------|
|                    |        |                |            | Si         | Al <sub>IV</sub> | Al <sub>VI</sub> | Ti      | Fe <sup>3+</sup> | Cr      | Fe <sup>2+</sup> | Mn     | Mg         | Ca         | Na         |                  | K                 |
| a                  | б      | 70             | 0,23       | -0,37      | 0,38             | -0,95            | —       | —                | 0,29    | 0,57             | —      | 0,85       | 0,89       | -0,93      | —                | 0,967<br>(0,885)* |
|                    | в      | 55             | 0,265      | —          | —                | -0,928           | —       | —                | 0,43    | 0,33             | —      | 0,88       | 0,84       | -0,91      | —                | 0,950             |
| b                  | б      | 70             | 0,23       | -0,35      | 0,36             | -0,93            | —       | —                | 0,28    | 0,52             | —      | 0,83       | 0,89       | -0,93      | —                | 0,966<br>(0,973)* |
|                    | в      | 55             | 0,26       | —          | —                | -0,89            | —       | —                | 0,40    | 0,25             | —      | 0,86       | 0,84       | -0,92      | —                | 0,950             |
| c                  | б      | 68             | 0,24       | —          | —                | —                | —       | 0,25             | —       | —                | —      | —          | —          | —          | —                | 0,660<br>(0,69)*  |
|                    | в      | 53             | 0,265      | —          | 0,20             | —                | 0,25    | —                | —       | —                | —      | —          | -0,26      | —          | —                | 0,49              |
| sin <sup>2</sup> β | б      | 67             | 0,235      | -0,37      | 0,37             | -0,76            | —       | —                | —       | 0,43             | —      | 0,68       | 0,83       | -0,83      | —                | 0,890<br>(0,97)*  |
|                    | в      | 53             | 0,265      | -0,37      | 0,38             | -0,75            | —       | —                | 0,30    | —                | —      | 0,75       | 0,82       | -0,87      | —                | 0,884             |
| d <sub>510</sub>   | в      | 50             | 0,28       | —          | —                | -0,926           | —       | —                | 0,41    | 0,29             | —      | 0,86       | 0,86       | -0,930     | —                | 0,973             |
| V <sub>o</sub>     | в      | 53             | 0,265      | -0,27      | 0,28             | -0,83            | —       | —                | 0,43    | —                | —      | 0,81       | 0,78       | -0,84      | —                | 0,891             |
| $\bar{x}$<br>S     | б      | 70             | —          | 1920<br>66 | 82<br>62         | 357<br>270       | 9<br>11 | 55<br>5          | 5<br>10 | 77<br>100        | 2<br>4 | 568<br>267 | 577<br>253 | 328<br>256 | 4<br>6           | —                 |
| $\bar{x}$<br>S     | в      | 55             | —          | 1928<br>61 | 74<br>56         | 407<br>237       | 9<br>12 | 60<br>51         | 5<br>8  | 42<br>43         | 1<br>4 | 539<br>257 | 539<br>230 | 369<br>224 | 4<br>7           | —                 |

\* Суммарные коэффициенты корреляции по данным Висванатана.

В наших уравнениях использовались все переменные, хотя влияние Cr и K незначимо во всех случаях. Но результаты вычислений по тем и другим уравнениям для основных изоморфных замещений и для главных конечных членов (диопсида, геденбергита), оказываются сопоставимыми, а для многих чистых разновидностей, например жадеита и эгирина, результаты по нашему уравнению оказываются более удовлетворительными при сравнении со свойствами синтетических членов. Для вычисления соответствующих уравнений только по параметрам синтетических пироксенов данных пока недостаточно.

Так как вычисление параметров решетки моноклинных пироксенов представляет значительные трудности и менее точно, чем для ортопироксенов, многие авторы пытались коррелировать с составом клинопироксенов отдельные межплоскостные расстояния (см., например, Zwaan, 1954; Essene, Fyfe, 1967 и др.). Нами вычислено уравнение регрессии для рефлекса d<sub>510</sub> в жадеитовых пироксенах, которые показывают удовлетворительное линейное приближение.

| Параметр       | Группа               | Число анализов | $\lambda_0$<br>(Y) | Коэффициенты уравнений при содержаниях катионов на 6 кислородов |                       |                       |                          |                          |                         |                                 |                          |                       |                       |                          |                          | $S_y$                        |
|----------------|----------------------|----------------|--------------------|---|-----------------------|-----------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|---------------------------------|--------------------------|-----------------------|-----------------------|--------------------------|--------------------------|------------------------------|
|                |                      |                |                    | Si  | Al <sub>IV</sub>      | Al <sub>VI</sub>      | Ti                       | Fe <sup>3+</sup>         | Cr                      | Fe <sup>2+</sup> ( $\Delta$ Fe) | Mn                       | Mg                    | Ca                    | Na                       | K                        |                              |
| a. A           | a<br>$\bar{y}=9,740$ | 35             | 9,375<br>(9,740)   | +0,157<br>$\pm 0,088$   | —                     | —                     | 0,128                    | $\pm 0,122$              | —                       | +0,066<br>$\pm 0,021$           | —                        | -0,067<br>$\pm 0,015$ | +0,132<br>$\pm 0,020$ | —                        | —                        | 0,016                        |
|                | б<br>$\bar{y}=9,620$ | 70             | +7,954<br>(9,620)  | +0,761<br>$\pm 0,565$   | +0,862<br>$\pm 0,601$ | -0,119<br>$\pm 0,358$ | +0,226*<br>$\pm 0,028^*$ | -0,005*<br>$\pm 0,002^*$ | +0,642<br>$\pm 0,069$   | +0,190<br>$\pm 0,212$           | -2,78*<br>$\pm 0,125^*$  | +0,082<br>$\pm 0,246$ | +0,159<br>$\pm 0,449$ | +0,056<br>$\pm 0,159$    | +1,305*<br>$\pm 0,095^*$ | 0,020                        |
|                | в<br>$\bar{y}=9,602$ | 55             | 1,991<br>(9,602)   | +2,777<br>$\pm 2,26$  | +2,347<br>$\pm 1,77$  | +1,341<br>$\pm 4,26$  | +2,128<br>$\pm 0,34^*$   | +1,449<br>$\pm 1,00$     | +2,393<br>$\pm 0,26^*$  | +1,218<br>$\pm 0,70$            | -0,92*<br>$\pm 0,05^*$   | +1,028<br>$\pm 3,53$  | +1,137<br>$\pm 3,50$  | +0,538<br>$\pm 1,62$     | +1,23*<br>$\pm 0,11^*$   | 0,022                        |
| b. A           | a<br>$\bar{y}=8,945$ | 35             | 8,608<br>(8,945)   | +0,171<br>$\pm 0,052$   | —                     | —                     | -0,015*                  | $\pm 0,069$              | —                       | +0,134<br>$\pm 0,012$           | —                        | -0,120<br>$\pm 0,007$ | +0,085<br>$\pm 0,012$ | —                        | —                        | 0,010                        |
|                | б<br>$\bar{y}=8,794$ | 70             | +13,234<br>(8,794) | -1,145<br>$\pm 0,805$   | -0,746<br>$\pm 0,493$ | -1,651<br>$\pm 4,72$  | -0,779<br>$\pm 0,09^*$   | -1,722<br>$\pm 0,875$    | -1,094<br>$\pm 0,112$   | -1,140<br>$\pm 1,206$           | -1,059*<br>$\pm 0,045^*$ | -1,098<br>$\pm 3,10$  | -0,92<br>$\pm 2,46$   | -0,733<br>$\pm 1,98$     | +0,205*<br>$\pm 0,024^*$ | 0,023                        |
|                | в<br>$\bar{y}=8,777$ | 55             | 4,056<br>(8,777)   | +1,914<br>$\pm 1,44$  | +1,472<br>$\pm 1,02$  | 0,699<br>$\pm 2,05$   | +2,31<br>$\pm 0,34$      | +0,641<br>$\pm 0,41$     | +1,34*<br>$\pm 0,14^*$  | +0,464<br>$\pm 0,24$            | +2,383<br>$\pm 0,11^*$   | +0,423<br>$\pm 1,34$  | +0,611<br>$\pm 1,73$  | -0,03*<br>$\pm 0,08^*$   | +0,28*<br>$\pm 0,04^*$   | 0,027                        |
| c. A           | a<br>$\bar{y}=5,247$ | 35             | 5,138<br>(5,247)   | +0,025*<br>$\pm 0,058$  | —                     | —                     | 0,116 $\pm 0,080$        | —                        | —                       | +0,055<br>$\pm 0,014$           | —                        | -0,0001<br>$\pm 0,01$ | +0,061<br>$\pm 0,013$ | —                        | —                        | 0,0107                       |
|                | б<br>$\bar{y}=5,257$ | 68             | 4,418<br>(5,257)   | +0,3045<br>$\pm 0,447$  | +0,217<br>$\pm 0,299$ | +0,265<br>$\pm 1,60$  | +2,340<br>$\pm 0,376$    | -0,050<br>$\pm 0,579$    | +0,544<br>$\pm 0,117$   | +0,076<br>$\pm 0,171$           | +1,93<br>$\pm 0,09^*$    | +0,074<br>$\pm 0,439$ | +0,137<br>$\pm 0,773$ | -0,039*<br>$\pm 0,218^*$ | +0,453<br>$\pm 0,101^*$  | 0,015                        |
| $\beta^\circ$  | a<br>$\bar{y}=73,53$ | 35             | 71,33<br>(73,53)   | +0,757*<br>$\pm 1,115$  | —                     | +3,407                | $\pm 1,535$              | —                        | —                       | -1,146<br>$\pm 0,263$           | —                        | -1,182<br>$\pm 0,193$ | +2,526<br>$\pm 0,257$ | —                        | —                        | 0,204                        |
| $\sin^2 \beta$ | в<br>$\bar{y}=0,918$ | 53             | +0,584<br>(0,918)  | +0,133<br>$\pm 1,51$  | +0,131<br>$\pm 1,36$  | +0,049<br>$\pm 2,17$  | +0,048*<br>$\pm 0,11^*$  | +0,053<br>$\pm 0,50$     | +0,062*<br>$\pm 0,10^*$ | +0,024<br>$\pm 0,195$           | +0,403*<br>$\pm 0,07^*$  | +0,030<br>$\pm 1,43$  | +0,044<br>$\pm 1,89$  | +0,005*<br>$\pm 0,20^*$  | -0,008*<br>$\pm 0,01^*$  | 0,025<br>(0,3 <sup>3</sup> ) |
| $d_{310}$      | в<br>$\bar{y}=1,804$ | 50             | +0,850<br>(1,804)  | +0,372<br>$\pm 1,38$  | +0,343<br>$\pm 1,17$  | +0,115<br>$\pm 1,53$  | -0,024*<br>$\pm 0,011^*$ | +0,142<br>$\pm 0,32$     | +0,299*<br>$\pm 0,15^*$ | +0,157<br>$\pm 0,41$            | +0,014*<br>$\pm 0,003^*$ | +0,104<br>$\pm 1,46$  | +0,132<br>$\pm 1,60$  | +0,044<br>$\pm 0,49$     | +0,05*<br>$\pm 0,04^*$   | 0,008                        |
| $V_0, A^3$     | в<br>$\bar{y}=424,8$ | 53             | -793,8<br>(424,8)  | +442,0<br>$\pm 3,12$  | +383,2<br>$\pm 2,48$  | +230,7<br>$\pm 6,43$  | +434,7<br>$\pm 0,60$     | +226,6<br>$\pm 1,34$     | +409,5<br>$\pm 0,39^*$  | +163,8<br>$\pm 0,82$            | +689,5<br>$\pm 0,08^*$   | 163,4<br>$\pm 4,87$   | +180,6<br>$\pm 4,83$  | +83,5<br>$\pm 2,17$      | +86,1*<br>$\pm 0,10^*$   | 4,00                         |

Группа а — уравнения для суммарной выборки клинопироксенов по Висванатану; фигурные скобки показывают, что коэффициенты относятся к сумме катионов  $\Sigma R_{VI}^{3+} = Al_{VI} + Ti + Fe^{3+}$ ; коэффициент Fe<sup>2+</sup> относится к  $\Delta Fe^{2+} = 1 - Ca - Na (Fe^{2+})$  в позиции M<sub>2</sub>; числа со знаками  $\pm$  показывают стандартную ошибку коэффициентов. Группы б и в — уравнения для метаморфических пироксенов в целом (б) и жадеитовых пироксенов (в) см. в табл. 11.2. Вторая отточка соответствует уравнениям регрессии в стандартном масштабе (см. § 3). Коэффициенты, отмеченные звездочкой, имеют большую ошибку и незначимо отличаются от нуля. Подчеркнуты коэффициенты катионов, оказывающих главное влияние.

#### § 46. ПОКАЗАТЕЛИ ПРЕЛОМЛЕНИЯ И ДВУПРЕЛОМЛЕНИЯ И УДЕЛЬНЫЙ ВЕС МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ

В вопросе изучения связи состава и оптических свойств моноклиновых пироксенов сделано довольно много. Хори (Hori, 1954) рассчитал уравнения линейной регрессии, выразив  $N_g$ ,  $N_m$ ,  $N_p$  как функцию химического состава на материале 39 анализов клинопироксенов, приведенных Хессом (Hess, 1949), Хенрикс (Henriques, 1958a, b) повторил, несколько видоизменив, расчеты Хори, а также рассчитал криволинейные регрессионные уравнения второй степени для тех же свойств и на том же материале (39 анализов).

Винчелл (Winchell, 1963) рассчитал прямолинейную регрессию (для  $N_g$ ,  $N_m$ ,  $N_p$ ,  $cN_g$ ,  $d$ ), но уже на обширном природном материале, используя около 150 анализов клинопироксенов. В этом параграфе мы рассмотрим только показатели преломления,  $N_g$ — $N_p$  и  $d'$  (удельный вес). Коэффициенты квадратичных уравнений Хенрикс и линейных уравнений Винчелла приведены в табл. 11.4 вместе с рассчитанными нами уравнениями для искусственных клинопироксенов (см. табл. 1.1). Некоторые частные зависимости свойств в системе диопсид — геденбергит — эгириц были рассчитаны также В. П. Костюком (1965).

Сопоставление этих уравнений позволяет обсудить их точность и область применимости, а также гипотезу линейности связи показателей преломления с содержаниями катионов.

Как мы уже отмечали для ромбических пироксенов, гипотеза линейности предполагает, что показатели преломления — линейная функция относительного содержания элементов.

Однако на оптические свойства могут влиять также поляризация и другие эффекты искажения решетки. При квадратичном уравнении, которое вычислил Хенрикс, изменение показателей преломления зависит не только от их содержаний, но и от вариаций содержаний, в частности, ионные замещения одной и той же пары ионов будут давать разный эффект при различном абсолютном содержании этих ионов. Эмпирическая ошибка — абсолютное среднее отклонение наблюдаемых и вычисленных  $N_g$  и  $N_p$  для тех же анализов, на которых были построены регрессионные зависимости, оказалась по Хенрикс равна для линейных уравнений 0,002—0,0015, для квадратичных уравнений 0,001—0,0007, т. е. вдвое меньше. Однако обе эти ошибки должны быть меньше величины ошибки регрессии, и поскольку эта величина не вычислена, мы не можем оценить значимость этих различий точности. Во всяком случае видимое различие лежит в пределах точности измерений.

Квадратичные уравнения, кроме того, получены эмпирически на ограниченном материале, поэтому не могут считаться достаточным основанием для принятия альтернативной гипотезы о нелинейном характере зависимости показателей преломления от состава. В то же время, как мы увидим, связь показателей преломления с составом клинопироксенов, богатых  $Fe^{3+}$ , оказывается нелинейной. Это отмечали также И. А. Островский (1945) и другие исследователи для эгирин-авгитов. Для большинства же природных клинопироксенов линейная зависимость оказывается вполне достаточным приближением, что видно, в частности, из высоких значений сводного коэффициента корреляции  $R_{\text{сум}}$  в табл. 11.5. Высокие значения коэффициента корреляции обнаруживаются также для  $Fe^{2+}$  и  $Mg$ , и в некоторых случаях для  $Ti$ ,  $Fe^{3+}$  и  $Ca$ .

Переходя к коэффициентам корреляции и уравнениям регрессии в отдельных парагенетических группах (табл. 11.5 и 11.6), отметим, что они вычислены нами в дополнение к уравнениям для суммарных выборок (табл. 11.4), чтобы конкретизировать зависимость состав — свойства в отдельных наиболее важных группах пироксенов (см. § 3).

При сравнении уравнений регрессии в табл. 11.6 видно, что в разных парагенетических группах уравнения регрессии показателей преломления значительно различаются и по своим коэффициентам, и по суммарным коэффициентам корреляции и точности. В одних и тех же группах наилучшую точность в большинстве уравнений дает  $Np$ , но в натровых пироксенах точность уравнений для  $Ng$  выше; наименьшая точность во всех случаях для  $Nm$ . Это находится в соответствии с точностью измерений данных параметров. Таким образом, если для ортопироксенов лучше всего и вполне достаточно измерять  $Ng$  ( $Ng-Np$  дает мало информации), то в клинопироксенах следует измерять  $Ng$  и  $Np$ , отдавая предпочтение  $Np$  в безнатровых и  $Ng$  в натровых пироксенах. Следует поставить под сомнение практику измерения только  $Nm$  клинопироксенов, широко распространенную, например, в Японии.

Различие самих уравнений и их точности может быть обусловлено прежде всего разными вариациями катионов и различными связями между ними.

Действительно, как видно по коэффициентам уравнения в стандартизованном масштабе, главное влияние на показатели преломления оказывают разные катионы в разных группах клинопироксенов. В высокотемпературных пироксенах (группы а, в, ж, з) главное значение имеют  $Si$  ( $Al_{IV}$ ),  $Ti$ ,  $Fe$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mg$ ,  $Ca$ , особенно  $Ti$  (в группах з и в), причем даже пироксены вкрапленников и основной массы или каймы вкрапленников в эффузивах отличаются по влиянию  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и  $Ca$ . В более низкотемпературных пироксенах (группа б) главное значение имеют только  $Fe^{2+}$  и  $Mg$ , а также  $Fe^{3+}$  или  $Al_{VI}$  (см. отличия для  $Ng$  и  $Np$ ), в скарных пироксенах (группа г) —  $Mn$ ,  $Mg$ ,  $Al_{IV}$  ( $Si$ ). Наконец, в натровых эгириин-жадеитовых пироксенах (группы д, е) главное значение приобретают  $Ca$ ,  $Na$ ,  $Fe^{3+}$  (и  $Al_{VI}$  в группе е), т. е. колебание эгирина и жадеита.

Кроме этого, в некоторых уравнениях сказывается также возможная криволинейность связей, так что отдельные уравнения линейно аппроксимируют отдельные части этих криволинейных зависимостей. Прежде всего, как мы уже отметили, это касается натровых пироксенов.

Сравнение уравнений между собой можно провести также по результатам, которые они дают — свойствам теоретических членов и влиянию изоморфных замещений на свойства, вычисленные по уравнениям в § 48. Здесь можно только отметить, что уравнение Винчелла дает неудовлетворительные результаты для пироксенов, богатых  $Al$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Ti$  (без  $Na$ ). В этом отношении гораздо лучше уравнение (3) в табл. 11.4, вычисленное по данным для искусственных пироксенов. Но поскольку в уравнении не использованы данные по жадеитовым пироксенам, отклонения для жадеита, а также эгирина (вследствие криволинейности) выше, чем по уравнению Винчелла.

В отдельных парагенетических группах уравнения дают хорошую точность для тех членов, которые близки к составам пироксенов этой группы. Например, уравнение (ж) для эффузивов хорошо определяет  $Ng$  и  $Np$  малокальциевых пироксенов, уравнение (в), пригодное для пироксенов контактовых пород, богатых  $Ti$  и  $Fe^{3+}$ , хорошо определяет свойство теоретических чермакитов, уравнения для жадеитовых пироксенов (д) и (е) лучше всех определяют свойства жадеита, а также эгирина (е). В любом случае использование каждого уравнения правомерно лишь в пределах тех составов, которые были использованы при вычислении уравнений (см. составы формационных и парагенетических типов в главах 4—8).

Двупреломление в клинопироксенах, кроме эгириновых, колеблется в небольших пределах и дает мало информации. Во всяком случае даже в уравнении (3) в табл. 11.4, полученном по данным искусственных пи-

Уравнения регрессии, показывающие связь показателей преломления, двупреломления и удельного веса моноклинных пироксенов с их составом

| Параметр | Группа | Число анализов   | Коэффициенты уравнений при содержаниях катионов в отношении к 6 кислородам |                    |                     |                    |                   |                   |                    |   |                    |                    |                      |                   |                     | $S_y$ или $\Delta_{эмп}$<br>(в скобках—R) |                      |
|----------|--------|------------------|--|--------------------|---------------------|--------------------|-------------------|-------------------|--------------------|---|--------------------|--------------------|----------------------|-------------------|---------------------|---|----------------------|
|          |        |                  | A <sub>0</sub>   | Si                 | Al <sub>IV</sub>    | Al <sub>VI</sub>   | Ti <sup>3+</sup>  | Ti <sup>4+</sup>  | Fe <sup>3+</sup>   | Cr  | Fe <sup>2+</sup>   | Mn                 | Mg                   | Ca                | Na                  |   | K                    |
| Ng       | 1      | 39               | —<br>—   | 2,559<br>±1,675    | -0,377*<br>—        | ±0,648<br>—        | -0,866*<br>—      | ±1,044<br>—       | -0,323*<br>±0,628  | +0,362*<br>±0,458                                       | -0,097*<br>±0,384  | -0,013<br>±0,357   | -0,191*<br>±0,407    | -0,068*<br>±0,425 | -0,176*<br>±0,241   | -0,439*<br>±0,483                         | $\Delta_{эмп}=0,001$ |
|          | 1a     | —<br>—           | -0,775<br>±0,639   | +0,405<br>—        | ±0,30<br>—          | +11,054<br>—       | ±6,957<br>—       | ±0,958<br>±0,437  | -18,435<br>±11,549 | -0,027*<br>±0,029                                       | +1,201*<br>±1,160  | -0,005*<br>±0,024  | ±0,066*<br>±0,094    | +0,610*<br>±0,878 | +60,13*<br>±50,56   |   |                      |
|          | 2      | 155              | 1,6946<br>±0,0014  | —<br>—             | +0,039<br>±0,0145   | -0,0714<br>±0,0146 | +0,1251<br>—      | ±0,0409<br>—      | +0,0815<br>±0,0148 | Fe <sup>2+</sup> в M <sub>2</sub><br>+0,0424<br>±0,0057 | +0,0606<br>±0,0030 | +0,0337<br>±0,0137 | (-0,0341)<br>±0,0037 | —<br>±0,008       | +0,0511<br>±0,0144  | +0,0587*<br>±0,0909                       | ±0,006<br>(+0,96)    |
| 3        | 72     | 1,7316<br>±0,063 | -0,0044*<br>±0,031   | +0,0064*<br>±0,036 | +0,0013*<br>±0,0338 | +0,191<br>±0,09    | +0,0774<br>±0,018 | +0,1639<br>±0,037 | +0,1016<br>±0,027  | +0,0345<br>±0,0016                                      | —<br>—             | -0,0292<br>±0,008  | +0,0002*<br>±0,008   | -0,048<br>±0,0046 | —<br>—              | ±0,008                                    |                      |
| Nm       | 1      | 39               | —<br>—   | 2,266<br>±1,52     | -0,261<br>—         | ±0,588*<br>—       | -0,840<br>—       | ±0,948*<br>—      | -0,214*<br>±0,57   | +0,356*<br>±0,415                                       | -0,032*<br>±0,318  | +0,066*<br>±0,324  | -0,138*<br>±0,369    | +0,015*<br>±0,385 | -0,133*<br>±0,219   | -0,416*<br>±0,438                         | $\Delta_{эмп}=0,001$ |
|          | 1a     | —<br>—           | -0,668<br>±0,58  | +0,338<br>—        | ±0,272<br>—         | +12,369<br>—       | -6,314<br>—       | +0,940<br>±0,397  | -14,783<br>±10,481 | -0,032*<br>±0,027                                       | -1,278<br>±1,053   | +0,011*<br>±0,022  | -0,076*<br>±0,086    | +0,665*<br>±0,797 | +56,055*<br>±45,887 |   |                      |
|          | 2      | 155              | 1,6720<br>±0,0014  | —<br>—             | +0,0469<br>±0,0136  | -0,0567<br>±0,0138 | +0,1198<br>—      | +0,0385<br>—      | +0,0889<br>±0,014  | Fe <sup>2+</sup> в M <sub>2</sub><br>+0,0359<br>±0,0035 | +0,0598<br>±0,0028 | +0,0345<br>±0,0129 | (-0,0236)<br>±0,0035 | —<br>—            | +0,0494<br>±0,0135  | +0,1144<br>±0,0855                        | +0,006<br>(+0,965)   |
|          | 3      | 41               | 1,836<br>±0,181  | -0,0736<br>±0,069  | -0,040*<br>±0,073   | -0,0002*<br>±0,02  | +0,072*<br>±0,135 | +0,066<br>±0,024  | +0,139<br>±0,106   | -0,005<br>±0,12   | +0,047<br>±0,016   | —<br>—             | -0,014*<br>±0,016    | +0,002*<br>±0,008 | -0,009*<br>±0,050   | —<br>—                                    | ±0,011               |

Таблица 11.4 (окончание).

| Параметр | Группа | Число анализов | Коэффициенты уравнений при содержании катионов в отношении к 6 кислородом |                           |                             |                           |                           |                          |                           |                            |                           |                           |                             |                            |                           | $S_y$ или $\Delta_{ЭМП}$ (в скобках $R$ ) |                            |
|----------|--------|----------------|---|---------------------------|-----------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------|----------------------------|---------------------------|---------------------------|-----------------------------|----------------------------|---------------------------|---|----------------------------|
|          |        |                | $A_n$   | Si                        | $Al_{IV}$                   | $Al_{VI}$                 | $Ti^{4+}$                 | $Ti^{3+}$                | $Fe^{3+}$                 | Cr                         | $Fe^{2+}$                 | Mn                        | Mg                          | Ca                         | Na                        |   | K                          |
| $Np$     | 1      | 39             | —   | 1,862<br>$\pm 1,520$      | $-0,105$                    | $\pm 0,588^*$             | $-0,507^*$                | $\pm 0,948$              | $-0,059^*$<br>$\pm 0,570$ | $+0,527$<br>$\pm 0,415$    | $+0,070^*$<br>$\pm 0,348$ | $+0,164^*$<br>$\pm 0,324$ | $-0,035^*$<br>$\pm 0,369$   | $+0,091^*$<br>$\pm 0,385$  | $-0,112^*$<br>$\pm 0,219$ | $-0,230^*$<br>$\pm 0,438$                 | $\Delta_{ЭМП}=0,0007$      |
|          | 1a     |                | —   | $-0,515^*$<br>$\pm 0,580$ | $+0,283$                    | $\pm 0,272$               | $+9,591$                  | $\pm 6,314$              | $+0,744$<br>$\pm 0,397$   | $-14,849$<br>$\pm 10,482$  | $-0,036^*$<br>$\pm 2,655$ | $-1,258$<br>$\pm 1,053$   | $+0,008^*$<br>$\pm 2,209$   | $-0,063^*$<br>$\pm 0,086$  | $+0,901$<br>$\pm 0,797$   | $+42,400^*$<br>$\pm 45,890$               |                            |
| $Np$     | 2      | 155            | 1,6658<br>$\pm 0,0013$  | —                         | $+0,046$<br>$\pm 0,0131$    | $-0,0341$<br>$\pm 0,013$  | $+0,1186$                 | $\pm 0,0371$             | $+0,081$<br>$\pm 0,0134$  | $+0,0431$<br>$\pm 0,003$   | $+0,0602$<br>$\pm 0,0027$ | $+0,0292$<br>$\pm 0,0124$ | $(-0,0155)$<br>$\pm 0,0034$ | —                          | $+0,0243$<br>$\pm 0,0130$ | $+0,1093$<br>$\pm 0,0823$                 | $\pm 0,0057$<br>$(+0,951)$ |
|          | 3      | 74             | 1,784<br>$\pm 0,042$  | $-0,049$<br>$\pm 0,021$   | $-0,023^*$<br>$\pm 0,024^*$ | $+0,0032$<br>$\pm 0,0026$ | $+0,133$<br>$\pm 0,063$   | $+0,0871$<br>$\pm 0,012$ | $+0,122$<br>$\pm 0,025$   | $+0,102$<br>$\pm 0,018$    | $+0,042$<br>$\pm 0,011$   | —                         | $-0,0203$<br>$\pm 0,006$    | $-0,0008^*$<br>$\pm 0,003$ | $-0,026$<br>$\pm 0,008$   | —   | $\pm 0,005$<br>—           |
| $Ng-Np$  | 3      | 74             | $0,001^*$<br>$\pm 0,034$  | $+0,019$<br>$\pm 0,019$   | $+0,007^*$<br>$\pm 0,027$   | $-0,001$<br>$\pm 0,0013$  | $+0,003^*$<br>$\pm 0,052$ | $-0,009$<br>$\pm 0,011$  | $+0,031$<br>$\pm 0,013$   | $-0,011^*$<br>$\pm 0,017$  | $-0,005$<br>$\pm 0,002$   | —                         | $-0,009$<br>$\pm 0,005$     | 0,00<br>$\pm 0,001$        | $-0,010$<br>$\pm 0,006$   | —   | $\pm 0,003$<br>—           |
| $d$      | 2      | 79             | 3,861<br>$\pm 0,015$  | —                         | $+0,248$<br>$\pm 0,145$     | $-0,184$<br>$\pm 0,146$   | $-0,862$                  | $\pm 0,419$              | $+0,128$<br>$\pm 0,147$   | $\pm 0,258$<br>$\pm 0,046$ | $+0,278$<br>$\pm 0,041$   | $+0,257^*$<br>$\pm 0,561$ | $(-0,052)$<br>$\pm 0,047$   | —                          | $+0,196$<br>$\pm 0,148$   | $+0,185$<br>$\pm 0,105$                   | $\pm 0,048$                |
|          | 3      | 21             | 3,116<br>$\pm 10,09$  | $+0,096^*$<br>$\pm 0,54$  | $+0,159^*$<br>$\pm 0,09$    | $+0,018^*$<br>$\pm 0,175$ | $+0,578^*$<br>$\pm 1,4$   | $+0,192$<br>$\pm 0,232$  | $+0,377^*$<br>$\pm 0,98$  | $+0,621$<br>$\pm 0,71$     | $+0,324$<br>$\pm 0,067$   | —                         | $-0,0576^*$<br>$\pm 0,123$  | $-0,026^*$<br>$\pm 0,05$   | $-0,333$<br>$\pm 0,092$   | —   | $\pm 0,055$                |

1 и 1a — уравнения квадратичной регрессии по Хенрикс (1 — коэффициент первой, 1a — второй степени); 2 — уравнения линейной регрессии по Винчеллу, коэффициент при Mg дан для Mg в позиции  $M_2$  (замещающий Ca), коэффициент при  $Fe^{2+}$  — для  $Fe^{2+}$  в позициях  $M_1$  и  $M_2$ , в графе Cr — для  $Fe^{2+}$  в позиции  $M_2$ ; 3 — уравнения, вычисленные нами для искусственных пироксенов по данным табл. 1 (§ 1). Числа со знаками  $\pm$  — стандартные ошибки коэффициентов. Фигурные скобки соответствуют коэффициентам для суммы катионов ( $Al_{IV} + Al_{VI}$  или  $Ti^{4+} + Ti^{3+}$ ). Коэффициенты, отмеченные звездочкой, имеют большую ошибку и незначимо отличаются от нуля.

Коэффициенты корреляции показателей преломления удельного веса и состава моноклиновых пироксенов различных парагенетических групп

| Параметр | Группа | Число анализов | $r_{0,55}$ | Катионы |                  |                  |        |                  |                  |       |         |        |        | $R_{\text{сум}}$ |       |
|----------|--------|----------------|------------|---------|------------------|------------------|--------|------------------|------------------|-------|---------|--------|--------|------------------|-------|
|          |        |                |            | Si      | Al <sub>IV</sub> | Al <sub>VI</sub> | Ti     | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mn    | Mg      | Ca     | Na     |                  | K     |
| Ng       | а+б+в  | 110            | 0,18       | -0,20   | —                | —                | 0,27   | 0,39             | 0,70             | 0,21  | -0,778  | —      | —      | —                | 0,906 |
|          | к      | 45             | 0,29       | —       | —                | -0,29            | 0,36   | (0,11)           | 0,916            | 0,69  | -0,932  | —      | 0,341  | —                | 0,971 |
|          | б      | 37             | 0,32       | -0,53   | —                | —                | 0,59   | 0,69             | 0,66             | —     | -0,75   | -0,42  | —      | —                | 0,86  |
|          | в      | 28             | 0,37       | —       | (0,24)           | —                | 0,77   | 0,35             | 0,52             | —     | -0,49   | —      | —      | —                | 0,92  |
|          | д      | 54             | 0,26       | —       | (0,17)           | -0,22            | 0,35   | 0,27             | 0,62             | 0,40  | (-0,17) | 0,33   | -0,25  | —                | 0,84  |
| е        | 38     | 0,31           | -0,44      | 0,46    | -0,44            | 0,52             | -0,894 | 0,37             | 0,65             | -0,46 | -0,50   | 0,34   | 0,42   | 0,965            |       |
| Np       | а      | 56             | 0,26       | 0,32    | -0,35            | —                | (0,22) | 0,62             | 0,65             | 0,33  | -0,888  | -0,46  | 0,49   | —                | 0,958 |
|          | б      | 37             | 0,32       | —       | —                | —                | (0,28) | 0,74             | 0,47             | —     | -0,895  | -0,67  | 0,65   | —                | 0,964 |
|          | в      | 28             | 0,37       | -0,59   | 0,52             | —                | 0,75   | 0,31             | 0,43             | —     | -0,60   | —      | —      | —                | 0,83  |
|          | г      | 41             | 0,3        | (-0,26) | (0,23)           | —                | —      | 0,44             | 0,79             | —     | -0,77   | —      | (0,23) | —                | 0,926 |
|          | к      | 44             | 0,29       | —       | —                | —                | 0,36   | (0,18)           | 0,902            | 0,684 | -0,941  | —      | 0,40   | —                | 0,973 |
| е        | 40     | 0,3            | -0,38      | 0,38    | -0,46            | 0,47             | 0,785  | —                | 0,57             | -0,38 | -0,32   | —      | 0,36   | -0,94            |       |
| Ng       | з      | 45             | 0,29       | -0,40   | 0,37             | —                | 0,51   | —                | (0,26)           | —     | -0,57   | —      | 0,45   | —                | 0,77  |
| Nm       | ж      | 20             | 0,45       | (-0,31) | —                | —                | —      | (0,37)           | —                | —     | -0,58   | (0,31) | —      | —                | 0,974 |
|          | з      | 70             | 0,23       | -0,34   | 0,34             | —                | 0,49   | 0,25             | 0,31             | —     | -0,61   | —      | 0,47   | —                | 0,721 |
|          | и      | 16             | 0,50       | -0,89   | 0,89             | —                | 0,93   | 0,87             | -0,87            | -0,82 | -0,79   | 0,905  | 0,53   | —                | 0,988 |
| Np       | з      | 42             | 0,305      | -0,66   | 0,61             | —                | 0,55   | 0,39             | (0,27)           | —     | -0,67   | —      | 0,315  | —                | 0,85  |
| d        | ж+з    | 26             | 0,39       | -0,56   | 0,55             | —                | 0,53   | (0,35)           | —                | —     | -0,59   | —      | 0,53   | —                | 0,829 |

Парагенетические группы для широкоосновных пород: а—гранулиты, дупироксеновой фации, б—амфиболиты, в—контактовые рогициты и ксенолиты, г—скарны, д—высокотемпературные эглогиты, е—низкотемпературные эглогиты и глаукофановые сланцы, ж—к—магматические породы (ж—основная масса базальтов, з—вкрапленные базальты, и—кайма вкрапленных базальтов, к—трапповая формация).

пироксенов, большинство коэффициентов незначимо, кроме коэффициентов при Si,  $Fe^{3+}$ , Mg и Na. Двупреломление возрастает при вхождении эгиринового минала и убывает при замещении Si другими катионами. Изменение железистости на двупреломлении клинопироксенов почти не сказывается.

Для удельного веса представляются вполне достаточными уравнения (2) и (3) в табл. 11.4, вычисленные по данным суммарных выборок, природных и искусственных пироксенов. Правда, точность они дают не очень высокую вследствие криволинейности связей (особенно для «тяжелых» катионов типа  $Fe^{3+}$ ) и низкой точности измерения  $d$  (из-за примесей, пористости и т. д.). Но вряд ли можно ожидать, что зависимость  $d$  от состава существенно изменится в отдельных парагенетических группах пироксенов, если не считать последовательную линейную аппроксимацию криволинейных связей. Однако этот вопрос мы специально не рассматривали. Мы рассчитали только одно специальное уравнение — для удельного веса вкрапленников (см. табл. 11.6). Точность этого уравнения низкая. Здесь представляет интерес только отрицательное влияние на удельный вес вкрапленников содержаний K, Al и  $Fe^{3+}$ . Учитывая постоянную повышенную примесь в них калия, можно объяснить эти зависимости тем, что во вкрапленниках присутствует примесь стекла, обогащенного K, Al и  $Fe^{3+}$ .

#### § 47. 2 $V$ И $cNg$ КЛИНОПИРОКСЕНОВ

Зависимость  $2V$  от состава как и для ромбических пироксенов, должна иметь явно криволинейный характер. Поэтому, в частности, Винчелл не вычислил уравнения регрессии для  $2V$ ;  $cNg$  существенно меняется только в натровых пироксенах, и здесь также имеет отчетливо криволинейный характер (см. § 1). Тем не менее Хенрикс, рассчитав уравнения для  $2V$  в линейной и квадратичной форме, получил незначимое отличие по точности (если определить последнюю как среднеарифметическое отклонение). Оно лежит в пределах точности измерений  $2V$  ( $2-3^\circ$  в области средних углов и  $4-5^\circ$  при углах около  $90^\circ$ ). В то же время криволинейность зависимости  $2V$  от состава косвенно подтверждается тем, что в уравнении Хенрикса незначимо отличаются от нуля все коэффициенты при членах первой степени и значимо — при членах второй степени (для Si,  $Al_{\text{оум}}$ ,  $Fe^{2+}$ , Mn).

В табл. 11.7 приведены оба эти уравнения Хенрикса, а также уравнения (3) и (3а) для  $2V$  и для  $\sin^2 2V$ , вычисленные нами по данным искусственных пироксенов (см. § 1). Эти уравнения трудно непосредственно сравнивать из-за разных преобразований независимых переменных. Поскольку интервал изменения составов искусственных пироксенов гораздо больше, чем в выборке Хенрикса, и точность оценивалась как среднеквадратичное отклонение  $S_{\bar{y}}$ , она здесь получилась равной  $7^\circ$  для линейного уравнения и  $6^\circ$  — для  $\sin^2 2V$ . Это различие с учетом точности измерения  $2V$  также незначимо. Наибольшие отклонения уравнения (3) и (3а) дают для эгирина и других натровых пироксенов, где кривизна зависимости наибольшая, но эти отклонения значительно меньше, чем по уравнению Хенрикса (см. § 48), так как его уравнения были вычислены в пределах узкой группы составов.

Обращает внимание, что во всех уравнениях незначимы коэффициенты при Ti, Sr, Na и K и даже  $Fe^{3+}$  и  $Al_{VI}$  в уравнения (1) и (3). Последнее явно связано с криволинейностью, так как известно, что в эгириновых и жадеитовых пироксенах (т. е. при вхождении  $NaAl_{VI}$  и  $NaFe^{3+}$ )  $2V$  меняется существенно. Поэтому закономерно, что в уравнении (3а), где аргумент выражен как  $\sin^2 2V$ , возросла не только точность уравнения,



Уравнения регрессии, выражающие показатели преломления и удельный вес как функцию состава клинопироксенов различных парагенетических групп

| Параметр       | Группа                  | Число анализов | Коэффициенты уравнений регрессии при содержаниях катионов в отношении к 6 кислородам |                   |                       |                      |                   |                     |                   |                    |                    |                   |                   | S <sub>y</sub>       |                  |
|----------------|-------------------------|----------------|--|-------------------|-----------------------|----------------------|-------------------|---------------------|-------------------|--------------------|--------------------|-------------------|-------------------|----------------------|------------------|
|                |                         |                | A <sub>o</sub>   | Si                | Al <sub>IV</sub>      | Al <sub>VI</sub>     | Ti                | Fe <sup>3+</sup>    | Fe <sup>2+</sup>  | Mn                 | Mg                 | Ca                | Na                |                      | K                |
| N <sub>g</sub> | $\frac{a+b+v}{y=1,721}$ | 110            | 1,712<br>—   | (0,0004)<br>0,039 | (0,0004)<br>0,009     | 0,040<br>0,117       | 0,202<br>0,274    | 0,061<br>0,250      | 0,043<br>0,556    | 0,019<br>0,168     | -0,017<br>-0,263   | -0,0027<br>-0,019 | -0,013<br>(-0,07) | 0,01<br>-0,036       | ±0,005           |
|                | $\frac{z}{y=1,715}$     | 45             | 1,629<br>—   | 0,0415<br>0,293   | 0,039<br>0,285        | 0,031<br>0,197       | 0,134<br>0,483    | (0,0013)<br>(0,006) | 0,035<br>0,256    | -0,32<br>-0,148    | -0,023<br>-0,244   | 0,010<br>0,111    | 0,097<br>0,282    | (-0,115)<br>(-0,007) | ±0,006           |
|                | $\frac{б}{y=1,713}$     | 37             | 2,227<br>—   | -0,149<br>-0,416  | (-0,0017)<br>(-0,091) | -0,183<br>-0,552     | -0,245<br>(-0,11) | -0,065<br>-0,25     | -0,083<br>-0,972  | -0,089<br>-0,304   | -0,114<br>-1,668   | -0,117<br>-0,514  | -0,072<br>-0,187  | -0,31<br>(-0,10)     | ±0,006           |
|                | $\frac{в}{y=1,723}$     | 28             | 1,689<br>—   | 0<br>—            | -0,019<br>-0,43       | 0,096<br>0,42        | 0,248<br>0,69     | 0,068<br>0,28       | 0,064<br>0,487    | -0,078<br>-0,16    | -0,013<br>-0,185   | 0,015<br>0,13     | 0,015<br>0,17     | (-0,11)<br>(-0,09)   | ±0,005           |
|                | $\frac{д*}{y=1,702}$    | 54             | 1,569<br>—   | 0,045<br>0,27     | 0,070<br>0,42         | —<br>(-0,01)         | 0,347<br>0,31     | 0,071<br>0,34       | 0,060<br>0,58     | -0,470<br>-0,09    | (0,0004)<br>(0,01) | (0,037)<br>0,64   | 0,01<br>0,15      | 0,05<br>(0,06)       | ±0,004           |
|                | $\frac{е}{y=1,715}$     | 38             | 1,708<br>—   | 0,195<br>0,26     | 0,288<br>0,38         | -0,277<br>-1,43      | 0,102<br>(0,046)  | -0,150<br>-0,83     | -0,149<br>-0,19   | (0,077)<br>(0,09)  | -0,197<br>-1,015   | -0,217<br>-1,25   | -0,154<br>-0,83   | 0,017<br>(0,01)      | -1,73<br>±0,0078 |
| N <sub>p</sub> | $\frac{а}{y=1,694}$     | 56             | 2,378<br>—   | -0,228<br>-0,85   | -0,232<br>-0,88       | -0,10<br>-0,22       | -0,038<br>(-0,04) | -0,090<br>-0,56     | -0,087<br>-1,365  | -0,131<br>(-0,08)  | -0,133<br>-2,17    | -0,115<br>-0,86   | -0,068<br>-0,42   | -0,153<br>(-0,05)    | ±0,003           |
|                | $\frac{б}{y=1,690}$     | 37             | 1,350<br>—   | 0,168<br>0,395    | 0,214<br>0,523        | (-0,002)<br>(-0,004) | -0,375<br>-0,12   | 0,099<br>0,851      | 0,057<br>0,499    | 0,045<br>0,11      | -0,0125<br>-0,150  | -0,008<br>-0,068  | -0,025<br>-0,21   | -0,06<br>-0,08       | ±0,0047          |
|                | $\frac{в}{y=1,696}$     | 28             | 1,931<br>—   | -0,159<br>-1,10   | -0,136<br>-0,904      | 0,033<br>0,098       | 0,21<br>0,44      | 0,019<br>0,057      | 0,059<br>0,332    | -0,14<br>(-0,032)  | 0,018<br>0,137     | 0,045<br>0,305    | 0,11<br>0,228     | -0,44<br>-0,105      | ±0,009           |
|                | $\frac{г}{y=1,702}$     | 41             | 1,264<br>—   | 0,190<br>0,56     | 0,247<br>0,766        | -0,028<br>-0,027     | 0,260<br>0,096    | 0,107<br>0,338      | 0,090<br>(-0,012) | 0,060<br>1,03      | 0,024<br>0,745     | -0,005<br>0,375   | 0,012<br>-0,038   | 0,62<br>(0,014)      | ±0,0067          |
|                | $\frac{е}{y=1,694}$     | 39             | 4,562<br>—   | -0,989<br>-1,94   | -0,811<br>-1,90       | -0,630<br>-3,60      | -0,560<br>-2,30   | -0,509<br>-2,82     | -0,285<br>(-0,67) | -0,071<br>(-0,081) | -0,449<br>-0,43    | -0,478<br>-2,48   | -0,312<br>-1,96   | 0,035<br>(0,02)      | ±0,009           |

Таблица 11.6 (окончание)

| стр | Группа                        | Число анализов | Коэффициенты уравнений регрессии при содержаниях катионов в отношении к 6 кислородам |                          |                         |                        |                         |                       |                       |                         |                         |                         |                    |                        | S <sub>y</sub> |
|-----|-------------------------------|----------------|--|--------------------------|-------------------------|------------------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|--------------------|------------------------|----------------|
|     |                               |                | A <sub>0</sub>   | Si                       | Al <sub>IV</sub>        | Al <sub>VI</sub>       | Ti                      | Fe <sup>3+</sup>      | Fe <sup>2+</sup>      | Mn                      | Mg                      | Ca                      | Na                 | K                      |                |
| Nm  | $\bar{z}$<br>$\bar{y}=1,690$  | 42             | 1,828<br>—   | -0,037<br><u>-0,263</u>  | 0,015<br>0,111          | -0,035<br>-0,222       | 0,023<br>0,685          | (-0,003)<br>(-0,017)  | 0,011<br>0,080        | -0,206<br>-0,097        | -0,061<br><u>-0,598</u> | -0,028<br><u>-0,324</u> | 0,030<br>0,089     | (0,030)<br>(0,018)     | ±0,005         |
|     | $\bar{k}$<br>$\bar{y}=1,708$  | 44             | 1,762<br>—   | -0,021<br>-0,07          | 0,006<br>0,03           | -0,089<br><u>-0,18</u> | -0,029<br>-0,03         | 0,015<br>0,03         | 0,015<br><u>0,207</u> | 0,133<br>0,05           | -0,047<br><u>-0,698</u> | 0,004<br>-0,02          | 0,105<br>0,09      | -0,264<br>-0,06        | ±0,0045        |
|     | $\bar{ж}$<br>$\bar{y}=1,710$  | 20             | 2,710<br>—   | -0,480<br><u>-6,02</u>   | -0,410<br><u>-5,78</u>  | -0,052<br>-0,285       | -0,187<br><u>-0,836</u> | -0,087<br>-0,405      | (-0,005)<br>(-0,119)  | -0,299<br>-0,231        | -0,058<br><u>-0,955</u> | 0,012<br>0,267          | (0,010)<br>(0,041) | (0,085)<br>(0,089)     | ±0,0016        |
|     | $\bar{z}$<br>$\bar{y}=1,697$  | 70             | 1,816<br>—   | -0,0455<br><u>-0,484</u> | -0,026<br><u>-0,283</u> | (-0,010)<br>(-0,06)    | 0,037<br>0,104          | -0,021<br>-0,121      | 0,035<br><u>0,255</u> | -0,312<br>-0,094        | -0,040<br><u>-0,428</u> | (-0,005)<br>(-0,045)    | 0,056<br>0,172     | (-0,063)<br>(-0,058)   | ±0,0055        |
| d   | $\bar{н}$<br>$\bar{y}=1,705$  | 16             | 2,151<br>—   | 2,192<br>2,34            | -2,469<br>-26,3         | 14,128<br>37,1         | 19,254<br>34,6          | 13,871<br><u>49,7</u> | 9,356<br><u>89,5</u>  | 13,609<br><u>(2,10)</u> | 9,371<br><u>89,9</u>    | 9,371<br><u>136,2</u>   | (9,371)<br>(4,9)   | (4,719)<br>(1,7)       | ±0,0008        |
|     | $\bar{ж+з}$<br>$\bar{y}=3,33$ | 26             | 14,717<br>—  | -4,758<br><u>-1,06</u>   | -1,80<br><u>-0,40</u>   | -0,71<br>-0,14         | 0,52<br>0,05            | -1,55<br><u>-0,33</u> | -0,235<br>-0,04       | 3,58<br>0,10            | -1,64<br><u>-0,73</u>   | -0,99<br>-0,27          | -0,89<br>-0,10     | -10,67<br><u>-0,37</u> | ±0,166         |

Для каждой парагенетической группы приведены коэффициенты нормальных (верхняя строка) и стандартизованных (нижняя строка) уравнений регрессии. Обозначения групп — см. табл. 11.5. В скобках — незначимые коэффициенты, подчеркнуты — главные коэффициенты. Для группы д(Ng — функция) дополнительный аргумент S<sub>г</sub> с коэффициентами 0,069 (нормальное уравнение) и 0,11 (стандартизованное).

Коэффициенты уравнений регрессии для  $2V$  и  $cNg$  моноклиновых шпороксов

| Параметр        | Группа | Число анализов | Коэффициенты уравнения при содержаниях катионов в отношении к 6 кислородом |                     |                    |                  |                     |                  |                   |                                   |                   |                  |                  |                   |                   |                    | $S_y$<br>( $\Delta_{эмп}$ ) |
|-----------------|--------|----------------|--|---------------------|--------------------|------------------|---------------------|------------------|-------------------|-----------------------------------|-------------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------------------|-----------------------------|
|                 |        |                | $A_0$  | Si                  | $Al_{IV}$          | $Al_{VI}$        | $Ti^{4+}$           | $Ti^{2+}$        | $Fe^{2+}$         | Cr                                | $Fe^{3+}$         | Mn               | Mg               | Ca                | Na                | K                  |                             |
| $2V$            | 1      | 39             | —<br>—   | 278,63*<br>+2087,85 | -66,84*<br>±807,92 | —<br>—           | -750,68*<br>±1301,4 | —<br>—           | -152,0*<br>±782,8 | +16,51*<br>±570,4                 | -91,16*<br>±478,4 | -385,5*<br>±445  | -76,7*<br>+507   | +147,3*<br>±529   | +70,0*<br>±300,3  | -404,9*<br>±601,9  | ±1°                         |
|                 | 1a     | 39             | —<br>—   | -115,32<br>±796,57  | -20,69<br>±373,37  | —<br>—           | —<br>+6444,5        | —<br>±8671       | +491,0*<br>±511,9 | -9997,8*<br>±14394                | +44,1<br>±36,5    | +2130<br>±1116   | +7,5*<br>±30,3   | -115,2*<br>±117,5 | -143,3*<br>±1094  | -9887*<br>±63018   |                             |
|                 | 3      | 55             | +60,3*<br>±277   | +8,2*<br>±54,4      | -0,6*<br>±580      | -3,8*<br>±62,0   | -27,6*<br>±593      | -4,8*<br>±339    | +57,1*<br>±373    | -6,8*<br>±67,6                    | -33,6<br>±26,7    | —<br>—           | -14,4*<br>±31,6  | +1,6*<br>±25      | -8,4<br>±63       | —<br>—             | ±7°<br>—                    |
| $sin^2 2\theta$ | 3a     | 55             | +0,845<br>±0,114   | +0,060<br>±0,043    | -0,150<br>±0,149   | -0,032<br>±0,028 | -0,001*<br>±0,35    | -0,193<br>±0,257 | -0,097<br>±0,181  | -0,185*<br>±0,416                 | -0,512<br>±0,117  | —<br>—           | -0,172<br>±0,154 | +0,091<br>±0,093  | +0,020*<br>±0,129 | —<br>—             | 0,1 или<br>±6°              |
| $cNg$           | 1      | 39             | —<br>—   | -8,86<br>±7,68      | —<br>—             | +17,81<br>±13,29 | -18,2*<br>±31,42    | —<br>—           | +63,88<br>±10,13  | 5,25*<br>±26,4                    | +39,37<br>±8,62   | +40,86<br>±18,17 | +30,75<br>±8,12  | +24,48<br>±7,66   | +73,10<br>±21,93  | -36,08*<br>±108,25 | ±1°                         |
|                 | 2      | 140            | 39,9<br>±0,9   | —<br>—              | -20,5<br>±8,6      | +2,8*<br>±9,7    | 16,0*<br>—          | ±24,6<br>—       | +58,4<br>±9,0     | $Fe^{2+}$ в $M_2$<br>+1,5<br>±2,2 | +2,7<br>±1,8      | +8,6<br>±8,3     | (-17,5)<br>±2,2  | —<br>—            | +5,8*<br>±8,6     | +52,2*<br>±55,6    | —<br>—                      |
|                 | 3      | 39             | -742,7<br>±69,1  | +397,7<br>±112      | +233*<br>±782      | +162*<br>±512    | +521*<br>±611       | +177*<br>±348    | +236,0*<br>±255   | +162*<br>±328                     | -1,0*<br>±24,2    | —<br>—           | -9*<br>±19,1     | -0,3*<br>±13,2    | -181<br>±44,4     | —<br>—             | ±4,1°                       |

1 и 1a — коэффициенты уравнений по Хенрикс, 1a — при членах второй степени (квадратах осей удлинения для  $2V$ ); 2 — коэффициенты по Витчеллу, коэффициент при Mg дан для Mg в позиции  $M_2$  (вместо  $M_1$ ), при  $Fe^{2+}$  — для  $Fe^{2+}$  в позициях  $M_1$  и  $M_2$ , в графе Cr — для  $Fe^{2+}$  в позиции  $M_2$ ; 3 и 3a — коэффициенты, вычисленные нами для искусственных шпороксов. Звездочкой отмечены коэффициенты, незначимо отличающиеся от нуля. Числа со знаками ( $\pm$ ) — стандартные ошибки коэффициентов. Фигурные скобки соответствуют коэффициентам для суммы катионов ( $Al_{IV} + Al_{VI}$  или  $Ti^{4+} + Ti^{2+}$ ).

ю и значимость большинства коэффициентов, в частности для Si, Al<sub>VI</sub>, Fe<sup>3+</sup>, Mg, Ca.

В табл. 11.7 приведены также уравнения линейной регрессии для Ng, вычисленные Хенриком на материале той же небольшой выборки, Винчеллом — на материале обширной выборки (140 анализов) и нами о данной искусственных пироксенов. Эти уравнения также трудно непосредственно сравнивать, так как они хотя и все линейны, но приведены к разному числу переменных. Эмпирическая точность разная из-за разных методов оценок и разного интервала изменения состава. Но свойства теоретических конечных членов лучше всего оцениваются по уравнению (2) для безнатровых пироксенов и по уравнению (3) — для натровых. В то же время во всех уравнениях много коэффициентов, незнано отличающихся от нуля. Так, во всех уравнениях незначимо влияние K, Ti, Cr, Al<sub>VI</sub> [последнее близко к значимости лишь в уравнении 1), но здесь в использованных пироксенах содержание Al<sub>VI</sub> мало], т. е. тех же катионов, что и для 2V.

В тех парагенетических группах, где 2V и cNg имеют важное диагностическое значение, интересно вычислить эти зависимости отдельно. В первую очередь это касается пироксенов эффузивов и натровых, особенно жадеитовых пироксенов. Здесь можно ожидать и влияние условий образования (высокие температуры или высокие давления) и лучшую аппроксимацию из-за сравнительно ограниченного и направленного изменения состава. Коэффициенты корреляции и уравнения регрессии 2V, p<sup>2</sup>2V и cNg в этих группах приведены в табл. 11.8 и 11.9. Для натровых пироксенов, в соответствии со сказанным выше, мы отдаем предпочтение квадратичной зависимости (sin<sup>2</sup> 2V).

Из табл. 11.8 видно, что в пироксенах эффузивов 2V наиболее тесно связано с содержанием Ca (положительно) и тех катионов, которые его вмещают в субкальциевых авгитах (отрицательно с Fe<sup>2+</sup>, Mn, Mg). В обычных метаморфических пироксенах (группа б) 2V зависит значимо только от вхождения эгиринового компонента (положительная связь

Таблица 11.8

Коэффициенты корреляции 2V, sin<sup>2</sup> 2V и cNg с составом моноклиновых пироксенов.

| Парагенетическая группа | Группа | Число анализов | r <sub>0,05</sub> | Катионы          |        |                  |       |                  |       |       |       |        |   | R <sub>сум</sub> |
|-------------------------|--------|----------------|-------------------|------------------|--------|------------------|-------|------------------|-------|-------|-------|--------|---|------------------|
|                         |        |                |                   | Al <sub>VI</sub> | Ti     | Fe <sup>3+</sup> | Cr    | Fe <sup>2+</sup> | Mn    | Mg    | Ca    | Na     | K |                  |
| 2V                      | а      | 72             | 0,23              | —                | —      | 0,24             | 0,21  | -0,58            | -0,42 | -0,31 | 0,68  | —      | — | 0,80             |
|                         | г      | 63             | 0,25              | —                | —      | (0,18)           | —     | 0,66             | 0,49  | -0,77 | 0,37  | 0,23   | — | 0,850            |
|                         | б      | 50             | 0,28              | —                | (0,22) | 0,49             | —     | —                | —     | -0,36 | -0,32 | 0,41   | — | 0,65             |
|                         | в      | 39             | 0,315             | 0,46             | 0,40   | 0,61             | -0,33 | —                | —     | -0,57 | -0,57 | 0,69   | — | 0,85             |
| p <sup>2</sup> 2V       | д      | 69             | 0,25              | —                | —      | 0,27             | —     | 0,60             | -0,44 | -0,25 | 0,60  | (0,18) | — | 0,76             |
|                         | д      | 36             | 0,32              | —                | (0,18) | —                | —     | —                | —     | -0,49 | —     | (0,28) | — | 0,71             |

Парагенетические группы пироксеносодержащих пород: а — базальты, б — двупироксеновая фация, в — эклогитовая фация, г — триваловая формация, д — вкрапленники базальтов.

Таблица 11.9

Уравнения регрессии для  $2V$ ,  $\sin^2 2V$  и  $cNg$  моноклинных пироксенов разных парагенетических групп

| Параметр    | Группа                       | Число анализов | Коэффициенты уравнения регрессии при содержаниях катионов к 6 кислородам |  |  |  |   |                       |   |
|-------------|------------------------------|----------------|--|--|--|--|---|-----------------------|---|
|             |                              |                | $A_0$  | Si   | Al <sub>IV</sub>                           | Al <sub>VI</sub>                           | Ti  | Fe <sup>3+</sup>      |   |
| $2V$        | $\bar{a}$<br>$\bar{y}=54,7$  | 72             | -27,8<br>—   | 14,87<br><u>0,21</u>                       | 4,6<br>0,07                                | 14,5<br>0,13                               | 3,7 <sup>2*</sup><br>0,02*                | 18,7<br>0,15          | 86,9<br>0,1                               |
| $\sin^2 2V$ | $\bar{r}$<br>$\bar{y}=0,55$  | 63             | 0,352<br>—   | 1,06 <sup>*</sup><br>0,05 <sup>2*</sup>    | -0,065 <sup>*</sup><br>-0,05 <sup>2*</sup> | 0,24<br>0,20                               | 0,116<br>0,05 <sup>*</sup>                | -1,245<br>-0,26       | 0,57<br><u>0,21</u>                       |
|             | $\bar{b}$<br>$\bar{y}=0,674$ | 50             | 6,895<br>—   | -3,685<br><u>-1,45</u>                     | -4,535<br><u>-1,82</u>                     | 1,873<br>0,53                              | 1,893<br>0,22                             | 2,534<br><u>2,01</u>  | 5,74 <sup>*</sup><br>0,05 <sup>*</sup>    |
|             | $\bar{в}$<br>$\bar{y}=0,815$ | 39             | 3,952<br>—   | -1,503<br><u>-1,06</u>                     | -1,896<br><u>-1,37</u>                     | 0,004 <sup>2*</sup><br>0,007 <sup>2*</sup> | -0,23 <sup>*</sup><br>-0,024 <sup>*</sup> | 0,391<br><u>0,181</u> | -0,23<br>-0,04                            |
|             | $\bar{д}$<br>$\bar{y}=0,22$  | 69             | 0,076<br>—   | -0,012 <sup>*</sup><br>-0,024 <sup>*</sup> | -0,004 <sup>*</sup><br>-0,008 <sup>*</sup> | -0,060<br>-0,082                           | -0,093<br>-0,081                          | 0,062<br>0,074        | -0,186 <sup>*</sup><br>-0,03 <sup>*</sup> |
| $cNg$       | $\bar{д}$<br>$\bar{y}=44,1$  | 36             | 15,50<br>—   | 56,85<br><u>0,497</u>                      | 14,0<br>0,13                               | -5,3 <sup>*</sup><br>-0,04 <sup>*</sup>    | 21,7<br>0,117                             | -21,4<br>-0,142       | -395,2<br>-0,145                          |

| Параметр    | Группа                       | Число анализов | Коэффициенты уравнения регрессии при содержаниях катионов к 6 кислородам |   |                        |                       |   |   | $S_{\bar{y}}$                                 |
|-------------|------------------------------|----------------|--|---|------------------------|-----------------------|---|---|---|
|             |                              |                | Fe <sup>3+</sup>   | Mn  | Mg                     | Ca                    | Na  | K   |   |
| $2V$        | $\bar{a}$<br>$\bar{y}=54,7$  | 72             | 0,21 <sup>*</sup><br>0,003 <sup>*</sup>                                  | -324<br>-0,14                             | 14,5<br><u>0,26</u>    | 46,6<br><u>0,81</u>   | 77,2<br><u>0,38</u>                       | -42,7<br>-0,05                            | $\pm 3,5^\circ$                               |
| $\sin^2 2V$ | $\bar{r}$<br>$\bar{y}=0,55$  | 63             | 1,206<br><u>0,21</u>   | 0,27<br><u>0,82</u>                       | -1,623<br>-0,14        | -0,036<br>-0,12       | 0,23<br><u>0,25</u>                       | -0,05 <sup>*</sup><br>-0,009 <sup>*</sup> | $\pm 0,046$<br>(или 2,7°)                     |
|             | $\bar{b}$<br>$\bar{y}=0,674$ | 50             | 6,003<br>1,03  | -0,19 <sup>*</sup><br>-0,015 <sup>*</sup> | 0,544<br>1,04          | 0,516<br>0,48         | -0,882<br>-0,7                            | 3,68 <sup>*</sup><br>0,17 <sup>*</sup>    | $\pm 0,07$<br>(или $\pm 4,2^\circ$ для $2V$ ) |
|             | $\bar{в}$<br>$\bar{y}=0,815$ | 39             | -0,06<br>-0,04   | 0,00 <sup>*</sup><br>0,02 <sup>*</sup>    | -0,162<br><u>-0,45</u> | -0,058<br>-0,09       | 0,195<br><u>0,29</u>                      | 0,285 <sup>*</sup><br>0,04 <sup>*</sup>   | $\pm 0,04$<br>(или $\pm 2,5^\circ$ для $2V$ ) |
|             | $\bar{д}$<br>$\bar{y}=0,22$  | 69             | -0,138<br><u>-0,259</u>  | -0,022<br>-0,144                          | 0,038<br>0,104         | 0,181<br><u>0,480</u> | 0,467<br><u>0,352</u>                     | -0,95<br>-0,13                            | $\pm 0,02$<br>(или 1,5° для $2V$ )            |
| $cNg$       | $\bar{д}$<br>$\bar{y}=44,1$  | 36             | -18,6<br>-0,154  | 928<br><u>0,279</u>                       | -73,8<br><u>-1,01</u>  | -17,9<br>-0,25        | -18,2 <sup>*</sup><br>-0,077 <sup>*</sup> | -148,5<br>-0,13                           | $\pm 5,6^\circ$                               |

Обозначения групп — см. табл. 11.8. Приведены коэффициенты нормальных (верхняя строка) и стандартизированных (нижняя строка) уравнений регрессии. Звездочками отмечены незначимые коэффициенты подчеркнуты — главные.

с Na и Fe<sup>3+</sup> и отрицательная — с Mg и Ca), причем поскольку интервал изменения содержания эгирина и соответственно  $2V$  здесь невелик, суммарный коэффициент корреляции относительно низок (+0,65).

В эгирин-жадеитовых пироксенах (группы в и г)  $2V$  возрастает при вхождении и эгирина, и жадеита (положительная связь с Al<sub>VI</sub>, Fe<sup>3+</sup>, Na и отрицательная — с Ca и Mg).

В более высокотемпературных пироксенах из эклогитов (группа в) обращает внимание также положительная связь  $2V$  с Ti и отрицательная с Sr. Однако при постоянном содержании Fe<sup>3+</sup> и Na эти связи ока-

ваются незначимыми, т. е. наведенными через связи с  $Fe^{3+}$ . Частные коэффициенты корреляции равны:  $r_{2V Ti, Fe^{3+}} = 0,10$ ;  $r_{2V Cr, Fe^{3+}} = 0,06$ .

Точность уравнений регрессии здесь довольно высока и близка к точности измерения  $2V$  в этих пироксенах. В соответствии со сказанным, в доксах эффузивов главное влияние на  $2V$  оказывают Ca и Mg, неогданно сильно влияют Na и Si (при незначимых коэффициентах корреляции) и очень слабо (количественно)  $Fe^{2+}$ , хотя коэффициент корреляции  $2V$  и  $Fe^{2+}$  довольно высок. Это связано с тем, что  $Fe^{2+}$  влияет на только через уменьшение Ca, что подтверждает и вычисление частного коэффициента корреляции. В обычных метаморфических пироксенах точность уравнения низка (т. е.  $2V$  имеет небольшое диагностическое значение) и главное влияние оказывают  $Fe^{3+}$  и  $Al_{IV}$  (Si). В жадеитовых и гириин-жадеитовых пироксенах главное значение имеют  $Fe^{3+}$ , Na (т. е. гириин). В группе (в) неожиданно выявилось сильное влияние  $Al_{IV}$  (Si) почти полное отсутствие влияния  $Al_{VI}$ .

#### § 48. ВЛИЯНИЕ ИЗОМОРФНЫХ ЗАМЕЩЕНИЙ НА СВОЙСТВА КЛИНОПИРОКСЕНОВ И СВОЙСТВА ПИРОКСЕНОВ КОНЕЧНОГО ТЕОРЕТИЧЕСКОГО СОСТАВА

На основании коэффициентов регрессии мы можем определить, как для ромбических пироксенов, влияние различных изоморфных замещений на свойства клинопироксенов. Отличия здесь заключаются только в использовании уравнений Винчелла (квадратичные уравнения Хенрика для этой цели не пригодны): в наших уравнениях, где нет исключенных переменных и нет подразделения катионов по их позиции (кроме  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$ , соответствующий эффект определяется по разности коэффициентов). В уравнениях Винчелла многие коэффициенты сами по себе указывают соответствующий эффект. Например (в расчете на 0,1 в формуле):

| Уравнения авторов   | Уравнения Винчелла и Висванатана     |
|---|--------------------------------------|
| $(Al_{IV} \rightarrow Si) = 0,1(A_{Al_{IV}} - bp/Si)$           | 0,1 $A_{Al_{IV}}$                    |
| $(Al_{VI} \rightarrow Mg) = 0,1(A_{Al_{VI}} - bp/Mg)$           | 0,1 $A_{Al_{VI}}$                    |
| $(Fe^{2+} \rightarrow Mg) = 0,1(A_{Fe^{2+}} - bp/Mg)$           | 0,1 $A_{Fe^{2+}}$ в позиции $M_1$    |
| $(Fe^{2+} \rightarrow Ca) = 0,1(A_{Fe^{2+}} - bp/Ca)$           | 0,1 $A_{Fe^{2+}}$ в позиции $M_2$    |
| $(Na \rightarrow Ca) = 0,1(A_{Na} - bp/Ca)$                     | 0,1 $A_{Na}$ в позиции $M_2$ и т. д. |
| $(Fe^{3+} \rightarrow Al_{VI}) = 0,1(A_{Fe^{3+}} - bp/Al_{VI})$ | 0,1 $(A_{Al_{VI}} - A_{Fe^{3+}})$    |

ультаты приведены в табл. 11.10.

Для параметров решетки влияние изоморфных замещений можно оценивать в основном с помощью наших уравнений для метаморфических и искусственных пироксенов, так как в уравнении Висванатана численные переменных сокращено до шести. При изовалентных замещениях  $Si \rightarrow Fe^{3+}$ ,  $Fe^{3+} \rightarrow Al_{VI}$ ,  $Fe^{2+} \rightarrow Mg$ ,  $Mg \rightarrow Ca$ ,  $Fe^{2+} \rightarrow Ca$  катионы, указанные первыми, при своем вхождении уменьшают параметры решетки, а влияние  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$  на параметр  $a$  и Ti на параметр  $b$  противоположно по знаку. Сильнее всего влияет Ti, но здесь, к сожалению, величина коэффициентов недостоверна из-за малой величины Ti в пироксенах нашей выборки.

Гетеровалентные замещения  $Al_{IV} Al_{VI} \leftrightarrow SiMg$ ,  $Al_{IV} Fe^{3+} \rightarrow SiMg$  и особенно  $Al_{IV} Fe^{3+} \rightarrow SiFe^{2+}$  уменьшают все параметры  $a$ ,  $b$  и  $c$ . Влияние  $Ti \rightarrow SiMg$  оказывается противоположным по знаку. Поэтому сум-

Влияние изоморфных замещений на свойства клинопироксенов

| Параметр | Группа | Замещение на 0,1 в кристаллохимической формуле |                       |                       |                          |                       |                       |                                     |                       |         |                                     |         |  |                       |        |
|----------|--------|--|-----------------------|-----------------------|--------------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------------------|-----------------------|---------|-------------------------------------|---------|--|-----------------------|--------|
|          |        | в позиции T                                    |                       |                       | в позиции M <sub>1</sub> |                       |                       |                                     |                       |         |                                     |         | в позиции M <sub>2</sub> и между позициями |                       |        |
|          |        | Al <sub>IV</sub> → Si                          | Ti <sup>4+</sup> → Si | Fe <sup>3+</sup> → Si | Al <sub>VI</sub> → Mg    | Ti <sup>3+</sup> → Mg | Fe <sup>3+</sup> → Mg | Fe <sup>2+</sup> → Al <sub>VI</sub> | Fe <sup>2+</sup> → Mg | Mn → Mg | Fe <sup>3+</sup> → Fe <sup>2+</sup> | Na → Ca | Mg → Ca                                    | Fe <sup>2+</sup> → Ca | K → Na |
| a        | a      | -0,016   | —                     | —                     | —                        |                       |                       | —                                   | 0,013                 | —       | —                                   | —       | -0,020                                     | -0,007                | —      |
|          | б      | 0,001*   | -0,053                | -0,076                | -0,020                   | 0,019<br>0,014        | -0,009                | 0,011                               | 0,011                 | —       | -0,020                              | 0,010   | -0,018                                     | 0,003*                | 0,012* |
| b        | a      | -0,017   | —                     | —                     | —                        |                       |                       | —                                   | 0,025                 | —       | —                                   | —       | -0,020                                     | 0,005                 | —      |
|          | б      | 0,040  | 0,037                 | -0,057                | -0,055                   | 0,011<br>0,032        | -0,062                | -0,007                              | -0,004                | 0,014   | -0,058                              | 0,013   | 0,018                                      | -0,022                | 0,09*  |
| c        | a      | -0,003   | —                     | —                     | —                        |                       |                       | —                                   | —                     | —       | —                                   | —       | -0,006                                     | -0,0006               | —      |
|          | б      | -0,009   | -0,07                 | -0,31                 | 0,019                    | 0,012<br>0,22*        | 0,012                 | -0,032                              | 0,0002*               | —       | -0,013                              | -0,018  | -0,006                                     | -0,006                | 0,05*  |
| β°       | a      | -0,076   | —                     | —                     | —                        |                       |                       | —                                   | 0,004                 | —       | —                                   | —       | -0,37                                      | -0,37                 | —      |
|          | б      | 0,40   | —                     | -0,32                 | -0,38                    | 0,46<br>—             | -0,50                 | -0,011                              | -0,07                 | 0,10    | -0,42                               | 0,18    | -0,51                                      | -0,58                 | —      |
| Ng       | 2      | 0,004  | —                     | 0,002                 | -0,007                   | 0,012                 | 0,008                 | 0,015                               | 0,0061                | 0,003   | 0,002                               | 0,005   | -0,003                                     | 0,004                 | 0,008  |
|          | 3      | 0,002  | 0,020                 | 0,017                 | 0,003                    | 0,011<br>(0,022)      | 0,019                 | 0,016                               | 0,0064                | —       | 0,013                               | 0,005   | -0,003                                     | 0,0035                | —      |
|          | a+б+в  | 0  | 0,020                 | 0,006                 | 0,006                    | 0,022                 | 0,008                 | 0,002                               | 0,006                 | 0,004   | 0,002                               | —       | -0,0014                                    | 0,005                 | 0,011  |
|          | б      | —  | —                     | 0,008                 | -0,007                   | —                     | 0,005                 | 0,012                               | —                     | 0,003   | 0,002                               | 0,004   | —  | 0,004                 | —      |
|          | в      | 0,002  | 0,023                 | 0,006                 | 0,011                    | 0,026                 | 0,008                 | —                                   | 0,0077                | -0,006  | 0,0005                              | 0       | -0,003                                     | 0,005                 | —      |
|          | д      | 0,0025   | 0,037                 | 0,003                 | 0                        | 0,035                 | 0,007                 | 0,007                               | 0,006                 | —       | 0,001                               | 0,006   | -0,003                                     | 0,003                 | 0,004  |
| Np       | 2      | 0,005  | —                     | 0,005                 | -0,003                   | 0,012                 | 0,008                 | 0,012                               | 0,006                 | 0,003   | 0,002                               | 0,002   | -0,002                                     | 0,001                 | 0,008  |
|          | 3      | 0,003  | 0,018                 | 0,017                 | 0,002                    | 0,011<br>(0,015)      | 0,011                 | 0,012                               | 0,0062                | —       | 0,008                               | -0,003  | -0,002                                     | 0,001                 | —      |
|          | a      | 0  | 0,019                 | 0,014                 | 0,012                    | 0,010                 | 0,004                 | -0,008                              | 0,005                 | 0,0002  | —                                   | 0,005   | -0,002                                     | 0,003                 | -0,008 |
|          | б      | 0,005  | —                     | —                     | 0,01                     | —                     | 0,0086                | 0,010                               | 0,007                 | 0,006   | 0,004                               | -0,002  | -0,0005                                    | 0,006                 | -0,004 |
|          | в      | 0,002  | 0,037                 | 0,018                 | 0,002                    | 0,019                 | 0,0001                | -0,001                              | 0,004                 | —       | —                                   | -0,003  | -0,003                                     | 0,002                 | -0,045 |
|          | г      | 0,006  | 0,007                 | (-0,008)              | -0,005                   | 0,024                 | 0,008                 | 0,013                               | 0,007                 | 0,004   | 0,002                               | 0,002   | —  | 0,009                 | 0,061  |
| е        | 0,011  | 0,013  | —                     | -0,018                | —                        | -0,006                | 0,012                 | —                                   | —                     | —       | 0,016                               | —       | 0,019                                      | 0,034                 |        |

| метр | группа | в позиции №1         |                      |                      |                      |                      |                      |                                    |                      |                      |                                    | в позиции №2 и между позициями |                      |                      |       |
|------|--------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|------------------------------------|----------------------|----------------------|------------------------------------|--------------------------------|----------------------|----------------------|-------|
|      |        | Al <sup>IV</sup> →Si | Ti <sup>IV</sup> →Si | Fe <sup>3+</sup> →Si | Al <sup>VI</sup> →Mg | Ti <sup>3+</sup> →Mg | Fe <sup>3+</sup> →Mg | Fe <sup>3+</sup> →Al <sup>VI</sup> | Fe <sup>2+</sup> →Mg | Mn→Mg                | Fe <sup>3+</sup> →Fe <sup>2+</sup> | Na→Ca                          | Mg→Ca                | Fe <sup>2+</sup> →Ca | K→Na  |
| Nm   | 2      | 0,005                | —                    | 0,004                | -0,006               | 0,012                | 0,009                | 0,014                              | 0,006                | 0,0035               | 0,003                              | 0,005                          | -0,0024              | 0,004                | 0,007 |
|      | 3      | 0,003                | 0,016                | 0,014                | 0,0014               | 0,008<br>(0,009)     | 0,015                | 0,014                              | 0,006                | —                    | 0,002                              | -0,001                         | -0,0016              | 0,012                | —     |
|      | 3      | 0,002                | 0,008                | 0,002                | —                    | —                    | 0,002                | —                                  | 0,0075               | —                    | —                                  | —                              | —                    | —                    | —     |
| d    | 2      | 0,025                | —                    | 0,08                 | -0,018               | -0,086               | 0,013                | 0,031                              | 0,028                | 0,026                | -0,015                             | 0,02                           | -0,005               | 0,026                | 0,001 |
|      | 3      | 0,006                | 0,048                | 0,028                | 0,008                | 0,025<br>(0,064)     | 0,043                | 0,036                              | 0,038                | —                    | 0,005                              | -0,03                          | -0,003               | 0,035                | —     |
| 2V   | 1б     | (0,30 <sup>±</sup> ) | -17,4                | 5,6                  | 0,36 <sup>*</sup>    | -17,3                | 5,5                  | 5,1                                | 0,7 <sup>±</sup>     | (-0,25) <sup>*</sup> | 4,8                                | -4,0                           | -4,1                 | -3,4                 | 4,0   |
|      | 3      | -0,9 <sup>*</sup>    | -8,8                 | 4,9                  | 1,1                  | 1,0<br>(-1,3)        | 7,1                  | 6,1                                | -1,9 <sup>±</sup>    | —                    | 9,1                                | -1,0                           | -1,6                 | -3,5                 | —     |
|      | а      | -1,0                 | -1,2                 | 0,1                  | 0                    | -1,1                 | 0,1                  | 1,1                                | -1,1                 | -33,8                | 1,9                                | 3,1                            | -3,2                 | -4,6                 | -12,0 |
|      | в      | -1,0                 | —                    | —                    | 1,0                  | —                    | —                    | —                                  | —                    | —                    | —                                  | 1,6                            | —                    | —                    | —     |
| cNg  | 2      | -2,0                 | —                    | -2,9                 | 0,3                  | 1,6                  | 5,8                  | 5,5                                | (2,7) <sup>*</sup>   | 8,6                  | 5,5                                | 0,6                            | (-1,8) <sup>±</sup>  | (0,2) <sup>±</sup>   | 5,2   |
|      | 3      | -16,5                | 12,0                 | -16,2                | 17,1                 | 19                   | 21,5                 | 7,4                                | (9,8) <sup>*</sup>   | —                    | 23,7                               | -18                            | (-0,87) <sup>*</sup> | (-0,1) <sup>*</sup>  | —     |

Обозначения групп 1—3 см. табл. 11.4, а—е — в табл. 11.5. По уравнению (3) для замещения Ti → Mg дан результат Ti<sup>3+</sup> → Mg, в скобках Ti<sup>4+</sup> → Mg. Значения, отмеченные звездочкой, — сомнительные или незначимые.



марное действие катионов  $R^{3+}$  при вхождении в пироксен в виде сложного чермакитового минала, как это можно оценить по уравнению Висванатана, незначительно увеличивает параметры  $c$  и  $a$ , уменьшает параметр  $b$ , объем же ячейки почти не меняется. Вхождение жадеита  $NaAl_{VI} \rightarrow CaMg$  и эгирина  $NaFe^{3+} \rightarrow CaMg$  в целом уменьшает параметры  $a$  и  $b$ , особенно для жадеита, действие обоих на параметр  $c$  и эгирина на параметр  $a$  незначительно, так что вхождение жадеитового минала заметно сокращает объем ячейки, а эгирина лишь незначительно уменьшает объем ячейки диопсида.

Для показателей преломления в табл. 11.10 наблюдается хорошее совпадение величин влияния большинства изоморфных замещений, вычисленное по различным уравнениям. Так, вхождение  $Al$ ,  $Ti$  и  $Fe^{3+}$  на место  $Si$  во всех случаях увеличивает показатели преломления (в среднем на 0,1  $Al$  — 0,004, на 0,1  $Ti$  — 0,020, на 0,1  $Fe^{3+}$  — около 0,010). Большие отклонения от этих величин получаются по уравнениям тех групп, где содержания указанных катионов мало. Обращает также внимание, что для  $Fe^{3+}$  эти эффекты в природных пироксенах значительно меньше (0,014—0,005), чем для искусственных (группа 3, в среднем 0,017), где  $Fe^{3+}$  наверняка входит хотя бы частично в позицию  $Si$  (см. §1). Это косвенно подтверждает вывод главы 3, что  $Fe^{3+}$ , как правило, не входит в позицию  $Si$  за исключением групп (а) и (в) (высокотемпературные пироксены), где вхождения  $Fe^{3+}$  на место  $Al_{IV}$  возможно.

При замещениях же в позиции  $M_1$  эффект изменения  $Ng$  при вхождении  $Fe^{3+}$  на место  $Al_{VI}$  совпадает в среднем для природных и искусственных пироксенов, и отклоняется значительно лишь в тех группах (а, в для  $Np$ ), где, наоборот, наблюдается совпадение эффекта вхождения  $Fe^{3+}$  на место  $Si$  с экспериментальными данными. То же самое касается и замещений  $Al_{VI} \rightarrow Mg$  и  $Fe^{3+} \rightarrow Mg$ , тогда как эффект замещения  $Ti \rightarrow Mg$  оказывается сходным в большинстве случаев (кроме групп б и е, где содержание  $Ti$  очень мало), но ближе по величине не к замещению  $Ti^{3+} \rightarrow Mg$  в искусственных пироксенах, а к замещению  $Ti^{4+} \rightarrow Mg$ . Такое замещение, само по себе маловероятное, тем не менее вместе со сказанным выше об эффекте замещения  $Ti^{4+} \rightarrow Si$  подтверждает гипотезу, что  $Ti$  в клинопироксенах находится главным образом в четырехвалентной форме.

Противоречивы данные для замещения  $Al_{VI} \rightarrow Mg$  и  $Al_{IV} Al_{VI} \rightarrow SiMg$ . Здесь надо иметь в виду, что многие коэффициенты при  $Al$  в табл. 11.6 незначимо отличаются от нуля и эффект этих замещений невелик. Однако вероятно, что главное значение имеет то обстоятельство, что во многих природных клинопироксенах  $Al_{VI}$  комбинируется главным образом с  $Na$  в жадеитовый, а не алюмочермакитовый  $Al_{IV} Al_{VI}$  компонент (см. главы 3, 7 и ниже). По причине двойной роли  $Fe^{3+}$  при гетеровалентных замещениях  $Fe^{3+} \rightarrow Mg$  и  $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$  их влияние на показатели преломления в природных клинопироксенах меньше по сравнению с искусственными. Здесь может сказываться также ошибка в определении  $Fe^{3+}$  (переопределение за счет  $Fe^{2+}$  или включений рудных минералов).

Зато для изовалентных замещений  $Fe^{2+} \rightarrow Mg$  и  $Fe^{2+} \rightarrow Ca$ ,  $Mg \rightarrow Ca$  (в высокотемпературных пироксенах с дефицитом  $Ca$ ) их влияние на показатели преломления оказывается сходным по разным уравнениям. Только в низкотемпературных пироксенах (группы б и е) наблюдаются некоторые отклонения, разные по знаку для  $Ng$  и  $Np$ .

Данные для замещений  $Na \rightarrow Ca$  и  $K \rightarrow Na$  также оказываются очень противоречивы при сравнении между искусственными и природными пироксенами, между отдельными группами природных пироксенов и даже для  $Ng$  и  $Np$  эффекты оказываются нередко противоположными (особенно в группах а—г, бедных  $Na$  и  $K$ ).

Причины заключаются не только в низком содержании Na и K в южных пироксенах или в ошибках их определения (примеси других минералов). Это, по-видимому, справедливо лишь для K. Даже в пироксенах, богатых Na и одновременно  $Al_{VI}$  (группы д и е), замещение  $Na \rightarrow Ca$  едличивает  $Ng$  и  $Np$ , тогда как в искусственных пироксенах, где Na основном связан с  $Fe^{3+}$  (в выборку жадеиты не вошли), замещение  $Na \rightarrow Ca$  уменьшает  $Ng$  и  $Np$ . По-видимому, и здесь, для гетеровалентных замещений, можно оценивать только суммарный эффект парных, а не индивидуальных замещений. Действительно, замещение  $NaAl_{VI} \rightarrow CaMg$  (вхождение жадеита) дает во всех случаях (кроме групп а и в, где жадеита практически нет) один и тот же суммарный эффект — уменьшение показателей преломления (в среднем около 0,002 на 10% жадеита для  $Ng$  0,001 на 10% жадеита для  $Np$ ). Точно так же замещение  $NaFe^{3+} \rightarrow CaMg$  (вхождение 10% эгирина) увеличивает  $Ng$  в среднем на 0,012—0,013 и  $Np$  на 0,010 во всех группах, кроме б и в, где эгирин практически отсутствует.

Аналогичные зависимости наблюдаются и для  $d$ , но точность определений здесь значительно ниже. Изовалентные замещения  $Fe^{2+} \rightarrow Mg$ ,  $g \rightarrow Ca$ ,  $Fe^{2+} \rightarrow Ca$ , а также гетеровалентные замещения  $Al^{IV}Al_{VI} \rightarrow SiMg$ ,  $Al_{IV}Fe^{3+} \rightarrow SiMg$ ,  $NaAl_{VI} \rightarrow CaMg$ ,  $NaFe^{3+} \rightarrow CaMg$  дают сходное влияние удельный вес, но заметно меньшее по величине в природных пироксенах. Это может быть связано или с ошибками определений, в частности различными включениями (пузырьков и пр.) в природных пироксенах.

Для  $cNg$  устанавливается та же картина, что и для  $d$ , только точность еще ниже, а расхождение между природными и искусственными пироксенами равно 2—5°; например, замещение  $Al_{IV}Fe^{3+} \rightarrow SiMg$  дает 3,8 для природных и +8 для искусственных пироксенов;  $Fe^{3+} \rightarrow Al_{VI}$  5,5 для природных и 7,4 для искусственных;  $Fe^{2+} \rightarrow Mg$  +2,7 для природных и 0,8 для искусственных. Два последних значения незначимо отличаются от нуля. Неясно, чем могут быть обусловлены более низкие значения  $cNg$  у природных пироксенов при вхождении трехвалентных титанов. Возможно, сказывается разница в условиях образования, в частности то, что большинство искусственных пироксенов получено при очень высоких температурах методом закалки и возможны остаточные напряжения ( $cNg$  преувеличены и искажены).

Поведение угла  $2V$  при изоморфных замещениях отличается от поведения угла  $cNg$ . В частности, как известно, угол  $2V$  в отличие от  $cNg$  существенно зависит от замещений  $Mg \rightarrow Ca$  и  $Fe^{2+} \rightarrow Ca$ ; вхождение Ti позицию Si уменьшает, а  $Fe^{3+} \rightarrow Si$  увеличивает  $2V$ , т. е. наоборот по сравнению с углом  $cNg$ . Вхождение Al-чермакита ( $Al_{IV}Al_{VI} \rightarrow SiMg$ ) почти не меняет  $2V$ , вхождение Fe-чермакита ( $Al_{IV}Fe^{3+} \rightarrow SiMg$ ), как и эгирина ( $NaFe \rightarrow CaMg$ ), увеличивает  $2V$ , но во втором случае — примерно в 2,6 раза больше. Для гетеровалентных замещений с участием  $Al_{VI}$ ,  $Fe^{3+}$  и Ti устанавливается большой разброс, в частности значительное отличие в искусственных и природных пироксенах. Например, замещение  $Al_{IV}Fe^{3+} \rightarrow SiMg$  в искусственных пироксенах повышает  $2V$  сильнее, чем в природных, вхождение жадеита  $NaAl_{VI}$  на  $2V$  искусственных пироксенов почти не сказывается, тогда как в группе (в) природных жадеитовых пироксенов  $2V$  заметно возрастает (+2,6; в остальных природных пироксенах эта величина еще больше, но она неточна из-за низкого содержания в них жадеита). Эффекты, соответствующие замещению  $K \rightarrow Na$  для всех свойств оказываются настолько противоречивыми, что заставляют вновь повторить предположение, что в клинопироксены входит лишь небольшая часть K.

Таким образом, изучение влияния изоморфных замещений в клинопироксенах на их свойства с помощью уравнений многомерной регрессии позволяет не только количественно оценить это влияние, но и полу-

Таблица 11.11

## Свойства теоретических конечных членов пироксенов, вычисленные с помощью уравнений регрессии

| Пироксен            | Группа | Диопсид<br>$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ | Геденбергит<br>$\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$ | Клиноэнстатит<br>$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ | Пижонит<br>$\text{Ca}_{0,5}\text{Fe}_{0,5}\times$<br>$\times\text{MgSi}_2\text{O}_6$ | Al-чермакит<br>$\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ | Fe <sup>3+</sup> -чермакит<br>$\text{CaFe}^{3+}\times$<br>$\times\text{AlSiO}_6$ | Ti-чермакит<br>$\text{Ca(TiAl)}\times$<br>$\times\text{SiO}_6^3$ | Ферричермакит<br>$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\times$<br>$\times\text{AlSiO}_6$ | «Гранит»<br>$\text{CaMg}_{0,5}\times$<br>$\times\text{AlSi}_{1,5}\text{O}_6$ | Жадеит<br>$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ | Эгирин<br>$\text{NaFe}^{2+}\times$<br>$\times\text{Si}_2\text{O}_6$ | Омфацит<br>( $\text{Mg}_{0,5}\times$<br>$\times\text{Fe}_{0,5}$ ) | Хлоромеланит<br>( $\text{Mg}_{0,5}\times$<br>$\times\text{Fe}_{0,5}$ ) | Йохансенит<br>$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$ |
|---------------------|--------|--|--|---|--|--|--|--|---|--|---------------------------------------|---|---|--|---|
| Ng                  | 2      | 1,6946±<br>±0,0014                     | 1,7551<br>(±0,027)                                     | 1,6605±<br>(±0,0033)                                | 1,7158   | (1,6777)                                   | (1,808)  | 1,8517   | (1,869)   | (1,653)  | 1,6743<br>±0,0059                     | 1,8271<br>±0,0030   | (1,6844)<br>±0,003  | —  | 1,728±<br>—±0,0137                        |
|                     | 3      | 1,6941±                                | 1,7565   | 1,6614  | 1,7112   | 1,735±                                     | 1,8977   | { 1,112±<br>1,9196   | 1,932   | 1,7145   | (1,677)                               | 1,8387±   | 1,685   | 1,745  | —   |
| Nm                  | 2      | 1,672±<br>±0,0014                      | 1,7318<br>±0,0026                                      | 1,6484<br>±0,0031                                   | 1,690  | (1,6622)                                   | (1,8078)   | 1,8387   | 1,8676  | —  | 1,6647<br>±0,0053                     | 1,8103<br>±0,0028   | 1,668<br>±0,003   | —  | 1,7065<br>±0,0128                         |
|                     | 3      | 1,675                                  | 1,737  | 1,660   | 1,699  | 1,7242                                     | 1,863  | { 1,797±<br>1,836  | 1,908   | 1,7005   | (1,6780)                              | 1,8188±   | 1,677   | —  | —   |
| Np                  | 2      | 1,6658<br>±0,0014                      | 1,7260<br>±0,0025                                      | 1,6503±<br>±0,0030                                  | 1,6884   | 1,6552                                     | (1,793)  | 1,8304   | 1,8540  | —  | 1,6560<br>±0,0053                     | 1,7710<br>±0,0027   | 1,661<br>±0,003   | —  | 1,6949<br>±0,0124                         |
|                     | 3      | 1,6648±                                | 1,7272   | 1,6454  | 1,685  | 1,7144±                                    | 1,833  | { 1,798±<br>1,870  | 1,876   | 1,6895   | 1,662                                 | 1,782±  | 1,664   | —  | —   |
| Ng—Np <sup>3+</sup> | 2      | (0,029)                                | (0,029)  | (0,0102)±   | (0,0274)   | (0,0225)                                   | —  | (0,0213)   | (0,015)   | (0,025)  | (0,0183)                              | (0,056)   | (0,023)   | —  | (0,033)                                   |
|                     | 3      | 0,030±                                 | 0,033  | (0,019)   | (0,0262)   | (0,020)±                                   | (0,0647)   | { (0,014)±<br>0,018  | (0,056)   | 0,027  | (0,015)                               | (0,0567)  | (0,021)   | —  | —   |
|                     |        | (0,029)                                | (0,030)  | 0,021   | 0,0275   | 0,026                                      | 0,076  | { 0,030—<br>(0,049)  | 0,053   | —  | —                                     | 0,060±  | —   | —  | —   |
| d. э/см²            | 2      | 3,261±<br>±0,016                       | 3,538<br>±0,041  | 3,209±<br>±0,044                                    | —  | —  | —  | —  | —   | —  | 3,272<br>±0,052                       | 3,584<br>±0,158   | 3,267<br>±0,029   | 3,372  | 3,517<br>±0,559                           |
|                     | 3      | 3,225                                  | 3,606  | 3,193±  | 3,561  | 3,395±                                     | 3,62   | { 3,538±<br>3,78   | 4,072   | 3,295  | 3,293                                 | 3,652   | 3,259   | 3,390  | —   |

Т а б л и ц а 11.11 (окончание)

| Параметр          | Группа | Диопсид<br>$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ | Геденбергит<br>$\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$ | Клиноэнстатит<br>$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ | Пижонит<br>$\text{Ca}_{0,5}\text{Fe}_{0,5}\times$<br>$\times\text{MgSi}_2\text{O}_6$ | Al-чермакит<br>$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ | $\text{Fe}^{2+}$ -чермакит<br>$\text{CaFe}^{2+}\times$<br>$\times\text{AlSiO}_6$ | Ti-чермакит<br>$\text{Ca}(\text{Ti}, \text{Al})\times$<br>$\times\text{SiO}_6^*$ | Ферричермакит<br>$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\times$<br>$\times\text{AlSiO}_6$ | «Гранат»<br>$\text{CaMg}_{0,5}\times$<br>$\times\text{AlSi}_{1,5}\text{O}_6$ | Жадент<br>$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ | Сгирин<br>$\text{NaFe}^{3+}\times$<br>$\times\text{Si}_2\text{O}_4$ | Омфацинт<br>( $\text{Mn}_{0,5}$ ;<br>Жд <sub>50</sub> ) | Хлоромеланит<br>( $\text{Mn}_{2,3}$ Жд <sub>113</sub><br>Эд <sub>23</sub> ) | Йохансенит<br>$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$ |
|-------------------|--------|--|--|---|--|---|--|--|---|--|---------------------------------------|---|---|---|---|
| $\bar{c}Ng^\circ$ | 2      | 39,9<br>$\pm 0,9$                      | 42,5э<br>$\pm 1,7$                                     | 22,4<br>$\pm 1,9$                                   | —  | —   | —  | —  | —   | —  | 48,5<br>$\pm 6,6$                     | 104,0<br>$\pm 2,0$  | 44,8<br>$\pm 3,5$                                       | —   | 48,5<br>$\pm 8,3$                         |
| а, Å              | а      | 9,754<br>$\pm 0,0143$                  | 9,821<br>$\pm 0,012$                                   | 9,622э<br>$\pm 0,010$                               | 9,721  | 9,792   | (9,792)  | 9,792  | —   | (9,839)  | (9,817)                               | (9,817)   | (9,786)   | (9,796)   | —   |
|                   | б      | 9,717э                                 | 9,825  | 9,640   | 9,753  | 9,616э  | 9,731  | 9,962  | 9,762   | 9,666  | 9,413э                                | 9,527   | 9,565   | 9,552   | —   |
|                   | в      | 9,710                                  | —  | —   | —  | 9,593   | —  | —  | —   | 9,652  | 9,424                                 | 9,532   | 9,567   | 9,555   | —   |
| в, Å              | а      | 8,916<br>$\pm 0,008$                   | 9,030э<br>$\pm 0,007$                                  | 8,831<br>$\pm 0,006$                                | 8,939  | 8,849   | 8,849  | (8,849)  | 8,898   | 8,889  | (8,935)                               | (8,935)   | (8,925)   | 8,929   | —   |
|                   | б      | 8,926э                                 | 8,885  | 8,822э  | 8,816  | 8,772э  | 8,856  | 9,200  | 8,481   | 8,848  | 8,560э                                | 8,489   | 8,743   | 8,658   | 8,965                                     |
|                   | в      | 8,918                                  | —  | —   | —  | —   | —  | —  | —   | —  | 8,554                                 | 8,495   | 8,736   | 8,656   | —   |
| с, Å              | а      | 5,249э<br>$\pm 0,009$                  | 5,249<br>$\pm 0,008$                                   | 5,188э<br>$\pm 0,007$                               | 5,246  | 5,340   | (5,340)  | (5,340)  | 5,334   | (5,314)  | (5,314)                               | (5,314)   | (5,277)   | 5,293   | —   |
|                   | б      | 5,236э                                 | 5,239  | 5,179   | 5,243  | 5,342   | 5,026  | —  | (4,965)   | 5,290  | 5,251э                                | (4,935)   | 5,243   | 5,141   | —   |
| $\beta^\circ$     | а      | 74,19э<br>$\pm 0,18$                   | 75,37э<br>$\pm 0,15$                                   | 71,66<br>$\pm 0,13$                                 | 74,94  | 78,02   | 78,02  | 78,02  | 74,35   | (74,40)  | (76,25)                               | 76,25   | (75,22)   | (75,57)   | —   |

Обозначения групп—см. табл. 11.3 и 11.4 Буквой <sup>э</sup> отмечены значения, совпадающие с экспериментально измеренными. Звездочкой и скобкой отмечены двойные значения для TiIV и TiVI. Величина Ng—Np и в скобках определена по разности, без скобок — вычислена по уравнению (см. табл. 11.4); другие параметры в скобках — малодостоверные.

читать дополнительный материал о форме и позиции вхождения того или иного катиона (особенно  $Fe^{3+}$ , Ti, K, Na) в различных парагенетических группах, а также обнаружить некоторые различия, связанные с условиями образования (особенно для  $cNg$  и  $2V$ ).

В заключение этого параграфа приведены, как и для ортопироксенов, свойства пироксенов теоретического состава, интересных как конечные члены изоморфных рядов, или из других соображений. Сопоставление свойств, вычисленных по разным уравнениям, между собой и со свойствами синтетических аналогов приведены в табл. 11.11. Предпочтение здесь отдается также тем уравнениям, в которых содержание соответствующего компонента было максимальным.

#### § 49. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА КЛИНОПИРОКСЕНОВ ПО СВОЙСТВАМ

Эта задача, как и для ортопироксенов, решается двумя способами: 1) составлением тройных и четверных диаграмм, показывающих вычисленное на основании уравнений регрессии изменение свойств, и 2) вычислением диагностических уравнений регрессий для некоторых параметров состава (железистость, содержание  $Al_{IV}$ , Ca, жадеитового и эгиринового компонентов) через их свойства. Однако вследствие большого многообразия состава клинопироксенов здесь возникает очень много различных вариантов для определения состава.

На рис. 85 показан вариант диаграммы, построенной Винчеллом и Висванатаном по их сводным регрессионным зависимостям. На рис. 86 построены дополнительные диаграммы для натровых пироксенов, которые не вычислены или не могли быть удовлетворительно вычислены по уравнениям Винчелла. Первая диаграмма — в трапеции  $Mg_2Si_2O_6$ — $Fe_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ — $CaFeSi_2O_6$  пригодна для определения свойств пироксенов эффузивов и габбро, бедных трехвалентными катионами. При сопоставлении ее с аналогичной диаграммой свойств (см. рис. 84) ромбических пироксенов обнаруживаются существенные различия. Для натровых пироксенов диаграммы обычных давлений (метасоматиты, щелочные породы и др.) могут быть построены в системе  $CaMgSi_2O_6$ — $CaFeSi_2O_6$ — $NaFe^{3+}Si_2O_6$ ; ранее для них построили визуальные диаграммы Л. Л. Перчук (1962) и В. П. Костюк (1964). Для эгирин-жадеитовых

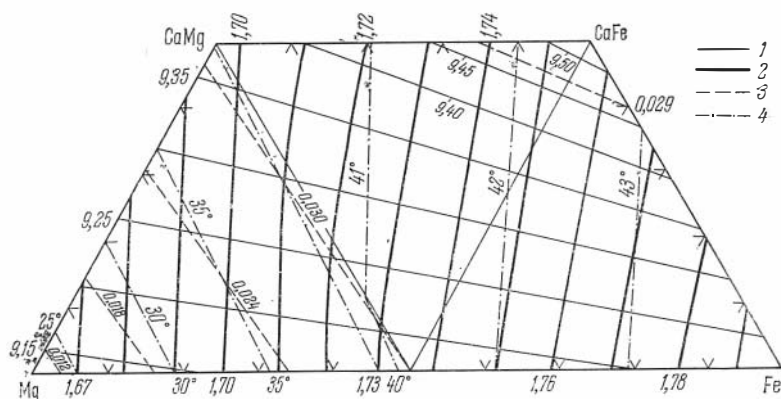


Рис. 85. Рассчитанные по уравнениям регрессии свойства клинопироксенов в системе клиноэнстатит — диопсид — геденбергит — клиноферросилит (Winchell, 1963; Viswanathan, 1966)

1 — параметр  $\alpha$ , 2 —  $Nm$ , 3 —  $Ng-Np$ , 4 —  $cNg$

пироксенов из эглогитов, глаукофановых сланцев и других пород высоких давлений построена диаграмма  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6\text{—NaAlSi}_2\text{O}_6\text{—NaFeSi}_2\text{O}_6$  (см. рис. 85), для сравнения даны линии по визуальной диаграмме Добрецова и Пономаревой (1964) и показана диаграмма Эссена (Essene, Fyfe, 1967) для быстрого определения состава эгирин-жадеитовых пироксенов по  $Nm$  и величине межплоскостного расстояния  $d_{211}$ . Ввиду недостаточного количества точных рентгеноструктурных данных, сопровождающихся представительными химическими анализами, точность и ценность этой диаграммы нельзя считать выясненной.

Без сомнения, все варианты изменения состава природных пироксенов предусмотреть трудно. Но в случае необходимости читатель легко может построить по нашим данным (например, по табл. 11.11) любой интересующий его вариант.

По этой причине представляет интерес попытка определения состава пироксенов другим способом — непосредственно по диагностическим уравнениям,

вычисленным для отдельных парагенетических групп пироксенов. В качестве примеров нами вычислены следующие уравнения:

1. Определение Al в клинопироксенах с помощью параметров решетки:

а) в клинопироксенах клинопироксеновой фации (рассчитано по 17 анализам пироксенов и их параметрам):  $\text{Al} \pm 0,076 = 28,162 + 0,217a - 2,487b - 1,466c - 0,003\beta$ ;

б) в клинопироксенах в целом, включая жадеитовые пироксены ( $n=24$ ):  $\text{Al} \pm 0,19 = 13,826 + 4,73a - 9,175b - 1,94c + 0,435\beta$ .

2. Определение Na в клинопироксенах по параметрам решетки ( $n=26$ , включая эгирин и урейт):

$\text{Na} \pm 0,113 = 32,835 - 3,94a + 1,85b + 0,507c - 0,183\beta$ .

С помощью уравнений (1б) и (2) можно определять содержание жадеитового компонента, но точность этих уравнений невелика.

3. Определение железистости клинопироксенов по параметрам решетки ( $n=21$ ):

$f \pm 11\% = 3,0 - 38,26a - 194,8b + 35,1c + 26,32\beta$ .

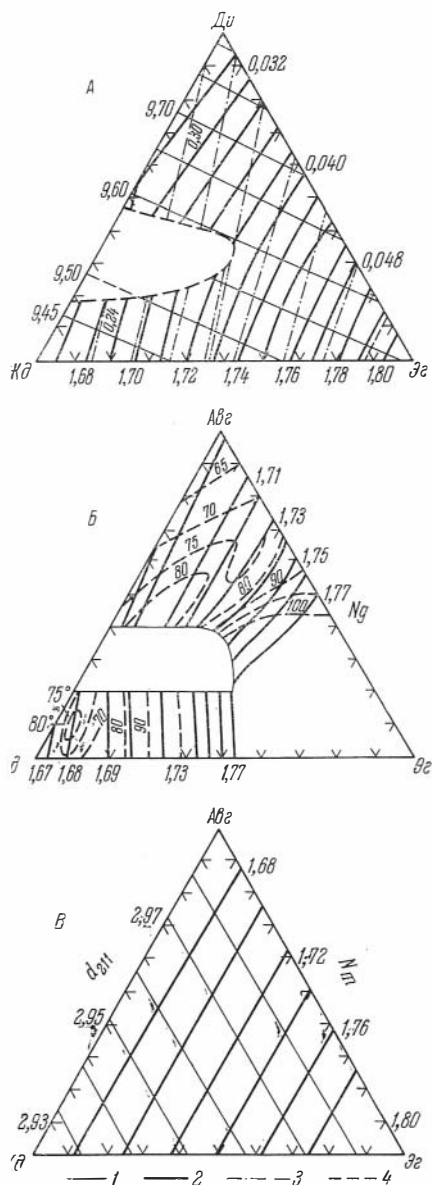


Рис. 86. Свойства клинопироксенов в системе жадеит — эгирин — диопсид (или авгит) а — диаграмма, рассчитанная по уравнениям зависимости параметра решетки  $a$ ,  $Nm$  и  $Ng$ — $Np$  от состава пироксена; б — провизорная диаграмма (Добрецов, Пономарева, 1964) зависимости  $Ng$  и  $2VNg$  пироксена от состава; в — ориентировочная диаграмма (Essene, Fyfe, 1967) для определения состава пироксена по  $Nm$  и  $d_{211}$ ; 1 — параметр решетки  $a$ , 2 —  $Ng$  и  $Nm$ , 3 —  $Ng$  —  $Np$ , 4 —  $2VNg$

Таким образом, одни только параметры решетки не дают удовлетворительных решений.

Не очень хорошие результаты получаются при использовании только оптических свойств, что видно из следующих уравнений.

4. Определение Al в пироксенах эклогитов ( $n = 45$ ):

$$\text{Al}_{\text{сум}} \pm 0,12 = -2,54 + 0,85Ng - 3,1(Ng - Np) + 0,0076(cNg) + 0,0173(2V);$$
$$t_{\text{Al}} = 0,03t_{Ng} - 0,08t_{Ng-Np} + 0,13t_{cNg} + 0,61t_{2V}.$$

То же уравнение для пироксенов жадеитовых пород и глаукофановых сланцев ( $n = 20$ ):

$$\text{Al} \pm 0,07 = 7,48 - 3,7Ng - 10,0(Ng - Np) - 0,003(cNg) - 0,002(2V);$$
$$t_{\text{Al}} = -0,50t_{Ng} - 0,33t_{Ng-Np} - 0,23t_{cNg} - 0,10t_{2V}.$$

5. Определение Na в пироксенах жадеитовых пород и глаукофановых сланцев ( $n = 21$ ):

$$\text{Na} = +4,84 - 2,32Ng - 12,7(Ng - Np) + 0,0037(cNg) - 0,001(2V).$$

6. Определение содержания ( $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ ) в пироксенах эклогитов ( $n = 45$ ):

$$(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) \pm 0,08 = -8,21 + 4,68Ng - 0,9(Ng - Np) + 0,0024(cNg) + 0,005(2V);$$

То же в пироксенах жадеитовых пород и глаукофановых сланцев.

$$(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) \pm 0,12 = -6,79 + 3,98Ng - 4,6(Ng - Np) + 0,047(cNg) + 0,0012(2V);$$
$$t_{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}} = 3,98t_{Ng} - 4,6t_{Ng-Np} + 0,005t_{cNg} + 0,001t_{2V}.$$

Наилучшие результаты получаются при использовании и рентгеновских, и оптических свойств. В частности, точность определения жадеита и эгирина по диаграмме рис. 85 около 5%.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

В книге собран обширный материал по пироксенам и на его основе сделаны новые обобщения и выводы. Справочный материал, особенно в главе 1, в Приложениях 1 и 2 и в многочисленных таблицах и рисунках в тексте, представляет сам по себе интерес для широкого круга читателей, дополняя существующие справочные издания, в частности книгу Дира, Хауи и Зусмана «Породообразующие минералы», т. 2 (1965).

Полезно еще раз отметить некоторые новые выводы и обобщения и отметить задачи будущих исследований.

1. Кристаллохимические особенности пироксенов рассмотрены со статистической точки зрения, в частности проанализированы реальные изоморфные замещения в природных пироксенах, предложена развернутая схема классификации пироксенов и варианты пересчета их на компоненты с учетом статистических данных и природных ассоциаций. Единая схема классификации и пересчетов может послужить основой для дальнейших детализаций.

2. Выделены формационные и парагенетические типы пироксенов и характеризованы основные особенности их состава. Несомненно, что необходима дальнейшая работа по уточнению, а также по детализации или, наоборот, объединению предложенных типов по мере накопления нового материала. В частности, необходимо развить и уточнить систему дискриминантных функций для диагностики типов пироксенов. Из предложенной сводки должно быть ясно, какие типы пироксенов охарактеризованы недостаточно. Специальное внимание необходимо уделить наиболее изменчивым типам пироксенов, а также особым критическим точкам их состава, которые могут служить индикаторами условий образования пород.

3. Из сравнения пироксенов разных формационных и парагенетических типов следует, что такие параметры состава пироксенов, как их железистость, содержание Fe, Ti, Cr, Mn зависят в основном от состава вмещающих пород, тогда как содержания и соотношения  $Al_{IV}$ ,  $Al_{VI}$ , Ca, Na, частично  $Fe^{3+}$ , Ti зависят также в большой степени от условий образования вмещающих пород. Предложены количественные и полуколичественные оценки зависимости этих параметров, в первую очередь глиноземистости, от условий  $T$  и  $P$ . Эти оценки и построенные диаграммы требуют дальнейшего уточнения и экспериментальной проверки.

4. Подробно рассмотрены теоретические предпосылки и имеющийся природный материал по коэффициентам распределения катионов (в первую очередь Fe и Mg), между сосуществующими пироксенами и другими минералами. Показано, какие пары минералов наиболее пригодны для оценки  $P$ — $T$  условий минералообразования. Подчеркивается важность статистического подхода к этой проблеме и экспериментальной проверки получаемых результатов.



5. В наиболее общем виде — с помощью методов многомерного регрессионного и корреляционного анализов — рассмотрена зависимость свойств пироксенов от их состава, оценена степень влияния разных катионов на различные свойства, построены некоторые диагностические регрессионные уравнения и диаграммы для определения состава пироксенов по их свойствам. Такие зависимости получены как для группы пироксенов в целом, так и для отдельных формационных и парагенетических типов. Однако здесь предстоит еще многое уточнить и особенно детализировать практически интересные результаты; в частности, требуется получить новые диагностические уравнения.

Несомненно, что ряд высказанных положений имеет предварительный характер и будет уточняться и детализироваться по мере накопления нового геологического и экспериментального материала. Однако и в настоящем виде работа представляет довольно полную и законченную сводку по породообразующим пироксенам. Главное, что объединяет и отличает эту книгу от других руководств по пироксенам — тесная связь статистического и парагенетического (формационного) подходов, отражающая неразрывную физическую связь условий образования, состава и свойств минералом. Мы надеемся, что подобные работы, начатые и по другим группам минералов, позволят поднять минералогию породообразующих минералов на качественно новый, более высокий уровень.

- Абдуллаев Х. М., Мацокина Т. М.* Некоторые особенности строения скарнового поля Чаш-Тепе (Западный Узбекистан).— Записки Узб. отдел. Всес. Мин. об-ва, вып. 1, стр. 76, 1952.
- Авдонин В. Н.* Гналобазальты из зеленокаменной полосы Ивдельского района Свердловской области.— В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрограф. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.
- Андерсон Т.* Введение в многомерный статистический анализ. Физматгиз, 1963.
- Андреева Е. Д.* К вопросу о нефелинизации на примере уртитового массива в Кузнецком Алатау.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962.
- Архипенкова А. Я.* Об омфациите и глаукофане из эклогитов Южного Урала.— Труды Мин. музея АН СССР, вып. 16, 1965.
- Баклунд О. О.* Ромбический пироксен из «гиперстенового гнейса».— Изв. Росс. Акад. наук. VI серия, т. 1, 1907.
- Баратов Р. Б., Блохина Н. А.* Скарново-рудные образования южного склона Гиссарского хребта.— Труды Ин-та геологии АН Тадж. ССР, вып. 11, 1957.
- Барт Т. Ф.* Измерения палеотемператур гранитных пород. Чтения им. В. И. Вернадского. IV. Изд-во АН СССР, 1962.
- Белов Б. И.* О геохимическом смысле законов распределения концентраций вещества.— В кн.: Математич. методы геохимич. исслед. Изд-во «Наука», 1966.
- Белов И. В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
- Белов Н. В., Литвинская Г. П.* Новые представления об изоморфных замещениях.— Вестн. МГУ, серия IV, Геология, № 6, стр. 21, 1966.
- Белоусов А. Ф., Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А., Телешев А. Е., Хлестов В. В.* Об опыте использования расчетов на ЭВМ при решении петрохимических и минералогических задач.— Геология и геофизика, № 6, 1964.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г.* Вулканические комплексы верхнего протерозоя и кембрия в Горном Алтае, Горной Шории и Салаирском кряже. Изд-во «Наука», 1969.
- Белянкин Д.* К петрографии Архотского туннеля. Геол. исслед. в обл. перев. жел. до-рог. СПб., 1914.
- Белянкин Д. С., Лапин В. В.* К вопросу о фазовом составе и о потерях хрома в челябинских шлаках.— Изв. АН СССР, ОТН, № 4, 1946.
- Бернадская Л. Г.* Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Герц Ф., Ле-Комт П.* Диаграмма температура — давление для состава альбита.— В сб.: Вопросы теоретич. и эксперим. петрологии. ИЛ, 1963.
- Билибин Ю. А.* О кристаллизации недосыщенной магмы.— Проблемы сов. геологии, 7, № 11, 1937.
- Бобривич А. П.* Петрография кимберлитов Якутии. Автореф. докт. дисс. АН ЯАССР, 1960.
- Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К.* Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
- Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харькив А. Д.* Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во «Недра», 1964.
- Бобривич А. П., Смирнов Г. И., Соболев В. С.* К минералогии ксенолитов гроссулар-пироксен-дистеневой породы (гросспидита) из кимберлитов Якутии.— Геология и геофизика, № 3, 1960.
- Богатииков О. А.* Петрология и металлогения габбросенитовых комплексов Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука», 1966.
- Богомолов М. А., Кицул В. И.* Чадский ультраосновной — щелочной массив на восточной окраине Алданского щита.— В сб.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. Изд-во «Наука», 1964.

- Бойд Ф. Р., Шерер Дж. Ф. Разрез  $MgSiO_3-CaMgSi_2O_6$ .— В сб.: Вопросы теоретич. и эксперим. петрологии. ИЛ, 1963.
- Бондаренко Л. П. Гранулиты и чарнокиты центральной части Кольского полуострова.— МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 13 «Чарнокиты». Изд-во АН СССР, 1964.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Эгиринсодержащие пироксены в породах сернист-сциенит-мигматитов (Кольский полуостров).— Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 11, 1960.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Об эулизитах района оз. Чудзъявр (Кольский полуостров).— Записки Всес. Мин. об-ва, 90, вып. 4, 1961.
- Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. Изд-во «Недра», 1966.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система  $MgO-SiO_2-H_2O$ .— В сб.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. ИЛ, 1950.
- Брэгг У., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. Изд-во «Мир», 1967.
- Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. Изд-во «Недра», 1964.
- Гутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций.— В сб.: Петрография Вост. Сибири, т. I. Изд-во АН СССР, 1962.
- Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксеноз диопсид-авгитового ряда.— Труды ИГН АН СССР, серия петрогр., вып. 86 (№ 39), 1950.
- Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1967.
- Виленский А. М. и др. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. Изд-во «Наука», 1964.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
- Вистелиус А. Б. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 85, вып. 1, 1956.
- Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии, ч. 2. Модели процессов и парагенетический анализ.— Геология и геофизика, № 7, 1963.
- Вишневатский А. Н., Табунов С. М. К минералогии и петрографии желваков кимберлитов Средне-Оленекского района.— Л., Труды НИИГА, 107, 1959.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунигитовый пояс Среднего Урала.— Труды ИГЕМ, вып. 65, 1962.
- Воронин Ю. А., Гольдин С. В. Вопросы теории конечных геологических классификаций.— В кн.: Опыт анализа и построения геологических классификаций на основе представлений конечной математики. Труды ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1964.
- Галюк В. А. Новые данные о геологии и минералогии флогопитовых месторождений Якутии.— Труды Моск. геологоразвед. ин-та, 31, 1957.
- Галева Г. М. Анкаратрит-пикриты горы Медвежьей.— Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 21, петрографич. сб. № 2, 1957.
- Галева Г. М. Эруптивная брекчия Лесозаводска.— Геология и геофизика, № 10, 1960.
- Генкин А. Д., Телишова Р. Л., Алексева О. В. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения.— Геохимия, № 11, 1963.
- Герасимовский В. И., Волков В. П. и др. Геохимия Ловозерского щелочного комплекса. Изд-во «Недра», 1966.
- Гиллебранд В. Ф., Лендель Г. Э., Брайт Г. А., Гофман Д. И. Практическое руководство по неорганическому анализу. Госхимиздат, 1960.
- Гинзбург И. В. Диагностика пироксенов и амфиболов по их диаграмме и ее петрогенетическое значение.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. Изд-во «Наука», 1964.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Некоторые особенности кристаллохимии пироксенов, выявленные при их диагностике по диаграммам.— Минералы СССР. Труды Мин. музея АН СССР, вып. 15, 1964.
- Глаголев А. А., Клашиш Б. Д. Некоторые амфиболы и пироксены железистых кварцитов Курской магнитной аномалии.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 88, вып. 3, 1959.
- Гольдин С. В. О проверке однородности геологических совокупностей при двухвершинности наблюдаемых распределений.— В кн.: Применение математических методов при геологических исследованиях в Западной Сибири. Изд-во «Недра», 1968.
- Груза В. В. О надежности петрологических выводов в связи с ошибками определения железа химическими методами.— Докл. АН СССР, 175, № 5, 1967.
- Гурулев С. А., Костюк В. П., Мануйлова М. М., Рафиенко Н. И. О находке голубого диопсида в Сибири.— Докл. АН СССР, 163, № 2, 1965.
- Дзоценидзе Г. С. Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1948.

- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2. Изд-во «Мир», 1965.
- Дмитриев Э. А. Ксенолиты эклогитов в трубках взрыва щелочных пород на Памире.— Докл. АН СССР, 169, № 6, 1966.
- Добрецов Н. Л. О взаимосвязи между главными катионами ромбических пироксенов и их влиянии на оптические свойства минералов.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 88, вып. 6, 1959.
- Добрецов Н. Л. О пределах смесимости и средних составах жадеитовых пироксенов.— Докл. АН СССР, 146, № 3, 1962.
- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хр. Борус, Западный Саян.— Материалы по генетич. и экспер. минералогии, № 1. Новосибирск, 1963.
- Добрецов Н. Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре.— МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. Изд-во «Наука», 1964а.
- Добрецов Н. Л. Статистическое решение некоторых задач минералогии (на примере группы пироксенов).— Тезисы III съезда Всес. Мин. об-ва. Л., 1964б.
- Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов.— Геология и геофизика, № 3, 3—20, 1964в.
- Добрецов Н. Л. Значение парциального давления H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> в метаморфических системах.— Докл. АН СССР, 166, № 6, 1425—1428, 1966.
- Добрецов Н. Л. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенических поясов.— МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. Изд-во «Наука», 1968.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. О пироксенах эклогитовой фации, жадеитовых пород и глаукофановых сланцев.— Материалы по генетич. и экспер. минералогии, № 2. Новосибирск, 1964а.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Парагенетические типы и зависимость состава метаморфических пироксенов от состава и условий образования вмещающих пород.— Сов. геология, № 12, 1964б.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Сравнительная характеристика Полярноуральских и Прибалхашских месторождений жадеита.— Материалы по генетич. и экспер. минералогии, т. 3. Новосибирск, 1965а.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 160, № 1, 1965б.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Ушакова Е. Н., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма, т. 1. Изд-во «Недра», 1970.
- Дсброхотова Е. С., Романович И. Ф., Сидоренко Г. А. Маложелезистый энстатит Мульвождского месторождения.— Записки Всес. Мин. об-ва, 2-я серия, ч. 96, вып. 3, 1967.
- Другова Г. М. К характеристике гранулитовой фации Алдана.— Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Померанцева Н. Г. Минералогия апатитовых месторождений Хибинских тундр. Изд-во «Наука», 1964.
- Духанин С. Ф., Крутоярский М. А. О дешифрировании аэрофотоснимков при поисках кимберлитовых тел.— Информ. бюлл. НИИГА, вып. 10. Л., 1958.
- Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургай. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
- Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. и др. Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород.— Труды НИИГА, 22, 1961.
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойские интрузивные комплексы Восточного Приазовья. Изд-во «Наука», 1965.
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Никольский А. П. Метасоматиты Криворожского рудного пояса.— Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 13, 1961.
- Ефимов И. А. Эклогитовая формация докембрия Северного и Южного Казахстана.— МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. Изд-во «Наука», 1964.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.
- Жариков В. А. Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов.— Докл. АН СССР, 170, № 2, стр. 425, 1966.
- Жариков В. А. Физико-химическая петрология скарнов. Изд-во «Наука», 1968.
- Жариков В. А., Власова Д. К. Диаграмма состав — свойства для пироксенов изоморфной серии диопсид — геденберgit — иогансенит.— Докл. АН СССР, 105, № 4, стр. 814, 1955.
- Жариков В. А., Власова Д. К. Контактные рогики и скарны месторождения Майхура.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961.

- Жариков В. А., Подлесский К. К.* О поведении пироксена, как минерала переменного состава в инфильтрационных скарновых зонах.— Докл. АН СССР, 105, № 5, стр. 1096, 1955.
- Жук-Почкутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н.* Ассоциация щелочных базальтоидов — базальтов Маймеча-Котуйской вулcano-плутонической формации.— В сб.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Изд-во «Наука», 1965.
- Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С.* Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Зстов И. А.* О находке сапфирина в магнезиальных скарнах Юго-Западного Памира.— Докл. АН СССР, 170, № 3, 1966.
- Иодер Х. С., Тилли С. Э.* Происхождение базальтовых магм. ИЛ, 1962.
- Калинин Д. В.* Гидротермальные реакции плагиоклаза. I. Реакции с образованием граната. II. Реакции с образованием пироксенов.— В кн.: Материалы по геологич. и эксперим. минералогии, т. 4. Новосибирск, 1966.
- Калинин Д. В., Каньгин Л. И., Удуг Б. С.* Апатит-пироксеновые жильные пегматондные образования Таятского железорудного месторождения.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири. Изд-во Томск. ун-та, 1962.
- Карпов Р. В.* Зональные рудоносные габбро-пегматиты Монче-Тундры.— Изв. вузов. Геология и разведка, № 12, 1962.
- Кашкай М. А.* Авгиты из Талыша (Азербайджан).— Докл. АН СССР, 43, № 8, 1944.
- Кепезжинская К. Б.* Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. Изд-во «Наука», 1965.
- Керимов Г. И.* Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1963.
- Кицул В. И.* Оптические свойства и химический состав пироксенов из метаморфических пород иенгской серии Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. Изд-во «Наука», 1966.
- Ковалев Г. А., Соколов Е. П., Кожков А. И.* Эталонные рентгеновские константы ромбических и некоторых моноклинных пироксенов (новые данные).— Материалы ВСЕГЕИ, серия мин., вып. 26, 1959.
- Ковальский В. В.* Кимберлитовые породы Якутии. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кслесник Ю. Н.* Нефриты Сибири. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
- Колмогоров А. Н.* Решение одной задачи из теории вероятностей, связанной с вопросом о механизме слоеобразования.— Докл. АН СССР, нов. сер., 65, № 6, 1949.
- Конов А. А.* Петрография щелочных и ультраосновных горных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 11. Иркутск, 1962.
- Кононова В. А.* Уртит-ийолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 60, 1961.
- Кононова В. А.* Первично-расслоенная Баянкольская интрузия геденбергитовых нефелиновых сиенитов.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962.
- Кононова В. А.* О взаимодействии нефелиновых сиенитов и мраморов на примере Чахыртуйского инъекционного поля.— В сб.: Щелочной магматизм складчатого образования юга Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1965.
- Копылов П. А.* Диаграммы  $C_1-K_6$  для пироксенов ряда диопсид — геденбергит из метасоматических пород Алданского щита.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. Изд-во «Наука», 1966.
- Коржинский Д. С.* Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 65, вып. 2, 1936.
- Коржинский Д. С.* Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды ИГН АН СССР, вып. 12, 1940.
- Коржинский Д. С.* Петрология Турьинских скарновых месторождений меди.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 68, 1948.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С.* Экстремальные состояния в системах с вполне подвижными компонентами.— Ж. физ. химии, 32, вып. 7, 1958.
- Коржинский Д. С.* Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем.— В сб.: Химия земной коры, т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокаю-Становой зоны. Изд-во «Наука», 1967.
- Костюк В. П.* Парагенетический анализ кристаллических сланцев Подолли в районе г. Винницы. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Костюк В. П.* Дополнение к диаграмме диопсид — геденбергит — эгирин.— Докл. АН СССР, 156, № 3, 1964.

- Костюк В. П. О диаграммах состав — свойства для клинопироксенов.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 96, вып. 4, 1967.
- Костюк В. П., Базарова Т. Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. Изд-во «Наука», 1966.
- Костюк Е. А., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка — актинолит в метаморфических породах.— Докл. АН СССР, 164, № 4, 1965.
- Коулмен Р., Кларк Дж. Пироксены из пород фации голубых сланцев в Калифорнии.— Сб.: Проблемы петрологии и минералогии, посвящ. 60-летию акад. В. С. Соболева. Изд-во «Наука», 1968.
- Кох Ш. Минералы базальтов Венгрии.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 10, 1956.
- Кочлин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлич В. А., Фролова В. М. Состав моноклиновых пироксенов магматических пород разных формационных типов.— Докл. АН СССР, 176, № 5, 1967.
- Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. Минералогия и генезис железистых кварцитов Западного и Центрального Приазовья.— Геол. ж., 26, вып. 2, 1966.
- Крамер Г. Математические методы статистики. ИЛ, 1948.
- Кривенко А. П., Гулецкая Э. С. О составе пироксенов габбро-сиенитовой формации на примере плутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау.— Докл. АН СССР, 180, № 4, 1968.
- Крылов И. И., Мануйлова М. М., Митрофанов Ф. П., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Петрология метаморфических и магматических пород Восточного Саяна.— В сб.: Петрография Восточной Сибири, т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Кудряшова В. И. Интрузивные траппы среднего течения Нижней Тунгуски.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 77, 1962.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники и магматизма Сибири.— Геология и геофизика, № 5, 1962.
- Куплетский Б. М. Формации нефелиновых сиенитов СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Куплетский Б. М. Химико-петрографическая характеристика пироксенитовой интрузии у ст. Африканда на Кольском полуострове.— Труды ИГН АН СССР, вып. 11, 1938а.
- Куплетский Б. М. Пироксенитовая интрузия у ст. Африканда на Кольском полуострове.— Труды Петрогр. ин-та, вып. 12, 1938б.
- Курцева Н. Н. Химико-минералогические исследования шлаков никелевого производства.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 6, 1956.
- Кутолин В. А. К вопросу о составе верхней мантии с точки зрения петрохимии.— Докл. АН СССР, 156, № 2, 1964.
- Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. Изд-во «Наука», 1969.
- Кутолин В. А., Волохов И. М., Каратаева Г. Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным.— Геология и геофизика, № 5, 1966.
- Кухаренко А. А. Моноклиновые пироксены щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова.— Уч. записки ЛГУ, серия геол., вып. 13, 1962.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.
- Кушев В. Г. Щелочные амфиболы Криворожья.— Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 11, 1960.
- Тазебник К. А. Чарнокиты западной части Аладанского щита и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Геология и петрология докембрия Аладанского щита. Изд-во «Наука», 1966.
- Талин В. В. К минералогии томасовских шлаков.— Труды ИГН АН СССР, вып. 80, серия петрогр., № 6, 1939.
- Тебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангашанском габброидном массиве (Забайкалье).— В сб.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. Изд-во «Наука», 1965.
- Тебедев А. П., Богатилов О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 97, 1963.
- Тебедев В. И. К минералогии пироксеносодержащих пегматитовых жил Порожечной Варакы.— Уч. записки ЛГУ, серия геол., вып. 5, № 188, 73, 1955.
- Тебедев П. И. К петрографии и минералогии основных пегматитов Волины.— Докл. АН СССР, 2, 999, 1936.
- Тебединский В. И. Пижонит — авгит из интрузивных пород Крыма.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 90, № 5, 1961.
- Тенных В. И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.

- Ленных В. И.* Путеводитель урал-гауской экскурсии. Второе уральское петрогр. совещ., Уфа, 1968.
- Лицарев М. А.* Генезис флогопитовых месторождений Алдана.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 67, 1961.
- Лукомский Я. И.* Теория корреляции и ее применение к анализу производства. Госстатиздат, 1958.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л.* Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы.— МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7 «Базальты плато». Изд-во «Наука», 1964.
- Лутц Б. Г.* Ксенолиты кристаллических пород Анабарского щита в кимберлитовых трубках.— Труды ЯФ СО АН СССР, вып. 8, 1962.
- Лутц Б. Г.* Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. Изд-во «Наука», 1964а.
- Лутц Б. Г.* Равновесная пара гранат — моноклиновый пироксен как индикатор давления.— В сб.: Петрология метаморфических и изверженных пород Алданского щита. Изд-во «Наука», 1964б.
- Лутц Б. Г.* Реакции эклогитизации в глубинных породах.— Геол. рудн. местор., № 5, 18—30, 1965.
- Лутц Б. К., Копанева Л. Н.* Пироп-сапфириновая порода Анабарского массива и условия ее метаморфизма.— Докл. АН СССР, 179, № 5, 1968.
- Лутц Б. Г., Маршинцев В. К.* Включение гранатового пироксенита из кимберлитовой трубки «Мир».— Труды ЯФ СО АН СССР, вып. 14, 1962.
- Маковская Н. С.* Распределение элементов в минералах.— Геология и геофизика, № 10, 1969.
- Макухина Г. О.* Титанавгит из базальтов юго-западной окраины Донбасса.— Геол. ж., 16, вып. 3, 1956.
- Малинко С. В.* К вопросу изоморфизма бора в пироксенах.— Геохимия, № 9, 1967.
- Мамедов А. И., Махмудов С. А.* Об авгите из андезитов горы Сарымеаглы.— Докл. АН Азерб. ССР, 13, № 10, 1957.
- Маракушев А. А.* Парагенезисы пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита.— В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961.
- Маракушев А. А.* Некоторые минеральные фации метаморфических пород, бедных кальцием.— МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 13. «Чарнокиты». Изд-во «Наука», 1964.
- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.
- Маракушев А. А.* Парагенезисы магnezияльно-железистых минералов как показатели условий образования метаморфических и магматических пород.— В сб.: Тезисы докладов Второго Уральского петрогр. совещ. Свердловск, 1966а.
- Маракушев А. А.* Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1966б.
- Маракушев А. А.* Влияние температуры на равновесие ортопироксен — клинопироксен и ортопироксен — оливин.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. Изд-во «Наука», 1968.
- Масайтис В. Л.* Петрология Аламджахской трапповой интрузии.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 22, Л., 1958.
- Медведева И. Е.* Генезис эклогитов Макбальского поднятия (Сев. Тянь-Шань).— Изв. вузов, Геология и разведка, № 11, 1960.
- Медведева И. Е.* Эклогиты.— В сб.: Итоги науки. Геохимия, минералогия, петрография. ВИНТИ, 1965.
- Меняйлов А. А.* Вулкан Швелуч, его геологическое строение, состав и извержения.— Труды Лаб. вулканологии АН СССР, вып. 9, 1955.
- Милашев В. А.* Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная» (бассейн р. Оленёк).— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 89, вып. 3, 1960.
- Милашев В. А., Крутойярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н.* Кимберлитовые породы и пикритовые порфириты северо-восточной части Сибирской платформы.— Труды НИИГА, 126, 1963.
- Миллер Р. Л., Кан Дж. С.* Статистический анализ в геологических науках. Изд-во «Мир», 1965.
- Мозгова Н. Н.* Гипогенное изменение геденбергита в скарново-полиметаллическом месторождении Верхнего рудника (Тетюхе).— В кн.: Материалы по геологии рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, стр. 279, 1959.
- Морковкина В. Ф.* Гранодиоритовая интрузия габбро-перидотитовой формации и связанное с ней редкометальное оруденение (Полярный Урал).— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 21, 1958.
- Морковкина В. Ф.* Жадеититы на Полярном Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1960.
- Морковкина В. Ф.* Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 77, 1962.

- Морковкина Д. Ф. Литические анализы изверженных горных пород и минералог. Изд-во «Наука», 1964.
- Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал).— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. Изд-во «Наука», 1965.
- Москалева В. Н. Жадениты в Северном Прибалхашье.— Бюлл. научно-техн. информ., № 4, 1958.
- Москалева В. Н. К проблеме жадента.— Геол. рудн. месторожд., № 1, 1960.
- Набоко С. И., Шаврова Н. Н. О пироксенах в лавах современных и недавних извержений некоторых камчатских вулканов.— Бюлл. Вулк. станции, № 23, 1954.
- Надеждина Е. Д., Юдина В. В., Яковлевская Т. А. Фассант из метасоматически измененного траппа.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 77, 1962.
- Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 98, 1963.
- Чикитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузинов И. П., Дав В. Н., Авдонцев Н. А. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и Хамар-Дабана.— Труды Лабы геол. докембрия АН СССР, вып. 18, 1964.
- Чикитина Л. П., Зевелева Е. Е., Марчак В. П. Изоморфизм железа и магния в сосуществующих железо-магнезиальных минералах основных гранулитов Восточного Саяна.— Геохимия, № 8, 1967.
- Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, 1961.
- Эвчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— Труды Горно-геол. ин-та УФА АН СССР, вып. 39. Свердловск, 1960.
- Мейников Б. В. Пироксенит из района нижнего течения р. Курейки.— Геология и геофизика, № 4, 1962.
- Литов Д. О. Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования. Изд-во АН СССР, 1958.
- Дрлов Д. М. Бултинская стратифицированная интрузия габбро-анортозитов в Западном Саяне. Автореф. канд. дисс. ВСЕГЕИ, Л., 1964.
- Дрмонд Н. Н. Пироксены базальтовых пород бассейна р. Мокрая Волноваха и распределение железа в этих породах.— Вестн. МГУ, № 1, 1956.
- Истровский И. А. Оптические свойства синтетических эгирин-диопсидов.— Юбил. сборник, посвящ. Д. С. Белянкину. Изд-во АН СССР, 1946.
- Истровский И. А. Исследование по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 1, 1956.
- Истровский И. А. Условия минералообразования в некоторых водно-силикатных системах при высоких давлениях и температурах.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 9, 1957.
- Иванкин Н. А. Пироксены диопсид-геденбергитового ряда и гранаты Иттюнского месторождения меди и вольфрама. (Кузнецкий Алатау).— Геология и геофизика, № 2, 1963.
- Иадера К., Минчева-Стефанова И., Киров Т. К. Йохансенит от находилще Борнева, Маданско.— Изв. Геол. ин-та Българ. АН, 13, 5—13, 1969.
- Ирчук Л. Л. Эффект кислотно-основного взаимодействия компонентов в системе эгирин — геденбергит — диопсид.— Докл. АН СССР, 147, № 6, 1962.
- Ирчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд-во «Наука», 1964.
- Ирчук Л. Л. Исследование некоторых минеральных равновесий в связи с проблемой фаций щелочности и глубинности нефелиновых сиенитов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1966а.
- Ирчук Л. Л. О диаграмме состав — свойства для системы эгирин — геденбергит — диопсид и о возможности ограниченной смешиваемости в субсолидусе этой системы.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 95, вып. 5, 1966б.
- Ирчук Л. Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1967а.
- Ирчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр.— Докл. АН СССР, 177, 411—414, 1967б.
- Ирчук Л. Л. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эклогитов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 41—86, 1967в.
- Ирчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. Изд-во «Наука», М., 1970.
- Инус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской области. Изд-во АН СССР, 1957.
- Лешкина Е. Я., Фоминых В. Г. О составе моноклиновых пироксенов некоторых пород Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Уральского петрогр. совещ., т. 1, Свердловск, 1963.
- Слканов А. А. Эгириниты плутона Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 69, вып. 2—3, 1940.



- Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
- Полово Н. И., Сироштан Р. И., Рябоконь С. М. Характеристика некоторых минералов метаультрабазитов железисто-кремнистых формаций Украины.— Геол. ж., 20, вып. 3, 1960.
- Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита.— Труды НИИГА, вып. 87, 1959.
- Равич М. Г., Климов, Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды. Л., Изд-во «Недра», 1965.
- Равич М. Г., Соловьев Д. С. Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод (Восточная Антарктида). Л., Изд-во «Недра», 1966.
- Радкевич Е. А. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 34, 1960.
- Робертсон Е. К., Бёрч Ф., Мак-Дональд Г. Дж. Ф. Экспериментальное определение области стабильности жадеита при давлениях до 25 000 бар.— В сб.: Вопросы теоретич. и эксперим. петрологии. ИЛ, 1963.
- Родионов Д. А. К вопросу о статистической теории однородности геологических совокупностей.— Геохимия, № 4, 1965.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. ОНТИ, 1934.
- Россовский Л. Н. Пегматиты в магнезиальных мраморах из района Куги-Ляль на Юго-Западном Памире.— Труды Мин. музея им. Ферсмана, вып. 14, 1963.
- Ротман Л. Э. Материалы к характеристике амфиболов и пироксенов пегматитовых жил Ильменских гор.— Уч. записки Института им. Герцена, 115, 1956.
- Ротштейн А. А. Магматические фации ультраосновных изверженных пород толентовой серии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Самойлова Н. В. Петрохимические особенности ассоциации нефелин-мельтейгитовых пород и нефелиновых сиенитов.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962.
- Сарсадских Н. Н., Ровина В. С., Благулькина В. А. Минералы включений пироповых перидотитов в кимберлитах Далдыно-Анакитского алмазоносного района.— Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 40, 1959.
- Сахно В. Г., Денисов Е. П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1963.
- Свешникова Е. В. Особенности состава нефелиновых сиенитов Средне-Татарского массива как глиноземсодержащего сырья.— Геология и геофизика, № 2, 1960.
- Свешникова Е. В. Нефелин-сиенитовый комплекс Заангарья (Енисейский край).— В сб.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Изд-во «Наука», 1965.
- Свешникова Е. В., Шабынин Л. И. О зеленых клинопироксенах из скарновых пород и некоторых других метасоматических образований.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 90, вып. 2, 1961.
- Семенов Е. И., Капитонова Т. А. Амфиболы и пироксены из щелочных пегматитов Ловозерского массива.— В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. Изд-во «Наука», 1964.
- Сердюченко Д. П. Диопсид из хребта Экреску в Карачае.— Записки Всерос. Мин. об-ва, серия 2, ч. 66, вып. 3, 474, 1937.
- Сердюченко Д. П. Пироксены из архейских рудоносных толщ Южной Якутии.— В сб.: Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1960.
- Синицын А. В. Пироксены дифференцированной интрузии долеритов.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 94, вып. 5, 1965.
- Синяков В. И. Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск, изд-во «Наука», 1967.
- Сквалецкая Л. В. К минералогии скарнов северной рудной зоны полиметаллического месторождения Алтын-Топкан.— Труды Среднеаз. ун-та, вып. 102, 1958.
- Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии южного Прибайкалья.— Материалы по общей и прикл. геол., вып. 83, 1928.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Аркт. ин-та, т. XLIII, 1936.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Соболев В. С. О терминах «щелочной амфибол» и «щелочной пироксен».— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
- Соболев В. С. О роли давления при минералообразовании.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 9, 1955.
- Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме.— МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема «Гранито-гнейсы». Изд-во АН УССР, Киев, 1960.
- Соболев В. С. Проблема синтеза минералов на сессии Международной минералогической ассоциации.— В кн.: Проблемы геологии на XXI сессии МГК. Изд-во АН СССР, 1963.

- оболев В. С. Об инконгруэнтном плавлении минералов, образующихся при изменении давления.— Докл. АН СССР, 156, № 2, 1964а.
- оболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геология и геофизика, № 1, 1964б.
- оболев В. С., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Режим  $H_2O$  и  $CO_2$  при прогрессивном региональном метаморфизме.— Докл. АН СССР, 166, № 2, 1966.
- оболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмаобразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В сб.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., изд-во «Наука», 1967.
- оболев В. С., Костюк В. П., Бобривич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогенных вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- оболев В. С., Костюк В. П., Верникозский А. Н. К минералогии базальтов Закарпатской области.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 8, 1954.
- оболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии.— Докл. АН СССР, 158, № 1, 1964.
- оболев В. С., Соболев Н. В. О хrome и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок.— Геол. рудн. месторожд., № 2, 1967.
- оболев В. С., Соболева О. С. Физико-химическая трактовка изоморфизма, ч. 1.— Наук. зап. Львів, Держ. Унів. ІХ, сер. хім., вып. 1, 1948.
- оболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964а.
- оболев Н. В. Ромбические пироксены из гранатовых перидотитов и эклогитов.— Докл. АН СССР, 156, № 5, 1964б.
- оболев Н. В. Ксенолит эклогита с рубином.— Докл. АН СССР, 159, № 6, 1964в.
- оболев Н. В., Боткунов А. И., Кузнецова И. К., Харьков А. Д. Новая находка алмазного эклогита в трубке «Мир» (Якутия).— Геология и геофизика, № 1, 1966.
- оболев Н. В., Зюзин Н. И., Кузнецова И. К. Непрерывный ряд пироп-гроссуляровых гранатов в гроспидитах.— Докл. АН СССР, 167, № 4, 1966.
- оболев Н. В., Кузнецова И. К. Новые данные по минералогии эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии.— Докл. АН СССР, 163, № 2, 1965.
- оболев Н. В., Кузнецова И. К. Минералогия алмазоносных эклогитов.— Докл. АН СССР, 167, № 6, 1966.
- оболев Н. В., Лодочникова Н. В. К минералогии гранатовых перидотитов.— Геология и геофизика, № 6, 1962.
- околов Д. Ю. Гиперстен из дацита с. Глубокого в Закарпатье.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
- оловьев С. П. К вопросу о последовательности выделения минералов в скарнах.— В сб.: Вопросы петрографии и минералогии, т. I. Изд-во АН СССР, 1953.
- трыгин А. И. Скарны Украинского щита и их генезис.— В сб.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза.— Труды 3-го Всес. петрогр. совещ. Изд-во «Наука», 1964.
- удовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М. и др. Геохимия и петрология южного обрамления Алданского щита.— Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1956.
- ернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- омановская Ю. И. О составе моноклинического пироксена базальтов (северо-западная часть Сибирской платформы).— Уч. записки НИИГА. Регион. геол., вып. 1, 1963.
- оропов Н. А., Хотимченко В. С. Структурные превращения в глиноземистых пироксенах.— Докл. АН СССР, 170, № 5, 1167, 1966.
- рёггер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
- русова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев Нижнего архея Кокчетавского массива.— Сов. геология, сб. № 51, 1956.
- довкина Н. Г. Эклогиты и процессы эклогитизации на Полярном Урале (на примере хр. Марун-Кеу).— В сб.: Физ.-хим. условия магматизма и метасоматоза. Труды Третьего Всес. петрогр. совещ. Изд-во «Наука», 1964.
- довкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. Изд-во «Наука», 1971.
- нсков В. А. Траппы района рек Уды—Чуны—Тасевой Восточной Сибири.— Труды СОПС АН СССР, серия сибирск., вып. 18, 1934.
- окер Ф., Польдсварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В сб.: Геол. и петрогр. трапповых формаций. ИЛ, 1950.
- рбах Ю. В. Биометрические методы. Изд-во «Наука», 1964.
- сенко И. С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга.— Труды ИГН АН УССР, серия петрогр., мин. и геохимии, вып. 5. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
- шакова Е. Н. О железистом гиперстене села Завалья на Среднем Побужье.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 87, вып. 2, 1958.
- шакова Е. Н. Бьотиты метаморфических пород. Изд-во «Наука», 1971.

- Ушакова Э. Г. Нижнепалеозойская трапповая формация Западной части Русской платформы.— В сб.: Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 80, 1962.
- Фаворская М. А., Волчанская И. К., Ниссенбаум П. Н. Некоторые новые данные об особенностях пироксенов из верхнекайнозойских эффузивов Камчатки.— В сб.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. Изд-во АН СССР, 1963.
- Федоров Е. С. Кедабекит и виолант.— Изв. Моск. сельскохоз. ин-та, т. VII, 1901.
- Феллер В. Введение в теорию вероятностей и ее приложения, т. II. Изд-во «Мир», 1967.
- Фишер Р. А. Статистические методы для исследователей. Госстатиздат, 1958.
- Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. Госстатиздат, 1956.
- Харьков А. Д. Геология, петрология и минералогия кимберлитов Мунского и Алакит-Мархинского алмазоносных районов. Автореф. канд. дисс., НГУ, Новосибирск, 1964.
- Хлестов В. В., Добрецов Н. Л. К проблеме термодинамического равновесия в метаморфических и метасоматических породах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1967.
- Хлестов В. В., Ушакова Е. Н. Метаморфизм пород китойской свиты в Восточном Саяне.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 31, № 3. Новосибирск, 1965.
- Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Зеленые клинопироксены из метасоматитов Приазовья и Волыни.— Материалы по петрогр., минерал., кристаллогр. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Чарнокиты Западного Приазовья.— Геол. ж., 25, вып. 5, 1965.
- Хрякина Л. П. Трапповый магматизм бассейна р. Бахты и низовьев Подкаменной Тунгуски и связь с ним магнетитового оруденения.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 71, 1962.
- Цветков А. И. Синтез глиноземистых пироксенов и зависимость их оптики от состава.— Записки Всес. Мин. об-ва, серия 2, ч. 74, вып. 3, 1945.
- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов.— Труды ИГи АН СССР, вып. 138, петрогр. серия, № 41, 1951.
- Чесноков Б. В. Рутилсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале.— Изв. вузов. Геология и разведка, № 4, 1959.
- Чесноков Б. В. Эклогиты Южного Урала и их практическое значение.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 3. Свердловск, 1963.
- Чирвинский П. Н. Средний химический состав главнейших минералов изверженных горных пород и метеоритов.— Изв. Донск. политехн. ин-та, 1928.
- Чирков И. Н. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. Госгеолиздат, 1960.
- Шемякин В. М., Афанасьева Л. И., Терентьева М. В. Гидроксилсодержащий ромбический пироксен из чарнокитов Северной Карелии.— Докл. АН СССР, 175, № 2, 1967.
- Шендерева А. Г., Соколова Е. П. Эгирин-диопсид среднего Приднепровья (УССР).— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 12, 1958.
- Шерер Дж. Ф., Бойд Ф. Р. Пироксены.— В сб.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Изд-во ИЛ, 1963.
- Шмакин Б. М. Особенности минералогии и генезиса Куранахских флогопитовых месторождений.— Труды МГРИ, вып. 37, 1961.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г., Макаров В. А. О составе пироксенов Качканарского интрузивного комплекса.— Труды Ин-та геологии УФ АН СССР, вып. 70. Свердловск, 1965.
- Щербаков И. Б. Мінеральні парагенезиси деяких гранатвміщуючих порід середнього Побужжя. Питання мінералогії і петрографії України.— Труды Ин-ту геол. наук, АН УРСР, 1962.
- Щербаков И. Б. Вапняки среднего Побужья.— Материалы по петрографии и минералогии Украинского шита. Изд-во АН УССР, 1963.
- Щербаков Н. Б. О глиноземистости биотитов из метаморфических пород.— Геол. ж., 25, вып. 1, 1965.
- Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании.— В сб.: Геология и петрография трапповых формаций. ИЛ, 1950.
- Юдина В. В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Галнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов.— В сб.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. Изд-во «Наука», 1965.
- Яковлева М. Е. Дифференцированная габбро-диабазовая интрузия г. Черной в верховьях р. Пясинно Таймырского полуострова.— Докл. АН СССР, 55, № 9, 1947.
- Яковлева А. К. Некоторые особенности пироксенов в скарновых железорудных месторождениях.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 92, вып. 1, 1963.
- Янишин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. Изд-во «Наука», 1965.
- Яшина Р. М. Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962.
- Adams L. H. A note on the stability of jadeite.— Amer. J. Sci., 251, 1953.

- Akella J. H. G., Winkler F.* Orthorhombic amphibole in some metamorphic reactions.—*Beiträge Mineral. Petrol.*, **12**, N 1, 1966.
- Akimoto S., Ida Y.* High-pressure synthesis of  $Mg_2SiO_4$  spinel.—*Earth and Planer Sci. Letters*, **1**, N 5, 1966.
- Albee A. L.* Relationships between mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series.—*Amer. Mineralogist*, **47**, N 7—8, 1962.
- Alderman A. R.* Eclogites from the neighbourhood of Glenelg, Inverness-shire.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, **92**, 1936.
- Allen E. T., White W. P.* Diopside and its relation to calcium and magnesium metasilicates.—*Amer. J. Sci.*, 4-th ser., **27**, 1909.
- Allen V. T., Fahey J. J.* Rhodonite, johannsenite and ferroan johannsenite at Vanadium, New Mexico.—*Amer. Mineralogist*, **38**, 1953.
- Allen J. E., Balk R.* Mineral resources of Fort Defiance and Tohatchi quadrangles, Arizona and New Mexico.—*N. Mex. Bur. Mines a. Mineral Resour. Bull.*, **36**, 1954.
- Anderson T. W., Bahadur R. R.* Classification into two multivariate normal distributions with different covariance matrixes.—*Annals Math. Stat.*, **33**, N 2, 1962.
- Angel F., Schaidler F.* Granat und omphazit aus dem eclogit des Gertrusk (Saulpe, Kärnten).—*Carinthia II, Naturwiss. Beitr. Kärntens*, N 58—60, 1950.
- Anwar J. M.* A clinopyroxene from the granophyre of Meall Dearg, Skye.—*Geol. Mag.*, **5**, 1955.
- Aoki K.* Petrology of alkali rocks of the Iki Islands and Higashi-Matsuura district, Japan.—*Sci. Rept. Tohoku Univ.*, ser. 3, **6**, 1959.
- Aoki K.* Clinopyroxene of the Otaki dolerite sill.—*J. Jap. Assoc. Min., Petrol., Econ. Geol.*, **47**, N 2, 1962.
- Aoki K.* Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan.—*Amer. Mineralogist*, **49**, N 9—10, 1964.
- Aoki K.* Chemical compositions of phenocrystic bronzite and pigeonite from tholeites, Funagata volcano.—*J. Jap. Assoc. Min., Petrol., Econ. Geol.*, **56**, N 3, 1966.
- Aoki K.* Kaersutite pyroxenite inclusion in trachybasalt from Takenotsuji, Iki Island.—*J. Jap. Assoc. Min., Petrol., Econ. Geol.*, **57**, N 3, 1967.
- Aoki K., Miyagi K.* Petrology of alkali-dolerite of Oga peninsula, Akita Prefecture.—*J. Jap. Assoc. Min., Petrol., Econ. Geol.*, **47**, N 4, 1962.
- Ashby D. F.* Pyroxenes from the lower carboniferous basalts of the Old Pallas Area, Co. Limerick.—*Min. Mag.*, **27**, N 193, 1946.
- Atlas L.* The polymorphism of  $MgSiO_3$  and solid state equilibria in the system  $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$ .—*J. Geol.*, **60**, 1952.
- Bailey D. R.* The stability relations of Acmite.—*Carnegie Inst., Wash., Yearbook* 62, 1963.
- Banno S.* Petrologic studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi-Ino district, Central Sikoku, Japan.—*J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **15**, p. 3, 1964.
- Banno S., Kushiro I., Matsui Y.* Notes on rock-forming minerals (26). Enstatite from a garnet-peridotite inclusion in kimberlite.—*J. Geol. Soc. Jap.*, **59**, N 810, 1963.
- Banno S., Matsui J.* Intracrystalline exchange equilibrium in orthopyroxene.—*Proceedings of the Jap. Acad.*, N 6, 1966.
- Banno Sh., Tatsumi T., Ogura Y., Katsura T.* Petrographic studies on rocks from the area around Lützow-Holmbukta.—*Antarctic Geology, SCAR Proc.* 1963, part 7, Amsterdam, 1964.
- Barker F.* Sapphirine-bearing rock, Val Codera, Italy.—*Amer. Mineralogist*, **49**, 1964.
- Barth T. F. W.* Crystallization of pyroxenes from basalt.—*Amer. Mineralogist*, **16**, 1931.
- Barth T. F. W.* The feldspar geologic thermometers.—*Neues Jahrb. Min. Abhandl.*, **82**, 1951.
- Bartholome P. M.* Iron-magnesium ratio in associated pyroxenes and olivines.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, Buddington vol., 1962.
- Bauer M.* Der basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse desselben.—*Neues Jahrb.*, **2**, 156—205, 1891.
- Bauer M.* Weitere Mitteilungen über den Jadeit von Ober Birma.—*Centralbl. Min.*, 1906.
- Beath P.* Über Eklogite, Glaucophanchiefer und Metamorphe pillowlaven.—*Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.*, **39**, 1959.
- Beath P.* Zur Entstehung alpinotyper Eklogite.—*Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.*, **45**, H. 1, 1965.
- Bell P. M.* High-pressure melting relations for jadeite composition.—*Carnegie Inst. Wash., Yearbook* 63, 1964.
- Bell P. M., Davis B. R. C.* Temperature-composition section for jadeite-diopside.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 64, 1965.
- Bell P. M., Roseboom.* Phase diagram for the system nepheline—quartz. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 64, 1965.
- Benson W. N.* The basic igneous rocks of eastern Otago and their tectonic environment. Part IV, sect. B: Petrology with special reference to the crystallization of pyroxene.—*Trans. Roy. Soc. New Zealand*, **74**, 1944.
- Best B. G., Mercy E. L. P.* Composition and crystallisation of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California.—*Amer. Mineralogist*, **52**, 1967.

- Bilgrami S. A.* Petrology of Hindubagh igneous complex (Zhob Valley), Baluchistan. Pakistan. Ph. D. thesis, Manchester Univ., 1956.
- Bilgrami S. A.* Manganese silicate minerals from Chiklu, Bhandara district, India.—*Min. Mag.*, **31**, 1956.
- Bilgrami S. A.* Serpentinite-limestone contact at Talcri Mohammad Jan, Zhob Valley, West Pakistan.—*Amer. Mineralogist*, **45**, 1960.
- Bilgrami S. A.* Mineralogy and petrology of the central part of the Hindubagh igneous complex, Hindubagh minig district. Zhob Valley, West Pakistan.—*Rec. Geol. Surv. Pakistan*, **10**, part 2-G, 1964.
- Binns R. A.* Metamorphic pyroxenes from the Broken Hill district, New South Wales.—*Min. Mag.*, **33**, N 259, 1962.
- Binns R. A.* Zones of progressive regional metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales.—*J. Geol. Soc. Australia*, **11**, p. 2, 1964.
- Birch F., Le Comte P.* Temperature-pressure plane for albite composition.—*Amer. J. Sci.*, **258**, N 3, 1960.
- Bleeeck A. W. G.* Die jadeitlagerstätten in Upper Burma.—*Zeitschr. prakt. Geologie*, **15**, 1907.
- Bloxam T. W.* Glaukophane-shists and associated rocks near Vally Ford, California.—*Amer. J. Sci.*, **257**, N 2, 1959.
- Bloxam T. W.* Jadeite-rocks and glaucophane schists from Angel Island, San Francisco Bay, California.—*Amer. J. Sci.*, **258**, N 8, 1960.
- Bloxam T. W., Allen J. B.* Glaukophane-schist, eclogite and associated rocks from Knocknormal in the Girvan-Ballantrac complex, South Ayrshire.—*Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, **64**, N 1, 1960.
- Boesen R. S.* The clinopyroxenes of a monzonitic complex at Mount Dromedary, New South Wales.—*Amer. Mineralogist*, **49**, N 9—10, 1964.
- Bowen N. L.* The Ternary system: diopside—forsterite—silica.—*Amer. J. Sci.*, 4-th ser., v. **38**, 1914.
- Bowen N. L.* System diopside—forsterite—SiO<sub>2</sub>.—*Zs. anorg. Chem.*, **90**, 1915.
- Bowen N. L., Andersen O.* The binary system MgO—SiO<sub>2</sub>.—*Amer. J. Sci.*, 4-th ser., **37**, 1914.
- Bowen N. L., Schairer J. F.* The system MgO—FeO—SiO<sub>2</sub>.—*Amer. J. Sci.*, **229**, 1935.
- Bowen N. L., Schairer J. F., Posnjak E.* The system CaO—FeO—SiO<sub>2</sub>.—*Amer. J. Sci.*, **226**, 1933.
- Bowen N. L., Schairer J. F., Williams H. W. V.* The ternary system: Na<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>.—*Amer. J. Sci.*, 5-th ser., **20**, 1930.
- Bown M. G.* Recalculation of pyroxene analyses.—*Amer. Mineralogist*, **49**, N 1—2, 1964.
- Bown M. G., Gay P.* An X-ray study of exsolution phenomena in the Skaergaard intrusion.—*Min. Mag.*, **31**, 1960.
- Boyd F. R., England J. L.* Minerals of the mantle.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 59, 1960.
- Boyd F. R., England J. L.* Effect of pressure on the melting of enstatite.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 62, 1963a.
- Boyd F. R., England J. L.* Some effects of pressure on phase relations in the system MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 62, 1963b.
- Boyd F. R., England J. L.* The rhombic enstatite-clinoenstatite Inversion. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 64, 42, 1965.
- Boyd F. R., Schairer J. F.* The join MgSiO<sub>3</sub>—CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>.—*Carnegie Inst. Wash.*, Yearbook 56, 1957.
- Boyd F. R., Schairer J. F.* The system MgSiO<sub>3</sub>—CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>.—*J. Petrol.*, **5**, 1964.
- Brauns.* Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer, Cordierit Gesteine und Sanidinite aus dem Laacher Seegebiet.—*N. Jahrb. Min.*, **34**, 1912.
- Briere Y.* Les eclogites francaises. Leur composition, mineralogique et chimique.—*Bull. Soc. Franc. Min.*, **43**, 72, 1920.
- Brousse R.* Mineralogie et petrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Annergne).—*Bull. Soc. franc. Min. Cristall.*, LXXXIV, N 2, 1961.
- Brown G. M.* The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides.—*Phil. Trans. Roy. Soc.*, ser. B, **240**, 1, 1956.
- Brown G. M.* Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Scaergaard intrusion.—*Min. Mag.*, **31**, N 238, 1957.
- Brown G. M.* The effect of ion substitution on the unit cell dimensions of the common clinopyroxenes.—*Amer. Mineralogist*, **45**, 1960.
- Brown G. M.* Co-existing pyroxenes in igneous assemblages, a re-evaluation of the existing data on tie-line orientations.—*Geol. Mag.*, **98**, N 4, 1961.
- Brown G. M.* The Mg and Fe<sup>2+</sup> contents of pyroxenes from Pennsylvania and Delaware Piedmont province: a re-interpretation.—*Amer. Mineralogist*, **47**, N 1—2, 1962.
- Brown G. M., Brown P. E.* Co-existing pyroxenes.—*Geol. Mag.*, **98**, N 6, 1961.
- Brown G. M., Vincent E. A.* Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Scaergaard intrusion, East Greenland.—*J. Petrol.*, **4**, N 2, 1963.
- Brown W. L., Morimoto N., Smith J. V.* A structural explanation of the polymorphism and transitions of MgSiO<sub>3</sub>.—*J. Geology*, **69**, N 5, 1961.

- ddington A. F. Composition and genesis of pyroxene and garnet related to Adirondack anorthosite and anorthosite-marble contact zones.—*Amer. Mineralogist*, **39**, N 9—10, 1950.
- ddington A. F. Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic syenitic and quartz syenitic rocks.—*Amer. J. Sci.*, Bow. vol., part I, 1952.
- ers F. M. Petrology of three volcanic suites, Umnak and Bogoslof islands, Aleutian Islands, Alaska.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, **72**, 1, 1961.
- rmichael J. S. E. Pantelleritic liquidus and their phenocrists.—*Min. Mag.*, **33**, N 257, 1962.
- rmichael J. S. E. The occurrence of magnesium pyroxenes and magnetite in porphyritic acid glasses.—*Min. Mag.*, **33**, N 260, 1963.
- rmichael J. S. E. The petrology of Thingmuli Volcano in Eastern Island.—*J. Petrol.*, **5**, 1964.
- rmichael J. S. E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates.—*Contr. Mineral. a. Petrol.*, **14**, 1967.
- rstens H. Note on the distribution of some minor elements in coexisting ortho- and clinopyroxenes.—*Norsk. Geol. Tids.*, **38**, 257, 1958.
- allis G. A. Layered xenoliths in a dyke Awatere Valley, New Zealand.—*Geol. Mag.*, **100**, N 1, 1963.
- allis G. A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions.—*J. Petrol.*, **6**, N 2, 1965.
- ayes F. Petrographic modal analysis. N. Y., John Wiley, 1956.
- ayes F. On correlation between variables of constant sum.—*J. Geophys. Res.*, **65**, 1960.
- ayes. Classification in a ternary diagramm by means of discriminant functions.—*Amer. Mineralogist*, **50**, N 10, 1965.
- emical analyses of Canadian rocks and minerals, 1966.
- urch W. R. Metamorphic eclogites from County Donegal, Eire. Papers of I. M. A., 4th session. New Delhi, 1964.
- rk J. R., Papike J. J. Eclogitic pyroxenes ordered with P2 symmetry.—*Science*, **154**, N 3752, 1966.
- rk S. R., Schairer J. F., de Neufville J. Phase relations in the system  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ — $\text{SiO}_2$  at low and high pressure.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 61, 1962.
- rke F. W. Analyses of rocks and minerals from the laboratory of US Geol. Surv., 1880—1914.—*Bull. US Geol. Surv.*, N 591, 1915.
- rke F. W. The data of geochemistry.—*Geol. Survey Bull.*, N 616, 1916.
- wan N. S., Mc Nabb W. M., Watson E. H. Some hypersthens from southeastern Pennsylvania and Delaware.—*Amer. Mineralogist*, **39**, 1954.
- leman L. C. Effect of ionic substitution on the unitcell dimensions of synthetic diopside.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, Buddington vol., 1962.
- leman R. G. Jadeite deposits of the Clear Creek Area, New Idria district, San Benito County, Calif.—*J. Petrology*, **2**, N 2, 1961.
- leman R. G. Compositional variation of garnets and pyroxenes in eclogites.—*Geol. Soc. Amer. Spec. pap.*, N 82, 1965.
- leman R. G. Composition of jadeitic pyroxene from the California metagraywackes.—*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 525-c, 1964.
- leman R. G., Lee R. E., Beally L. B., Brannock M. W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**, N 5, 1965.
- oss W., Larsen E. S. A brief review of the geology of the San-Juan region of southwestern Colorado.—*U. S. Geol. Surv. Bull.*, N 843, 1935.
- oss W., Shannon E. V. Proc. U. S. Nat. Mus., **71**, art. 18, 16, 1927.
- llwitz W. B., Green D. H., Thompson J. E. Clinoenstatite in a volcanic rock.—*J. Petrol.*, **7**, p. 3, 1966.
- rken L. C., Garry R. W. The system iron-oxygen: the wüstite field and related equilibria.—*Amer. Chem. Soc. J.*, **67**, 1945.
- vidson C. F. The archaen rocks of the Rodil district, South Harris, Outer Hebrides.—*Trans. Roy. Soc. Edinb.*, **61**, 71, 1943.
- vis B. T. C. The system enstatite-diopside at 30 kilobars pressure.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 62, 1963.
- vis B. T. C. The system diopside-forsterite-pyroxene at 40 kilobars.—*Carnegie Inst. Wash., Yearbook* 63, 1964.
- vis B. T. C., Boyd F. R. The join  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from Kimberlites.—*J. Geophys. Res.*, **71**, 1966.
- vis B. T. C., England J. L. The melting of forsterite to 50 kilobars.—*J. Geoph. Res.*, **69**, N 6, 1964.
- vis B. T. C., Schairer J. F. Melting relations in the join diopside—forsterite—pyroxene at 40 kilobars and at one atmosphere.—*Carnegie Inst. Wash., Yearbook* 64, 1965.
- wson J. B. Basutoland kimberlites.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, **73**, N 5, 1962.
- er W. A., Howie R. A., Zussman J. (DHZ). Rock forming minerals, v. 2. London, 1962—1963.
- er W. A., Abbott D. Clinopyroxenes of the gabbro cumulates of the Kap Edward Holm complex, east Greenland.—*Min. Mag.*, **34**, 1965.

- Deriu M.* Olivine e pirosseni dei noduli in basalti della Sardegna centrooccidentale.— Periodico di Mineralogica (Roma), 28, 1959.
- De Roever W. P.* Genesis of jadeite by low-grade metamorphism.— Amer. J. Sci., 253, 1955.
- De Vore G. W.* The association of strongly polarizing cations with weakly polarizing cations as a major influence in element distribution.— J. Geol., 65, N 2, 1957.
- Dixon B. E., Kennedy W. Q.* Optically uniaxial titanite from Aberdeenshire.— Zeitschrift für Kristallographie, 86, 1933.
- Dobretsov N. L.* Paragenetic types and composition of metamorphic pyroxenes.— J. Petrol., 9, N 3, 1968.
- Dodd R. T.* Garnet-pyroxene gneisses at Bear Mountain, New York.— Amer. Mineralogist, 48, N 7—8, 1963.
- Doelter C.* Handbuch der Mineralchemie. Band II, Erste Hälfte. Silikate. Berlin, 1914.
- Du Rietz (Torsten).* Peridotites, serpentines and soapstones of northern Sweden.— Geol. För. Föch. Stockholm, 57, 1935.
- Eales H. V.* The khale dolerite sheet.— Trans. a. Proc. Geol. Soc. South Africa, LXII, 1959.
- Eckerman H.* The rocks and contact minerals of the Mansjo Mountain.— Geol. fören. Stockholm Förh., 44, 1922.
- Edwards A. B.* The tertiary volcanic rocks of central Victoria.— Quart. J. Geol. Soc. London, 94, p. 2, N 374, 1938.
- Eigenfeld R.* Über die mineralfazielle Stellung der Pyroxengranulite.— Geol. Rundschau, 52, N 1, 1962 (1963).
- Eitel W.* The physical chemistry of the silicates. Univ. of Chicago Press, Chicago, 1954.
- Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G.* Mineralogy of amphibolite interlayers in the gneiss complex, north-west Adirondack mountains, New York.— J. Geol., 72, N 2, 1964.
- Ermansdörfer.* Eclogit im Schwarzwald.— J. Geol., 46, 1938.
- Ernst W. G.* Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade shists, Eastern Shikoku, Japan.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 28, p. 1631, 1964.
- Esenwein P.* Zur petrographie der Azoren.— Zeitschr. für Vulkanol., XII, H. 2—3, 1929.
- Eskola P.* On the eclogites of Norway. Videnskaps. Skr. J., Kristiania, I, Mat. Nat. Kl., N 8, 1921.
- Eskola P.* On the granulites of Lapland.— Amer. J. Sci., Bowen vol., 1952.
- Essene E. J., Fyfe W. S.* Omphacite in Californian metamorphic rocks.— Contributions to Mineralogy and Petrology, 15, N 1, 1967.
- Eugster H. P.* Reduction and oxidation in metamorphism.— Research in Geochem., New York, 1959.
- Ewart A.* Pyroxene and magnetite phenocrysts from the Taupo quarternary rhyolitic ash-mice deposits, New Zealand.— Min. Mag., 36, 1967.
- Fairbairn H. W.* a. o.— U. S. Geol. Surv. Bull., N 980, 1951.
- Farsky F.* Mineralien aus den Kosakover basalt Kugeln, Australia.— Berh. K. K. Geol. Reichsanstalt, 1876.
- Fawcett J. J.* Upper stability limits of magnesian chlorites.— Carnegie Inst. Wash. Yearbook 63, 1964.
- Fawcett J. J., Yoder H. S.* Phase relationships of chlorites in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ .— Amer. Mineralogist, 51, N 3—4, 1966.
- Federico M., Fornaseri M.* Fenomeni di trasformazione dei pirosseni dei giacimenti ferri-feri dell'isola d'Elba.— Period. Mineral. Roma, 22, N 1, p. 107, 1953.
- Fisher G. W.* Fe-Mg olivine solid solutions.— Carnegie Inst. Wash., Yearbook 65, 1966.
- Fleischer M., Stevens R. E.* Summary of new-data on rock samples G-1 and W-1.— Geochim. et Cosmochim. acta, 26, 1962.
- Forbes R. B.* Ultrabasic inclusions from the basalts of the Hut Point area, Ross Island, Antarctic.— Bull. Volcanol., XXVI, 1963.
- Forbes R. B.* The comparative chemical composition of eclogite and basalt.— J. Geoph. Research., 70, N 6, 1965.
- Forbes R. B., Kuno H.* The regional petrology of peridotite inclusions and basaltic host rocks. The upper Mantle Symposium, New Delhi. Copenhagen, 1965.
- Foshag W. F.* Chalchihuitl — a study in jade.— Amer. Mineralogist, 40, 1955.
- Foshag W. F.* Mineralogical studies on Guatemalan jade.— Wash. Smithson. Inst., 61 p. 111, 1957.
- Foster W. R.* High temperature X-ray diffraction study of the polymorphism of  $MgSiO_3$ .— J. Amer. Ceram. Soc., 34, 255, 1951.
- Francis G. H.* Petrological studies in Glen Urquhart, Invernesshire.— Bull. Brit. Mus. (Min.), 1, 123, 1958.
- Frechen J.* Die Genese der Olivinausscheidungen von Dreiser Weiher (Eifel) und Finken-berg (Siebengebirge).— N. Jahrb., 79, 1948.
- Frechen J.* Kristallisation, Mineralbestand, Mineralchemismus und Förderfolge der Mafite vom Dreiser Weiher in der Eifel.— Neues Jahrb. Mineral. Monatshefte, 9—10, 1963.

- Freed R. L., Peacor D. R.* Refinement of the crystal structure of johannsenite.—*Amer. Mineralogist*, **32**, N 5—6, 1967.
- Frondel C., Klein C., Jr.* Ureyite,  $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ : a new meteoritic pyroxene.—*Science*, **149**, 1965.
- Fyfe W. S., Valpy G. W.* The analcime-Jadeite phase boundary: Some indirect deductions.—*Amer. J. Sci.*, **257**, N 4, 1959.
- Galkin X.* Chemische untersuchung einiger Hornblenden und augite aus bazalten der Rhön.—*Neues Jahr. Mineral., Geol. u. Paläontologie*, **XXIX**, 1910.
- Ghose S.* The nature of  $\text{Mg}^{2+}$ — $\text{Fe}^{2+}$  distribution in some ferromagnesian silicate minerals.—*Amer. Mineralogist*, **47**, N 3—4, 1962.
- Ghose S.*  $\text{Mg}^{2+}$ — $\text{Fe}^{2+}$  order in an orthopyroxene  $\text{Mg}_{0.93}$ — $\text{Fe}_{1.07}\text{Si}_2\text{O}_6$ —*Z. Krist.*, **122**, 1965.
- Goranson R. W.* Aegirite from Libby, Montana.—*Amer. Mineralogist*, **12**, 1927.
- Green D. H.* Alumina content of enstatite in a Venezuelan high-temperature peridotite.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, **74**, N 11, 1963.
- Green D. H.* The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard Area, Cornwall.—*J. Petrol.*, **5**, N 1, 1964.
- Green D. H.* The origin of the «eclogites» from Salt Lake Crater, Hawaii.—*Earth a. Planets Sci. Letters*, **1**, N 6, 1966a.
- Green D. H.* High pressure experiments on the genesis of anorthosites. Department of Geophysics and Geochemistry. Australian National University, Publ. N 444, 1966b.
- Green D. H., Kiss E.* The mineralogy of natural eclogites. Second Australian progress report, 1965—1967, Canberra, p. 135, 1967.
- Green D. H., Ringwood A. E.* Fractionation of basalt magmas at high pressures.—*Nature*, **201**, N 4926, 1964.
- Green D. H., Ringwood A. E.* An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications.—*Dep. Geoph. Austral. Nat. Univ.*, Publ., N 444, 1966a.
- Green D. H., Ringwood A. E.* The genesis of basaltic magmas. Department of Geophysics and Geochemistry, Australian National University. Publ., N 444, 1966b.
- Green D. H., Ringwood A. E.* Origin of the calc-alkaline igneous suite. Dept. of Geophysics and Geochemistry Australian National University. Publ., N 444, 1966c.
- Greenwood R., Lynch V. M.* Geology and gravimetry of the Mustang Nill laccolith, Uvalde Country, Texas.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, **70**, 1959.
- Greenwood H. J.* The synthesis and stability of anthophyllite.—*J. Petrol.*, **4**, 1963.
- Grip E.* Über einen Enstatit aus dem Hochgebirge von Västerbotten.—*Bull. Geolog. Inst. Univ. Upsala*, **23**, 1932.
- Grout F. F.* Acmite occurrences in the Cuyuna Range, Minnesota.—*Amer. Mineralogist*, **31**, 125, 1946.
- Groves A. W.* The charnokite series of Uganda, British East Africa.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, **91**, 1935.
- Hallimond A. F.* Pyroxenes, amphibole and mica from the Tiree marble.—*Min. Mag.*, **28**, 1947.
- Hamad S. D.* The chemistry and mineralogy of the olivine nodules of Calton Hill, Derbyshire.—*Min. Mag.*, **33**, 1963.
- Haraldsen H.* Beiträge zur Kenntnis der thermischen Umbildung des Talks.—*N. Jahrb. Min. Beil.*, **61A**, 1930.
- Harris H.* A petrological study of the Portrush sill and its veins.—*Proc. Roy. Irish. Acad.*, **43**, sect. B, N 9, 1937.
- Harry W. T.* Aluminium replacing silicon in some silicate lattices.—*Min. Mag.*, **29**, 1950.
- Harry W. T.* The clinopyroxene-hornblende equilibrium in thermal metamorphism: some data from Carlingford, Eire.—*Geol. Mag.*, **91**, N 1, 1954.
- Hashimoto M.* Omphacite veins in metadiabase from Asahine in the Kanto mountains, Japan.—*Proc. Jap. Acad.*, **40**, N 1, 1964.
- Hays J. F.* Stability and properties of the synthetic pyroxene  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ .—*Amer. Mineralogist*, **51**, N 9—10, 1966a.
- Hays J. F.* Lime—alumina—silica.—*Carnegie Inst. Wash.*, Yearbook 65, 1966b.
- Hellner E., Heinrichsen T. H., Seifert F.* The study of mixed crystals of minerals in metamorphic rocks. Controls of metamorphism, Edinburgh a. London, 1965.
- Hellner E., Schürmann K.* Stability of metamorphic amphiboles: the tremolite-ferroactinolite series.—*J. Geology*, **74**, N 3, 1966.
- Henderson E. P.* Notes of some minerals from the Rhodolite Quarry near Franklin, N. Carolina.—*Amer. Mineralogist*, **16**, 568, 1931.
- Henriques A.* The influence of cations on the optical properties of clinopyroxenes. Part I. (Linear regressions for N and 2V).—*Arkiv Mineralogi Geologi*, **2**, 1958a.
- Henriques A.* The influence of cations on the optical properties of clinopyroxenes. Part II.—*Arkiv Mineralogi Geologi*, **2**, 1958b.
- Henriques A.* The influence of cations on the optical properties of orthopyroxenes.—*Arkiv Mineralogi Geologi*, **2**, H. 4, 1958 c.
- Henry N. F.* Some data on the iron-rich hypersthene.—*Min. Mag.*, **24**, 222, 1935.
- Hentschel H.* Der eklogit von Gilsberg in sächsischen Granulitgebirge und seine metamorphen Umwandlungsstufen.—*Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **49**, H. 1, 1937.



- Hess H. H. Pyroxenes of common maric magmas.—*Amer. Mineralogist*, **26**, 1941.
- Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.—*Amer. Mineralogist*, **34**, N 9—10, p. 621, 1949.
- Hess H. H. Orthopyroxenes on the Bushveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimensions.—*Amer. J. Sci.*, **250**, Part 1, p. 173, 1952.
- Hess H. H. Stillwater igneous complex, Montana.—*Geol. Soc. Amer. Mem.*, **80**, 1960.
- Hess H. H., Phillips A. H. Optical properties and chemical composition of magnesian orthopyroxenes.—*Amer. Mineralogist*, **25**, N 4, 1940.
- Hey M. H. On the correlation of physical properties with chemical composition in multivariate systems.—*Min. Mag.*, **31**, **69**, 1956.
- Hezner L. Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite.—*Tschermak Min. Petr. Mitt.*, **22**, 1903.
- Hieke O. I giacimento di contatto del Monte Costone (Adamello meridionale).—*Mem. Inst. Geol. Univ. Padova*, **15**, p. 1 (M. A. 11—149), 1945.
- Hietanen A. Archean Geology of the Turku District in Southwestern Finland.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, **58**, 1947.
- Hintze C. *Handbuch der Mineralogie*. Leipzig, 1897.
- Holmes A. A contribution to the petrology of kimberlite and its inclusions.—*Trans. Geol. Soc.*, S. Africa, **39**, 379, 1937.
- Holzner J. Beiträge zur Chemie und Optik sanduhrförmiger Titanaugite.—*Zeit. Krist.*, **87**, 1, 1934.
- Hori F. Effects of constituent cations on the optical properties of clinopyroxenes.—*Tokyo Univ., Coll. Gen. Educ., Sci. Papers*, **4**, p. 71, 1954.
- Hori F. Effects of constituent cations on the refractive indices of orthopyroxenes.—*Jap. Mineral. J.*, **1**, 359, 1956.
- Howie R. A. The geochemistry of the charnockite series of Madras, India.—*Trans. Roy. Soc. Edin.*, **62**, 725, 1955.
- Howie R. A. Congo Belge service geologique *Bull.*, N 8, Fasc. 2, 1, 1958.
- Howie R. A. Cell parameters of orthopyroxenes.—*Min. Soc. Amer., Sp. paper*, N 1 (IMA, 3 General Meeting), 1963.
- Howie R. A. Some orthopyroxenes from Scottish metamorphic rocks.—*Min. Mag.*, **33**, N 265, 1964.
- Howie R. A. Pyroxenes of metamorphic rocks. Controls of Metamorphism. Edinburgh—London, 1965.
- Hsieh C. Y. *Mem. Geol. Surv. China*, sect A, N 13, 1935.
- Huckenholz H. G. Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel. I. Die Klinopyroxene der alkaliolivinbasalt — Trachyt — Assoziation.—*Beitr. Mineral. u. Petrographie*, **11**, 1965a.
- Huckenholz H. G. Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel. II. Die Klinopyroxene der Bazanitoide.—*Beitr. Mineral. u. Petrographie*, **11**, H. 5, 1965b.
- Huckenholz H. G. Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hoheifel. II. Die Klinopyroxene der Pikritbasalte. (Ankaramite).—*Contrib. Mineral. u. Petrology*, **12**, N 1, 1966.
- Hutton C. O. The igneous rocks of the Brocken range — Ngahape area, eastern Wellington.—*Trans. Roy. Soc. New Zealand*, **72**, p. 353, 1943.
- Hutton C. O. Manganpyroxmalite, Bustamite and Ferroan Johannsenite from Broken Hill, N. S. Wales, Australia, 1956.
- Hytönen K. On the petrology and mineralogy of some alkaline volcanic rocks of Toror Hills, mt. Moroto, and Morolinga in Karamoja, Northeastern Uganda.—*Bull. Comission Geol. Finlande*, N 184, 1959.
- Hytönen K., Schairer J. F. The plane enstatite — anorthite — diopside and its relation to basalt.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 60, 1961.
- Ishibashi K. Alkali-pyroxene in doleritic basalt flow from the Nigashi-Matsuura district, Sagai Prefecture.—*J. Jap. Ass. Min. Petrolog., Econ. Geol.*, **47**, N 6, 1962.
- Ishibashi K. Large phenocrystic pyroxenes in basaltic rocks of northern Kyushu, Japan.—*Sci. Rep. Fac. Sci. Kyushu Univ., Geology*, **7**, 1964.
- Iwao S. Albitite and associated jadeite rocks from Kobaki district, Japan. A study in ceramic raw material.—*Geol. Surv. Jap., Rep.* N 153, 1953.
- Iwassaki M. Clinopyroxene intermediate between jadeite and aegirine from Suberi-dani, Tokushima prefecture, Japan.—*J. Geol. Soc. Jap.*, LXVI, N 776, 1960.
- Iwassaki M. Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area; eastern Sikoku.—*J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sc. 2, **15**, 1—90, 1963.
- Johansson K. Studien über Enstatit und dessen Umwandlungsprodukte.—*Akad. Handbuen.*, **17**, N 4, 1907.
- Juurinen A., Hytönen K. Diopside from Juva, Finland.—*Bull. Comm. geol. Finlande*, N 157, 145, 1952.
- Kanechira K., Banno S. Ferriphengite and aegirinjadeite in a crystalline schist of the Iimori district, Kii Peninsular.—*J. Geol. Soc. Jap.*, **66**, 1960.
- Kawano Y. A new occurrence of jade (jadeite) in Japan and its chemical properties.—*J. Jap. Assoc. Min., Petrol., Econ. Geol.*, **22**, 1939.

- Kennedy W. Q.* Trends of differentiation in basaltic magmas.—*Amer. J. Sci.*, **25**, N 147, 1933.
- Kennedy G. C.* Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rock-forming minerals.—*Amer. Mineralogist*, **32**, 1947.
- King B. C.* Optical determination of aegirine-augite with the universal stage.—*Min. Mag.*, **33**, N 257, 1962.
- Kitahara S., Takenouchi S., Kennedy G. C.* Phase relations in system  $MgO-SiO_2-H_2O$  at high temperatures and pressures.—*Amer. J. Sci.*, **264**, 3, 1966.
- Knopf A., Lee D. E.* Fassaite from near Helena, Montana.—*Amer. Mineralogist*, **42**, N 1—2, 73, 1957.
- Knorring O., Kennedy W. Q.* The mineral paragenesis and metamorphic status of garnet-hornblende-pyroxene-scapolite gneiss from Ghana (Gold Coast).—*Min. Mag.*, **31**, N 241, 852, 1958.
- König G.* Schmelzgleichgewichte zur Klärung des Augitproblems. Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, **7**, H. 6, 1960.
- Koriting S.* Chemismus und Optic eines Pyroxenes aus einem Silikatmarmor.—*N. Jahrb. Min.*, N 3, p. 68, 1951.
- Kozłowski K.* On the eclogite-like rocks of Stary Gieraldow (East Sudeten).—*Bull. Acad. Polon. Sci.*, sect. 3, **6**, N 11, 1958.
- Kranck S. H.* A study of phase equilibria in a metamorphic iron formation.—*J. Petrol.*, **2**, 1961.
- Kretz R.* Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene—clinopyroxene and orthopyroxene—garnet.—*J. Geol.*, **69**, 1961a.
- Kretz R.* Co-existing pyroxenes. Discussion on the paper Wilson A. F.—*Geol. Mag.*, **98**, N 4, 1961b.
- Kretz R.* Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and Ca-pyroxene in natural mineral assemblages.—*J. Geol.*, **74**, N 6, 773, 1963.
- Kuno H.* Dispersion of optic axes in the orthorhombic pyroxene series.—*Proc. Imp. Acad. Tokyo*, **17**, 204, 1941.
- Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas. Japan.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, **61**, 1950.
- Kuno H.* Study of orthopyroxenes from volcanic rocks.—*Amer. Mineralogist*, **39**, 1954.
- Kuno H.* Ion substitution in the diopside-ferropigeonite series of clinopyroxenes.—*Amer. Mineralogist*, **40**, 1955.
- Kuno H.* Notes on rock-forming minerals. 16. Titaniferous pyroxene, spinel, and magnetite in hornfels from Sisaka-Zima Island, Japan.—*J. Geol. Soc. Jap.*, **66**, N 780, 1960.
- Kuno H.* Aluminian augite and bronsite in alkali olivine basalt from Taka-sima, north Kyushu, Japan. Advancing Frontiers in Geology and Geophysics, a Volume in Honour of M. S. Krishnan. Indian Geophysical Union, 205—220, 1964.
- Kuno H., Hess H. H.* Unit cell dimensions of clinoenstatite and pigeonite in relation to other common clinopyroxenes.—*Amer. J. Sci.*, **251**, 1953.
- Kuno H., Nagashima K.* Chemical compositions of hypersthene and pigeonite in equilibrium in magma.—*Amer. Mineralogist*, **37**, 1952.
- Kuno H., Sawatari M.* On the augites from Wadaki, Izu, and from Yoneyawa, Atigo, Japan.—*Jap. J. Geol. Geogr.*, **11**, 1934.
- Kushiro I.* Clinopyroxene solid solutions. Part 1. The  $CaAl_2SiO_6$  component.—*Jap. J. Geol. Geogr.*, **33**, 1962.
- Kushiro I.* Petrology of the Atumi Dolerite, Japan.—*J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **XV**, part 2, 1964a.
- Kushiro I.* The system diopside—forsterite—enstatite at 20 kilobars.—*Carnegie Inst. Wash., Yearbook* **63**, 101—108, 1964b.
- Kushiro J.* Clinopyroxene solid solutions at high pressures. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook* **64**, 1965a.
- Kushiro I.* The liquidus relations in the systems forsterite— $CaAl_2SiO_6$ —silica and forsterite—nepheline—silica at high pressures.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* **64**, 44, 1965b.
- Kushiro I., Yoder H. S.* Breakdown of monticellite and akermanite at high pressures.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* **63**, 81—83, 1964a.
- Kushiro I., Yoder H. S.* Experimental studies on the basalt-eclogite transformation.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* **63**, 108—114, 1964b.
- Kushiro I., Yoder H. S.* 1965. The reactions between forsterite and anorthite at high pressures.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* **64**, 1965.
- Lacroix A.* Sur un nouveaux type petrographique (Manjakite).—*Bull. Soc. France Mineral.*, **37**, N 3, 1914.
- Lacroix A.* La jadeite de Birmanie: les roches qu'elle constitue on qu'il accompagnent. Composition et origin.—*Bull. Soc. franc. Min.*, **53**, 1930.
- Lacroix A.* Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxenites qui les renferment.—*Ann. Geol. du Serv. des Mines*, N 11, 1941.
- Laitakari A.* Über die Petrographie und Mineralogie der Kalkstein—lagerstätten von Pargainen (Pargas).—*Bull. Comm. geol. Finlande*, N 54, 1951.

- Larsen E. S.* Alcañic rocks of Iron Hill, Gunnison County, Colorado.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, N 197-A, 1942.
- Larsen E. S., Draisin W. M.* Composition of the minerals in the rocks of the Southern California batholith.— Intern. Geol. Congr. Rept. 18-th session Brit., Pt. II, 66—79, 1948.
- Larsen E. S., Hunt F. W.* Zwei vanadiumhaltige Aegirine von Libby, Montana.— Zeit. Krist., 53, 209, 1914.
- Larsen E. S., Irving F., Gonyer F. A.* Petrologic results of a study of the minerals from the tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado.— Amer. Mineralogist, 21, N 11, 1936.
- Lauro C.* I minerali degli inclusi autigeni nel basalto di Conca de Janas (Orosei).— R. Acad. Italia, cl. sci. Rend., ser. 7, 1, fasc. 6, 1940.
- Leelawandam C.* Chemical study of pyroxenes from the charnockitic rocks of Kondapalli (Andhra Pradesh), India, with emphasis on the distribution of elements in coexisting pyroxenes. Miner Mag., 36, 1967.
- Le Bas M. J.* The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage.— Amer. J. Sci., 260, N 4, 1962.
- Lefevre R., Michard A.* La jadeite dans le metamorphisme alpin, a propes des gisements de type nouveau, de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes, Italie).— Bull. Soc. franc. Min. Cryst., 88, 1965.
- Le Maitre R. W.* Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 73, N 11, 1962.
- Le Maitre R. W.* The significance of the gabbroic xenoliths from Gough Island, South Atlantis.— Min. Mag., 34, 1965.
- Leonard B. F., Buddington A. F.* Ore deposits of the St. Lawrence County magnetite district, northwest Adirondacks, N. York Geol. Surv. Prof. paper, N 377, 1964.
- Lindsley D. H.* Orto-clino inversion in ferrosilite.— Carnegie Inst. Wash. Yearbook 65, 1965a.
- Lindsley D. H.* Intermediate iron-magnesium pyroxenes.— Carnegie Inst. Wash. Yearbook 64, 1964b.
- Lindsley D. H.* The join hedenbergite-ferrosilite at high pressures and temperatures.— Carnegie Inst. Wash. Yearbook 65, 1966.
- Lindsley D. H., Mac Gregor I. D., Davis B. T. C.* Synthesis and stability of ferrosilite.— Carnegie Inst. Wash. Yearbook 63, 1964.
- Livingstone A.* A garnet peridotite and garnet amphibole pyroxenite from South Harris, Outer Hebrides, and their bearing on the South Harris eclogite facies status.— Min. Mag., 36, N 279, 380—388, 1967.
- Lokka L.* Beiträge zur Kenntnis des Chemismus der Finnischen minerale.— Bull. Comiss. Geolog. Finlande, N 129, 1943.
- Lovering J. F., White A. J. R.* The significance of primary scapolite in granulitic inclusions from deep-seated pipes.— J. Petrol., 5, N 2, 1964.
- Macdonald G. A.* Hawaiian petrographic province.— Bull. Geol. Soc. Amer., 60, 1949.
- Macdonald G. A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas.— J. Petrol., 5, N 1, 1964.
- Mac Gregor I. D.* The reaction enstatite + spinel  $\rightleftharpoons$  forsterite + pyrope.— Carnegie Inst. Wash. Yearbook 63, 1964.
- Mac Gregor I. D.* Stability fields of spinel and garnet peridotites in the synthetic system MgO—CaO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>.— Carnegie Inst. Wash. Yearbook 64, 1965a.
- Mac Gregor I. D.* Aluminous diopsides in the three-phase assemblage diopside solid solution + forsterite + spinel.— Carnegie Inst. Wash. Yearbook 64, 1965b.
- Mac Gregor I. D., Ringwood A. E.* The natural system enstatite-pyrope.— Carnegie Inst. Wash., Yearbook 63, 1964.
- Magnusson N. H.* The Herräng field and its iron ores.— Arsbok Sveriges Geol. Undersökning, 34, N 1, 1, 1940.
- Matsui Y., Banno S.* Intracrystalline exchange equilibrium in silicate solid solutions.— Proc. Jap. Acad., 41, 461—466, 1965.
- Mc Dougall J.* Optical studies of pyroxenes in a differentiated Tasmanian dolerite.— Amer. Mineralogist, 46, N 5—6.
- Mc Kee B.* Widespread occurrence of jadeite, lawsonite, and glaucophane in Central California.— Amer. J. Sci., 260, N 8, 1962.
- Mc Kee D.* Order-disorder in sapphirine.— Min. Mag., 33, N 263, 635, 1963.
- Mc Lachlan G. R.* The aegirine-granulites of Glen Lui, Braemar, Aberdeenshire.— Min. Mag., 29, 476, 1951.
- Mercy E. L. P., O'Hara M. J.* Olivines and orthopyroxenes from garnetiferous peridotites and related rocks.— Norsk Geologisk Tidsskrift, 45, N 4, 1965.
- Meriläinen K.* Albite diabases and albitites in Enontekiö and Hittilä, Finland.— Bull. Commission Geol. Finlands, N 195, 1961.
- Metz P., Winkler H. G. F.* Experimentelle Untersuchung der Diopsidbildung aus Tremolit, Calcit und Quarz.— Naturwissenschaften, H. 19, 460, 1964.
- Mikkola E., Sahama T. Q.* The region to the south-west Sweden of the granulite series.— Min. Mag., 24, 1937.

- Miller R. The webster-addie ultramafic ring, Jackson county, North Carolina, and secondary alteration of its chromite.—*Amer. Mineralogist*, **38**, N 1, 1953.
- Milton Ch. a. Eugster H. P. Mineral assemblages of the Green River Formation. Researches in Geochem., N. Y., 1959.
- Mitra F. N. Genesis and mineralogetic trend of the manganese ore bodies of Chikla, Sitasongi and Dongri Buzurg, Bhandara district, Maharashtra, India.—*Econ. Geol.*, **60**, N 2, 229, 1965.
- Miyashiro A. Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuti district in the Central Abakuma Plateau.—*J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, **11**, 219, 1958.
- Miyashiro A., Seki I. Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane-schist facies Japan.—*J. Geol. Geogr.*, **29**, 1958.
- Morey G. W. Data of geochemistry. Chapter L. Phase-equilibrium relations of the common rock-forming oxides except water.—*U. S. Geol. survey Prof. paper*, 440-L, 1964.
- Morimoto N., Appelman D. E., Evans H. T. Structural relations between diopside, clinopyroxene and pigeonite.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 59, 1959.
- Morozewicz J.—*Tsch. Min. Mit.*, **18**, 1899.
- Mueller R. Functional relations expressing the equilibrium distribution of iron and magnesium among certain metamorphic minerals.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, **71**, N 12, 1960.
- Mueller R. F. Stability relations of the pyroxenes and clivine in certain high grade metamorphic rocks.—*J. Petrol.*, **7**, N 3, 1966.
- Muir I. D. The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, eastern Greenland.—*Min. Mag.*, **29**, N 214, 690, 1951.
- Muir I. D. Quartzite xenoliths from Ballachulish granodiorite.—*Geol. Mag.*, **90**, 1953.
- Muir I. D. Crystallization of pyroxenes in an iron-rich diabase from Minnesota.—*Min. Mag.*, **30**, N 225, 1954.
- Muir I. D., Tilley C. E. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. 1. The picrite basalts of Kilauea.—*Amer. J. Sci.*, **255**, 1957.
- Muir I. D., Tilley C. E. The compositions of co-existing pyroxenes in metamorphic assemblages.—*Geol. Mag.*, **95**, 1958.
- Muir I. D., Tilley C. E. Contributions to the petrology of Hawaiian basalts: 2. The tholeiitic basalts of Mauna Loa and Kilauea.—*Amer. J. Sci.*, **261**, 1963.
- Muir I. D., Tilley C. E. (with Scoon J. H.). Basalt from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge.—*J. Petrol.*, **5**, 1964.
- Müller K. Augit vom Vesuv. *Zentr. Min., Geol., Paläont., Abt. A*, N 4, 1936.
- Murray R. J. The clinopyroxenes of the Garbh Eilean sill, Shiant Isles.—*Geol. Mag.*, **91**, 17, 1954.
- Murty M. S. Feldspats and pyroxenes from the charnockite series of Visakhapatnam area, Andhra Pradesh, India.—*Min. Mag.*, **35**, N 270, 1965.
- Vajziger R. H., Muan A. Equilibrium phase compositions and thermodynamic properties of olivines and pyroxenes in the system MgO—«FeO»—SiO<sub>2</sub>.—*Amer. Mineralogist*, **52**, N 9—10, 1967.
- Jagasaki H. A layered ultrabasic complex at Horoman, Hokkaido, Japan.—*Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. II, 16, Part 2, 1966.
- Jaidu P. R. J. An orthopyroxene from Dodkanya, Mysore.—*Current Sci.*, **12**, p. 254, 1943.
- Jaidu P. R. Minerals of charnockites from India.—*Schweiz. mineralog. petrog. Mitt.*, **34**, 1954.
- Jayak V. K., Neuwonen K. J. Some manganese minerals from India.—*Bull. Comiss. Geol. Finlande*, **35**, N 212, 1964.
- Lewton R. C. The status and future of high static-pressure geophysical research.—In: *Advances in High Pressure Research*, Acad. Press, v. I, L.—N. Y., 1966a.
- Lewton R. C. Some calc-silicate equilibrium relations.—*Amer. J. Sci.*, **264**, N 3, 1966b.
- Lewton R. C., Smith J. V. Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth.—*J. Geol.*, **75**, 1967.
- Nicolas A., Gagny Cl. Données mineralogiques sur l'omphacite et al glaucophane d'un schiste à glaucopane des Alpes piémontaises.—*Bull. Soc. franc. Min. Crist.*, **87**, 1964.
- Riggli P. Gesteinschemismus und Mineralchemismus. II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung.—*Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **23**, H. 2, 1943.
- Rixon P. H., von Knorring O., Rooke I. M. Kimberlites and associated inclusions of Basutoland: A mineralogical and geochemical study.—*Amer. Mineralogist*, **48**, N 9-10, 1963.
- Solan I., Edgar A. D. An X-ray investigation of synthetic pyroxenes in the system actinopyroxene-diopside-water.—*Min. Mag.*, N 263, 625, 1963.
- Stornton D. A., Clavan N. S. The optical mineralogy, chemistry and X-ray crystallography of ten clinopyroxenes from the Pennsylvania and Delaware Piedmont Province.—*Amer. Mineralogist*, **44**, N 7—8, 1959.
- Ševotný M. Die einschlüsse von dunkelu Gesteinen in hellen gneissen bei Kurimska Nova ves in Westmähren.—*Acta Acad. Sci. Chechoslovenical basis Brunensis*, **30**, 281, 1958.
- Suga I. On the phenocrystic pigeonite in a somma lava of Usu volcano, Hokkaido.—*J. Japan. Assoc. Min., Petrol., Econ. Geol.*, **46**, N 5, 1961.

- O'Hara M. J.* A garnet-hornblende-pyroxene rock from Glenelg, Inverness-shire.— *Geol. Mag.*, **97**, 1960a.
- O'Hara M. J.* Co-existing pyroxenes in metamorphic rocks.— *Geol. Mag.*, **97**, N 6, 1960b.
- O'Hara M. J.* Petrology of the Scourie dyke, Sutherland.— *Min. Mag.*, **32**, N 254, 1961a.
- O'Hara M. J.* Zoned ultrabasic and basic gneiss masses in the early Lewisian metamorphic complex at Scourie, Sutherland.— *J. Petrology*, **2**, N 2, 1961b.
- O'Hara M. J.* The join diopside-pyrope at 30 kilobars.— *Carnegie Inst. Wash., Yearbook* **62**, 1963.
- O'Hara M. J., Mercy E. L. P.* Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites.— *Trans. Royal Soc. Edinb.*, **65**, N 12, 1963.
- O'Hara M. J., Mercy E. L. P.* Eclogite, peridotite and pyrope from the Navajo country, Arizona and New Mexico.— *Amer. Mineralogist*, **51**, N 3—4, 1966.
- Oji Y.* On the augite phenocryst in alkali basalts from the Abu district.— *J. Japan. Assoc. Min., Petrol., Econ. Geol.*, **45**, 2, 1961.
- Olsen E. J.* High temperature acid rocks associated with serpentinite in eastern Quebec.— *Amer. J. Sci.*, **259**, N 5, 1961.
- Onuki H.* On spherular aggregates of enstatite in serpentinite from Kawaii district, Kitakami mountainland, Japan.— *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol., Econ. Geol.*, **46**, N 3, 1961.
- Onuki H.* Mg-Fe<sup>2+</sup> distribution between coexisting hornblende and Ca-rich pyroxene.— *J. Japan. Assoc. Min., Petrol. Econ. Geol.*, **56**, N 6, 246, 1966.
- Onuki H.* Petrochemical research on the Horoman and Miyamori ultramafic intrusives northern Japan.— *Sci. Rep. Tohoku, Univ.*, ser. III, **9**, 217, 1967.
- Onuki H., Tiba T.* Notes on petrochemistry of ultramafic intrusives. Specially, aluminium distribution in coexisting pyroxenes.— *J. Japan. Assoc. Min., Petrol., Econ. Geol.*, **53**, N 6, 1965.
- Oosterom M. G.* The ultramafites and layered gabbro sequences in the granulite facies rocks on Stjernoy. *Leidse Geol. mededelingen*, deel 28, 1963.
- Palache C.* The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex Country, New Jersey.— *US Geol. Surv., Prof. Paper* 180, 1937.
- Parras K.* On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in southwestern Finland.— *Bull. Comm. geol. Finland*, N 181, 103, 1958.
- Pauly H.* Calcite and skarn minerals in the gneisses of the Holsteinberg district, west Greenland.— *Medd. Dansk. Geol. För.*, **11**, 328, 1948.
- Peters Tj., Luth W. C., Tuttle O. F.* The melting of analcite solid solutions in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—H<sub>2</sub>O.— *Amer. Mineralogist*, **51**, N 5-6, 1966.
- Peacor D. P.* Refinement of the crystal structure of a pyroxene of formula M<sub>1</sub>M<sub>2</sub>(Si, Al)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>.— *Amer. Mineralogist*, **52**, N 1-2, 1967.
- Philipsborn H. V.* Die mineralkomponenten des pyroxen-granulites vor Hartmannsdorf.— *Chem. der Erde*, **5**, 1930.
- Poldervaart A.* The petrology of the Elephant's Head dike and the New Amalfi Sheet (Matatiele).— *Trans. Roy. Soc. S. Africa*, **30**, 86, 1944.
- Poldervaart A.* The relationship of orthopyroxene to pigeonite.— *Min. Mag.*, **28**, 166, 1947.
- Poldervaart A.* Correlation of physical properties and chemical composition in the plagioclase, olivine and orthopyroxene series.— *Amer. Mineralogist*, **35**, 1950.
- Poldervaart A., Hess H.* Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma.— *J. Geol.* **59**, N 5, 1951.
- Prewitt C. T., Burnham Ch. W.* The crystal structure of jadeite, NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>.— *Amer. Mineralogist*, **51**, N 7, 1966.
- Rabbit J. C.* *Amer. Miner.*, **33**, 263, 1948.
- Ramberg H.* The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Pergamon Press. Chicago, 1952.
- Ramberg H., De Vore G.* The distribution of Fe<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> in coexisting olivines and pyroxenes.— *J. Geol.*, **59**, N 3, 193, 1951.
- Ringwood A. E., Green D. H.* Experimental investigations bearing on the nature of the Mohorovicic discontinuity.— *Nature*, **201**, 566, 1964.
- Ringwood A. E., Green D. H.* An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications.— *Tectonophysics*, **3**, 5, 1966.
- Ringwood A. E., Major A.* Synthesis of Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>—Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> spinel solid solutions.— Department of Geophys. and Geochemistry Australian National University, Publ. N 444, 1966a.
- Ringwood A. E., Major A.* High pressure transformations in pyroxenes. Department of Geophysics and Geochemistry Australian National University, Publication N 441, 1966b.
- Ringwood A. E., Major A.* High-pressure transformation of FeSiO<sub>3</sub> pyroxene to spinel plus stishovite.— *Earth and Planet Sci. Letters*, **1**, N 3, 1966b.
- Robertson E. C., Birch F., MacDonald G. A. F.* Experimental Determination of jadeite stability relations to 2500 bars.— *Amer. J. Sci.*, **255**, 1957.
- Rodolico.* Diopside e tremolite del Monte Spinosa nel Compigliese. *Rend. R. Accad. Lincei, Roma*, ser. 6, **13**, sem. 1. (Min. Abstr., **6**, N 2, 1935), 1935.
- Rosenbusch H.* Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1923.

- osenzweig A., Watson E. H.* Some hornblendes from south-eastern Pennsylvania and Delaware.—*Amer. Mineralogist*, **39**, N 7—8, 1954.
- rossman D. L.* Geology and Petrology of two stocks of layered gabbro in Fairweather Range, Alaska.—*US Geol. Surv. Prof. Paper*, 1121-F, 1963.
- ross C. S., Foster M. D., Myers A. T.* Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks.—*Amer. Mineralogist*, **39**, 693, 1954.
- othstein A. T. V.* Pyroxenes from the Dawros Peridotite and some comments on their nature.—*Geol. Mag.*, **XCV**, 1958.
- oy S., Mitra F. N.* Mineralogy and genesis of the gondites associated with metamorphic manganese orebodies of Madhya Pradesh and Maharashtra, India.—*Proc. Nat. Inst. Sc. India*, **30A**, 1964.
- abine P. A.* The optical properties and composition of the aegirite pyroxenes.—*Min. Mag.*, **29**, 1950.
- aether E.* Studies of the igneous rocks complex of the Oslo region. III. The southeastern part of the Baerum—Sorkedal Canldron.—*Skrift. Norske Videnskaps-Akademi. J.*, Oslo, **10**, 1945.
- ahama Th. G.* Leucite, potash nepheline, and clinopyroxene from volcanic lavas from southwestern Uganda and Adjoining Belgian Congo.—*Amer. J. Sci.*, Bowen vol., 1952.
- ahama Th. G., Torgeson D. R.* Thermochemical study of the olivines and orthopyroxenes.—*Bur. Mines Rept.*, Investigations, 4408, 1949.
- ahlstein T. H.* Petrographie der Eklogiteinschlüsse in den Gneissen.—*Medd. Grönland*, **35**, N 5, 1935.
- akata Y.* Unit cell dimensions of synthetic aluminian diopsides.—*Jap. J. Geol. Geogr.*, **28**, 161, 1957.
- avolahi A.* Olivine diabase dyke of Ausio in Padasjoke, Finland.—*Bull. Comis. Geol. Finlande*, N 215, 1964.
- avolahi A.* On rocks containing garnet, hypersthene, cordierite and gedrite in the Kivirevesi region.—*Bull. Comis. Geol. Finlande*, N 222, 1966.
- ächadler I.* Zur Kenntnis der Einschlüsse in der südsterischen Basaltuffen und ihrer Mineralien.—*Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **32**, 1914.
- challer W. T.* Johannsenite, a new manganese pyroxene.—*Amer. Mineralogist*, **23**, N 9, 575, 1938.
- chiaviano G.* Sulla johannsenite dei giacinnanto a silicati.—*Rend. Soc. Min. Ital.*, **9**, 210, 1953.
- chreyer W., Yoder H. S.* Instability of anhydrous Mg-cordierite at high pressures.—*Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 59, 90—91, 1960.
- chüßler A.* Das Jadeitproblem vom petrogenetischen und mineralfazillen Standpoint. N. Jahrb. Mineral., Abhandl., Bd. 94, 1963.
- clur C. B., Garrison L. C., Schwartz C. M.* High-pressure reaction of clinoenstatite to forsterite plus stishovite.—*J. Geoph. Res.*, **69**, N 2, 1964.
- egnit E. R.* Some data on synthetic aluminous and other pyroxenes.—*Min. Mag.*, **30**, N 223, 218, 1953.
- eki Y.* Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of Central Japan.—*Amer. J. Sci.*, **258**, 1960.
- eki Y.* Notes on rock-forming minerals (17). Jadeite from Kanasaki (Kaneasaki) of the Kanto Mountains, Central Japan.—*J. Jap. Geol. Soc.*, **67**, 1961.
- eki Y., Aiba M., Kato Ch.* Jadeite and associated minerals of metagabbroic rocks in the Sibukawa district, Central Japan.—*Amer. Mineralogist*, 1960.
- eki Y., Kennedy G. C.* The breakdown of potassium feldspar,  $KAlSi_3O_8$  at high temperatures and high pressures.—*Amer. Mineralogist*, **49**, N 11-12, 1964.
- eki Y., Kuriyagawa S.* Mafic and leucocratic rocks associated with serpentinite of Kanasaki, Kanto mountains, Central Japan.—*Jap. J. Geol. Geogr.*, **33**, N 1, p. 15, 1962.
- eki Y., Onuki H.* Variation of unit-cell dimensions in natural jadeite-diopside mineral series.—*J. Jap. Ass. Min., Petrogr., Econ. Geol.*, **58**, N 6, 1967.
- hido F.* Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abakuma plateau.—*Tokyo Univ. Fac. Sci. J.*, sec. 2, **11**, 1958.
- hido F.* Notes on rock-forming minerals (9). Hornblendebearing eclogite from Gengen-Yama of Higasi—Akasi in the Bessi district, Sikoku.—*J. Geol. Soc. Jap.*, **65**, 1959.
- show D. M., Moxham R. L., Filby R. H., Lapkowsky W. W.* The petrology and geochemistry of some Grenville skarns.—*Canad. Min.*, **7**, 4, 1963.
- simons F. S., Munson E.* Johannsenite from the Aravaipa mining district, Arizona.—*Amer. Mineralogist*, **48**, N 9—10, 1963.
- simpson E. S. W.* The Okonjeje igneous complex, South-West Africa.—*Trans. Geol. Soc. S. Africa*, **57**, 126, 1954.
- smulikowski K.* Chemical differentiations of garnets and clinopyroxenes in eclogites.—*Bull. Ac. Pol. Sci.*, **13**, N 1, 1965.
- Smith I. V.* X-ray emission microanalysis of rock-forming minerals. I. Experimental techniques.—*J. Geol.*, **73**, 1965.

- Smulikowski K.* Petrographical Notes on Some Eclogites of the East Sudetes.—Bull. Acad. Polon. Sci., ser. geol. et geogr., 8, N 1, 1960.
- Sobolev N. V., Kuznetsova I. K., Zyusin N. L.* The petrology of grospydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia.—J. Petrol., 9, N 2, 1968.
- Sorensen H.* The corder relations of the dunite at siorarsuit.—Medd. om Gronland, N 4, 27, 1954.
- Spencer A. C., Page S.* Geology of the Santa Rita Mining area, New Mexico.—U. S. Geol. Survey Bull., 859, 1935.
- Spry A.* The occurrence of eclogite on the Lyell Highway, Tasmania.—Min. Mag., 33, N 262, 1963.
- Stevens R. E. a. o.* Second report on a cooperative investigation of two silicate rocks.—U. S. Geol. Surv. Bull., N 1113, 1960.
- Subramaniam A. P., Howie R. A.* The paragenesis of garnet in charnokite, enderbite and related granulites.—Min. Mag., 31, N 238, 1957.
- Subramaniam A. P.* Pyroxenes and garnets from charnockites and associated granulites. «Petrologic studies», Buddington volume. N. Y., 1962.
- Switzer G.* Eclogite from the California glaucophane schists.—Amer. J. Sci., 243, 1, 1945.
- Thompson J. B.* The thermodynamic basis for the mineral facies concept.—Amer. J. Sci., 253, N 2, 1955.
- Tilley C. E.* The paragenesis of kyanite-eclogites.—Min. Mag., 24, N 155, 1936.
- Tilley C. E.* Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestones.—Geol. Mag., 75, 1938.
- Tilley C. E.* An alkali facies of granite at granite-dolomite contacts in Skye.—Geol. Mag., 86, 81, 1949.
- Tilley C. E.* The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye: a study of boron-fluorine metasomatism in dolomites.—Min. Mag., 29, 622, 1951.
- Tilley C. E.* The occurrence of hypersthene in Hawaiian basalts.—Geol. Mag., 98, 3, 1961.
- Tilley C. E., Harwood H. F.* The dolerite-chalk contact of Scawt Hill, Co. Antrim.—Min. Mag., 22, 439, 1931.
- Tilley C. E., Gittins J.* Igneous nepheline-bearing rocks of the Haliburton-Bancroft province of Ontario.—J. Petrol., 2, N 1, 1961.
- Tokady L.* Zs. Krist., 57, s. 78, 1923.
- Tomasi L.* Fassaite di valdi Solda e sua paragenesi.—Studi Trentini Sci. Nat., 21, 85 (M. A. 10—340), 1940.
- Tomita I.* Variations in optical properties, according to chemical composition in the pyroxenes of the clinoenstatite—clinohypersthene—diopside—hedenbergite system.—J. Shanghai Sci. Inst., sect. 2, 7, 41, 1934.
- Tröger W. E.* Über den Fassait und über die Einteilung der Klinopyroxene.—N. Jahrb. Mineralogie, Monatsch., H. 6, 1951.
- Tröger W. E.* Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Bestimmungstabellen. Stuttgart, 1959.
- Tröger W. E.* Zur Systematic und Optic der Chlormelanit—Reihe.—Tschermin. Petrogr. Mitt., VIII, H. 1, 1962.
- Tsuboi S.* Problem of discontinuity in the  $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$  series of clinopyroxenes.—Proc. Jap. Acad., 38, N 3, 1962.
- Tsuru K. and Henry N. F. M.* An iron-rich optically positive hypersthene from Manchuria.—Min. Mag., 24, 1937.
- Uchimizu M.* Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki islands.—J. Faculty Sci. Univ. Tokyo, sec. II, XVI, 1, 1966.
- Uhlig I.* Nephrit aus dem Harz — N. Jahrb. Min., Geol., II, 80, 1910.
- Uhlig I.* Der nephrit von Harzburg. N. Jahrb. Min., 39, 1914.
- Velde B.* Etude mineralogique d'une eclogite de Fay-de Bretagne (Loire-Atlantique).—Bull. Soc. Franc. Min. Cristal., 89, N 3, 1966.
- Verhoogen J.* Distribution of the titanium between silicates and oxides in igneous rocks.—Amer. J. Sci., 261, 1962.
- Viswanathan K.* Unit cell dimensions and ionic substitutions in common clinopyroxenes.—Amer. Mineralogist, 51, 429, 1966.
- Vitaliano C. J., Harvey R. D.* Alkali basalt from Nye County, Nevada.—Amer. Mineralogist, 50, 1, 1965.
- Vistelius A. B.* The skew frequency distribution and the fundamental law of the geochemical Processes.—J. Geol., 68, N 1, 1960.
- Wager L. R., Deer W. A.* The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuag, East Greenland. Medd. om Gronland, 105, part III, N 4, 1939.
- Wahl W.* Die enstatitaugite.—Tschermin. petrogr. Mitt., 26, 1907.
- Wahlstrom E. E.* Ore deposits at Camp Albion, Boulder County, Colorado.—Econ. Geol., 35, 1940.
- Wahlstrom E. E.* Bull. Geol. Soc. Amer., 67, N 2, 147, 1956.
- Wails R.* A critical review of the enstatite—hypersthene series.—Min. Mag., 24, 166, 1935.
- Warren B., Bragg W. L.* Zs. Krist., 69, H. 1-2, 168, 1929.

- Warren B. E., Lawrence W. The structure of diopside  $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$ .—Zeit. Krist., 69, 168, 1928.
- Washington H. S. The jades of Middle America.—Proc. Nat. Acad., Sci., 8, 1922a.
- Washington H. S. The jade of the Tuxtla statuette. Proc.—US Nat. Mus., 60, N 2409, 1922b.
- Washington H. S., Merwin H. E. Augite of Haleakala, Maui, Hawaiian Islands.—Amer. J. Sci., 5 ser., 3, N 14, 1922.
- Washington H. S., Merwin H. E. Note on enstatite, hypersthene and actinolite.—Amer. Mineralogist, 8, N 4, 1923.
- Washington H. S., Merwin H. E.—Amer. Mineralogist, 12, 233, 1927.
- Weeks W. F. A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks.—J. Geol., 64, N 3, 1956.
- Weibel M., Locher T. Die Kontaktgesteine im Albigna und Fornstollen (nordliches Bergeller Massive).—Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., 44, 1964.
- White A. J. R. Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites.—Amer. Mineralogist, 49, N 7-8, 1964.
- White A. T. Aegirine-riebeckite schists from South Westland, New Zealand.—J. Petrol., 3, N 1, 1962.
- White R. W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii.—Contrib. Min., Petr., 12, N 3, 1966.
- Wilkinson J. Clinopyroxenes of alkali olivine basalt magma.—Amer. Mineralogist, 41, N 9-10, 1956.
- Wilkinson J. F. G. The clinopyroxenes of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales.—Geol. Mag., 94, 123, 1957.
- Wilks S. S. Statistical inference in geology—«The earth sciences, problems and progress in current research». Univ. of Chicago Press, 1963.
- Williams G. J. Genesis of diamonds, V. 1—2. London, 1932a.
- Williams H. Geology of the Lassen Volcanic National Park, California.—California Univ. Dept. Geol. Sci. Bull., 21, 1932b.
- Williams H. Pliocene volcanoes of the Navajo-Hopi County.—Bull. Geol. Soc. Amer., 47, 1, 1936.
- Wiltshire H. G., Binns K. A. Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of New South Wales.—J. Petrol., 2, 1961.
- Wilson A. F. Co-existing pyroxenes: some causes of variation and anomalies in the optically derived compositional tie-lines, with particular reference to charnockitic rocks.—Geol. Mag., 97, N 1, 1961.
- Wilson A. F. The petrological feature and structural setting of Australian granulites and charnockites. Abstr. papers 22-sess. Intern. Geol. Congr., New Dehli, 1964.
- Inchell H. Regressions of physical properties on the compositions of clinopyroxenes. II. Optical properties and specific gravity.—Amer. J. Sci., 259, N 4, 1961.
- Inchell H. Regressions of physical properties on the composition of clinopyroxenes, part IV and V.—Amer. J. Sci., 261, N 2, 1963.
- Inchell H., Tilling H. Regressions of physical properties on the composition of clinopyroxenes. I. Lattice constants.—Amer. J. Sci., 28, 529, 1960.
- Ittich E., Kratzert J. Mem. Soc. Cient. «Antonio Alzate». Mexico, 40, 423, 1922.
- Jolly T. von. Methodisch quantitative Gestein- und Mineral-Untersuchung mit Hilfe der Phasenanalyse.—Min. Petr. Mitt. (Tschermak), 54, 1, 1942.
- Jolly C. W. Crystallography of jadeite crystals from near Cloverdale, Calif.—Amer. Mineralogist, 40, 248, 1955.
- Jolly E. A. Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie. Heidelberg, 1891.
- Jolly R. W., Merwin H. E., Washington H. S. X-ray diffraction measurements upon the pyroxenes.—Amer. J. Sci., 4-th ser., 10, 389, 1925.
- Kagi K. Petrochemical studies of the alkalic rocks of the Morotu District, Sakhalin.—Bull. Geol. Soc. Amer., 64, 769, 1953.
- Kagi K. Synthetic pyroxenes of the acmite-diopside system.—J. Min. Soc. Jap., 3, 1958.
- Kagi K. The system acmite-diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the acmite-hedenbergite-diopside series, 1966.
- Kamagushi M. Chrome-diopsides in the Horoman and Higashi-Akaishi peridotites. Japan.—Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Geol., 10 (2), 1961.
- Kamagushi M. Petrogenetic significance of Ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Southwest Japan.—Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D. Geol., 15, N 1, 1964.
- Kamazaki T., Onuki H., Tiba T. Significance of hornblende gabbroic inclusions in calc-alkali rocks.—J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol., 55, N 3, 1966.
- Kinder H. S., Jr. The jadeite problem.—Amer. J. Sci., 248, 1950.
- Kinder H. S. Diopside-anorthite-water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism.—Carnegie Inst., Wash., Yearbook 64, 1965.
- Kinder H. S., Chinner G. A. Grossularite — pyrope — water system at 10,000 bars.—Carnegie Inst. Wash. Yearbook 59, 1960.
- Kinder H., Tilley C. Origin of Basalt Magmas: an experimental study of Natural and synthetic rock systems.—J. Petrol., 3, N 3, 1962.



- Yoshimura T.* Studies on the minerals from the manganese deposit of the Kaso Mine Japan.— Journ. Fac. Sci. Hokkaido. Imp. Univ., ser. IV, 4, N 3-4, 1939.
- Zambonini F.* Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1910.
- Zwaan P. C.* On the determination of pyroxene by X-ray powder diagrams. Leidse Geologische Mededelingen, Deel XIX, 1954.

Дополнительный список литературы  
(см. «Введение» и дополнительные анализы в Приложениях 1 и 2)

- Анастасенко Г. Ф.* Диопсид из скарновов реки Верхний Хугдюканти.— В сб.: Минералогия и геохимия, вып. 3. ЛГУ, 1968.
- Андреева Е. Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. Изд-во «Наука», 1968.
- Волынец О. Н., Флеров Г. Б., Долгова Т. В. и др.* Оптические и петрохимические исследования магматических образований центральной Камчатки.— Труды Ин-та вулканологии СО АН СССР, вып. 25. Изд-во «Наука».
- Гинзбург И. В.* Пример несмесимости природных пироксенов — диопсида и фассапта и критерий несмесимости.— Докл. АН СССР, 196, № 2, 1969.
- Гинзбург И. В.* Обзор систематики пироксенов.— В кн. Минералы базитов. Изд-во «Наука», 1970.
- Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н.* Несмесимость в ряду Na—Ca пироксенов.— Докл. АН СССР, т. 198, 1971а.
- Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев В. С., Соболев Н. В.* Особенности минералогии и генезиса эглогит-глаукофановых комплексов (на примере Южного Урала).— Геология и геофизика, № 10, 1971б.
- Добрецов Н. Л., Соболев Н. В.* Эглогиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Урала и их генезис.— В кн. Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II. Изд-во «Наука», 1970.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Кытлымский платиноносный массив. Изд-во «Недра», 1967.
- Заблоцкий Е. М.* Определение химического состава клинопироксенов магматических пород по оптическим свойствам.— Труды Всес. н.-и. геол. ин-та, 121, 1968.
- Залищак Б. Л.* Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). Изд-во «Наука», 1969.
- Казак А. П.* Разновидности омфацитов из глаукофановых сланцев, амфиболитов и эглогитов на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 190, № 11, 1970.
- Кожанова М. М.* Сравнительная характеристика пироксенов из чарскитовых пород Украинского щита.— Мин. сб. Львовск. ун-та, № 22, вып. 3 (рез. англ.), 1968.
- Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. Изд-во «Наука», 1967.
- Кузнецова Л. Г., Москалева В. Н.* Инфракрасные спектры поглощения пироксенов изоморфного ряда диопсид-жадеит.— Записки Всес. Мин. об-ва, 97, № 6, 1968.
- Никитина Л. П., Зевелева Е. Е., Марчук В. П.* Изоморфизм железа и магния в сосуществующих железо-магнезиальных минералах основных гранулитов Восточного Саяна.— Геохимия, № 8, 1967.
- Остроумова А. С., Румянцева Н. А.* Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л., изд-во «Недра», 1967.
- Охаси Харуо, Яси Кэндзо.* Инфракрасный спектр поглощения Na- и Ca-пироксенов.— «Кобунгакку дзасси, J. Mineral. Soc. Japan, 9, № 2, 1968 (японск.).
- Пичус Г. В., Колесник Ю. Н.* Альпийские гипербазиты юга Сибири. Изд-во «Наука», 1966.
- Пирогов Б. И., Штода Р. Т.* Состав и свойства пироксенов железистых кварцитов Петровского месторождения.— Респ. межвед. сб.: Конституция и свойства минералов, вып. 3, 1969.
- Полканов А. А. и др.* Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Изд-во «Наука», 1967.
- Поляков К. И.* Пироксены и амфиболы ийолит-уртитов Хибинского массива.— В сб.: Материалы по минералогии Кольск. п-ова, № 7. Л., «Наука», 1969.
- Расс И. Т.* Парагенезисы метасоматитов магматической стадии щелочно-ультраосновных пород.— Докл. АН СССР, 180, № 5, 1968.
- Россовский Л. Н.* Пегматиты в магнезиальных мраморах из района Куш-Дяль на юго-западе. Памире. Труды Мин. музея АН СССР, вып. 14, 1963.
- Скричко К. А., Гребзда Э. И.* Химический состав минералов перидотитовых включений в продуктах извержения вулкана Авача.— В сб.: Ксенолиты и гомогенные включения. Изд-во «Наука», 1969.
- Судозиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М. и др.* Геохимия и петрология южного обрамления Алданского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1965.
- Ушакова Е. Н.* О железистом гиперстене села Завалья на Среднем Побужье.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 87, вып. 2, 1958.
- Фоминых В. Г. и др.* Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967.
- Хлестов В. В., Ушакова Е. Н.* Метаморфизм пород китойской свиты в Восточном Саяне.— Труды ИГиГ, т. 31, № 3. Новосибирск, 1965.

- Уабынин Л. И. О фассаитовом характере клинопироксена магнелиальных скарпов.— Докл. АН СССР, 187, № 6, 1969.
- Чемякин В. М. О связи между составом и светопреломлением ромбических пироксенов.— Записки Всес. Мин. об-ва, 97, № 11, 1968.
- Герил С. О., Скун Дж. Х., Мьюир И. Д. и др. Минералогия и петрология некоторых лунных образцов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1970.
- Ллойд М. J. Petrology of the Nandewar Volcano, N. S. W. Australia.— Contr. Min. a. Petr., 20, 1969.
- Оки К. Petrology of alkali rocks of the Iki Islands and Higashi.— Matsuura district, Jap. Sci. Rept. Tohoku Univ., ser. 3, v. 6, p. 261, 1959.
- Оки К. Kaersutite pyroxenite inclusion in trachybasalt from Takenotsuji, Iki Island.— J. Jap. Assoc. Min., Petr., Econ. Geol., 57, N 3, 1957.
- Оки К., Күширо И. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel.— Contr. Min., Petrol., 18, N 4, 1968.
- Скинс Ф. В. Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa.— J. Petrol., 10, N 2, 1969.
- Янано Ш., Грин Д. H. Experimental studies on eclogites: the roles of magnetite and aegirine in eclogitic assemblages.— Chemical Geology, 3, 1968.
- Янано Ш., Күширо И., Матсуи Я. Notes on rock-forming minerals (26). Enstatite from a garnet-peridotite inclusion in kimberlite.— J. Geol. Soc. Jap., 59, N 810, 1963.
- Янано Ш., Татсуми Т., Огура Я., Касура Т. Petrographic studies on rocks from the area around Lützow—Holmbukta.— Antarctic Geology, SCAR Proc., part 7, 405—414, Amsterdam, 1963.
- Ллойд Ф. R. Electron-probe study of diopside inclusions from kimberlite.— Amer. J. Sci., 267 (Schairer vol.), 1969.
- Бронн Ф. H., Кармихелл J. S. E. Quaternary volcanoes of the Lake Rudolf region. i. The basanite—tephrite series of the Korath range.— Lithos, 2, N 3, 1969.
- Хакраборт К. R. Coexisting pyroxenes.— Geol. Mag., 106, N 3, 1969.
- Валлвиз В. В., Грин Д. H. Clinoenstatite in volcanic rock from the Cape Vogel Area, Papua.— J. Petrol., 7, N 3, 1966.
- Лавидсон Л. R. Variation in ferrous iron-magnesium distribution coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading, Western Australia.— Contrib. Min. a. Petrol., 19, N 3, 1968.
- Бесбороу Г. А., Роуз Х. J. X-ray and chemical analysis of orthopyroxenes from the lower part of the Bushveld Complex, South Africa.— Geol. Surv. Prof. Paper, N 600-B, 1—5, 1968.
- Джар А. Д., Моттана А., Макрае Н. D. The chemistry and cell parameters of omphacites and related pyroxenes. Min. Mag., 37, N 285, 1969.
- Фрнст Т., Шорер Г. Die Pyroxene des «Maintrapps» einer Gruppe tholeiitischer Basalte des Vogelsberges.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsch., N 3, 1969.
- Бессене Е. J. Relatively pure jadeite from a siliceous Corsican gneiss.— Earth a. Planet Sci. Letters, 5, N 4, 1968.
- Реман А. Г., Фрайзер Ф. W. Pseudo polymorphic transition: the amphibolite→pyroxene reaction.— Nature (Engl.), 220, N 5162, 1968.
- Фрип Е. Über einen Enstatit aus dem Hochgebirge von Västerbotten.— Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 23, 172, 1932.
- Фровер J. E., Орвилл Ф. M. The partitioning of cations between coexisting single- and multi-site phases with application to the assemblages: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-olivine.— Geochim. et cosmochim. acta, 33, N 2, 1969.
- Якхариya Г. V. Some aspects of the chemical compositions of nonalkaline monoclinic pyroxenes from effusive rocks.— Papers and Proc. 5-th Gen. Meet. Intern. Min. Assoc., Cambridge, 1966. London, 1968.
- Бенсен Б. J., Эссее Е. J. Stability of pyropequartz in the system MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>.— Contrib. Mineral. Petrol., v. 30, 72—83, 1971.
- Фенри Н. F. Some data on the iron-rich hypersthene.— Min. Mag., 24, 222, 1935.
- Вьетанен А. Archean Geology of the Turku District in South-western Finland.— Bull. Geol. Soc. Amer., 58, 1947.
- Ийиката К. Unit-cell dimensions of the clinopyroxenes along the joint CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>—CaFe<sup>2+</sup>AlSiO<sub>6</sub>.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, 14, N 2, 1968.
- Фансон К. 1907. Studien über Enstatit und dessen Umwandlungsprodukte.— Akad. Handb. 17, N 4, 1907.
- Эйт Т. E. C., Колеман Р. G. Albite—pyroxene—glaucofane schist from Valley Ford, California.— Geol. Surv. Prof. Paper, N 600-C, 1968.
- Фрл Р., Каспар J. Beitrag zum chemismus des Pyroxene von Vlči hora.— Sb. Vysoké školy chem.-technol., Praz, G9, 1967.
- Фуно Х. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan.— Geol. Soc. Amer. Bull., 61, 1950.
- Фуно Х., Савадари М. On the augites from Wadaki, Izu, and from Yoneyawa, Atigo, Japan.— Jap. J. Geol. Geoph., 11, 1934.
- Финдслей Д. H., Муноз J. Phys. Earth Planet Inter. N 3, Cauberra Proc., 1970.

- Larimer J. W. Experimental studies on the system Fe—Mg—SiO<sub>2</sub>—O<sub>2</sub> and their bearing on the petrology of chondritic meteorites.—*Geochim. et cosmochim. acta*, **32**, 1187, 1968.
- Leake B. E. Optical properties and composition in the orthopyroxene series.—*Min. Mag.*, **36**, N 281, 1968.
- Lefèvre C. Remarques sur la valeur du paramètre «b» de la maille des clinopyroxènes.—*Bull. Soc. franc. minéral. et cristallogr.* **92**, N 1, 1969.
- Livingstone A. A. garnet peridotite and garnet amphibole pyroxenite from South Harris, Outer Hebrides, and their bearing on the South Harris eclogite facies status.—*Min. Mag.*, **36**, N 279, 1967.
- Lovering J. F., White A. J. R. Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. *Contribs.—Min. a. Petrol.*, **21**, N 1, 1969.
- Martin R. F., Donnay G. Is water ubiquitous in the Upper Mantle?—*Abstr. Am. geophys union*, 1971.
- Matthes S., Richter P., Schmidt K. Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. II. Der Klinopyroxen der Eklogite und Eklogitamphibolite des Münchberger Gneisgebietes.—*Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.* **112**, N 1, 1969.
- Magnusson N. H. The Herräng field and its iron ores. *Arsbook Sveriges Geol.—Undersökning, bol.* **34**, N 1, p. 1, 1940.
- McKee D. Order-disorder in sapphirine.—*Min. Mag.*, **33**, N 263, 635, 1963.
- Mason B. Pyroxenes in meteorites.—*Lithos*, **1**, N 1, 1968.
- Medaris L. G. Partitioning of Fe<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> between coexisting synthetic olivine and orthopyroxene.—*Amer. J. Sci.*, **267**, N 8, 1969.
- McIver J. R. Orthopyroxene-bearing granitic rocks from Southern Natal.—*Trans. Geol. Soc. S. Africa*, **69**, 1966.
- Minčeva-Stefanova J., Padera K. Zur Abhängigkeit zwischen der Grösse der Gitterkonstanten und dem Chemismus der Pyroxene der Diopsid-, Hedenbergit- und Johannsenit-Reihe.—*Acta Univ. carolinae. Geol.*, **N 3**, 1968.
- Moore J. M., Kranck S. H., Chao G. Y. Optical and X-ray data for iron-rich orthopyroxenes from northern Quebec.—*Canad. Min.* **10**, N 1, 1969.
- Mottiana A., Church W. R., Edgar A. D. Chemistry, mineralogy and petrology of an eclogite from the type locality (Sausalpe, Austria).—*Contribs. Min. a. Petrol.*, **N 4**, 1968.
- Mottiana A. Distribution of elements among co-existing phases in amphibole-bearing eclogites.—*Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, **112**, N 2, 1970.
- Nakamura Y., Kushiro Y. Compositional relations of Coexisting Orthopyroxene, pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone Volcano.—*Contr. Min. a. Petrol.*, **26**, 1970.
- Narasimharao K. L. Coexisting pyroxenes from pyroxene granulites. *Current Sci.*, **37**, N 22, 1968.
- Nicholls J., Carmichael J. S. E. Peralkaline acid liquids—a petrological study. *Contr. Min. a. Petrol.*, **20**, 3, 1969.
- Nolan J. Physical properties of synthetic and natural pyroxenes in the system diopside—hedenbergite—acmite.—*Min. Mag.*, **37**, N 286, 1969.
- Onuma K., Hijikata K., Yagi K. Unit-cell dimensions of synthetic titan-bearing clinopyroxenes.—*J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4*, **14**, N 2, 1968.
- Pavelescu L. Contribution to the study of chromiferous diopsides and other minerals of the peridotitic rocks from Coasta lui Rusu (Southern Carpathians).—*Rev. Roumaine geol., géophys. et géogr. sèra géol.* **12**, N 1, 1968.
- Poldervaart A. The petrology of the Elephant's Head dike and the New Amalfi Sheet (Matatiele).—*Trans. Roy. Soc. S. Africa*, **30**, 86, 1944.
- Poldervaart A. The relationship of orthopyroxene to pigeonite.—*Min. Mag.*, **28**, 166, 1947.
- Ringwood A. E., Essene E. Petrogenesis of lunar basalts and the internal constitution and origin of the moon.—*Science*, **167**, N 3918, 1970.
- Rodgers K. A., Brothers R. N. Olivine, pyroxene, feldspar and spinel in ultramafic nodules from Auckland, New Zealand.—*Min. Mag.*, **37**, N 287, 1969.
- Rosenzweig A., Watson E. H. Some hornblendes from south-eastern Pennsylvania and Delaware.—*Amer. Mineralogist*, **39**, N 7-8, 1954.
- Savelli C. The problem of rock assimilation by Somma—Vesuvius magma. I. Composition of Somma and Vesuvius lavas.—*Contr. Min. a. Petrol.*, **16**, N 4, 1967.
- Saxena S. K. Silicate, solid solutions and geothermometry. 4. Statistical study of chemical data on garnets and clinopyroxene. *Contr. Min. a. Petrol.*, **23**, N 2, 1969.
- Schröpfer L. Über den Einbau von Titan in Diopsid.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.* **N 12**, 1968.
- Sclar C. B. High pressure studies in the system MgO—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O.—*Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 3. Cauberra Proc., 1970.
- Smith J. V., Stephenson D. A., Howie R. A., Hey M. H. Relations between cell dimensions, chemical composition and site preference of orthopyroxene.—*Min. Mag.*, **37**, N 285, 1969.
- Sorensen H. The corder relations of the dunite at siorarssuit.—*Medd. om Gronland*, **N 4**, p. 27, 1954.

- Sutherland D. S.* Sodic amphiboles and pyroxenes from fenites in East Africa.—*Contribs. Mineral. a Petrol.*, 24, N 2, 1969.
- Turney J.* Epitaxial relations between coexisting pyroxenes. *Mineral. Mag.*, 37, N 285, 1969.
- Tazaki K.* Clinopyroxene of the ultrabasic rocks in the northern Kanto mountains, Central Japan. *J. Japan Assoc. Min., Petrol. Econ. Geol.*, 57, N 4, 1967.
- Tyler R. C., King B. C.* The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of eastern Uganda. *Min. Mag.*, 36, N 277, 1967.
- Van Schmuz W. R., Koffman D. N.* Equilibration temperatures of iron and magnesium in chondritic meteorites. *Science*, 155, 1967.
- Varet T.* Les pyroxenes des phonolites du Cantal (Auvergne, France). *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, N 4, 1969.
- Velde B.* Etude mineralogique d'une eclogite de Fay-de-Bretagne (Loire — Atlantique). *Bull. Soc. Franc. Mineral. Cristal.*, 89, N 3, 1966.
- Virgo D., Hajner S.* Re-evaluation of the cation distribution in orthopyroxenes by the Mössbauer effect.—*Earth a. Planet Sci. Letters*, 4, N 4, 1968.
- Watson K. D., Morton D. M.* Eclogite inclusions in kimberlite pipes at Garnet Ridge, northeastern Arizona.—*Amer. Mineralogist*, 54, N 1-2, 1969.
- Wilkind J. J.* Clinopyroxenes from acidic, intermediate and basic rocks, Little Belt Mountains, Montana.—*Amer. Mineralogist*, 54, N 7-8, 1969.
- Washington H. S., Merwin H. E.* Note on enstatite, hypersthene and actinolite.—*Amer. Mineralogist*, 8, N 4, 1923.
- Wilson A. F.* The petrological feature and structural setting of Australian granulites and charnockites. *Papers 22-sess. Intern. Geol. Congr.*, New Dehli, 1964.
- Wood J. A., Marvin U. B., Powell B. N., Dickey J. S., Jr.* Mineralogy and petrology of the Apollo 11 lunar sample. *Spec. Rept. Smithsonian Astrophys. Observ.*, N 307, XVI, 1970.
- Yoshimura T.* Studies on the minerals from the manganese deposit of the Kaso Mine, Japan.—*Journal Fac. Sci. Hokkaido. Imp. Univ.*, ser. IV, 4, N 3-4, 1939.

1. Все пояснения к анализам даны в определенном порядке: 1) минерал; 2) порода (с указанием, имеется ли ее химический анализ); 3) ассоциация минералов (если имеется; с указанием, имеются ли химические анализы сосуществующих минералов; для сосуществующих пироксенов в Приложении 1 указаны номера соответствующих им химических анализов в Приложении 2); 4) месторождение; 5) аналитик; 6) источник (с указанием номера анализа в первоисточнике).

2. В пояснениях к Приложениям первым указывается первичный источник анализа, а затем работа, по которой цитируется данный анализ.

3. В пояснениях к анализам приняты сокращения минералов, указанные в списке сокращений; DHZ — ссылка на работу Deer, Howie, Zussman, 1963 (в русском переводе Дир и др., 1965) с указанием номера таблицы и анализа (например, DHZ, 5-23: анализ 23 в табл. 5).

**ПРИЛОЖЕНИЕ 1**

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ  
И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА  
РОМБИЧЕСКИХ ПИРОКСЕНОВ**

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (БЕС. %) И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РОМБИЧЕСКИХ ПИРОКСЕНОВ

| Анализ   | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg | 2V°  | d,<br>г/см <sup>3</sup> |
|--|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-----|------|-------------------------|
| <b>А. Эффузивные породы</b>                                |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |     |      |                         |
| Щелочные оливин-базальтовые формации океанов и континентов |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |     |      |                         |
| 1  | 53,85            | 3,64                           | 0,48             | 0,45                           | —                              | 11,23 | 0,14 | 27,14 | 2,91 | 0,20              | 0,04             | —                 | Нет               | —      | 100,09 | 1,685 | 1,680 | 1,674 | 0,011 | —   | —    | —                       |
| 2  | 53,18            | 3,97                           | 0,59             | 0,12                           | —                              | 10,70 | 0,24 | 24,80 | 6,65 | 0,18              | 0,01             | —                 | »                 | —      | 100,44 | 1,684 | —     | 1,674 | 0,010 | —   | 84   | —                       |
|  |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        | 1,694 | —     | 1,683 |       |     | 76   |                         |
| 3  | 53,64            | 5,42                           | 0,15             | 1,74                           | 0,47                           | 4,08  | 0,04 | 32,94 | 0,37 | 0,05              | 0,41             | 0,24              | —                 | 0,70   | 100,23 | 1,675 | —     | 1,665 | 0,010 | —   | —    | 3,17                    |
| 4  | 51,07            | 1,14                           | 0,52             | 0,62                           | —                              | 26,65 | 1,36 | 16,82 | 1,63 | 0,15              | 0,04             | —                 | —                 | —      | 100,00 | 1,728 | —     | —     | —     | —   | 13   | —                       |
| Андезитовая и трахиандезитовая формации                    |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |     |      |                         |
| Андезиты   |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |     |      |                         |
| 5  | 52,07            | 1,70                           | 0,47             | —                              | —                              | 22,65 | 0,48 | 21,13 | 1,55 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,05 | 1,715 | 1,712 | 1,702 | 0,013 | —   | 59,5 | —                       |
| 6  | 51,58            | 1,70                           | 0,45             | 3,15                           | —                              | 18,11 | 0,39 | 22,01 | 1,82 | —                 | —                | 0,40              | —                 | —      | 99,61  | 1,712 | 1,707 | 1,702 | 0,010 | —   | 76   | 3,481                   |
| 7  | 53,17            | 0,45                           | 0,22             | 1,32                           | —                              | 17,18 | 0,48 | 23,81 | 2,67 | 0,47              | —                | —                 | 0,21              | —      | 99,98  | 1,703 | 1,699 | 1,691 | 0,012 | —   | 63   | —                       |
| 8  | 52,83            | 2,42                           | 0,29             | 1,53                           | —                              | 18,05 | 0,36 | 23,05 | 1,45 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 99,98  | 1,708 | 1,703 | 1,696 | 0,012 | —   | 62   | —                       |
| 9  | 55,84            | 1,60                           | 0,19             | —                              | —                              | 9,92  | 0,15 | 30,96 | 1,36 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,02 | 1,687 | 1,682 | 1,676 | 0,011 | —   | 80   | —                       |
| 10   | 53,18            | 3,08                           | 0,21             | 0,25                           | —                              | 18,05 | 0,41 | 23,26 | 2,09 | —                 | —                | —                 | 0,20              | —      | 100,73 | 1,706 | —     | —     | —     | —   | —    | —                       |
| 11   | 54,11            | 1,52                           | 0,19             | —                              | —                              | 15,73 | 0,34 | 27,03 | 1,16 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,08 | 1,698 | 1,694 | 1,685 | 0,013 | —   | 83   | —                       |
| 12   | 53,51            | 0,40                           | 0,06             | 1,50                           | —                              | 19,57 | 1,05 | 23,12 | 0,86 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,07 | 1,708 | 1,704 | 1,695 | 0,013 | —   | 60   | —                       |
| 13   | 55,73            | 0,93                           | —                | 0,65                           | —                              | 9,30  | 0,15 | 31,22 | 1,80 | 0,21              | —                | —                 | 0,32              | —      | 100,31 | 1,681 | 1,677 | 1,672 | 0,009 | —   | 84   | —                       |
| 14   | 51,44            | 0,60                           | 0,73             | 2,28                           | —                              | 20,77 | 0,88 | 19,93 | 3,80 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,43 | —     | —     | —     | —     | —   | —    | 3,495                   |
| 15   | 51,70            | 1,72                           | —                | 0,30                           | —                              | 18,00 | 0,36 | 25,09 | 2,87 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,04 | —     | —     | —     | —     | —   | —    | —                       |
| Дацинты  |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |     |      |                         |
| 16   | 53,24            | 1,38                           | 0,23             | 1,05                           | —                              | 18,70 | 0,85 | 23,34 | 1,23 | —                 | 0,10             | —                 | —                 | —      | 100,12 | 1,705 | 1,701 | 1,691 | 0,014 | —   | —    | —                       |
| 17   | 53,24            | 1,86                           | 0,38             | 1,23                           | —                              | 19,21 | 0,87 | 22,18 | 0,61 | 0,35              | 0,07             | —                 | —                 | —      | 100,00 | 1,706 | 1,701 | 1,692 | 0,014 | —   | 60,5 | —                       |
| 18   | 52,22            | 0,43                           | 0,08             | 0,70                           | —                              | 25,91 | 0,83 | 18,54 | 1,28 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 99,99  | 1,721 | —     | —     | —     | —   | 54,5 | —                       |
| 19   | 53,32            | 0,88                           | 0,05             | 0,71                           | —                              | 19,91 | 1,22 | 23,26 | 0,74 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,09 | 1,708 | 1,705 | 1,696 | 0,012 | —   | 63,5 | —                       |
| 20   | 50,26            | 3,13                           | 0,16             | 0,65                           | —                              | 26,54 | 0,76 | 16,36 | 1,76 | 0,24              | 0,13             | —                 | —                 | —      | 99,99  | 1,726 | —     | —     | —     | —   | 52   | —                       |
| 21   | 51,33            | 0,45                           | 0,87             | 0,83                           | —                              | 19,40 | 0,09 | 25,04 | 1,03 | 0,43              | 0,18             | 0,51              | 0,04              | —      | 100,20 | 1,713 | 1,706 | 1,698 | 0,015 | —   | 65   | —                       |
| 22   | 50,60            | 1,28                           | 1,36             | —                              | —                              | 29,15 | —    | 14,00 | 3,80 | —                 | —                | —                 | 0,32              | —      | 100,51 | 1,727 | —     | —     | —     | —   | 53   | 3,500                   |

Гипербазитовая формация

Перidotиты

|    |       |      |      |      |      |      |      |       |      |      |      |      |      |       |        |       |       |       |       |   |               |       |
|----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|---|---------------|-------|
| 23 | 55,76 | 1,66 | Сл.  | 1,34 | 0,33 | 7,17 | 0,21 | 32,42 | 0,74 | 0,03 | 0,04 | 0,43 | 0,08 | 0,10  | 100,31 | 1,679 | 1,673 | 1,668 | 0,011 | — | —89,50        | —     |
| 24 | 56,33 | 1,28 | 0,02 | 0,00 | 0,58 | 7,75 | 0,12 | 32,74 | 1,03 | 0,02 | 0,00 | 0,19 | —    | 0,005 | 100,10 | —     | —     | —     | —     | — | —             | 3,302 |
| 25 | 54,82 | 1,00 | 0,03 | 0,00 | 0,80 | 5,28 | 0,09 | 35,62 | 0,60 | —    | —    | —    | —    | 0,005 | 98,29  | —     | —     | —     | —     | — | —             | —     |
| 26 | 51,56 | 1,60 | 0,16 | 0,00 | 0,63 | 6,72 | 0,12 | 37,88 | 0,93 | —    | —    | —    | —    | 0,15  | 99,75  | —     | —     | —     | —     | — | —             | —     |
| 27 | 56,64 | 0,00 | 0,08 | 1,52 | —    | 7,02 | 0,06 | 34,18 | 0,14 | —    | —    | 0,50 | —    | —     | 100,14 | 1,674 | 1,667 | 1,662 | 0,012 | — | —80           | 3,23  |
| 28 | 56,56 | 0,43 | 0,03 | 0,32 | —    | 5,33 | 0,08 | 36,80 | 0,16 | —    | —    | 0,31 | 0,04 | —     | 100,06 | 1,668 | —     | —     | —     | — | —             | —     |
| 29 | 52,30 | 4,09 | Сл.  | 0,18 | 0,32 | 6,27 | 0,11 | 35,59 | 1,30 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | —    | —     | 100,16 | —     | —     | —     | —     | — | —83           | —     |
| 30 | 56,73 | 2,34 | 0,04 | 0,65 | 0,38 | 5,15 | 0,16 | 33,89 | 0,90 | 0,11 | 0,10 | 0,05 | 0,00 | —     | 100,50 | —     | —     | —     | —     | — | —82,5         | —     |
| 31 | 53,86 | 1,19 | 0,00 | 0,75 | 0,30 | 5,96 | 0,15 | 35,82 | 1,32 | 0,00 | 0,00 | 0,57 | 0,02 | —     | 99,94  | —     | —     | —     | —     | — | —83,5         | —     |
| 32 | 53,98 | 1,43 | 0,00 | 0,59 | 0,27 | 6,47 | 0,12 | 35,67 | 0,94 | 0,00 | 0,00 | 0,82 | 0,01 | —     | 100,30 | —     | —     | —     | —     | — | —(80—<br>—84) | —     |
| 33 | 55,73 | 2,49 | 0,28 | 0,62 | 0,83 | 4,77 | 0,10 | 34,30 | 0,76 | 0,08 | 0,01 | —    | —    | —     | 99,97  | —     | —     | —     | —     | — | —             | —     |
| 34 | 55,75 | 2,35 | 0,31 | 0,61 | 0,70 | 5,22 | 0,11 | 33,11 | 1,36 | 0,08 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | —     | 99,70  | —     | —     | —     | —     | — | —             | —     |

Пироксениты

|    |       |      |      |      |      |      |      |       |      |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |   |         |       |
|----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|---|---------|-------|
| 35 | 55,76 | 1,66 | Сл.  | 1,34 | 0,33 | 7,17 | 0,21 | 32,42 | 0,74 | 0,03 | 0,04 | 0,08 | 0,43 | —    | 100,31 | 1,679 | 1,673 | 1,668 | 0,011 | — | —89,5   | —     |
| 36 | 57,73 | 0,95 | 0,04 | 0,42 | 0,46 | 3,57 | 0,08 | 36,13 | 0,23 | —    | —    | 0,52 | 0,01 | 0,35 | 100,52 | 1,670 | —     | —     | —     | — | —107,75 | 3,249 |
| 37 | 56,59 | 1,42 | 0,05 | 0,71 | 0,42 | 7,14 | 0,18 | 33,22 | 0,57 | —    | —    | 0,28 | 0,04 | 0,07 | 100,69 | 1,670 | —     | —     | —     | — | —       | 3,303 |

Габбро-пироксенит-дунитовая формация

Перidotиты

|    |       |      |      |      |      |       |      |       |      |      |      |      |      |      |        |       |   |   |   |   |   |    |
|----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|--------|-------|---|---|---|---|---|----|
| 38 | 54,00 | 3,00 | 0,45 | 1,89 | 0,38 | 10,15 | 0,15 | 28,70 | 1,60 | 0,15 | 0,10 | 0,10 | 0,15 | —    | 100,82 | —     | — | — | — | — | — | —  |
| 39 | 55,02 | 2,69 | 0,12 | 1,81 | 0,34 | 7,18  | 0,19 | 32,13 | 0,48 | 0,02 | 0,01 | 0,21 | 0,02 | —    | 100,22 | 1,683 | — | — | — | — | — | 87 |
| 40 | 56,25 | 2,45 | 0,22 | 1,07 | —    | 7,15  | 0,16 | 32,38 | 0,83 | 0,14 | 0,04 | —    | —    | —    | 100,69 | —     | — | — | — | — | — | —  |
| 41 | 55,11 | 2,87 | 0,10 | 1,03 | 0,29 | 6,52  | 0,16 | 32,98 | 0,82 | 0,04 | 0,01 | 0,36 | 0,03 | —    | 100,32 | —     | — | — | — | — | — | —  |
| 42 | 55,70 | 1,87 | 0,10 | 1,13 | 0,44 | 6,47  | 0,15 | 32,72 | 0,95 | 0,05 | 0,01 | 0,26 | 0,07 | —    | 100,92 | 1,680 | — | — | — | — | — | 83 |
| 43 | 57,10 | 0,70 | 0,17 | 0,60 | 0,27 | 5,21  | 0,17 | 34,52 | 0,62 | 0,07 | 0,03 | 0,64 | 0,06 | 0,04 | 100,20 | 1,674 | — | — | — | — | — | 74 |
| 44 | 55,27 | 2,05 | 0,44 | 1,21 | 0,53 | 6,00  | 0,14 | 32,69 | 1,88 | Сл.  | Сл.  | —    | —    | —    | 100,21 | —     | — | — | — | — | — | —  |
| 45 | 55,67 | 3,27 | 0,23 | 0,00 | 0,35 | 5,65  | 0,17 | 33,25 | 1,47 | —    | —    | —    | —    | —    | 100,06 | —     | — | — | — | — | — | —  |
| 46 | 54,30 | 5,46 | 0,16 | 0,48 | 0,39 | 6,07  | 0,14 | 31,54 | 2,14 | 0,01 | Сл.  | —    | —    | —    | 100,69 | —     | — | — | — | — | — | —  |
| 47 | 53,17 | 6,30 | 0,19 | 0,74 | 0,67 | 5,80  | 0,11 | 31,21 | 2,11 | 0,06 | 0,02 | —    | —    | —    | 100,38 | —     | — | — | — | — | — | —  |
| 48 | 53,26 | 6,59 | 0,17 | 0,97 | 0,39 | 5,54  | 0,12 | 31,29 | 2,14 | 0,07 | 0,02 | —    | —    | —    | 100,56 | —     | — | — | — | — | — | —  |

Жильные породы

|    |       |      |      |      |      |      |      |       |      |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |     |    |   |
|----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-----|----|---|
| 49 | 56,41 | 1,29 | 0,03 | 0,26 | 0,52 | 7,22 | 0,19 | 33,01 | 1,07 | 0,12 | 0,06 | 0,22 | 0,09 | 0,07 | 100,56 | 1,674 | 1,668 | —     | —     | —   | 82 | — |
| 50 | 55,43 | 0,82 | 0,08 | 2,06 | —    | 5,02 | 0,21 | 33,64 | 1,90 | 0,05 | 0,04 | 0,80 | —    | —    | 100,54 | 1,675 | —     | 1,664 | 0,011 | —   | —  | — |
| 51 | 54,02 | 3,95 | 0,13 | 0,52 | 0,13 | 9,03 | 0,29 | 29,60 | 2,06 | 0    | 0    | 0,58 | 0,49 | 0,05 | 100,85 | 1,681 | 1,679 | 1,668 | 0,013 | 3—4 | 88 | — |



| Анализ   | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np  | cNg | 2V°    | d, э/см <sup>3</sup> |
|--|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-----|--------|----------------------|
| Формация дифференцированных габбро-норитовых интрузий древних платформ |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |     |        |                      |
| Пироксениты  |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |     |        |                      |
| 52   | 55,40            | 1,60                           | 0,10             | —                              | 0,65                           | 9,35  | 0,15 | 32,45 | 0,45 | Сл.               | Сл.              | 0,15              | —                 | 0,30   | 100,60 | 1,682 | —     | —     | —      | —   | —86    | —                    |
| 53   | 54,70            | 1,80                           | 0,11             | 0,50                           | 0,47                           | 9,19  | 0,21 | 30,20 | 2,22 | 0,04              | 0,03             | 0,51              | —                 | 0,02   | 100,00 | 1,683 | —     | —     | —      | —   | —83,5  | —                    |
| 54   | 53,61            | 1,67                           | 0,09             | 1,48                           | 0,38                           | 6,70  | 0,16 | 33,15 | 2,32 | 0,04              | 0,06             | 0,54              | 0,08              | —      | 100,28 | 1,677 | —     | —     | —      | —   | 87     | —                    |
| 55   | 55,95            | 1,53                           | 0,10             | 0,50                           | 0,57                           | 8,63  | 0,18 | 31,35 | 1,35 | 0                 | 0                | 0,07              | 0,01              | 0,08   | 100,32 | 1,682 | —     | —     | —      | —   | 87,75  | —                    |
| Габбро-нориты  |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |     |        |                      |
| 56   | 55,60            | 2,96                           | —                | 1,19                           | 0,62                           | 6,97  | 0,20 | 29,45 | 2,37 | 0,69              | 0,21             | 0,26              | 0,02              | —      | 100,56 | 1,680 | 1,676 | 1,670 | 0,0095 | —   | —88,25 | —                    |
| 57   | 54,26            | 1,53                           | Сл.              | 1,56                           | —                              | 11,71 | 0,43 | 29,68 | 0,18 | 0                 | 0                | 0,42              | 0,09              | —      | 99,86  | 1,691 | 1,686 | 1,679 | 0,012  | —   | —77    | 3,40                 |
| 58   | 53,20            | 2,24                           | 0,26             | 0,83                           | 0,10                           | 15,15 | 0,32 | 24,58 | 2,61 | 0,06              | 0,01             | 0,48              | 0,10              | —      | 99,94  | 1,699 | —     | —     | —      | —   | —66    | —                    |
| 59   | 53,66            | 2,15                           | 0,12             | 0,85                           | 0,53                           | 12,34 | 0,23 | 27,47 | 2,19 | 0,07              | 0,03             | 0,34              | —                 | 0,02   | 109,00 | 1,692 | —     | —     | —      | —   | —73,25 | —                    |
| 60   | 53,67            | 1,65                           | 0,29             | 1,14                           | 0,06                           | 15,30 | 0,33 | 25,37 | 1,81 | —                 | —                | —                 | 0,09              | 0,05   | 99,76  | 1,698 | —     | —     | —      | —   | 68,25  | —                    |
| 61   | 52,20            | 1,50                           | 0,22             | 0,84                           | 0,07                           | 11,86 | 0,28 | 28,14 | 1,93 | —                 | —                | 0,30              | 0,06              | 0,07   | 100,47 | 1,689 | —     | —     | —      | —   | 77     | —                    |
| 62   | 55,36            | 1,72                           | 0,17             | 0,54                           | 0,47                           | 9,91  | 0,22 | 29,79 | 1,63 | —                 | —                | 0,18              | 0,19              | 0,07   | 100,16 | 1,686 | —     | —     | —      | —   | 84     | —                    |
| Анортозитовая формация   |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |     |        |                      |
| 63   | 51,21            | 2,14                           | 0,28             | 1,02                           | —                              | 25,89 | 0,51 | 17,15 | 1,59 | 0,10              | 0,06             | 0,16              | 0,08              | —      | 100,19 | —     | —     | —     | —      | —   | —      | 3,543                |
| 64   | 50,33            | 3,36                           | 0,07             | 1,03                           | —                              | 19,40 | 0,71 | 21,40 | 2,77 | —                 | —                | 1,14              | —                 | —      | 100,21 | —     | —     | —     | —      | —   | —      | —                    |
| 65   | 50,06            | 5,57                           | 0,69             | 0,88                           | —                              | 19,30 | 0,32 | 21,42 | 1,68 | —                 | —                | 0,45              | 0,05              | —      | 100,42 | 1,711 | —     | —     | —      | —   | —      | —                    |
| Трапозная формация   |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |     |        |                      |
| Долериты   |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |     |        |                      |
| 66   | 53,06            | 1,46                           | 0,88             | 1,26                           | 0,07                           | 14,29 | 0,48 | 25,50 | 2,50 | 0,44              | 0,19             | 0,00              | —                 | —      | 100,43 | —     | —     | —     | —      | —   | —      | —                    |
| 67   | 52,86            | 4,08                           | 0,26             | 1,26                           | —                              | 11,23 | 0,23 | 26,82 | 2,38 | Сл.               | Сл.              | 0,53              | 0,07              | —      | 99,72  | 1,692 | 1,687 | 1,680 | 0,012  | —   | —77    | 3,42                 |
| 68   | 52,10            | 0,50                           | 0,60             | 0,80                           | —                              | 15,90 | 0,30 | 26,70 | 2,80 | 0,20              | 0,10             | —                 | —                 | —      | 100,00 | 1,690 | 1,684 | 1,679 | 0,020  | 0-2 | —80    | —                    |
| Феррогаббро  |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |     |        |                      |
| 69   | 49,43            | 0,38                           | 0,17             | 0,04                           | —                              | 34,91 | 1,19 | 12,96 | 0,71 | 0,02              | —                | —                 | —                 | —      | 99,81  | —     | —     | 1,739 | —      | —   | —54,25 | —                    |
| Покритовые долериты  |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |     |        |                      |
| 70   | 53,80            | 0,40                           | 0,40             | 0,90                           | —                              | 10,80 | 0,40 | 30,10 | 2,90 | 0,20              | 0,10             | —                 | —                 | —      | 100,00 | 1,683 | 1,680 | 1,675 | 0,013  | 0-2 | —84    | —                    |
| 71   | 53,60            | 2,30                           | 0,50             | 1,30                           | 0,30                           | 10,80 | 0,30 | 28,70 | 2,00 | 0,20              | 0,03             | —                 | —                 | —      | 100,03 | 1,689 | —     | —     | —      | —   | —75    | —                    |

Интрузивные породы, формационная принадлежность которых не установлена

|    |       |      |      |      |      |       |      |       |      |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |   |      |
|----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|---|------|
| 72 | 51,70 | 1,72 | —    | 0,30 | —    | 18,00 | 0,36 | 25,09 | 2,87 | —    | —    | —    | —    | —    | 100,04 | —     | —     | —     | —     | — | —    |
| 73 | 51,44 | 0,60 | 0,73 | 2,28 | —    | 20,77 | 0,88 | 19,93 | 3,80 | —    | —    | —    | —    | —    | 100,43 | —     | —     | —     | —     | — | —    |
| 74 | 57,34 | 0,66 | 0,13 | 1,02 | 0,13 | 6,74  | 0,17 | 33,14 | 0,35 | —    | —    | —    | —    | 0,32 | 100,00 | 1,682 | 1,676 | 1,671 | 0,011 | — | 88   |
| 75 | 52,87 | 2,14 | 1,12 | 1,10 | 0,11 | 12,59 | 0,26 | 26,70 | 2,72 | 0,16 | 0,04 | —    | 0,03 | —    | 99,84  | 1,696 | 1,692 | 1,685 | 0,011 | — | 65   |
| 76 | 51,96 | 0,01 | 0,37 | 3,91 | —    | 19,48 | 0,39 | 17,10 | 5,96 | 0,00 | 0,18 | 0,28 | 0,08 | 0,51 | 100,23 | 1,703 | —     | —     | —     | — | 71   |
| 77 | 45,98 | 2,95 | 0,55 | 6,27 | —    | 28,95 | 0,30 | 12,80 | 0,67 | 0,03 | 0,24 | 1,01 | 0,13 | 0,17 | 100,05 | 1,735 | —     | —     | —     | — | 67   |
| 78 | 49,85 | 2,82 | 0,44 | 1,90 | —    | 27,41 | 0,63 | 15,75 | 0,83 | 0,13 | 0,19 | 0,39 | 0,08 | 0,01 | 100,43 | 1,731 | —     | —     | —     | — | 55   |
| 79 | 50,06 | 1,84 | 0,32 | 2,06 | —    | 29,39 | 0,19 | 13,63 | 1,43 | —    | —    | 0,69 | 0,17 | —    | 99,78  | 1,731 | 1,728 | 1,715 | 0,016 | — | 51   |
| 80 | 49,53 | 7,39 | —    | 4,65 | —    | 1,69  | —    | 32,82 | 3,07 | —    | —    | 0,62 | —    | —    | 99,77  | 1,670 | 1,660 | 1,656 | 0,014 | — | 52,5 |
| 81 | 54,53 | 1,93 | —    | 1,70 | 0,30 | 8,92  | 0,28 | 29,51 | 2,25 | —    | —    | 1,14 | —    | —    | 100,56 | —     | —     | —     | —     | — | —    |

В. Метаморфические породы и включения в базальтах

Ультр-ассениые метаморфические породы

|     |        |       |      |      |      |       |      |        |       |      |      |      |      |      |                               |                 |       |                 |       |       |       |       |
|-----|--------|-------|------|------|------|-------|------|--------|-------|------|------|------|------|------|-------------------------------|-----------------|-------|-----------------|-------|-------|-------|-------|
| 82  | 58,53  | 0,86  | —    | 0,57 | —    | 0,21  | 0,04 | 37,67  | 0,50  | 0,11 | —    | 1,90 | 0,02 | 0,04 | 99,52                         | 1,664±<br>0,002 | —     | 1,652±<br>0,002 | 0,013 | —     | —     | —     |
| 83  | 57,68  | 1,11  | —    | —    | —    | 1,04  | 0,01 | 37,40  | 0,58  | 0,13 | —    | 1,23 | 0,16 | 0,05 | 99,39                         | —               | —     | —               | —     | —     | —     |       |
| 84  | 55,99  | 1,05  | 0,40 | 0,21 | —    | 7,74  | 0,08 | 34,50  | 0,20  | 0,06 | 0,02 | —    | —    | —    | 100,25                        | —               | —     | —               | —     | —     | —     |       |
| 85  | 56,96  | 0,74  | 0,06 | 0,00 | —    | 5,41  | 0,09 | 35,13  | 0,03  | 0,05 | 0,05 | 1,00 | 0,32 | —    | 99,82                         | —               | —     | —               | —     | —     | —     |       |
| 86  | 56,08  | 0,48  | 0,08 | 0,00 | —    | 6,39  | 0,09 | 35,55  | 0,03  | 0,05 | 0,07 | 0,73 | 0,52 | —    | 100,05                        | —               | —     | —               | —     | —     | —     |       |
| 87  | 53,63  | 4,53  | 0,19 | 1,54 | —    | 9,07  | 0,25 | 30,31  | 0,53  | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | —    | 100,14                        | 1,686           | —     | —               | —     | —     | 96    |       |
| 88  | 53,95  | 4,24  | 0,11 | 2,24 | 0,05 | 8,40  | 0,25 | 30,17  | 0,57  | 0,03 | 0,01 | —    | 0,00 | —    | 100,02                        | —               | 1,683 | —               | —     | —     | 96    |       |
| 89  | 53,37  | 1,86  | 0,51 | 1,61 | 0,00 | 12,96 | 0,43 | 27,33  | 1,85  | 0,08 | 0,01 | —    | 0,03 | —    | 100,04                        | 1,692           | —     | 1,680           | 0,012 | —     | 111   |       |
| 90  | 51,92  | 2,17  | 0,13 | 1,75 | —    | 11,49 | 0,29 | 30,61  | 1,45  | —    | —    | 0,70 | —    | —    | 103,51                        | 1,690           | 1,685 | 1,680           | 0,010 | —     | 104   |       |
| 91  | 53,08  | 4,45  | 0,21 | 1,59 | —    | 10,62 | 0,21 | 28,98  | 0,50  | 0,06 | 0,03 | —    | —    | —    | 99,73                         | 1,688           | 1,682 | 1,677           | 0,011 | —     | 103   |       |
| 92  | 52,94  | 4,45  | 0,09 | 1,27 | —    | 13,85 | 0,26 | 26,72  | 0,35  | Сл.  | —    | —    | 0,03 | —    | 99,96                         | 1,691           | —     | —               | —     | —     | 104   |       |
| 93  | 50,30  | 4,45  | 0,09 | 0,29 | —    | 14,51 | 0,21 | 29,03  | 0,42  | —    | —    | 0,76 | 0,09 | —    | 100,15                        | —               | —     | —               | —     | —     | 3,40  |       |
| 94  | 49,30  | 5,23  | 0,38 | 3,26 | —    | 15,25 | 0,36 | 24,42  | 2,04  | —    | —    | 0,17 | —    | —    | 100,41                        | —               | —     | —               | —     | —     | —     |       |
| 95  | 49,32  | 6,39  | 0,81 | 1,02 | —    | 16,40 | 0,26 | 23,52  | 2,02  | 0,00 | —    | 0,37 | 0,08 | —    | 100,22                        | —               | —     | —               | —     | —     | 3,469 |       |
| 96  | 53,7   | 4,5   | 0,1  | 0,3  | —    | 11,6  | 0,2  | 29,2   | 0,4   | —    | —    | —    | —    | —    | 100,00                        | 1,685           | 1,681 | 1,675           | 0,010 | —     | 96    |       |
| 97  | 53,27  | 1,20  | 0,18 | —    | —    | 15,03 | 0,31 | 0,83   | 28,47 | —    | —    | 0,85 | —    | —    | 100,14                        | 1,692           | 1,687 | 1,678           | 0,014 | —     | 107   |       |
| 98  | 55,456 | 2,026 | —    | —    | —    | 8,424 | —    | 34,483 | —     | —    | —    | —    | —    | —    | 100,383                       | —               | —     | —               | —     | —     | —     |       |
| 99  | 53,66  | 2,68  | 0,11 | 0,15 | —    | 13,29 | 0,30 | 28,20  | 0,63  | 0,09 | 0,15 | 0,33 | 0,32 | 0,23 | 100,14                        | 1,688±<br>0,002 | —     | 1,676±<br>0,002 | 0,014 | 10—11 | 104   | 3,330 |
|     |        |       |      |      |      |       |      |        |       |      |      |      |      |      | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |                 |       |                 |       |       |       |       |
| 100 | 51,55  | 2,50  | 0,10 | 1,82 | —    | 16,66 | 0,40 | 25,10  | 0,70  | 0,18 | 0,03 | 1,01 | 0,09 | 0,06 | 100,20                        | 1,702           | —     | 1,688           | 0,014 | —     | 120   | 3,430 |
| 101 | 52,68  | 3,93  | 0,29 | 1,23 | —    | 14,01 | 0,37 | 25,45  | 1,22  | —    | —    | 1,07 | 0,00 | 0,06 | 100,31                        | 1,699           | —     | 1,686           | 0,013 | 6     | 109   | —     |
| 102 | 51,45  | 5,98  | 0,16 | 1,52 | —    | 15,12 | 0,26 | 24,56  | 0,00  | —    | —    | 0,34 | 0,12 | —    | 99,51                         | 1,702           | —     | —               | —     | —     | —     | —     |
| 103 | 52,66  | 1,28  | Сл.  | 5,47 | —    | 9,36  | 0,89 | 26,58  | 3,30  | 0,84 | 0,18 | 0,32 | 0,1  | —    | 100,73                        | 1,694           | 1,690 | 1,684           | 0,010 | —     | 104   | —     |
| 104 | 51,69  | 4,55  | 0,15 | 0,55 | —    | 16,51 | 0,27 | 25,74  | 0,50  | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,05 | —    | 100,10                        | 1,690           | 1,685 | 1,677           | 0,013 | —     | 104   | 3,40  |

| Ан-лиз  | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие      | Сумма  | N <sub>g</sub> | N <sub>m</sub> | N <sub>p</sub> | N <sub>g</sub> -N <sub>p</sub> | c.N <sub>g</sub> | 2V°     | d,<br>г/см <sup>3</sup> |
|---|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------|--------|----------------|----------------|----------------|--------------------------------|------------------|---------|-------------------------|
| <b>Метаморфические породы и включения в базальтах</b> |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |             |        |                |                |                |                                |                  |         |                         |
| <b>Ультраосновные метаморфические породы</b>          |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |             |        |                |                |                |                                |                  |         |                         |
| 105   | 52,10            | 4,35                           | 0,10             | 1,38                           | —                              | 15,28 | 0,28 | 26,05 | 0,06 | 0,17              | 0,12             | 0,04              | 0,05              | —           | 100,57 | 1,690          | 1,684          | 1,676          | 0,014                          | —                | 107     | 3,39                    |
| 106   | 54,2             | 5,80                           | —                | 1,7                            | —                              | 9,10  | 0,20 | 29,10 | 0,10 | 0,02              | 0,05             | —                 | —                 | —           | 100,30 | —              | —              | —              | —                              | —                | 69      | —                       |
| 107   | 53,25            | 4,05                           | 0,19             | 1,58                           | 0,08                           | 11,05 | 0,09 | 28,78 | 0,88 | 0,03              | 0,01             | 0,02              | 0,04              | NiO<br>0,08 | 100,13 | —              | —              | —              | —                              | —                | —       | —                       |
| 108   | 47,11            | 9,48                           | 0,19             | 2,65                           | —                              | 21,15 | 0,30 | 19,05 | 0,10 | Сл.               | 0,00             | 0,05              | 0,17              | —           | 104,25 | 1,724          | —              | —              | —                              | —                | —       | —                       |
| 109   | 51,45            | 2,52                           | 0,08             | 0,63                           | —                              | 22,60 | 0,51 | 21,20 | 0,65 | 0,02              | 0,01             | 0,05              | 0,09              | —           | 99,81  | —              | —              | —              | —                              | —                | —       | —                       |
| 110   | 52,10            | 3,19                           | 0,10             | 2,39                           | 0,51                           | 13,46 | 0,11 | 27,70 | 0,00 | 0,02              | 0,05             | 0,26              | 0,08              | —           | 99,97  | 1,692          | —              | 1,682          | 0,010                          | 3—10             | 110     | —                       |
| 111   | 56,40            | 4,15                           | 0,07             | 1,26                           | —                              | 0,15  | 0,17 | 37,80 | Сл.  | Сл.               | Сл.              | Сл.               | Сл.               | —           | 100,00 | —              | —              | —              | —                              | —                | —       | —                       |
| <b>Двупроксеновые гнейсы (основные гранулиты)</b>     |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |      |                   |                  |                   |                   |             |        |                |                |                |                                |                  |         |                         |
| 112   | 48,94            | 0,45                           | 1,40             | 0,24                           | 0                              | 20,97 | 0,76 | 15,36 | 1,82 | —                 | —                | —                 | —                 | —           | 99,56  | 1,734          | 1,727          | 1,718          | 0,016                          | —                | 121     | 3,571<br>3,662          |
| 113   | 50,87            | 0,68                           | 0,49             | 2,00                           | 0,01                           | 20,89 | 0,29 | 22,13 | 0,89 | —                 | —                | —                 | —                 | —           | 100,28 | 1,724          | 1,720          | 1,710          | 0,014                          | —                | 120     | 3,49                    |
| 114   | 55,12            | 1,25                           | 0,32             | 1,25                           | 0,16                           | 11,96 | 0,20 | 29,10 | 0,40 | —                 | —                | —                 | —                 | —           | 99,77  | 1,691          | 1,688          | 1,677          | 0,014                          | —                | 92      | 3,323<br>3,340          |
| 115   | 52,98            | 1,86                           | 0,19             | 6,05                           | —                              | 14,26 | 0,37 | 23,37 | 0,78 | Сл.               | Сл.              | 0,41              | —                 | —           | 100,27 | —              | —              | —              | —                              | —                | —       | —                       |
| 116   | 48,94            | 1,66                           | —                | 5,28                           | —                              | 23,60 | 0,42 | 16,96 | 1,11 | —                 | —                | 0,35              | —                 | —           | 98,32  | 1,728          | 1,725          | 1,713          | 0,015                          | —                | 132     | —                       |
| 117   | 51,78            | 1,96                           | 0,08             | 1,55                           | —                              | 21,56 | 0,64 | 21,70 | 0,67 | 0,01              | Сл.              | —                 | 0,12              | —           | 100,07 | 1,710          | —              | —              | —                              | —                | 124     | 3,53                    |
| 118   | 49,68            | 4,41                           | 0,11             | 1,68                           | —                              | 21,21 | 0,48 | 18,32 | 0,76 | 0,02              | 0,01             | 0,07              | 0,05              | —           | 99,80  | 1,720          | —              | —              | —                              | —                | 127     | 3,55                    |
| 119   | 49,99            | 2,89                           | 0,13             | 1,69                           | —                              | 24,86 | 0,56 | 17,60 | 1,84 | —                 | —                | —                 | —                 | —           | 99,56  | 1,721          | 1,717          | —              | —                              | —                | 123     | —                       |
| 120   | 50,34            | 3,11                           | 0,13             | 2,97                           | —                              | 22,53 | 0,70 | 19,52 | 0,60 | 0,05              | 0,03             | —                 | 0,03              | —           | 100,04 | 1,717          | —              | 1,701          | 0,016                          | —                | 121     | —                       |
| 121   | 51,76            | 2,82                           | 0,17             | 1,46                           | —                              | 18,30 | 0,35 | 23,21 | 1,75 | 0,03              | 0,00             | —                 | 0,03              | —           | 99,88  | —              | —              | —              | —                              | —                | —       | —                       |
| 122   | 52,64            | 3,82                           | 0,16             | 0,16                           | —                              | 16,85 | 0,22 | 24,54 | 0,98 | —                 | —                | 0,29              | 0,05              | —           | 99,71  | 1,701          | —              | —              | —                              | —                | —       | —                       |
| 123   | 49,21            | 1,80                           | 0,22             | 0,77                           | —                              | 29,81 | 0,64 | 15,60 | 0,42 | 0,32              | 0,05             | 0,52              | 0,11              | —           | 99,47  | 1,730          | —              | 1,711          | 0,019                          | —                | 131     | 3,557                   |
| 124   | 50,00            | 0,35                           | 0,3              | 1,51                           | —                              | 28,37 | 0,83 | 16,35 | 1,09 | 0,19              | 0,17             | 0,96              | 0,07              | 0,21        | 100,40 | 1,728<br>1,729 | 1,725          | 1,717<br>1,720 | 0,011<br>0,009                 | 4                | 123—126 | 3,434                   |
| 125   | 48,91            | —                              | 0,03             | 5,93                           | —                              | 29,39 | —    | 13,37 | 1,91 | 0,46              |                  | 0,04              | —                 | —           | 100,04 | 1,734          | 1,730          | 1,715          | 0,019                          | —                | 128     | 3,60                    |
| 126   | 52,26            | 4,54                           | 0,06             | 5,29                           | —                              | 13,16 | 0,31 | 23,80 | 0,84 | —                 | —                | 0,00              | 0,45              | —           | 100,71 | 1,700          | —              | 1,690          | 0,010                          | 6                | 105     | —                       |
| 127   | 48,26            | 0,77                           | 0,70             | 3,63                           | —                              | 31,58 | 0,79 | 12,30 | 1,95 | —                 | —                | 0,00              | 0,21              | 0,06        | 100,28 | 1,738          | —              | 1,726          | 0,012                          | 2                | 123     | —                       |
| 128   | 52,04            | 2,70                           | 0,22             | 1,09                           | —                              | 19,08 | 0,27 | 24,66 | 0,70 | —                 | —                | —                 | —                 | —           | 100,56 | 1,710          | 1,707          | 1,696          | 0,014                          | —                | —       | —                       |
| 129   | 48,67            | 2,83                           | 1,14             | 4,48                           | —                              | 21,77 | 0,59 | 18,45 | 1,44 | 0,22              | 0,09             | 0,69              | 0,13              | —           | 100,50 | —              | —              | —              | —                              | —                | —       | —                       |
| 130   | 52,56            | 0,66                           | 0,10             | 0,74                           | —                              | 21,60 | 0,23 | 22,80 | 0,94 | —                 | —                | —                 | —                 | —           | 99,63  | 1,712          | 1,708          | 1,699          | 0,013                          | 4                | 122     | —                       |
| 131   | 52,44            | 3,86                           | 0,30             | 1,28                           | —                              | 23,66 | 0,50 | 13,35 | 3,09 | 0,50              | 0,12             | 1,05              | —                 | —           | 100,15 | 1,733          | —              | 1,717          | 0,016                          | —                | 127     | 3,49                    |
| 132   | 49,55            | 2,42                           | 0,30             | 1,92                           | —                              | 26,51 | 0,32 | 17,67 | 0,70 | 0,05              | 0,16             | 0,06              | 0,05              | —           | 99,71  | 1,722          | 1,718          | 1,705          | 0,017                          | —                | 126     | 3,50                    |
| 133   | 49,50            | 2,01                           | 0,11             | 1,31                           | —                              | 32,60 | 0,59 | 13,74 | 0,16 | 0,17              | 0,07             | 0,01              | 0,02              | —           | 100,29 | 1,735          | 1,732          | 1,720          | 0,015                          | —                | 124     | 3,63                    |
| 134   | 47,10            | 4,06                           | 1,05             | 4,50                           | —                              | 24,34 | —    | 14,48 | 4,03 | 0,50              | —                | —                 | —                 | —           | 100,06 | 1,720          | 1,716          | 1,705          | 0,015                          | —                | 119—125 | —                       |

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |      |      |      |      |     |   |        |       |       |       |       |   |     |       |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|------|------|-----|---|--------|-------|-------|-------|-------|---|-----|-------|
| 136 | 50,60 | 0,04 | 0,17 | 1,44 | —    | 26,02 | 0,95 | 19,49 | 0,87 | 0,07 | 0,06 | 0,28 | —   | — | 99,99  | 1,718 | 1,713 | 1,703 | 0,015 | — | 129 | 3,560 |
| 137 | 51,43 | 0,06 | 0,18 | 1,39 | —    | 23,60 | 0,73 | 20,69 | 1,02 | 0,46 | 0,06 | 0,32 | —   | — | 99,91  | 1,713 | 1,708 | 1,699 | 0,014 | — | 125 | 3,512 |
| 138 | 52,00 | 0,57 | 0,14 | 1,34 | —    | 22,46 | 0,57 | 21,62 | 0,75 | 0,46 | 0,07 | 0,28 | —   | — | 100,26 | 1,710 | 1,705 | 1,695 | 0,015 | — | 123 | 3,510 |
| 139 | 52,80 | —    | 0,09 | 1,67 | 0,02 | 18,65 | 0,43 | 24,95 | 1,05 | 0,44 | 0,01 | 0,14 | —   | — | —      | —     | —     | —     | —     | — | —   | —     |
| 140 | 52,60 | 0,12 | 0,15 | 0,95 | 0,06 | 17,14 | 0,41 | 25,55 | 2,17 | 0,88 | —    | 0,14 | —   | — | 100,26 | 1,700 | 1,695 | 1,685 | 0,015 | — | 116 | 3,463 |
| 141 | 50,12 | 1,30 | 0,72 | 0,98 | —    | 29,29 | 0,80 | 15,50 | 1,03 | 0,08 | 0,06 | —    | —   | — | 100,32 | 1,700 | 1,695 | 1,685 | 0,015 | — | 111 | 3,431 |
| 142 | 50,28 | 2,25 | 0,32 | 1,44 | —    | 26,75 | 0,73 | 15,67 | 1,98 | 0,17 | 0,07 | —    | —   | — | 99,98  | —     | —     | —     | —     | — | —   | —     |
| 143 | 50,23 | 2,09 | 0,76 | 0,89 | —    | 28,76 | 0,70 | 14,70 | 1,56 | 0,18 | 0,06 | —    | —   | — | 99,96  | —     | —     | —     | —     | — | —   | —     |
| 144 | 50,24 | 1,71 | 0,12 | 1,11 | —    | 28,53 | 0,71 | 15,61 | 1,32 | 0,16 | 0,06 | —    | —   | — | 99,93  | —     | —     | —     | —     | — | —   | —     |
| 145 | 50,24 | 1,64 | 0,30 | 1,15 | —    | 27,57 | 0,76 | 16,52 | 1,33 | 0,14 | 0,07 | —    | —   | — | 99,87  | —     | —     | —     | —     | — | —   | —     |
| 146 | 50,21 | 1,43 | 0,21 | 0,84 | —    | 29,93 | 0,62 | 15,55 | 0,83 | 0,10 | 0,06 | —    | —   | — | 99,72  | —     | —     | —     | —     | — | —   | —     |
| 147 | 49,34 | 1,78 | 0,13 | 0,60 | —    | 32,38 | 1,26 | 13,51 | 0,87 | 0,13 | 0,04 | —    | —   | — | 99,59  | 1,738 | —     | —     | —     | — | 123 | —     |
| 148 | 49,27 | 0,23 | 0,23 | 0,09 | —    | 36,55 | 0,87 | 11,98 | 0,82 | 0,03 | 0,01 | —    | —   | — | 100,13 | 1,744 | —     | —     | —     | — | 121 | 3,72  |
| 149 | 47,44 | 0,92 | 0,48 | 0,32 | —    | 40,75 | 1,64 | 7,63  | 1,10 | 0,21 | 0,02 | —    | —   | — | 100,51 | 1,761 | —     | —     | —     | — | 106 | 3,761 |
| 150 | 51,13 | 0,87 | 0,29 | 0,67 | —    | 28,22 | 0,61 | 17,51 | 0,95 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | —   | — | 100,32 | 1,723 | —     | —     | —     | — | 128 | 3,589 |
| 151 | 49,04 | 0,89 | 0,24 | 0,57 | —    | 36,86 | 0,72 | 10,88 | 1,36 | 0,03 | 0,01 | —    | —   | — | 100,60 | 1,747 | —     | —     | —     | — | 118 | 3,716 |
| 152 | 50,26 | 2,05 | 0,21 | 0,63 | —    | 28,30 | 0,80 | 17,28 | 0,87 | 0,03 | 0,01 | —    | —   | — | 100,44 | 1,724 | —     | —     | —     | — | 127 | 3,61  |
| 153 | 52,16 | 5,24 | 0,20 | 1,56 | 0,02 | 17,77 | 0,16 | 21,39 | 0,82 | 0,04 | 0,08 | —    | —   | — | 99,51  | 1,706 | 1,696 | 1,685 | 0,021 | — | 113 | 3,42  |
| 154 | 51,57 | 3,08 | 1,10 | 6,57 | 0,01 | 16,20 | 0,47 | 20,43 | 0,33 | 0,20 | 0,10 | —    | —   | — | 100,22 | 1,708 | 1,703 | 1,697 | 0,011 | — | 118 | —     |
| 155 | 50,39 | 2,83 | 0,20 | 1,25 | —    | 23,84 | 0,46 | 20,52 | 0,58 | 0,04 | 0,01 | 0,05 | Сл. | — | 100,17 | —     | —     | —     | —     | — | —   | —     |

Амфиболиты

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |      |      |      |      |         |      |        |               |               |               |       |   |        |       |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|------|------|------|------|---------|------|--------|---------------|---------------|---------------|-------|---|--------|-------|
| 156 | 52,16 | 5,35 | 0,30 | 0,09 | — | 15,27 | 0,32 | 23,70 | 1,92 | —    | —    | 0,93 | Не обн. | 0,08 | 100,12 | 1,702         | —             | 1,685         | 0,017 | 9 | 116    | —     |
| 157 | 56,16 | —    | —    | 1,97 | — | 7,88  | 0,44 | 33,82 | —    | —    | —    | —    | —       | —    | 100,27 | 1,676 ± 0,003 | 1,670 ± 0,003 | 1,665 ± 0,003 | 0,011 | — | 87 ± 1 | —     |
| 158 | 52,00 | 0,66 | 0,20 | 1,57 | — | 23,46 | 0,08 | 20,05 | 1,51 | 0,65 | 0,41 | 0,02 | —       | —    | 100,61 | 1,711         | —             | 1,696         | 0,015 | — | 125    | —     |
| 159 | 53,20 | 1,15 | 0,13 | —    | — | 21,64 | 0,78 | 22,50 | 0,82 | —    | —    | —    | —       | —    | 100,22 | 1,709         | 1,704         | 1,693         | 0,016 | — | 122    | —     |
| 160 | 50,33 | 3,36 | 0,07 | 1,03 | — | 19,10 | 0,71 | 21,40 | 2,77 | —    | —    | —    | —       | —    | 100,21 | —             | —             | —             | —     | — | —      | 9,2   |
| 161 | 54,57 | 1,53 | 0,08 | 1,52 | — | 14,54 | 0,26 | 27,24 | 0,35 | 0,02 | 0    | 0,02 | 0,03    | —    | 100,16 | 1,691         | —             | —             | —     | — | 110    | 3,429 |

Эклогитоподобные породы

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |      |      |      |      |       |   |        |       |       |       |       |   |     |               |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|------|------|------|------|-------|---|--------|-------|-------|-------|-------|---|-----|---------------|
| 162 | 48,50 | 4,66 | 0,06 | 3,56 | — | 19,57 | 0,30 | 23,32 | 0,12 | —    | —    | —    | —     | — | 100,09 | 1,711 | 1,702 | 1,698 | 0,013 | — | 118 | —             |
| 163 | 50,50 | 7,16 | 0,25 | 1,85 | — | 9,28  | 0,21 | 28,70 | 1,58 | —    | —    | —    | —     | — | 99,53  | 1,694 | 1,687 | 1,680 | 0,014 | — | —   | —             |
| 164 | 48,29 | 2,83 | 0,40 | 1,23 | — | 33,67 | 0,67 | 10,77 | 2,29 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,004 | — | 100,29 | 1,745 | —     | —     | —     | — | 123 | 3,69          |
| 165 | 49,42 | 2,64 | 0,54 | 3,42 | — | 23,15 | 0,26 | 18,17 | 0,94 | 0,23 | 0,19 | —    | —     | — | 99,96  | —     | 1,715 | —     | —     | — | —   | 3,55—<br>3,53 |

(продолжение)

| Анал-<br>из | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Проче | Сумм   | Ng      | Nm    | Np    | Ng-Np | CNg | 2V° | d,<br>г/см <sup>3</sup> |
|-------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------|--------|---------|-------|-------|-------|-----|-----|-------------------------|
| 166         | 50,30            | 3,26                           | 0,53             | 3,26                           | —                              | 20,09 | 0,26 | 20,14 | 1,41 | 1,28              | 0,22             | —                 | —                 | —     | 100,75 | (1,710) | 1,706 | —     | —     | —   | —   | 3,49—<br>3,55           |
| 167         | 49,30            | 1,37                           | 0,40             | 4,49                           | —                              | 25,92 | 0,73 | 16,62 | 1,90 | —                 | —                | —                 | —                 | —     | 100,73 | 1,731   | —     | 1,716 | 0,015 | —   | —   | —                       |
| 168         | 50,05            | 4,08                           | 0,30             | 0,68                           | —                              | 27,50 | 0,27 | 16,51 | 0,46 | 0,09              | 0,03             | 0,02              | 0,11              | —     | 100,10 | 1,728   | —     | —     | —     | —   | —   | 3,58                    |
| 169         | 49,28            | 2,09                           | 0,17             | 0,98                           | —                              | 32,01 | 0,47 | 13,32 | 1,38 | 0,06              | 0,01             | —                 | 0,01              | —     | 99,81  | 1,734   | —     | —     | —     | —   | —   | 3,62                    |
| 170         | 49,73            | 1,96                           | 0,11             | 1,72                           | —                              | 29,64 | 0,53 | 14,66 | 1,24 | 0,10              | 0,01             | 0,04              | 0,11              | —     | 99,85  | 1,732   | —     | —     | —     | —   | 128 | 3,63                    |
| 171         | 51,18            | 0,15                           | 0,25             | 1,85                           | 0,02                           | 25,16 | 0,38 | 18,00 | 1,87 | 0,42              | 0,28             | 0,26              | —                 | —     | 99,81  | 1,717   | 1,713 | 1,703 | 0,014 | —   | 129 | 3,530                   |
| 172         | 48,78            | 2,10                           | 0,29             | 0,37                           | —                              | 34,59 | 0,98 | 12,68 | 0,80 | —                 | —                | —                 | —                 | —     | 100,59 | 1,742   | —     | —     | —     | —   | 55  | 3,684                   |
| 173         | 49,98            | 2,26                           | 0,18             | 1,05                           | —                              | 27,97 | 0,60 | 15,82 | 1,81 | 0,11              | 0,07             | —                 | 0,21              | —     | 100,06 | 1,725   | —     | —     | —     | —   | 140 | 3,61                    |
| 174         | 47,33            | 1,37                           | 0,29             | 1,09                           | —                              | 39,41 | 0,94 | 8,02  | 1,25 | 0,05              | 0,01             | 0,07              | 0,23              | —     | 100,06 | 1,758   | —     | —     | —     | —   | 114 | 3,75                    |
| 175         | 49,48            | 1,77                           | 0,13             | 1,84                           | —                              | 31,56 | 0,49 | 14,25 | 0,80 | 0,01              | Сл.              | 0,02              | 0,01              | —     | 100,39 | 1,733   | —     | —     | —     | —   | 126 | 3,60                    |

## Царнокиты

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |      |                   |                   |      |      |      |        |       |       |       |       |   |         |       |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|------|-------------------|-------------------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|---|---------|-------|
| 176 | 51,90 | 0,14 | 0,07 | 0,25 | — | 22,99 | 0,64 | 22,18 | 0,74 | 0,17              | —                 | 1,01 | 0,05 | 0,06 | 100,20 | 1,713 | —     | 1,695 | 0,018 | — | 128     | 3,513 |
| 177 | 48,52 | —    | 0,40 | 0,81 | — | 35,56 | 0,99 | 11,56 | 1,12 | 0,13              | 0,08              | 0,63 | —    | —    | 99,80  | 1,747 | 1,741 | 1,729 | 0,018 | — | 118—125 | —     |
| 178 | 49,44 | 2,21 | 0,15 | 1,93 | — | 28,06 | 1,03 | 16,61 | 0,23 | 0,10              | Сл.               | 0,04 | 0,29 | —    | 100,09 | 1,724 | 1,720 | 1,707 | 0,017 | — | 128     | 3,60  |
| 179 | 50,47 | 3,55 | 0,65 | 0,90 | — | 23,59 | 0,54 | 20,18 | 0,10 | 0,19              | 0,11              | 0,09 | 0,10 | —    | 100,47 | 1,708 | 1,701 | 1,691 | 0,014 | — | 122     | 3,45  |
| 180 | 47,23 | 2,47 | 1,02 | 1,60 | — | 34,03 | 0,89 | 11,14 | 1,57 | 0,05              | 0,12              | 0,06 | —    | —    | 100,18 | 1,743 | 1,736 | 1,725 | 0,018 | — | 122     | 3,68  |
| 181 | 51,17 | 1,97 | 0,15 | 0,59 | — | 23,01 | 0,87 | 20,75 | 0,90 | 0,01              | Сл.               | —    | 0,14 | —    | 100,11 | 1,708 | 1,705 | 1,696 | 0,012 | — | 22      | 3,45  |
| 182 | 48,71 | 4,52 | 0,06 | 1,63 | — | 26,80 | 0,27 | 17,04 | 0,69 | 0,04              | 0,08              | —    | 0,05 | —    | 99,89  | —     | —     | —     | —     | — | —       | —     |
| 183 | 47,10 | 3,25 | 0,20 | 1,74 | — | 29,03 | 0,64 | 14,76 | 3,43 | Сл.               | 0                 | —    | —    | —    | 100,15 | —     | —     | —     | —     | — | —       | —     |
| 184 | 48,75 | 3,90 | 0,10 | 0,75 | — | 29,05 | 0,35 | 16,25 | 0,58 | 0,07              | 0,04              | —    | 0,02 | —    | 99,86  | —     | —     | —     | —     | — | —       | —     |
| 185 | 52,13 | 2,91 | 0,22 | 1,72 | — | 21,30 | 0,62 | 19,30 | 1,70 | 0,14              | 0,17              | 0,32 | —    | 0,03 | 100,56 | 1,718 | —     | 1,704 | 0,014 | — | —       | —     |
| 186 | 47,45 | 1,07 | 0,21 | 2,05 | — | 43,51 | 0,94 | 3,93  | 1,03 | —                 | —                 | —    | —    | —    | 100,19 | 1,772 | —     | 1,755 | 0,017 | — | —       | —     |
| 187 | 46,65 | 2,10 | 0,10 | 0,57 | — | 44,02 | 0,55 | 4,90  | 0,81 | 0,01              | 0,01              | 0,08 | 0,03 | —    | 99,83  | 1,763 | —     | —     | —     | — | 102     | 3,83  |
| 188 | 49,56 | 3,34 | 0,12 | 0,79 | — | 30,24 | 0,15 | 15,72 | 0,34 | —                 | —                 | —    | —    | —    | 100,26 | 1,736 | 1,732 | 1,721 | 0,015 | — | —       | —     |
| 189 | 51,72 | 2,00 | 0,34 | 0,69 | — | 21,24 | 0,62 | 22,70 | 0,66 | —                 | —                 | —    | —    | —    | 99,97  | 1,711 | 1,707 | 1,694 | 0,017 | — | —       | —     |
| 190 | 49,20 | 0,31 | 0,28 | 1,31 | — | 33,29 | 0,05 | 13,14 | 1,00 | 0,70 <sup>c</sup> | 0,36 <sup>b</sup> | —    | 0,01 | —    | 99,65  | —     | —     | —     | —     | — | —       | —     |
| 191 | 49,75 | 1,48 | 0,13 | 1,89 | — | 30,56 | 1,06 | 14,11 | 0,67 | —                 | —                 | 0,44 | —    | —    | 100,09 | 1,738 | —     | 1,726 | 0,012 | — | —       | —     |
| 192 | 51,38 | 3,54 | 0,22 | 1,01 | — | 21,82 | 0,19 | 21,65 | 0,06 | 0,08              | 0,09              | —    | —    | —    | 100,04 | —     | —     | —     | —     | — | —       | —     |
| 193 | 51,00 | 2,83 | 0,45 | 1,54 | — | 27,74 | —    | 15,48 | 1,44 | —                 | 0,29              | —    | —    | —    | 100,77 | 1,713 | 1,708 | 1,698 | 0,015 | — | 127—118 | —     |
| 194 | 51,22 | 2,59 | 0,13 | 1,87 | — | 20,76 | 0,62 | 22,30 | 0,57 | —                 | —                 | 0,05 | 0,06 | —    | 100,17 | 1,703 | —     | —     | —     | — | 116     | 3,46  |
| 195 | 47,98 | 3,39 | 0,94 | 1,54 | — | 32,16 | 0,26 | 13,16 | 0,03 | 0,06              | —                 | 0,31 | 0,42 | —    | 100,25 | 1,738 | 1,735 | 1,722 | 0,016 | — | 123     | —     |
| 196 | 47,11 | 2,79 | 0,29 | 1,98 | — | 33,72 | 0,28 | 13,34 | 0,47 | Сл.               | 0                 | 0,09 | 0,14 | —    | 100,21 | 1,737 | 1,734 | 1,720 | 0,017 | — | 124     | 3,65  |
| 197 | 49,49 | 1,78 | 0,14 | 0,54 | — | 32,48 | 0,66 | 13,73 | 1,16 | —                 | —                 | 0,04 | 0,09 | —    | 100,11 | 1,737 | 1,734 | 1,721 | 0,016 | — | 125,5   | 3,65  |
| 198 | 47,44 | 1,24 | 0,30 | 2,34 | — | 33,08 | 2,22 | 11,12 | 1,48 | 0,06              | 0,03              | —    | —    | —    | 99,31  | —     | —     | —     | —     | — | —       | —     |
| 199 | 52,01 | 1,92 | 0,35 | 1,99 | — | 19,78 | 0,22 | 20,92 | 2,78 | 0,11              | —                 | 0,15 | —    | —    | 100,23 | 1,714 | 1,708 | 1,701 | 0,010 | — | 122     | —     |

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |      |       |       |      |      |      |        |       |       |       |       |   |     |       |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|---|-----|-------|
| 201 | 44,52 | 4,76 | 1,39 | 1,26 | —    | 38,66 | 0,28 | 6,59  | 1,40 | 0,39  | 0,19  | 0,41 | —    | —    | 99,85  | 1,765 | 1,759 | 1,752 | 0,013 | — | 102 | —     |
| 202 | 47,92 | 0,15 | 0,14 | 2,07 | —    | 39,77 | 0,67 | 4,82  | 3,16 | —     | —     | —    | —    | —    | 98,70  | 1,770 | —     | 1,753 | 0,017 | — | —   | —     |
| 203 | 46,97 | 8,16 | 0,35 | 2,18 | —    | 23,99 | 0,15 | 17,43 | 0,28 | 0     | 0     | 0,17 | 0,05 | —    | 99,73  | —     | —     | —     | —     | — | —   | 3,572 |
| 204 | 50,00 | 3,05 | 0,30 | 2,57 | —    | 24,64 | 0,02 | 18,48 | 0,45 | 0,53* | 0,42* | —    | 0,04 | —    | 100,50 | —     | —     | —     | —     | — | —   | —     |
| 205 | 49,48 | 1,40 | 0,81 | 2,16 | —    | 31,03 | —    | 14,91 | 0,38 | 0,14  | 0,24  | 0,01 | —    | —    | 100,61 | 1,733 | —     | 1,719 | 0,014 | — | 123 | —     |
| 206 | 49,80 | 4,31 | 0,23 | 2,01 | —    | 24,97 | 0,30 | 16,12 | 1,12 | 0,16  | 0,18  | 0,68 | 0,72 | 0,05 | 100,65 | 1,723 | —     | —     | —     | — | —   | —     |
| 207 | 48,65 | 1,66 | 1,60 | 5,55 | —    | 24,40 | 0,30 | 17,65 | 0,12 | 0,27  | Сл.   | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 100,29 | 1,724 | 1,721 | 1,710 | 0,014 | — | 126 | 3,33  |
| 208 | 49,54 | 1,89 | 0,30 | 0,57 | —    | 33,23 | 0,73 | 12,65 | 0,93 | 0,07  | 0,03  | 0,05 | 0,22 | —    | 100,21 | —     | —     | —     | —     | — | —   | —     |
| 209 | 48,21 | 1,37 | 0,17 | 1,46 | —    | 36,90 | 0,68 | 10,45 | 0,43 | 0,00  | 0     | —    | 0,09 | —    | 99,76  | —     | —     | —     | —     | — | —   | 3,68  |
| 210 | 50,60 | 0,16 | 0,19 | 0,97 | 0,10 | 25,71 | 0,31 | 18,96 | 1,65 | 0,07  | 0,60* | 0,44 | —    | —    | 99,76  | 1,717 | 1,713 | 1,703 | 0,014 | — | 127 | 3,53  |

## Высокоглиноземистые породы

|     |       |       |      |       |     |       |      |       |      |       |       |      |      |      |        |       |       |       |       |   |     |                |
|-----|-------|-------|------|-------|-----|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|---|-----|----------------|
| 211 | 49,52 | 2,86  | 0,15 | 0,62  | —   | 26,31 | 0,23 | 18,10 | 0,96 | Сл.   | —     | 0,70 | 0,27 | —    | 99,72  | 1,726 | —     | —     | —     | — | —   | —              |
| 212 | 50,50 | 9,40  | 0,20 | 2,40  | —   | 10,80 | 0,16 | 25,40 | 0,30 | 0,15  | 0,74* | —    | 0,20 | —    | 100,25 | 1,708 | 1,698 | 1,691 | 0,017 | — | 102 | —              |
| 213 | 49,28 | 4,51  | 0,46 | 2,61  | Сл. | 23,13 | 0,24 | 19,65 | 0,00 | —     | —     | —    | —    | —    | 99,88  | 1,721 | 1,715 | 1,704 | 0,017 | — | 120 | 3,525<br>3,540 |
| 214 | 47,30 | 10,81 | 0,63 | 7,80  | —   | 9,20  | 0,03 | 23,60 | 0,28 | —     | —     | —    | —    | —    | 99,71  | 1,713 | —     | 1,702 | 0,011 | — | —   | —              |
| 215 | 50,46 | 8,78  | 0,68 | 7,12  | —   | 6,82  | 0,01 | 26,00 | 0,28 | —     | —     | —    | —    | —    | 100,16 | —     | —     | —     | —     | — | —   | —              |
| 216 | 50,00 | 5,25  | 0,75 | 10,17 | —   | 13,15 | 0,10 | 20,15 | 0,20 | —     | —     | —    | —    | —    | 99,78  | —     | —     | —     | —     | — | —   | —              |
| 217 | 52,36 | 4,29  | —    | —     | —   | 16,90 | —    | 25,89 | 0,44 | —     | —     | 0,34 | —    | —    | 100,22 | 1,699 | 1,696 | 1,685 | 0,014 | — | —   | —              |
| 218 | 46,91 | 8,26  | 0,51 | 3,02  | —   | 19,88 | 0,20 | 20,02 | 0,34 | 0,10  | 0,06  | 0,30 | 0,03 | —    | 99,63  | 1,716 | —     | 1,705 | 0,011 | — | —   | 3,42<br>3,51   |
| 219 | 51,60 | 2,24  | 0,26 | 0,51  | —   | 24,06 | 0,38 | 19,81 | 0,72 | —     | —     | —    | —    | —    | 99,58  | 1,716 | 1,711 | 1,698 | 0,018 | — | —   | —              |
| 220 | 51,78 | 6,20  | 0,13 | 2,17  | —   | 11,95 | 0,28 | 25,60 | 0,95 | 0,08  | 0,11  | 0,84 | 0,33 | —    | 100,42 | —     | —     | —     | —     | — | —   | —              |
| 221 | 49,8  | 5,05  | —    | —     | —   | 25,60 | —    | 17,7  | 0,15 | —     | —     | —    | —    | —    | 98,30  | —     | —     | —     | —     | — | —   | —              |
| 222 | 52,95 | 0,50  | 0,36 | 0,22  | —   | 25,25 | 0,10 | 20,35 | 0,20 | 0,35* | 0,35* | —    | —    | —    | 100,63 | 1,720 | —     | —     | —     | — | —   | —              |
| 223 | 48,98 | 5,76  | 0,17 | 1,04  | —   | 24,85 | 0,17 | 18,50 | 0,20 | 0,02  | 0,02  | —    | 0,13 | —    | 99,84  | —     | —     | —     | —     | — | —   | —              |
| 224 | 48,17 | 8,17  | 0,28 | 3,95  | —   | 17,21 | —    | 22,09 | 0,28 | —     | —     | —    | —    | —    | 100,15 | —     | —     | —     | —     | — | —   | —              |
| 225 | 50,21 | 2,52  | 0,12 | 1,93  | —   | 26,10 | 0,70 | 17,80 | 0,66 | 0,02  | Сл.   | 0,01 | 0,02 | —    | 100,12 | 1,725 | —     | —     | —     | — | 125 | 3,60           |
| 226 | 48,35 | 8,80  | 0,22 | 4,60  | —   | 16,11 | 0,23 | 20,50 | Сл.  | 0,19  | 0,32  | —    | 1,06 | 0,09 | 100,47 | 1,714 | —     | 1,700 | 0,014 | — | —   | —              |

## Эльзиты и железистые породы гранулитовой фации

|     |       |      |      |      |   |       |      |      |      |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |   |      |      |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|---|------|------|
| 227 | 46,80 | 0,01 | 0,12 | 2,00 | — | 39,63 | 4,15 | 5,18 | 1,31 | 0,07 | 0,03 | 0,35 | 0,18 | 0,24 | 100,07 | 1,764 | 1,757 | 1,746 | 0,018 | — | 98,8 | —    |
| 228 | 47,40 | 1,47 | 0,05 | 0,46 | — | 35,39 | 6,29 | 7,02 | 0,88 | —    | —    | 0,09 | 0,63 | —    | 99,68  | 1,755 | 1,749 | 1,738 | 0,017 | — | 112  | 3,75 |
| 229 | 47,69 | —    | —    | 0,06 | — | 47,28 | —    | 2,35 | 2,61 | —    | —    | —    | —    | —    | 99,99  | 1,776 | —     | 1,756 | 0,020 | — | 88   | —    |
| 230 | 50,20 | 0,04 | Сл.  | 0,81 | — | 39,27 | 0,91 | 7,24 | 1,25 | —    | 0,22 | 0,49 | —    | —    | 100,43 | 1,756 | —     | 1,742 | 0,014 | — | 110  | —    |
| 231 | 44,90 | 3,00 | 0,75 | 1,00 | — | 41,31 | 0,21 | 8,90 | —    | —    | —    | —    | —    | —    | 100,07 | —     | —     | —     | —     | — | —    | —    |
| 232 | 48,70 | 1,04 | 0,10 | 0,16 | — | 42,35 | 0,06 | 6,88 | 0,85 | 0,01 | 0    | 0,02 | 0,08 | —    | 100,25 | 1,769 | —     | —     | —     | — | 110  | 3,78 |
| 233 | 47,55 | 1,90 | 0,07 | 0,41 | — | 39,37 | 0,89 | 8,68 | 1,23 | —    | —    | 0,05 | 0,09 | —    | 100,24 | 1,752 | 1,747 | 1,736 | 0,016 | — | 117  | 3,78 |
| 234 | 47,67 | 0,43 | 0,07 | 0,95 | — | 43,05 | 0,20 | 6,24 | 1,45 | 0,06 | 0,03 | —    | 0,03 | —    | 100,18 | —     | —     | —     | —     | — | —    | —    |
| 235 | 47,51 | 1,20 | 0,28 | 1,97 | — | 44,03 | 0,05 | 3,99 | 0,92 | —    | —    | —    | —    | —    | 99,95  | 1,770 | —     | —     | —     | — | —    | —    |







| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO    | MnO   | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg | 2V° | d, г/см <sup>3</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|-------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-----|-----|----------------------|
| 299    | (57,33)          | 1,39                           | 0,049            | 0,08                           | 0,15                           | (4,20) | 0,10  | 36,04 | 0,54 | —                 | —                | —                 | —                 | 0,125  | 100,00 | 1,667 | 1,661 | 1,658 | 0,009 | —   | 71  | —                    |
| 300    | (56,22)          | 1,33                           | 0,055            | 1,94                           | 0,17                           | (4,09) | 0,145 | 34,58 | 1,18 | 0,22              | 0,09             | —                 | —                 | 0,1258 | 100,15 | 1,672 | 1,669 | —     | —     | —   | —   | —                    |
| 301    | (56,48)          | 1,39                           | 0,10             | 1,50                           | 0,12                           | (4,81) | 0,124 | 34,9  | 0,51 | 0,09              | <0,01            | —                 | —                 | 0,089  | 100,12 | 1,671 | 1,666 | 1,662 | 0,009 | —   | 79  | —                    |
| 302    | (55,80)          | 1,08                           | 0,091            | 1,88                           | 0,081                          | (5,80) | 0,102 | 34,73 | 0,26 | 0,06              | <0,01            | —                 | —                 | 0,1104 | 100,00 | 1,673 | 1,670 | 1,665 | 0,008 | —   | 86  | —                    |
| 303    | (56,67)          | 1,28                           | 0,074            | 1,36                           | 0,062                          | (5,40) | 0,103 | 34,56 | 0,52 | 0,07              | <0,01            | —                 | —                 | 0,100  | 100,04 | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    |
| 304    | (56,77)          | 1,09                           | 0,084            | 1,80                           | 0,044                          | 6,14   | 0,095 | 33,64 | 0,24 | —                 | —                | —                 | —                 | 0,095  | 100,0  | 1,673 | 1,668 | 1,664 | 0,009 | —   | 87  | —                    |
| 305    | (55,63)          | 1,60                           | 0,11             | 1,81                           | 0,028                          | (9,44) | 0,19  | 31,21 | 0,53 | —                 | —                | —                 | —                 | 0,09   | 100,64 | 1,684 | 1,678 | 1,673 | 0,011 | —   | 98  | —                    |
| 306    | 54,13            | 1,62                           | 0,12             | 0,85                           | 0,21                           | 5,7    | 0,14  | 34,55 | 0,57 | 0,16              | 0,16             | 1,17              | 0,73              | 0,08   | 100,19 | 1,689 | 1,672 | —     | —     | —   | —   | —                    |
| 307    | 52,6             | 4,0                            | —                | 1,4                            | —                              | 13,7   | 0,23  | 26,9  | 1,2  | 0,09              | 0,02             | —                 | —                 | —      | 100,14 | —     | —     | —     | —     | —   | 80  | —                    |

## Дополнительные анализы

|     |       |      |       |      |         |       |      |       |      |         |         |         |         |      |        |        |   |       |       |   |       |   |
|-----|-------|------|-------|------|---------|-------|------|-------|------|---------|---------|---------|---------|------|--------|--------|---|-------|-------|---|-------|---|
| 308 | 54,00 | 2,54 | 0,27  | 0,53 | —       | 12,50 | 0,28 | 26,34 | 3,43 | 0,19    | 0,01    | 0,07    | —       | —    | 100,16 | 1,690  | — | 1,676 | 0,014 | — | 79—71 | — |
| 309 | 53,31 | 2,92 | 0,32  | 1,08 | 0,10    | 14,42 | 0,34 | 23,49 | 3,66 | 0,20    | 0,02    | 0,21    | —       | —    | 100,07 | 1,696  | — | 1,683 | 0,013 | — | 72    | — |
| 310 | 48,7  | 1,2  | <0,05 | 1,85 | —       | 26,2  | 1,85 | 18,05 | 1,90 | 0,10    | 0,05    | —       | —       | 0,20 | 100,10 | 1,721  | — | 1,706 | 0,015 | — | —     | — |
| 311 | 48,0  | 1,5  | 0,07  | 0,80 | —       | 26,5  | 1,8  | 18,7  | 2,7  | 0,20    | —       | —       | —       | 0,26 | 100,53 | 1,722  | — | 1,706 | 0,016 | — | 56    | — |
| 312 | 50,1  | 0,4  | 0,25  | 1,85 | —       | 28,0  | 2,05 | 16,05 | 1,50 | 0,08    | 0,06    | —       | —       | 0,30 | 98,64  | 1,727  | — | 1,710 | 0,017 | — | 51    | — |
| 313 | 52,3  | 1,9  | 0,28  | 0,2  | —       | 18,8  | 0,46 | 23,0  | 1,6  | 0,10    | —       | —       | —       | 0,07 | 98,71  | 1,715  | — | 1,695 | 0,020 | — | 58    | — |
| 314 | 51,5  | 0,15 | 0,35  | 3,45 | —       | 22,15 | 0,90 | 19,9  | 1,3  | 0,08    | 0,02    | —       | —       | 0,18 | 99,98  | 1,725  | — | 1,707 | 0,018 | — | 55    | — |
| 315 | 52,53 | 1,51 | 0,44  | 2,27 | —       | 17,69 | 0,60 | 22,41 | 3,04 | 0,11    | 0,04    | 0,22    | 0       | —    | 100,56 | 1,715  | — | 1,691 | 0,024 | — | —     | — |
| 316 | 51,10 | 1,65 | 0,46  | 2,39 | —       | 23,31 | 0,80 | 18,57 | 2,03 | 0,08    | 0,03    | 0,29    | 0       | —    | 100,71 | 1,726  | — | 1,703 | 0,023 | — | —     | — |
| 317 | 56,46 | 3,24 | 0,10  | 0,48 | 0,0045  | 5,20  | 0,11 | 34,80 | 0,18 | —       | —       | 0,10    | 0,03    | —    | 100,70 | —      | — | —     | —     | — | —     | — |
| 318 | 54,24 | 3,33 | 0,27  | 0,31 | 0,0035  | 11,67 | 0,24 | 29,71 | 0,51 | 0,03    | —       | —       | 0,03    | —    | 100,34 | —      | — | —     | —     | — | —     | — |
| 319 | 50,69 | 5,40 | 0,33  | 1,86 | —       | 15,33 | 0,63 | 24,99 | 0,47 | 0,13    | 0,02    | —       | 0,05    | —    | 99,90  | —      | — | —     | —     | — | —     | — |
| 320 | 51,69 | 2,51 | 0,43  | 1,29 | 0,0007  | 21,41 | 0,38 | 22,29 | 0,53 | 0,02    | —       | He опр. | 0,03    | —    | 100,58 | —      | — | —     | —     | — | —     | — |
| 321 | 51,01 | 3,66 | 0,20  | 1,06 | 0,6007  | 22,22 | 0,48 | 21,69 | 0,26 | 0,04    | 0,04    | »       | »       | 0,08 | —      | 100,74 | — | —     | —     | — | —     | — |
| 322 | 51,24 | 2,16 | 0,26  | 1,14 | 0,00015 | 24,75 | 0,45 | 19,64 | 0,60 | 0,02    | 0,02    | »       | »       | 0,02 | —      | 100,30 | — | —     | —     | — | —     | — |
| 323 | 51,42 | 1,34 | 0,24  | 1,19 | —       | 25,25 | 0,61 | 18,68 | 1,02 | 0,06    | 0,04    | 0,08    | 0,02    | —    | 99,94  | —      | — | —     | —     | — | —     | — |
| 324 | 50,97 | 2,49 | 0,28  | 0,34 | —       | 26,12 | 0,65 | 18,18 | 0,75 | 0,06    | 0,02    | 0,09    | 0,03    | —    | 99,98  | —      | — | —     | —     | — | —     | — |
| 325 | 50,81 | 3,20 | 0,38  | 0,14 | 0,00014 | 24,36 | 0,60 | 19,51 | 0,64 | 0,11    | 0,02    | 0,10    | 0,05    | —    | 99,92  | —      | — | —     | —     | — | —     | — |
| 326 | 50,79 | 2,78 | 0,27  | 1,01 | 0,60015 | 26,25 | 0,84 | 18,87 | 0,18 | 0,02    | 0,02    | He опр. | 0,04    | —    | 100,47 | —      | — | —     | —     | — | —     | — |
| 327 | 53,50 | 1,92 | 0,30  | 1,02 | 0,00025 | 28,89 | 0,98 | 16,17 | 0,57 | 0,03    | 0,02    | »       | »       | 0,02 | —      | 100,42 | — | —     | —     | — | —     | — |
| 328 | 50,45 | 1,67 | 0,33  | 0,70 | 2       | 27,31 | 0,52 | 17,94 | 0,68 | 0,06    | 0,06    | 0,16    | 0,03    | —    | 99,91  | —      | — | —     | —     | — | —     | — |
| 329 | 49,84 | 2,75 | 0,35  | 0,36 | 0,00037 | 28,91 | 0,54 | 17,23 | 0,39 | 0,06    | 0,04    | He опр. | 0,08    | —    | 100,55 | —      | — | —     | —     | — | —     | — |
| 330 | 50,07 | 2,51 | 0,38  | 0,60 | —       | 28,39 | 0,57 | 16,78 | 0,64 | 0,11    | 0,05    | »       | »       | 0,04 | —      | 100,14 | — | —     | —     | — | —     | — |
| 331 | 49,07 | 3,95 | 0,40  | 0,47 | —       | 29,88 | 0,12 | 15,99 | 0,38 | He опр. | He опр. | He опр. | He опр. | —    | 100,26 | —      | — | —     | —     | — | —     | — |

|     |         |      |      |      |         |       |       |       |      |         |      |         |      |       |   |        |       |   |       |       |   |      |        |
|-----|---------|------|------|------|---------|-------|-------|-------|------|---------|------|---------|------|-------|---|--------|-------|---|-------|-------|---|------|--------|
| 332 | 48,33   | 3,96 | 0,41 | 0,47 | 0,60015 | 31,23 | 0,53  | 14,95 | 0,14 | 0,03    | 0,01 | »       | »    | 0,02  | — | 100,08 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 333 | 48,81   | 2,07 | 0,42 | 1,10 | —       | 31,89 | 0,40  | 14,18 | 0,66 | 0,01    | 0,02 | »       | »    | 0,14  | — | 99,70  | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 334 | 47,16   | 3,82 | 0,30 | 1,29 | —       | 31,91 | 0,62  | 13,61 | 0,85 | 0,02    | 0,01 | »       | »    | 0,11  | — | 100,00 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 335 | 51,02   | 1,10 | 0,26 | 0,91 | —       | 27,79 | 0,66  | 17,70 | 0,92 | He опр. |      | —       | —    | —     | — | 100,36 | 1,722 | — | 1,711 | 0,011 | 6 | 124  | —      |
| 336 | 50,80   | 1,50 | 0,20 | 0,30 | —       | 27,72 | 0,27  | 18,64 | 0,80 | »       | »    | —       | —    | —     | — | 100,28 | 1,721 | — | 1,711 | 0,010 | — | —    | —      |
| 337 | 52,26   | 0,66 | 0,10 | 0,74 | —       | 21,60 | 0,23  | 22,80 | 0,94 | »       | »    | —       | —    | —     | — | 99,63  | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 338 | 50,72   | 2,76 | 0,08 | 0,67 | —       | 23,76 | 0,57  | 21,02 | 0,68 | »       | »    | He опр. |      | —     | — | 100,26 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 339 | 50,10   | 0,38 | 0,20 | 2,00 | —       | 30,12 | 0,12  | 16,18 | 0,78 | »       | »    | »       | »    | —     | — | 100,18 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 340 | 53,95   | 5,27 | 0,15 | 0,07 | —       | 1,85  | 0,09  | 37,16 | 0,23 | 0,07    | 0,30 | 0,14    | 0,14 | —     | — | 99,834 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 341 | 54,59   | 0,25 | 0,04 | 2,17 | —       | 12,52 | 0,47  | 29,25 | 0,21 | 0,20    | 0    | 0,13    | 0,00 | —     | — | 99,831 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 342 | 51,59   | 0,21 | 0,04 | 1,51 | —       | 23,38 | 0,52  | 21,10 | 0,47 | 0,05    | Сл.  | 0,27    | 0,04 | —     | — | 99,58  | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 343 | 50,59   | 0,50 | 0,16 | 0,71 | —       | 27,10 | 0,82  | 18,23 | 0,40 | 0,07    | 0    | 0,09    | 0,09 | —     | — | 100,19 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 344 | 49,49   | 1,62 | 0,25 | 1,19 | —       | 28,01 | 0,57  | 17,88 | 0,00 | 0       | Сл.  | 1,01    | 0,17 | —     | — | 100,19 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 345 | 49,76   | 0,73 | 0,19 | 1,70 | —       | 28,54 | 0,76  | 17,47 | 0,10 | 0,08    | 0,03 | 0,65    | 0,07 | —     | — | 100,08 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 346 | 47,45   | 1,60 | 0,14 | 0,66 | —       | 37,53 | 0,20  | 10,36 | 1,40 | 0,28    | 0,68 | 0,04    | —    | —     | — | 100,44 | 1,747 | — | 1,729 | 0,018 | — | 95   | 3,73 з |
| 347 | 57,51   | 1,15 | 0,06 | 0,00 | —       | 2,29  | 0,04  | 39,00 | 0    | —       | —    | —       | —    | —     | — | 100,05 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 348 | 47,52   | 5,80 | 0,50 | 6,02 | —       | 22,20 | 0,14  | 17,33 | 0,64 | —       | —    | —       | —    | —     | — | 100,15 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 349 | 47,52   | 7,41 | 0,22 | 3,35 | —       | 23,19 | 0,06  | 17,91 | 0,56 | 0,08    | 0,14 | —       | —    | —     | — | 100,34 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |
| 350 | 46,22   | 0,39 | 0,07 | 0,50 | —       | 45,68 | 0,13  | 4,72  | 1,26 | 0,36    | 0,11 | 0,93    | —    | —     | — | 100,37 | 1,773 | — | 1,749 | 0,024 | — | 121  | 3,867  |
| 351 | 53,95   | 5,27 | 0,15 | 0,07 | —       | 1,85  | 0,09  | 37,16 | 0,23 | 0,07    | 0,10 | 0,30    | 0,14 | 0,41* | — | 99,79  | 1,670 | — | 1,658 | 0,012 | — | 60   | —      |
| 352 | 58,24   | 0,84 | —    | 0,80 | —       | —     | 0,015 | 39,30 | 0,10 | 0,03    | —    | 0,90    | —    | 0,14* | — | 100,37 | 1,670 | — | 1,649 | 0,008 | — | 48,5 | —      |
| 353 | 57,90   | 0,97 | —    | 0,72 | —       | —     | 0,017 | 39,67 | 0,10 | 0,03    | —    | 1,02*   | —    | 0,13  | — | 100,54 | —     | — | 1,649 | —     | — | —    | —      |
| 354 | (57,00) | 2,66 | —    | —    | —       | 8,61  | 0,09  | 31,54 | 0,10 | —       | —    | —       | —    | —     | — | 100,00 | —     | — | —     | —     | — | —    | —      |

Звездочкой помечены анализы, не удовлетворяющие требованиям отбраковки (см. § 4). К анализам 87, 92, 98, 102, 104, 105, 107—109, 117, 118, 121, 155, 161, 164, 168—170, 173—175, 178—184, 187, 194—197, 207—209, 211, 223, 225, 232—234, 242, 243, 249, 261, 262, 289, 351 в первоисточниках приведены параметры решетки (см. табл. 10.1). Анализы 240—246 спектроскопические. Анализ 277 — сумма приведен к 100% после поправки на серпентин. В анализах 231—233, 287—289, 297—305, 351 в скобках приведены содержания FeO и SiO<sub>2</sub>, по данным Мерси и О'Хара (Mercy, O'Hara, 1966).

## ПОЯСНЕНИЯ К АНАЛИЗАМ РОМБИЧЕСКИХ ПИРОКСЕНОВ

### А. Эффузивные породы

*Щелочные оливинбазальтовые формации океанов и континентов*

1. Микровкрапленник гиперстена из базальта; вкрапленники и основная масса: *Пиж* (хим. ан. № 167\*),  $\Phi_{a_{14-16}}$ ,  $\text{Pl}_{57-48}$ ; Гавайи, Оаху (Muir, Tilley, 1963).
2. Микровкрапленник гиперстена из базальта; вкрапленники и основная масса: *Пиж* (хим. ан. № 168),  $\Phi_{a_{13}}$ ,  $\text{Pl}_{62-57}$ , гиперстен замещен пижонитом; Гавайи, Мауна Лоа, поток 1887 г. (Yoder, Tilley, 1962).
3. Ромбический пироксен из базальтоида; другие минералы: *МП* (хим. ан. № 132),  $\Phi_{a_{12}}$ ; гора Медвежья, Сихотэ-Алинь (Галева, 1957).
4. Ортопироксеновый вкрапленник из риолитового потока; Вост. Исландия (Carmichael, 1963).

*Андезитовая и трахиандезитовая формации*

5. Гиперстен из андезита с кварцем и пижонитом (хим. ан. № 47), лава древней соммы вулкана Хаконе (Купо, 1954).
6. Гиперстен из андезита; другие минералы: *Ди* (хим. ан. № 52),  $\Phi_{a_{27}}$ ; США, Колорадо (Larsen, Irving, Gonyer, 1936).
7. Ортопироксен из андезита с пижонитом (хим. ан. № 736), влк. Хаконе (Купо, Nagashima, 1952).
8. Ортопироксен, вкрапленник из андезита; Япония, влк. Хаконе (Купо, 1954).
9. Ортопироксен, вкрапленник из андезита; Япония, преф. Тибэ (Купо, 1954).
10. Ортопироксен, вкрапленник из андезита; Япония, влк. Акаджи (Купо, 1954).
11. Ортопироксен, вкрапленник из андезита; Япония, преф. Каджава (Купо, 1954).
12. Ортопироксен, вкрапленник из туфа роговообманкового андезита; Северный Тайвань (Купо, 1954).
13. Ортопироксен, вкрапленник; о-ва Бонин (Купо, 1954).
14. Гиперстен из авгитового андезита; Венгрия, Токай (Clarke, 1915).
15. Гиперстен из андезита; США, Колорадо, Буффало-Пик (Clarke, 1915).
16. Гиперстен из дацита; Япония, Одавара-Мати (Niggli, 1943).
17. Ортопироксен из дацита; Япония, влк. Гарунэ (Купо, 1954).
18. Ортопироксен из дацита; Япония, преф. Канагава (Купо, 1954).

19. Ортопироксен из туфа роговообманково-кварцевого дацита; Япония, преф. Канагава (Купо, 1954).
20. Ортопироксен из стекловатого авгитосодержащего дацита; Япония, влк. Хаконе (Купо, 1954).
21. Гиперстен из пемзы; Япония, Одавара-Мати (Niggli, 1943).
22. Гиперстен из дацита; Закарпатье, с. Глубокое (Соколов, 1951).

### Б. Интрузивные породы

*Гипербазитовая формация*

23. Энстатит из вебстерита; линзы среди дунитов, которые образуют пластообразное тело, согласное с вмещающими их гнейсами, Северная Каролина (Hess, Phillips, 1940; Miller, 1953).
24. Энстатит из дунита; Вебстер, Северная Каролина (Ross a. o., 1954).
25. Энстатит из дунита;  $\text{РП} + \text{Ол}$  (хим. ан.), Новая Каледония (Ross a. o., 1954).
26. Энстатит из дунита;  $\text{РП} + \text{Ол}$  (хим. ан.), г. Дун, Новая Зеландия (Ross a. o., 1954).
27. Энстатит из перидотита;  $\text{Ол} + \text{Эн}$ , Альпы (Niggli, 1943).
28. Энстатит из гипербазита; Гренландия (Ramberg, De Vore, 1951).
29. Энстатит из дунита (хим. ан.);  $\text{РП} + \text{МП}$  (хим. ан.) +  $\text{Ол}$  (хим. ан.) +  $\text{Хр}$  (хим. ан.), Новая Зеландия (Challis, 1965, обр. 94264).
30. Энстатит из гарцбургита (хим. ан.);  $\text{РП} + \text{МП}$  (хим. ан.) +  $\text{Ол}$  (хим. ан.) +  $\text{Хр}$  (хим. ан.), Новая Зеландия (Challis, 1965, обр. 94270).
31. Энстатит из гарцбургита;  $\text{РП} + \text{МП}$  (хим. ан.), г. Дун, Новая Зеландия (Challis, 1965, обр. 94316).
32. Энстатит из гарцбургитового дунита;  $\text{РП} + \text{МП}$  (хим. ан.), Новая Зеландия (Challis, 1965, обр. 94329).
33. Энстатит;  $\text{РП} + \text{МП}$  (хим. ан.) +  $\text{Серп} \pm \text{Ол}$ , Япония (Opuki, Tiba, 1965, обр. КН-1).
34. Энстатит;  $\text{РП} + \text{МП}$  (хим. ан.) +  $\text{Серп} \pm \text{Ол}$ , Япония (Opuki, Tiba, 1965, обр. КМ-20).
35. Энстатит из вебстерита; Вебстер, Северная Каролина (Hess, Phillips, 1940).
36. Энстатит из вебстерита; Вебстер, Северная Каролина (Hess, 1952).
37. Энстатит из энстатитового пироксенита; Вебстер, Северная Каролина (Miller, 1953).

*Габбро-пироксенит-дунитовая формация*

38. Ромбический пироксен из перидотита; Бельхельви, Шотландия (Ротштейн, 1962, обр. А).

\* Здесь и ниже указаны номера химических анализов клинопироксенов в Приложении 2.

39. Ромбический пироксен из гарцбургита (хим. ан.); Даврос, Ирландия (Rothstein, 1958, обр. R).
40. Ромбический пироксен из гарцбургита; Даврос, Ирландия (Rothstein, 1958, обр. I).
41. Ромбический пироксен из гарцбургита; Даврос, Ирландия (Rothstein, 1958, обр. P<sub>2</sub>).
42. Ромбический пироксен из гарцбургита; Даврос, Ирландия (Rothstein, 1958, обр. P<sub>1</sub>).
43. Ромбический пироксен из гарцбургита; Даврос, Ирландия (Rothstein, 1958, обр. N).
44. Ромбический пироксен из перидотита (перекристаллизованного, безводного); Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90689).
45. Ромбический пироксен из перидотита (хим. ан., перекристаллизованного, безводного); Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90686).
46. Ромбический пироксен из перидотита (хим. ан., первичная ассоциация); Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90684).
47. Ромбический пироксен из перидотита (первичная ассоциация); РР+МП (хим. ан.)+Ол (хим. ан.)+Шп (хим. ан.), Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90681).
48. Ромбический пироксен из перидотита (хим. ан., первичная ассоциация); Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90683).
49. Ромбический пироксен (коричневый) из жилы крупнозернистого пироксенита в дуните; г. Пай-Ер, Полярный Урал (Морковкина, Гаврилова, 1965, обр. М-145-62).
50. Энстатит из жилы пироксенита в перидотите; р. Хойла, Полярный Урал (Морковкина, Гаврилова, 1965, обр. В-4).
51. Ромбический пироксен из габбро-пегматита (?); пироксен образует кайму около полевошпатового прожилка в дуните (Морковкина, 1962, обр. 373/52).

*Формация дифференцированных габбро-норитовых интрузий древних платформ*

52. Бронзит из бронзита; Бушвельд (Hall, 1932 — см. Купо, 1954).
53. Бронзит из бронзитита; Стиллуотер (Hess, Phillips, 1940).
54. Энстатит из хромитового горизонта интрузии Стиллуотер (Hess, Phillips, 1940).
55. Ортопироксен из бронзитита; Большая Дайка, Родезия (Hess, 1960).
56. Бронзит из бронзитита; Бушвельд (Hess, Phillips, 1940).
57. Бронзит из норита; Бушвельд (Poldevgaard, 1947).
58. Гиперстен из гиперстенового габбро; Стиллуотер (Hess, Phillips, 1940; Hess, 1960).

59. Гиперстен; Стиллуотер (Hess, Phillips, 1940).
60. Ортопироксен из габбро; Стиллуотер (Hess, 1960).
61. Ортопироксен из норита; Стиллуотер (Hess, 1960).
62. Ортопироксен из полевошпатового бронзитита; Стиллуотер (Hess, 1960).

*Анортозитовая формация*

63. Гиперстен из норита; Адирондак (Buddington, 1950, № 6, табл. 1).
64. Гиперстен из крупнозернистого пегматоидного анортозита; Адирондак (Buddington, 1950).
65. Энстатит из анортозита; Вайоминг (Ramberg, De Vore, 1951, обр. № 6-82-B).

*Трапповая формация*

66. Ортопироксен из габбро-диабазы; Норильск (Генкин и др., 1963).
67. Бронзит из долерита; Южная Африка, долериты Карру (Уокер и Пальдерварт, 1950, стр. 62).
68. Ортопироксен; Кольский п-ов (Синицын, 1965).
69. Ортопироксен из феррогаббро; Япония (Hess, 1952, стр. 183, № 15).
70. Ортопироксен; Кольский п-ов (Синицын, 1965).
71. Бронзит из габбро-пикрита; Гренландия, интрузия Скаергард (Brown, 1957).

*Интрузивные породы, формационная принадлежность которых не установлена*

72. Ромбический пироксен из серпентинита; шт. Нью-Йорк, США (Clarke, 1915).
73. Ромбический пироксен из серпентинита; шт. Нью-Йорк, США (Clarke, 1915).
74. Бронзит из дунита (Sorensen, 1954).
75. Ромбический пироксен из «порфирового габбро» (хим. ан.); РР+Ан<sub>58-67</sub>; Килауэа, Гавайи (Muir, Tilly, 1957).
76. Гиперстен из норита (хим. ан.); РР+Пл<sub>65</sub>+Рог, Абердиншир, Шотландия (Walls, 1935).
77. Гиперстен из норита, загрязненного глинистым материалом; РР+Бу+Пл<sub>65</sub>+Гр+Кв; Абердиншир (Walls, 1935).
78. Гиперстен из норита; Абердиншир (Walls, 1935).
79. Гиперстен из загрязненного норита; Абердиншир (Walls, 1935).
80. Бронзит из лерцолита; Южная Сербия (Niggli, 1943).
81. Бронзит из вебстерита (хим. ан.); Балтимор (Clarke, 1915).

## В. Метаморфические пироксены

### Ультраосновные метаморфические породы

82. Энстатит из магнезиальных скарнов;  $РП + Фор + Флог (\pm Та, Тр, Кл) + Мт$ ; Юго-Зап. Памир, Кухи-Лал (материалы В. И. Буданова, № 16286).
83. Энстатит из магнезиальных скарнов;  $РП + Фор + Флог + Дол + Тр + Та$ ; Юго-Западный Памир, Мальводж (материалы В. И. Буданова, № 1890).
84. «Гиперстен» из магнезиальных скарнов;  $РП + МП + Турм (\pm Карб, Флог)$ ; Корея, флогопитовое месторождение Пхосу (Маракушев, 1965, № Э-858).
85. Энстатит из оторочки в гипербазитах ( $РП + Ант$ ) вокруг жил корундовых плагиоклазитов ( $Пл + Кор + Шп + Би$ ); Урал, Борзовское месторождение (материалы Ю. Н. Колесника, № 123а).
86. Энстатит из оторочки в гипербазитах вокруг жил корундовых плагиоклазитов; Урал, Синарское месторождение (материалы Ю. Н. Колесника, № Си).
87. Бронзит (сильно плеохроирует) из ультраосновного гнейса:  $РП + МП$  (хим. ан. № 625) +  $Ол$  (хим. ан.) +  $Амф + Шп$  зеленая +  $МП$ ; Шотландия, Лох Оссигари, Южный Харрис, аналитик Р. Хауи (Howie, 1964, № Р-62).
88. «Гиперстен» из метаморфизованного перидотита;  $РП + МП$  (хим. ан. № 623) +  $Ол (Ng = 1,674) \pm Шп, Мт$ ; Шотландия, Скури, аналитик Дж. Скури (Muir, Tilley, 1958, № 37/310; цитир. по О'Нага, 1961).
89. Бронзит из оливнинового гранулита;  $РП + МП$  (хим. ан. № 624) +  $Ол \pm Пл$ ; Шотландия, Эйлин Каррач (Muir, Tilley, 1958).
90. Бронзит из ультраосновного кристаллического сланца;  $РП + МП$  (хим. ан. № 626) +  $Амф$  (хим. ан.) +  $Рудн$ ; Анабарский массив (Лутц, 1962, № Л 58-126).
91. «Гиперстен» из метаморфизованного перидотита;  $РП + МП$  (хим. ан. № 622) +  $Ол (Nm = 1,675) + Амф$  (хим. ан.) +  $Шп (N = 1,823) + Мт$ ; Шотландия, Скури, анализ О'Хара (О'Нага, 1961, № X-282).
92. Гиперстен (сильно плеохроирует) из пироксенита (хим. ан., О'Нага, 1961);  $РП (56,3\%) + МП (11,9\%) + Рог (29,4\%) + Fe-Рудн$ ; аналитик Р. Хауи (Howie, 1964, N H-66).
93. Ортопироксен из ультраосновной карбонатсодержащей породы;  $РП + Амф$  (хим. ан.) +  $Шп + Карб \pm Ол$ ; Финляндия, Кусуолинквивара, Содан Кулё, аналитик Л. Локка (Lokka, 1943).
94. Гиперстен из метаморфизованных перидотитов; Финляндия, Хейнола, аналитик Н. Сальбом (Lokka, 1943).
95. Гиперстен из метаморфизованных перидотитов в ассоциации с лабрадоритами;  $РП + Ол \pm Пл$ ; Финляндия, Хейнола, Пайстарви, аналитик Л. Локка (Lokka, 1943).
96. Бронзит из метаморфических ультраосновных пород; Лапландия, аналитик Сахама (Mikkola, Sahara, 1937, цитир. по Poldervaart, 1947).
97. Бронзит из метаморфических ультраосновных пород; Беломорье, аналитик Е. А. Свержинская (Ковалев, Соколова и др., 1959).
98. Ортопироксен из сагвандита;  $РП + Та + Мт + Хр$ ; Норвегия, Громс, 15 км к юго-западу от Линген, аналитик Х. Розенбум (Barth, 1926, цитир. по Howie, 1963).
99. Гиперстен из пироксенита;  $РП + МП$  (хим. ан. № 738), пропласток 30 см среди горнблендита; УССР, р. Южный Буг, выше с. Завалье, аналитик Б. В. Мирская (Усенко, 1958).
100. Гиперстен из амфиболитизированного вебстерита;  $РП + МП + Рог$  (хим. ан.); УССР, с. Хоцеватое (Щербаков, 1965, № 281).
101. Ортопироксен из ультраосновного кристаллического сланца (хим. ан.);  $РП 9,0\% + МП$  (хим. ан. № 627),  $6,2\% + Ол 22,8\% + Рог$  (хим. ан.)  $60\%$ ; Алданский щит, верхнеалданская свита, нижнее течение р. Чампула, аналитик Е. Б. Галайская (Кицул, 1966, № 28).
102. Гиперстен из ультраосновных метаморфических пород; Гренландия, аналитик Х. Вилк (Ramberg, De Voge, 1951).
103. Бронзит из ультраосновного чарнокита; Индия, шт. Майсор, аналитики Альмстрём и Б. Садасива Раджу (Naidu, 1943).
104. Бронзит из дайки пироксенита (хим. ан.);  $Рог 4,3\% + РП 64,2\% + МП$  (хим. ан. № 628)  $22,9\% + Мт 7,7\% + Шп$  (зеленая)  $0,5\% + Ан 0,4\%$ ; Индия, Мадрас, Паммал Хилл, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1955, № 4645).
105. Бронзит из ультрабазитовой породы;  $Рог 8,7\% + РП 56,4\% + МП$  (хим. ан. № 629)  $25,4\% + Мт$  (хим. ан.)  $5,1\% + Шп$  (зеленая)  $4,2\% + Ан 0,2\%$ ; Индия, Мадрас, Паммал Хилл, Паллаваза, аналитики Р. А. Хауи, Дж. Скун (Howie, 1955, № 3709).
106. Гиперстен из метаморфических пород;  $Ол$  (хим. ан.) (Krasck, 1961, № H-1).
107. Ортопироксен из пироксенита;  $МП + РП + Шп$ ; Западная Австралия, Данджин, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1963, № 20486).
108. Ортопироксен из ультраосновных включений в гранитогнейсах (хим. ан.);  $РП + Мт + Шп$ ; Брит. Гвиана, Южная Саванна, 6 миль к юго-западу от Даданова; аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1963, № 177/54).
109. Ортопироксен из ультраосновных включений в гранитогнейсах;  $РП + Мт + Пл$ ; Британская Гвиана, Южная Саванна, 300 ярдов к западу-юго-западу от № 108, юго-западнее Даданова (Howie, 1963, № 2А).

110. Ортопироксен из амфиболитовой фации;  $РП + Жедр + Би$  ( $Ng=1,610$ ) +  $+Кв + Рут$ ; Восточный Саян, Китай, китайская свита (Хлестов, Ушакова, 1965).
111. Энстатит из ультраосновной сапфириновой породы;  $РП + Рог$  (хим. ан.) +  $+Сапф$  (хим. ан.) ± псевдобрукит, *Гем, Дол, Та* (вторичный); прослой между доломитовым мрамором и кварц-нодерит-листев-тальковым сланцем; Танганьика, Маутни Хилл (Mc Kee, 1963).
- Двупироксеновые гнейсы*  
(основные гранулиты)
112. Гиперстен из гранулитов (хим. ан.);  $Pl_{52} + Ди$  (хим. ан. № 631) +  $+Рог$  (хим. ан.) +  $РП + Мт$ ; Лапландия (граница с СССР), Коддигвари, аналитик Е. Норденсван (Eskola, 1952, № 3/27).
113. Гиперстен из гранулитов (хим. ан.);  $Pl_{62} + РП + Ди$  (хим. ан. № 630) +  $+Би + Орт + Мт$ ; Лапландия, Харкеселке, аналитик Е. Норденсван (Eskola, 1952, № 3/22).
114. Гиперстен из гранулитов (хим. ан.);  $Pl_{70} + РП ± Би, Рог, Ди, Мт$ ; Лапландия, Пахаоджа, Сотайоки, аналитик Е. Норденсван (Eskola, 1952, № 3/21).
115. Ортопироксен из габбро-гнейса;  $Pl + РП + МП$  (хим. ан. № 632) +  $+Рог + Рудн$ ; Норвегия, Финнмарк (Oostegom, 1963, № Р-24).
116. Гиперстен из метаморфического норита;  $Рог$  ( $Ng=1,691$ ;  $Nm=1,682$ ;  $Np=1,673$ ;  $cNg=21$ ) +  $РП + МП$  ( $Ng=1,715$ ;  $Nm=1,696$ ;  $Np=1,690$ ) +  $+Pl + Би$  ( $Ng=1,647$ ); район Турку, Юго-Западная Финляндия, 4 км от Макки (Nietanen, 1947).
117. Гиперстен из роговообманково-двупироксенового гнейса;  $Кв 13\% + РП 9,9\% + МП 1,8\% + Pl 24,1\% + Рог 44,5\% + Fe-Рудн 6,7\%$ ; Шотландия, Южный Харрис, к северу от Родил, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1964, № R-13в).
118. Гиперстен из плагиоклаз-двупироксенового гранулита;  $РП + МП + Pl_{60} + Ильм + Мт$ ; Шотландия, к северу от Лвербург, Южный Харрис, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1964, № R-96).
119. Гиперстен из основного гнейса;  $МП + РП + Pl$  (включения в МП;  $Nm=1,56$ ); Шотландия, Скури (O'Naga, 1961, № X-291).
120. Гиперстен из пироксен-плагиоклазового гнейса;  $РП + Шп + Ди$  (хим. ан. № 641) +  $Pl$ ; Шотландия, Скури, аналитик Дж. Скуи (Muir, Tilleu, 1953, № 37099, цитир. по O'Naga, 1961).
121. Ортопироксен из гиперстенового гнейса;  $Pl_{80} + РП + Рог + Би$ ; Ирландия, окр. Галвей, к юго-западу от Лох Фадда (Leake, 1958, цитир. по Howie, 1963).
122. Энстатит; Гренландия, аналитик Х. Б. Вилк (Ramberg, De Vore, 1951, № 344).
123. Гиперстен из основного чарнокита;  $Ди$  (хим. ан. № 642) +  $РП + Рог$  (хим. ан.) +  $Би$  (хим. ан.) +  $Pl + Мт$ ; Западное Приазовье, бассейн р. Токмак (Хмарук, Щербаков, 1965, № 3/64).
124. Гиперстен из двупироксенового гнейса; УССР, с. Забужье, аналитик А. Слук (хим. ан.) +  $Pl_{80-65}$ ; Алдан, иенгрская серия, федоровская свита, левый берег р. Ёллымах, 1 км выше ключа Прошального; аналитик Д. А. Кулагина (Кицул, 1966, № 4/2).
125. Гиперстен из гнейса; Украина, аналитик Е. А. Свержикская (Ковалев, Соколов и др., 1959).
126. Ортопироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $РП + МП + Амф$  (хим. ан.) +  $Pl_{80-65}$ ; Алдан, иенгрская серия, федоровская свита, левый берег р. Ёллымах, 1 км выше ключа Прошального; аналитик Д. А. Кулагина (Кицул, 1966, № 4/2).
127. Ортопироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $РП + МП$  (хим. ан. № 645) +  $Pl_{38} + Амф$  (гастинцит, хим. ан.) ±  $Кв$ ; правый берег р. Алдан, 3 км ниже р. Нимчеркан, верхнеалданская свита; аналитик Г. Т. Матросова (Кицул, 1966, № 223/3).
128. Гиперстен из амфибол-двупироксенового гнейса (хим. ан.);  $РП + МП + Амф + Pl$ ; р. Иенгра, аналитик В. Д. Бугрова (Судовников и др., 1965, № 9289).
129. Гиперстен из двупироксенового амфиболита;  $РП + МП$  (хим. ан. № 643) +  $+Рог + Pl + Кв$  (?); южная окраина Алданского щита; аналитик Т. Митюшина (Маракушев, 1965, № А-543).
130. Ортопироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $МП$  (хим. ан. № 649) +  $РП + Рог$  (хим. ан.) +  $Би$  (хим. ан.) +  $Pl_{35-45} ± Кв, Мт$ ; центральная часть Восточного Саяна, Охотско-Бельская глыба; аналитик М. Е. Ермолаева (Нижитина и др., 1964, № 554).
131. Гиперстен из мезократового гиперстенового плагиогнейса;  $РП + Pl_{41}$  + примесь  $Ди, Би, Рудн$ ; Анабарский щит, р. Билых-Томак, из коллекции В. З. Либерзон, аналитик С. В. Таманова (Рабкин, 1959, № 276а/469).
132. Гиперстен из «норита»;  $РП 30\% + Pl_{38}$  (хим. ан.) 37,8% +  $Рог$  (хим. ан.) 9,3% +  $МП$  (хим. ан. № 650) 19,4% +  $Мт$  (хим. ан.) 3,2% +  $Ап 0,3\%$ ; Индия, Мадрас, Салем, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1955, № 2541).
133. Феррогиперстен из «гиперстенового норита»;  $РП 25,2\% + Мт$  (хим. ан.) 3,7% +  $Рог$  (хим. ан.) 0,9% +  $МП$  (хим. ан. № 651) 24,8% +  $Pl_{39}$  (антипертит, хим. ан.) 45% +  $Ап 0,4\%$ ; Индия, Мадрас, Паллаварам, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1955, № 4642а).
134. Ортопироксен из «норита» (основного чарнокита);  $РП + Pl + МП$  (хим. ан. № 652) +  $Мт$ ; Индия, шт. Андхра-Прадеш, Висакхпатнам (Murty, 1965).

135. Гиперстен из метагаббро («норитовый эвкрит»);  $РП$  10%+ $МП$  (хим. ан. № 670) 6%+ $Рог$  (хим. ан.) 23%+ $Мт$  2%+ $Пл_{72}$  59%,  $Ап$  (следы); шт. Делавер, Западный Честер (Clavan a. o., 1954, № 35-5; хим. ан.  $Рог$  см. Rosenzweig, Watson, 1954).
136. Гиперстен из метагаббро («кварцевый норит»);  $РП$  11%+ $МП$  (хим. ан. № 671) 7%+ $Рог$  14%+ $Мт$  5%+ $Кв$  13%+ $Пл_{53}$  50%+ $Ап$  (следы); Делавер, Вилмингтон (Clavan a. o., 1954, № 35-6).
137. Гиперстен из метагаббро («кварцевый норит»);  $РП$  5%+ $Авг$  (хим. ан. № 672) 1%+ $Мт$  3%+ $Кв$  27%+ $Пл_{46}$  64%; Делавер, Вилмингтон (Clavan a. o., 1954, № 35-8).
138. Гиперстен из метагаббро («норит»);  $РП$  13%+ $МП$  (хим. ан. № 673) 19%+ $Мт$  3%+ $Пл_{52}$  60%+ $Ап$ ,  $Эп$  (следы); Делавер, Вилмингтон (Clavan a. o., 1954, № 35-9).
139. Ортопироксен из гранулитовой фацции;  $РП$  21%+ $Авг$  (хим. ан. № 674) 9%+ $Рог$  13%+ $Пл_{69}$  57%+ $Мт$  (следы); Пенсильвания, шт. Делавер, Западный Честер (Clavan a. o., 1954, № 35-19).
140. Гиперстен из метагаббро (эвкритовый норит);  $РП$  55%+ $Авг$  (хим. ан. № 675) 10%+ $Рог$  1%+ $Пл_{83}$  34%; Пенсильвания, шт. Делавер, Западный Честер (Clavan a. o., 1954, № 35-32).
141. Гиперстен из амфибол-двупироксенового гнейса (хим. ан.);  $Кв$  0,1%+ $Пл$  35,6%+ $Рог$  31,3% (хим. ан.)+ $МП$  19,2% (хим. ан. № 663)+ $РП$  11,3%+ $Рудн$  2%+ $Би$  0,2%+прочие 0,3%; шт. Нью-Йорк, Адирондак, р-н Колтон (Engel a. o., 1964, № А-10).
142. Ортопироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $РП$ + $Пл_{74}$  (хим. ан.)+ $Рог$  (хим. ан.)+ $МП$  (хим. ан. № 664)+ $Рудн$ ± $Би$ ,  $Кв$ ; шт. Нью-Йорк, Адирондак, р-н Колтон (Engel a. o., 1964, № А-104).
143. Гиперстен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $РП$ + $Пл$ + $Мп$  (хим. ан. № 665)+ $Рог$  (хим. ан.)+ $Ильм$ ; шт. Нью-Йорк Адирондак (Engel a. o., 1964, № А-105).
144. Гиперстен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $МП$  (хим. ан. № 674)+ $Рп$ + $Рог$  (хим. ан.)+ $Пл$ + $Рудн$ ; Нью-Йорк, Адирондак (Engel a. o., 1964, № АС-358а).
145. Гиперстен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $РП$ + $МП$  (хим. ан. № 667)+ $Рог$  (хим. ан.)+ $Пл$ + $Ильм$ ; Нью-Йорк, Адирондак, р-н Колтон (Engel a. o., 1964, № АС-341).
146. Гиперстен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $МП$  (хим. ан. № 668)+ $РП$ + $Рог$  (хим. ан.)+ $Пл_{57}$  (хим. ан.)+ $Ильм$ + $Би$ ; шт. Нью-Йорк, Адирондак, р-н Колтон (Engel a. o., 1964, № АС-362).
147. Ортопироксен из основного гранулита архейского возраста;  $РП$ + $МП$  (хим. ан. № 653)+ $Рог$  (хим. ан.)+ $Пл_{68}$  (хим. ан.)+ $Кв$ + $Ильм$ ; Австралия, Новый Южный Уэльс, Брокен Хилл, аналитик Р. А. Биннс [Binns, 1964, № 3(84319)].
148. Ортопироксен из основного гранулита;  $РП$ + $МП$  (хим. ан. № 654)+ $Рог$  (хим. ан.)+ $Пл_{82}$  (хим. ан.)+ $Кв$ + $Ильм$ ; Австралия, Брокен Хилл, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1964, № 284320).
149. Ортопироксен из основного гранулита;  $РП$ + $МП$  (хим. ан. № 655)+ $Рог$  (хим. ан.)+ $Пл_{35}$  (хим. ан.)+ $Кв$ + $Мт$ + $Ильм$ ; Австралия, Брокен Хилл, аналитик Р. А. Биннс [Binns, 1964, № 3(84311)].
150. Ортопироксен из основного гранулита;  $РП$ + $МП$  (хим. ан. № 656)+ $Рог$  (хим. ан.)+ $Пл$ + $Ильм$ ; Австралии Брокен Хилл, Новый Южный Уэльс, аналитик Р. А. Биннс [Binns, 1964, № 4(84322)].
151. Ортопироксен из основного гранулита;  $РП$ + $МП$  (хим. ан. № 657)+ $Пл_{35}$  (хим. ан.)+ $Ильм$ ± $Рог$  (следы); Австралия, Брокен Хилл, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1964, № 5[84323]).
152. Ортопироксен из основного гранулита;  $РП$ + $МП$  (хим. ан. № 658)+ $Рог$  (хим. ан.)+ $Пл_{55}$ + $Кв$ + $Мт$ + $Ильм$ ; Австралия, Новый Южный Уэльс, Брокен Хилл, аналитик Р. А. Биннс [Binns, 1964, № 6(84324)].
153. Гиперстен из двупироксенового гранулита;  $РП$ + $МП$  (хим. ан. № 661)+ $Пл$ + $Шп$ ; включение в базальтоидной дайке; Австралия (Lovering, a. o., 1964, № R-18).
154. Гиперстен из двупироксенового гранулита;  $РП$ + $МП$  (хим. ан. № 662)+ $Пл$ + $Шп$ ; включение в базальтоидной дайке; Австралия (Lovering a. o., 1964, № R-112).
155. Ортопироксен из норита (из чарнокитовой ассоциации),  $РП$ + $Пл$ + $Рудн$ , Южная Африка. Намакваленд (Howie, 1963, № SP-18).

#### Амфиболиты

156. Ортопироксен из амфиболита;  $РП$ + $Амф$  (хим. ан.)+ $Пл_{78}$ ; Алдан, ненгерская серия, верхнеалданская свита, р. Алдан, 3,5 км ниже р. Нимчеркан, аналитик Е. Б. Галайская (Кичул, 1966, № 223/23).
157. Энстатит из амфиболита; Высокие горы (Hochgebirge), Вестерботтен, аналитик Г. Карл (Grip, 1932).
158. Гиперстен из пироксен-амфиболового гнейса;  $РП$ + $Би$ + $Рог$ + $Кв$ + $Пл$ ; Украина, р-н Винницы, аналитик С. Цвик (Костюк, 1955, № 13/10).
159. Гиперстен из амфиболита;  $Пл_{50-60}$ + $Кум$ + $РП$ ; Япония, префектура Канагава, Хокизава, аналитик К. Тада, М. Хузимото (Kuno, 1954, N 94).
160. Гиперстен из пегматита (типа Мэри) в амфиболитовой фацции; Адирондак,

- аналитик А. Лидс (Leeds, 1878; цит. по Buddington, 1950, № D).
61. Бронзит из пегматитовой жилы в пироксеновом гранулите ( $РП + Рог + Лабр$ ), в ней жила мономинерального бронзитита; Шотландия, Кэйстил Ард, Ардвурли, Северный Харрис, аналитик Р. Хаун (Howie, 1964, № R-104).
- эклогитоподобные породы*
62. Гиперстен из гранат-авгитового гнейса (хим. ан.);  $РП 11\% + МП$  (хим. ан. № 677)  $16,9\% + Амф 1,8\% + Гр$  (хим. ан.)  $56,5\% + Пл_{71} 10,4\% + Рудн 3,3\% + Би 0,1\%$ ; Шотландия, Скури, аналитик О'Хара (O'Hara, 1961, № X-646).
  63. Гиперстен из аръежита: контакт ультраосновной породы и гнейса;  $РП + МП$  ( $Ng=1,687, Nr=1,688$ )  $+ Гр$  ( $N=1,754-1,758$ )  $+ Амф + Пл + Шп$ ; Шотландия, Скури (O'Hara, 1961, № X-819).
  64. Феррогиперстен из гранат-двупироксенового гранулита;  $РП + Ду + Пл + Гр + Рудн$ ; Норвегия, Айе, Хиттере, аналитик Р. Хаун (Howie, 1963, № 7725).
  65. Гиперстен из гранат-пироксенового гранулита;  $РП 28,6\% + МП 29,6\% + Пл 32,6\% + Гр 3,3\% + Ильм 4,4\% +$  прочие  $1,6\%$ ; Саксония, Хартсмандорф (Phillipsborg, 1930, цит. по Niggli, 1943, № 24).
  66. Гиперстен из гранат-пироксенового гранулита;  $РП 28,6\% + МП 29,6\% + Пл 32,6\% + Гр 3,3\% + Ильм 4,4\%$ ; Саксония, Хартсмандорф (Phillipsborg, 1930, цит. по Niggli, 1943, № 20).
  67. Гиперстен из эклогитоподобного гнейса;  $РП + Ду + Гр$  ( $j=72$ )  $+ Пл + Рог$  (хим. ан.); Якутия, Алданский щит (Другова, 195, № 45, цит. по Н. Соболеву, 1964).
  68. Гиперстен из эндербита (хим. ан.);  $РП + Пл_{30}$  (антипертит)  $+ КПШ$  ( $Ng=1,580, Nr=1,523$ , пертит)  $+ Кв + Гр$  (хим. ан.); Индия, Мадрас, Паллаварам, аналитик Р. Хаун (Subramaniam, Howie, 1957, № Ch 113).
  69. Феррогиперстен из основного гранулита («норита») (хим. ан.);  $Пл_{65-70} + Авг$  ( $Ng=1,765, Nm=1,714, Nr=1,705, 2V_{Ng}=49,1$ )  $+ РП + Рог$  ( $Nr=1,670, Nm=1,635, Ng=1,693$ , ассоциация с  $Авг$ )  $+ Гр$  (хим. ан.); Индия, Мадрас, Паллаварам, аналитик Р. Хаун (Subramaniam, Howie, 1957, № Ch 199).
  70. Феррогиперстен из пироксенового гранулита;  $Кв + антипертит + РП + Рог + Авг + Гр$  ( $Nm=1,798, a_0=11,592$ )  $+ Fe-Рудн + An$ ; Цейлон, Хаттон (Subramaniam, Howie, 1957, № 68671).
  71. Гранатосодержащее «метагаббро» («гиперстеновое габбро»)  $РП 14\% + Авг$  (хим. ан. № 680)  $14\% + Пл_{71} 55\% + КПШ 6\% + Гр 7\% + Мт 4\%$ , немного антипертита, серцита,  $An, Эн$ ; шт. Пенсильвания, Норристаун (Clavan a. o., 1954, № 35-13).
  72. Ортопироксен из гранат-пироксенового гнейса;  $РП + Пл$  (хим. ан.)  $+ Рог + Гр$  (хим. ан.)  $+ Ильм$  (хим. ан.); Австралия, Брокен Хилл, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1965, № 0-16).
  73. Гиперстен из роговообманково-двупироксенового (эклогитоподобного) гнейса (хим. ан.);  $Пл_{45} 38\% + МП$  (хим. ан.)  $17,4\% + РП 13,1\% + Рог$  (хим. ан.)  $20,2\% + Кв 7,0\% + Рудн 2,6\% + An 1,0\% + Гр 0,7\%$  ( $+ Рут + Рудн - Мт, Ильм, поровну$ ). Судан, горы Лафит (Howie, 1958, № 7286).
  74. Ортопироксен (эвлит) из основного гранулита (хим. ан.);  $РП + Пл_{25-23}$  (антипертит)  $+ КПШ + Кв + Рог + Mn + Гр$  (хим. ан.)  $+ Анц, Ильм, Мт, Цир, An$ ; Швеция, Варберт, Фэстингсбергет (Subramaniam, Howie, 1957, № V-2).
  75. Феррогиперстен из гранулита промежуточного состава промежуточного чарнокита (хим. ан.);  $Пл_{32} + Кв + КПШ + РП + Рог + Би + Гр$  (хим. ан.); Уганда, Вест Найл, гора Ваги (Subramaniam, Howie, 1957, № S-347).
- Чарнокиты*
176. Гиперстен из кислого чарнокита;  $Ду$  (хим. ан. № 691)  $+ РП + Рог + Би$  (хим. ан.)  $+ Пл + КПШ + Кв$ ; Западное Приазовье, р. Токмак, аналитик А. А. Стеценко (Хмарук, Щербаков, 1965, № 155).
  177. Ортопироксен из гиперстенового гнейса (промежуточный парачарнокит);  $Пл_{37} + Кв + РП + Би + Скап$  (мариалит)  $+ An$ ; Финляндия, Ванхакула; Лохия; аналитик П. Оджанпера (Paragas, 1958, № 18).
  178. Гиперстен из промежуточной породы;  $Кв 20,7\% + КПШ 33,5\% + Пл 36,6\% + Рог$  (хим. ан.),  $1,7\% + РП 3,4\% + Мт 3,6\% + An 0,5\%$ ; Индия, Мадрас, Амбагамудан Ротхай, Тинневелли, аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1955, № 137).
  179. Гиперстен из промежуточной породы;  $Кв 8,7\% + КПШ 7,4\% + Пл 61,2\% + Рог 0,1\% + Би 0,1\% + РП 17,6\% + Мт$  (хим. ан.)  $4,6\% + An 0,3\% + Ильм, Пи$ ; Индия, Мадрас, Чеварои Хиллс, аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1955, № 4641в).
  180. Феррогиперстен из промежуточной породы;  $Кв 20,8\% + КПШ 34,4\% + Пл 31,1\% + Рог$  (хим. ан.)  $1,7\% + Би$  (хим. ан.)  $1,0\% + РП 4,9\% + Авг$  (хим. ан.)  $2,1\% + Мт 3,4\% + An 0,6\%$ ; Индия, Мадрас, Парамба, Тинневелли, аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1955, № 115).
  181. Гиперстен из промежуточной породы (хим. ан.);  $Кв 6,1\% + КПШ$  (хим. ан.)  $3,8\% + Пл$  (хим. ан.)  $52,9\% + Рог$  (хим. ан.)  $1,4\% + Би$  (хим. ан.)  $7,9\% + РП 5,5\% + Авг$  (хим. ан. № 694)  $13,7\% + Мт$  (хим. ан.)  $4,6\% + Ильм$  (хим. ан.)  $+ An 1,1\%$ ; Индия, Мадрас, Салем; аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1955, № 2270).
  182. Ортопироксен из пироксенового грану-



- лита с чарнокитовым обликом; Канада, Северный Квебек (Howie, 1963, № 137/59).
183. Ортопироксен из основного чарнокитового гранулита с калишпатом;  $РП + МП + Пл + КПШ + Кв$ ; Калифорния, окр. Санта Лючия, Лафлер Каньон (Compton, 1960, цит. по Howie, 1963, № 3).
  184. Ортопироксен из промежуточных чарнокитов; Бразилия, Бахия, аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1963, № В-310).
  185. Гиперстен из промежуточного чарнокита («чарнокитового габбро»);  $РП + МП$  ( $Ng=1,716$ ,  $Nr=1,692$ ) +  $Пл_{58} + Би$  ( $Ng=1,637$ ) +  $КПШ$  6% +  $Кв$  6%; Восточная Антарктида, оазис Бангера; (Равич и др., 1965, обр. 936).
  186. Эвлит из чарнокитов;  $РП$  0,5% +  $Фа$  0,5% +  $Рог$  16% +  $Орт$  28% +  $Пл_{30}$  45% +  $Кв$  10% +  $Сл$ ,  $Мт$ ,  $Би$ ,  $Мп$ ,  $Цир$ ,  $Ап$ ; Антарктида, Земля Королевы Мод, Массив Инзель (Равич, Соловьев, 1966, № 5).
  187. Эвлит из чарнокитового адалеллита (промежуточного чарнокита);  $Пл_{30-44} + Кв + КПШ + РП$  + немного  $Би$ ,  $Рог$ ,  $МП$  и  $Fe-Рудн$ , редко  $Альм$ ; Африка, Натал, Марбл Дельта, Ориби Гордж, аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1958; № UG29a).
  188. Гиперстен из парачарнокита (хим. ан.);  $РП + Би$  (хим. ан.) +  $Пл_{29-30} + КПШ + Кв$ ; Кольский п-ов (Бондаренко, 1964, № 547-1).
  189. Гиперстен из антипертитового чарнокита-гранодиорита;  $РП + Би$  (хим. ан.) +  $Пл + КПШ + Кв$ ; Кольский п-ов (Бондаренко, 1964, № 87).
  190. Гиперстен в гиперстеновом мигматите;  $РП + Би + Кв + Пл + КПШ$ ; Украинский массив, район Винницы, аналитик С. М. Цвик (Костюк, 1955; № 45/6).
  191. Ортопироксен из гиперстенового гнейса (чарнокитового анатектита);  $РП + Би$  ( $Ng=1,666$ ) +  $Пл + КПШ + Кв$ ; р. Алдан, левый берег, 5,5 км ниже рч. Нимчеркан, верхнеалданская свита, аналитик М. А. Тимофеева (Кицул, 1966; Лазебник, 1966, № 229/7a).
  192. Гиперстен из гиперстеновых мигматитов (чарнокитов);  $РП + Би + Пл$  (антипертит) +  $КПШ + Кв$ ; Сино-Корейский щит, гора Кимчек, аналитик М. Г. Погорелова (Маракушев, 1964, № Э-999).
  193. Ортопироксен из чарнокита;  $Кв + Пл + КПШ + РП + Мт + МП$ , среди кондалитов ( $Кв + Пш + Гр + Сил$ ); Индия (Murty, 1964).
  194. Гиперстен из промежуточной чарнокитовой породы (хим. ан.);  $Кв$  29,7% +  $Пл_{35}$  58,0% +  $КПШ$  1,0% +  $РП$  7,1% +  $Би$  2,7% +  $Fe-Рудн$  1,5%; Шотландия, Сазерленд, Скури, аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1964, № Н67).
  195. Ортопироксен из чарнокита;  $Кв$  41,8% +  $КПШ$  28,5% +  $Пл$  19,5% +  $РП$  7,9% +  $Мт$  2,2% +  $Ап$  0,1%; Индия, Мадрас, Паллаварам, аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1955, № 4639).
  196. Феррогиперстен из чарнокита;  $Кв$  34,6% +  $КПШ$  (хим. ан.) 26,5% +  $Пл$  (хим. ан.) 31,8% +  $РП$  4,8% +  $Мт$  (хим. ан.) 2,1% +  $Ап$  0,2%; Индия, Мадрас, Трисул Хилл, Меанамбакам, аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1955, № 6436).
  197. Феррогиперстен из чарнокита (хим. ан.);  $КПШ + Кв + Пл + РП + Мт$ ; Индия, Мадрас, Паллаварам (Howie, 1955, № 12700).
  198. Феррогиперстен из чарнокитового адалеллита (магматического?);  $МП$  (хим. ан. № 695) +  $РП + КПШ + Пл + Кв$ ?; Австралия, хр. Мусгрейв, Алака (Wilson, 1964, № 1-a).
  199. Гиперстен из гранитоидов (чарнокитового облика); аналитик Ф. Гоннер (Larsen, Draisin, 1948).
  200. Гиперстен из гранитоидов (чарнокитового облика); аналитик Ф. Гоннер (Larsen, Draisin, 1948).
  201. Гиперстен из гранитоидов (чарнокитового облика); аналитик Ф. Гоннер (Larsen, Draisin, 1948).
  202. Эвлит из фаялитовых чарнокитов;  $КПШ$  42% +  $Пл_{33}$  20% +  $Кв$  12% +  $Фа$  3% +  $Эв$  10% +  $Рог$  5% +  $Би$  5% +  $Мт$  2%; Антарктида, Земля Королевы Мод, массив Лодочникова (Равич, Соловьев, 1966, № 132Ж).
  203. Гиперстен из аплита (чарнокита?);  $Кв + КПШ + Пл + РП + Гр$ ; Финляндия, Фейерленд, аналитик С. Локка (Lokka, 1943, табл. 25).
  204. Гиперстен из пироксен-амфибол-плагиоклазовых гнейсов;  $РП + Би + Гр + Корд + Кв + Пл + КПШ$ ; Подолия, Украинский массив; аналитик С. М. Цвик (Костюк, 1955, № 4/1a).
  205. Гиперстен из гиперстен-гранатового мигматита;  $Би + Рп + Гр + Кв + Пл + КПШ$ ; Украинский массив, аналитик С. М. Цвик (Костюк, 1955, № 8/4).
  206. Ортопироксен из эндербита (гиперстен-биотит-гранатового гнейса или гранатового чарнокита);  $РП + Гр$  (хим. ан.) +  $Би$  (хим. ан.) +  $Пл + КПШ + Кв$ ; правый берег Алдана, 6 км выше р. Чампула, верхнеалданская свита, аналитик А. П. Алферова (Кицул, 1966, № 228/8).
  207. Гиперстен из чарнокитового гранулита;  $РП + Би + Гр + Пл_{30} + КПШ + Кв$ ; Индия, Веллоре, Кайласгарх, аналитик Х. Швандер (Naidu, 1954; цит. по Howie, 1963).
  208. Ортопироксен из чарнокита; о-в Баффин, восточное побережье Панквиртунг (Howie, 1963, № 400).
  209. Феррогиперстен из эндербита; Британская Гвiana, 3 мили к западу от Даданова, Южные Саванны, аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1963, № 186 в/54, цит. по Д. Н. З., 1963).
  210. Ортопироксен из «метаббро» (чарнокитового облика, «гибридизированный норит»);  $Пл_{36}$  57% +  $Кв$  26% +  $КПШ$  4% +  $РП$  10% +  $Мт$  3% + немного антипертита, серишита и следы  $Гр$  (?),  $Би$ ,  $Ап$ ; шт. Пенсильвания, Норристаун (Clavan a. o., 1954, № 35-14).

*Высокоглиноземистые породы*

211. Гиперстен из гиперстенового гнейса (эндербита);  $Pl_{38} + РП + Кв + Би + \pm Рог + Сапф + Мт$ ; Цир; Мадагаскар, Бемато, Бетрока, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1958, № 802/58).
212. Гиперстен из сапфиринового гранулита (хим. ан.);  $Гр$  (хим. ан.) +  $Би$  (хим. ан.) +  $Корд$  (хим. ан.) +  $РП + Сапф$  (хим. ан.) +  $Сил$ ,  $Орт$ ,  $Шп$ ; Италия, Кодера, аналитики Х. Смит, П. Елморе, М. Скнефф (Ваггер, 1964, № 1-2).
213. Гиперстен из гранулитов;  $Pl_{25-30} + Кв + Гр$  (хим. ан.) +  $РП + Рог$ ; Лапландия, Сотаеки, аналитик Е. Норденсван (Eskola, 1952, № 24).
214. Гиперстен из высокоглиноземистых пород (хим. ан.),  $РП + Гр$  (хим. ан.) +  $Корд$  (хим. ан.) +  $Би$  (хим. ан.) +  $Сапф$  (хим. ан.); Анабарский массив, верховье р. Алы (Лутц, Копанева, 1968, обр. 1105/2).
215. Гиперстен из высокоглиноземистых пород;  $РП + Кв + Би$  (хим. ан.) +  $Сил + Пл$ ; Анабарский щит, верховье р. Этэ Эбин (материалы Лутца, обр. 2639).
216. Гиперстен из кордиеритового (высокоглиноземистого) гнейса;  $РП + Корд + Би$  (хим. ан.) +  $Кв + Пл$ ; Анабарский щит, р. Монхоолс (материалы Лутца, обр. Л-66-063).
217. Гиперстен из дайки пиропового пироксенита в сланце,  $РП + Гр + Ант$  (хим. ан.) +  $Сил + Рут + Би$  (хим. ан.); Северная Каролина, Родолит Кворри, Франклин, аналитик И. П. Хендерсон (Henderson, 1931).
218. Гиперстен из гранулитов (хим. ан.);  $Pl_{40-50} + РП + Гр$  (хим. ан.) +  $Би$ ; Лапландия, Кевуавдши, аналитик А. Хухма (Eskola, 1952, № 23/3, цит. по Д. Н. З., 1963).
219. Гиперстен из биотит-пироксенового гнейса (хим. ан.);  $РП + Би$  (хим. ан.) +  $Пл + Кв$ ; Кольский п-ов (Бондаренко, 1964, № 566а).
220. Ортопироксен из плагиоклаз-гиперстенового гранулита (габбро-норита, хим. ан.);  $РП + Пл + Рудн$ ; Сальные Тундры, гора Телячья Голова, верховье р. Печа (колл. Федкова Т. А., материалы А. Ю. Однец).
221. Гиперстен из гранат-кордиеритового гнейса;  $РП + Гр + Корд$ ; Лаахерское оз., ФРГ (Вагнз, 1912 — см. Соболев, 1964а).
222. Гиперстен из биотит-гранат-кордиерит-гиперстенового сланца;  $Би$  (хим. ан.) +  $Гр + Корд + Шп + Пл + Кв$ ; архей, южная часть Чарской глыбы, аналитик Погорелова (Корниковский, 1967).
223. Ортопироксен из гранатосодержащего эндербита;  $Пл + РП + Гр + КПШ$ ; Индия, Мадрас, Мэгезин Хилл (Howie, 1963, № 116).
224. Гиперстен из Маньяжита;  $Pl_{60} + РП + Гр$  ( $f=54$ ) +  $Би$ ; Мадагаскар, Волотара (Lacroix, 1914, Н. Соболев, 1964а).
225. Гиперстен из гиперстенового гнейса;  $Pl_{52} + РП + Би + Рудн$  ( $Мт + Ильм$ ); Мадагаскар, форт Дауфин (Howie, 1958, № 802/70).
226. Гиперстен из гиперстен-кордиеритового гнейса;  $РП$  55% +  $Корд$  20% +  $Pl_{33}$  5% +  $Би$  15% +  $Гр$  2% +  $Шп$  3%; Восточная Антарктида, оазис Бангера (Равич и др., 1965, № 906а).

*Эвлизиты и железистые породы гранулитовой фаши*

227. Эвлит из гранат-гиперстенового гнейса;  $Эв$  53% +  $Гр$  17% +  $МП$  (хим. ан. № 703) 2% +  $Кв$  26% + ( $Рог$  0,2% + окислы 0,7% +  $Ап$  0,7% + графит 1,1%); Нью-Йорк, Медвежья гора, аналитик М. Чиза (Dodds, 1963, № 1167/2).
228. Гиперстен из эвлизита;  $РП + грюнерит + Гр$  (альмандин-спессартин); Шотландия, Росс-Шир, Лох-Дьюнч, аналитик Н. Хенри (Henry, 1935).
229. Гиперстен из гиперстенового кристаллического сланца;  $РП + Мт + Кв$ ; Побужье (Ушакова, 1960).
230. Гиперстен из гиперстен-магнетитового кристаллического сланца, богатого кварцем;  $РП + Мт + Кв$ ; Анабарский щит, р. Анабар, 18 км ниже устья р. Алы, аналитик М. В. Алпатьева (Рабкин, 1959, № 302а/178).
231. Гиперстен из кварцсодержащего эвлизита;  $РП + Гр$  (хим. ан.) +  $Кв + Мт$ ; Ханкайский массив, с. Матвеевка, аналитик М. Г. Погорелова (материалы М. А. Мишкина, № 62-5-2).
232. Эвлит из эвлизитовой породы;  $Гр + РП + Кв + Мт$ ; о-в Понд Инлет к северо-востоку от о-ва Баффин (Howie, 1963, № 355; цит. по Д. Н. З., 1963).
233. Эвлит из эвлизита;  $Фа + Мп + РП + грюнерит + Мт$ ; Южный Судан, Маднал, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1963, № 1002).
234. Ортопироксен из эвлизита;  $РП$  ( $Эв$ ) +  $грюнерит + гастигсит + Мп + Кв$ ; Африка, Центральный Габон, долина Окопи Окандта (Howie, 1963, № XI-132).
235. Гиперстен из эвлизита, Гренландия, аналитик Б. Брун (Ramberg, De Voege, № XYZ).

*Железистые породы амфиболитовой фаши*

236. Гиперстен из эвлизита, Финляндия, Виттинки, аналитик Н. Салбом (Непгу, 1935, цит. по Niggli, 1943, № 0-29).
237. Феррогиперстен из рудного амфибол-пироксен-магнетитового кварцита;  $Мт + Кв + РП + МП$  (хим. ан. № 764) +  $Кул$ ; Украинский щит, Иваиовский участок, скв. 1107, аналитик Б. В. Мирская (Половко и др., 1960).
238. Феррогиперстен из крупнозернистого участка кварц-гранат-пироксеновой породы; Украинский щит, Зеленковский участок, скв. 1007, глубина

- 94,00—94,70 м; аналитик С. А. Панченко (Половко и др., 1960).
239. Гиперстен из железистого скарна;  $РП+Фа+Мт+Альм+Кв+Кум+Шп$  (желтая)  $+Ант$ ; Украинский щит, аналитик А. А. Стеценко (Стрыгун, 1964, № АН-2-ХІV).
240. Феррогиперстен из железистых пород;  $МП$  (хим. ан. № 772)  $+РП+Мт+Кв+КЦо$ ; Северный Квебек, аналитик С. Кранк (Kranck, 1961, № Н-7).
241. Феррогиперстен из железистых руд;  $МП$  (хим. ан. № 767) 10%  $+Кв$  10%  $+Кум$  20%  $+РП$  45%  $+КЦо$  15%; Северный Квебек, аналитик С. Кранк (Kranck, 1961, № Н-9).
242. Феррогиперстен из железистых пород;  $РП$  30%  $+МП$  (хим. ан. № 773) 30%  $+КЦо$  10%  $+Кв$  10%; Северный Квебек, Маунт Рид, аналитик С. Кранк (Kranck, 1961, № Н-4).
243. Феррогиперстен из железистых пород;  $Кв$  40%  $+Мт$  25%  $+Эг-Гед$  (хим. ан. № 774) 20%  $+РП$  15%; Северный Квебек, Маунт Рид, аналитик С. Кранк (Kranck, 1961, № А-50).
244. Феррогиперстен из железистых пород;  $РП$  35%  $+МП$  (хим. ан. № 775) 25%  $+Кв$  30%  $+КЦо$  10%; Северный Квебек, аналитик С. Кранк (Kranck, 1961, № ВІ-21).
245. Феррогиперстен из железистых пород;  $Кв$  35%  $+РП$  30%  $+МП$  (хим. ан. № 776) 25%  $+КЦо$  10%  $+следы графита$ ; Северный Квебек (Kranck, 1961, № ВІ-6).
246. Гиперстен из железистых пород;  $Кв$  15%  $+КЦо$  25%  $+РП$  30%  $+МП$  (хим. ан. № 777) 30% (Kranck, 1961, № ВІ-3).
- Контактовые породы*
247. Гиперстен из двупироксен-плагноклазового роговика;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1009)  $+Рог+Би$ ; Норвегия, район Осло, Аарволд Кворри (Muir, Tilley, 1958).
248. Гиперстен из метаморфизованного базальта;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1010)  $+Ол$ ; Килауза, Гавайи, аналитик Дж. Скун (Muir, Tilley, 1958).
249. Гиперстен из гиперстен-шпинель-плагноклазового роговика;  $РП+Корд+Пл+Шп$ ; Шотландия, Белхелви, Абердиншир, аналитик Р. А. Хаун (Howie, 1964, № 20).
250. Гиперстен из «микроноритового» плагноклаз-гиперстенового ксеполита в порфире; Абердиншир, массив Хаддо (Walls, 1935, № В).
251. Эвлизит метаморфический из контактово-метаморфической желтой породы;  $РП+Кв+грюннерит+Гр$ ; Манчжурия, аналитик Н. Генри (Tsung, Henry, 1937).
252. Ортопироксен метаморфический из контактово-метаморфического эвлизита; Манчжурия (Hess, 1952, № 17).
253. Феррогиперстен из эвлизита;  $Фа$  (хим. ан.)  $+РП+Кв+Амф$ ; Швеция, Тунаберг, аналитик Р. Маузелюс (Sandius, 1932, цит. по Henry, 1935; хим. ан. фаялита из Sahama, Torgeson, 1949).
254. Гиперстен из эвлизита (железистой контактово-метаморфической породы); Швеция, гора Мансьё, аналитик Н. Генри (Henry, 1935, № Е).
- Перидотитовые включения в базальтах*
255. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1137), Чехословакия (Farsky, 1876, цит. по Ross а. о., 1954, № 1а).
256. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1138)  $+Шп$ ; Австрия (Schadler, 1914, цит. по Ross а. о., 1954, № 3а).
257. Энстатит;  $РП+МП$ ; Австрия, Стирня (Ross а. о., 1954, № 5).
258. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1139); ФРГ, Эйфель, Дрейзер Вейхер (Ross а. о., 1954, № 4).
259. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1141) Германия (Вагер, 1891, цит. по Ross а. о., 1954, № 9а).
260. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1142); Сардиния (Lauro, 1940, цит. по Ross а. о., 1954, № 11-а).
261. Пироксен из оливниновых нодулей в базальте;  $РП+МП+Ол$  (хим. ан.)  $+хромшпинель+Рудн$ ; Дербишир, Калтон Хилл, аналитик С. Д. Хамад (Hamad, 1963, № 1).
262. Пироксен из оливниновых нодулей (хим. ан.) в базальте;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1143)  $+Ол$  (хим. ан.)  $+хромшпинель+Рудн$ ; Дербишир, Калтон, аналитик С. Д. Хамад (Hamad, 1963, № 2).
263. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1144); Калифорния, Сан-Бернардино Каунти (Ross а. о., 1954, № 2).
264. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1145); Аризона (Ross а. о., 1954, № 3).
265. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1148); Мексика (Ross а. о., 1954, № 1).
266. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1149); Гавайи, Оаху (Ross а. о., 1954, № 8).
267. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1150); Гавайи, Мауна Кеа (Ross а. о., 1954, № 9).
268. Пироксен; Приморье, Борзясовский вулкан (Сахно, Денисов, 1963).
269. Пироксен; Приморье, Лесозаводск (Гапеева, 1960).
270. Пироксен; Приморье, Лесозаводск (Гапеева, 1960).
271. Энстатит (Ross а. о., 1954, № 6).
272. Энстатит;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1152); Япония (Ross и др., 1954, № 7).
273. Бронзит из включения вебстерита в оливниновом базальте;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1156)  $\pm Ол$ ; д. Ночи, преф. Ока-яма, Япония, аналитик Катсура (Yatagushi, 1964 № 3-Кв-11а-1).
274. Гиперстен из включения габбро в базальте;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1169)  $+Пл_{55}+Мт\pm Ол$ ; о-в Гоф, Южная Атлантика (Le Maitre, 1965, № 6-30).
275. Гиперстен из включения габбро в базальте;  $РП+МП$  (хим. ан. № 1170)  $+Ол$  ( $j=25$ )  $+Пл_{55}+Мт$ ; о-в Гоф, Южная Атлантика (Le Maitre, 1965, № G 30 т).

276. Пироксен из гиперстенового «эклогита» (гранатового пироксенита);  $РП + МП$  (хим. ан. № 1173) +  $Гр$  (хим. ан.) ±  $Анц$ ,  $Би$ ,  $Рог$ ,  $Шп$ ; Оаху, кратер Солт Лэйк, аналитик Дж. Скун (Yoder, Tille, 1962, № 66118).
- Ультраосновные включения в кимберлитах и гранатомы перидотиты*
277. Пироксен из ксенолита;  $РП + МП$  (хим. ан.) +  $Ол$  (хим. ан.) +  $Шп$ ; Анабаро-Оленекский р-н, трубка «Обнаженная» (Миллашев и др., 1963).
278. Энстатит из шпинель-гранатового перидотита;  $РП$  74% +  $МП$  (хим. ан. № 1174) 12% +  $Шп$  (хим. ан.) 6% +  $Ол$  (хим. ан.) 4% +  $Гр$  (хим. ан.) 4%; трубка «Слюдяная», аналитик А. П. Алферова (Лутц, 1965, обр. Сл-63).
279. Пироксен из лерцолитового нодуля в щелочной диатреме;  $РП + МП + Ол$  (хим. ан.); Аризона, Красное Озеро, Индийская резервация Наваджо, диатрема Грин Кноб (O'Naga, Мерсу, 1966, № G. K. 3).
280. Энстатит, крупный желвак из кимберлитовой трубки «Новинка», Якутия, аналитики Шевченко, Туркевич (Бобриневич и др., 1964).
281. Пироксен из ультраосновных включений в кимберлитах;  $РП$  45% +  $Ол$  (хим. ан.) 55%; Южная Африка, трубка «Кимберли», аналитик Холмс (O'Naga а. о., 1963, № А. I.-10585).
282. Пироксен из ультраосновных включений в кимберлитах;  $РП$  30% +  $МП$  (хим. ан. № 1183) 15% +  $Ол$  (хим. ан.) 55%; Южная Африка (O'Naga а. о., 1963, № А-10-10591).
283. Пироксен из ультраосновных включений в кимберлитах;  $РП$  40% +  $МП$  (хим. ан.) 10% +  $Ол$  (хим. ан.) 50%; Южная Африка, аналитик Холмс (O'Naga а. о., 1963, № А-15-10589).
284. Энстатит; Норвегия, Эспедален, аналитик Х. С. Вашингтон (Washington, Merwin, 1923).
285. Энстатит из гранатовых гипербазитов; Норвегия, Алмкловдален (Johansson, 1907).
286. Пироксен из гранатовых перидотитов;  $РП$  40% +  $Ол$  (хим. ан.) 50% +  $Амф$  5% +  $Хл$  5%; Норвегия, Алмкловдален, Солтерс Ванд (O'Naga и др., 1963, № S 1).
287. Пироксен из гранатовых перидотитов;  $РП$  10% +  $Ол$  (хим. ан.) 65% +  $Амф$  15% +  $Хл$  10% ±  $Хр$ ; Норвегия, Тафиорд, Колдхусетер (O'Naga а. о., 1963, № N 3-10250).
288. Пироксен из гранатовых перидотитов;  $РП$  15% +  $Ол$  (хим. ан.) 70% +  $Амф$  10% +  $Хл$  5%; Норвегия, Тафиорд, Калскарет (O'Naga а. о., 1963).
289. Пироксен;  $РП + МП$  (хим. ан.) +  $Ол$  (хим. ан.), Анабаро-Оленекский р-н, трубка «Обнаженная» (Миллашев и др., 1963).
290. Пироксен;  $РП + МП$  (хим. ан. № 1185) +  $Гр$  (хим. ан.) +  $Ол$ ; Якутия, трубка «Мир», аналитик А. П. Алферова (Лутц, 1964, обр. № М-114).
291. Энстатит из гранатового лерцолита; Южная Африка, трубка «Кимберли» (Vanno, Kushiro а. о., 1963).
292. Энстатит;  $РП + Ол$  (хим. ан.) +  $Гр$ ; Южная Африка, Базутоланд (Nixon и др., 1963).
293. Энстатит из лерцолитового нодуля;  $РП + Ол + Гр$ ; Южная Африка, Базутоланд, Малиба, Матсо (Nixon а. о., 1963).
294. Энстатит из лерцолитового нодуля (хим. ан.);  $РП + Гр$  (хим. ан.); Южная Африка, Базутоланд (Nixon а. о., 1963).
295. Энстатит из саксонитового нодуля;  $РП + Ол$  (хим. ан.) +  $Гр$ ; Южная Африка, Базутоланд (Nixon а. о., 1963).
296. Пироксен из гранатового лерцолита;  $РП$  40% +  $Ол$  45% +  $МП$  10% +  $Гр$  5% +  $Флог$  (вторичный); Южная Африка (O'Naga а. о., 1963, № А-3-10596).
297. Энстатит из гранатового перидотита;  $РП + МП$  (хим. ан.) +  $Гр$  (хим. ан.) +  $Ол$ ; Южная Африка, трубка «Бульфонтейн», аналитик А. И. Истон (Mac Gregor, Ringwood, 1964, № BDT-1).
298. Бронзит из ультраосновных включений в кимберлитах;  $РП + Ол + Гр$ ; Южная Африка, аналитик Холмс (O'Naga а. о., 1963 № А-4-10592).
299. Пироксен из ультраосновных включений в кимберлите (хим. ан.);  $РП$  40% +  $Ол$  (хим. ан.) 50% +  $Гр$  (хим. ан.) 10%; Южная Африка, аналитик Холмс (O'Naga а. о., 1963, № А-6-10594).
300. Пироксен из гранатовых перидотитов в кимберлитах;  $РП + МП$  (хим. ан. № 1190) +  $Ол + Гр$ ; Южная Африка (O'Naga, 1963, № А-17-10597).
301. Пироксен из гранатовых перидотитов;  $РП$  15% +  $МП$  (хим. ан. № 1201) 25% +  $Ол$  (хим. ан.) 40% +  $Гр$  (хим. ан.) 15% +  $Амф$  5%; Швейцария, Беллинзона, Алпе Арами (O'Naga, 1963, № А-2).
302. Пироксен из гранатовых перидотитов;  $РП$  10% +  $МП$  (хим. ан. № 1198) 30% +  $Ол$  (хим. ан.) 35% +  $Гр$  (хим. ан.) 20% +  $Амф$  (хим. ан.) 5%; Норвегия, Алмкловдален (O'Naga а. о., 1963, № 69-10316).
303. Пироксен из гранатовых перидотитов;  $РП$  5% +  $МП$  (хим. ан.) 40% +  $Ол$  (хим. ан.) 25% +  $Гр$  (хим. ан.) 25% +  $Амф$  5%; Норвегия, Алмкловдален (O'Naga а. о., 1963, № 70-10317).
304. Пироксен из гранатовых пироксенитов;  $РП$  15% +  $МП$  (хим. ан. 1197) 35% +  $Гр$  (хим. ан.) 40% +  $Амф$  10%; Норвегия, Алмкловдален (O'Naga а. о., 1963, № 71-10318).
305. Пироксен из гранатовых пироксенитов;  $РП$  20% +  $МП$  (хим. ан. № 1193) 40% +  $Гр$  (хим. ан.) 30% +  $Амф$  (хим. ан.) 10% ±  $Ильм$ ,  $Ол$ ; Норвегия, Тафиорд, Калскарет (O'Naga а. о., 1963, № 23-10270).

306. Энстатит из гранатового лерцелита;  $РП+МП+Ол$  (хим. ан.)+Пир; Южная Чехия, Кржемж (Соболев, 19646).
307. Гиперстен из гранат-роговообманкового пироксенита,  $РП+МП$  (хим. ан.)+Рог (хим. ан.)+Гр (хим. ан.); Квебек, Атолл, Лэйк (Кганск, 1961).
- Дополнительные анализы**
308. Вкрапленник бронзита из бронзит-пижонитового толеита; влк. Фунагата, Япония (МП — хим. ан. № 1242, Аоки, 1966).
309. Вкрапленник бронзита из бронзит-оливин-пижонитового толеита; влк. Фунагата, Япония (МП — хим. ан. № 1243, Аоки, 1966).
- 310—314. Гиперстены вкрапленников из риолитов; Новая Зеландия (Ewart, 1967).
315. Вкрапленник гиперстена из трахиандезита; о-в Оки, Япония (МП — хим. ан. № 1251, Uchimizu, 1966).
316. Вкрапленник гиперстена из трахита; о-в Оки, Япония (МП — хим. ан. № 1252, Uchimizu, 1966).
- 317—334. Пироксены из чарнокитового комплекса Кондапалли, шт. Андхра-Прадеш, Индия, аналитик К. Лиланандам (Leelanandam, 1967):
- 317 — обр. 48,  $РП+МП+Пл+Рудн$ ;
- 318 — обр. 323,  $РП+МП$  (хим. ан.)+Пл;
- 319 — обр. 22,  $РП+Рог+Пл+зел. Шп+Рудн$ ;
- 320 — обр. Д14,  $РП+МП$  (хим. ан.)+Рог+Пл;
- 321 — обр. 431,  $РП+Рог+Би+Пл$ ;
- 322 — обр. 61,  $РП+МП$  (хим. ан.)+Рог+Би+Пл;
- 323 — обр. 6-17,  $РП+МП$  (хим. ан.)+Рог+Би+Пл+Рудн;
- 324 — обр. 474,  $РП+МП$  (хим. ан.)+Рог+Пл+Рудн;
- 325 — обр. 28,  $РП+МП$  (хим. ан.)+Рог+Би+Гр+Пл+Кв+Рудн;
- 326 — обр. 220,  $РП+Рог+Би+Гр+Пл+Кв+Рудн$ ;
- 327 — обр. А-18,  $РП+МП$  (хим. ан.)+Рог+Би+Гр+Пл+Кв+Рудн;
- 328 — обр. Р-45,  $РП+МП+Би+Пл+КПШ+Кв+Рудн$ ;
- 329 — обр. 382,  $РП+Би+Гр+Пл+КПШ+Кв+Рудн$ ;
- 330 — обр. 62,  $РП+МП$  (частичный хим. ан.)+Рог+Би+Пл+КПШ+Кв+Рудн;
- 331 — обр. М-12,  $РП+Би+Гр+Пл+КПШ+Кв+Рудн$ ;
- 332 — обр. В4,  $РП+Би+Гр+Пл+КПШ+Кв$ ;
- 333 — обр. 1,  $РП+Би+Гр+Пл+КПШ+Кв+Рудн$ ;
- 334 — обр. 322  $РП+Гр+Пл+Кв+Рудн$ .
- 335—339. Пироксены из слюдянской и мантогольской толщ архейского комплекса Восточного Саяна, аналитик Е. Е. Зевелева (Никитина и др., 1967):
- 335 — обр. 229, биотит-двупироксеновый гнейс;
- 336 — обр. 2093, биотит-двупироксеновый гнейс;
- 337 — обр. 544, биотит-двупироксеновый амфиболит;
- 338 — обр. 595, биотит-двупироксеновый амфиболит;
- 339 — обр. 227г, двупироксеновый амфиболит.
- 340—345. Пироксены из гранулитового комплекса района Лютцов-Хольмбукта, Антарктида, аналитик Т. Катсура (Ваппо и др., 1964):
- 340 — обр. 101,  $РП+МП$  (хим. ан.);
- 341 — обр. 104,  $РП+Рог+Би+Пл+Ильм+Мт+Пир$ +пирротин;
- 342 — обр. 102,  $РП+МП+Рог$  (хим. ан.)+Пл;
- 343 — обр. 103,  $РП+МП+Рог$  (хим. ан.)+Би (хим. ан.)+КПШ+Пл+Ильм+Пир+пирротин;
- 344 — обр. 4 (хим. ан.),  $РП+МП$  (хим. ан.)+Рог (хим. ан.)+Би (хим. ан.)+КПШ+Пл+Ильм+Пир+пирротин;
- 345 — обр. 108, обломок кристалла с о-ва Онгул.
346. Гиперстен из эвлизита,  $РП+МП+Гр+Мт+Кв$ ; Приазовье, Мангушская магнитная аномалия, скв. 13, глубина 78,0 м, аналитик Б. В. Мирская (Кравченко, Хмарук, 1966).
347. Энстатит из магнезиальных скарнов,  $РП+Ол$  (хим. ан.)+Флог (хим. ан.)+Рудн, Юго-Западный Памир, р. Гондарв, горанская свита, ваханская серия, аналитики Р. Л. Телешева, Н. И. Степанова (материалы И. А. Зотова).
348. Гиперстен из жедрит-кордиеритового гранулита,  $РП+Гр$  (хим. ан.)+Корд (хим. ан.)+Би (хим. ан.)+Жедр+Пль+Кв+Сил; Финляндия, район Киурувеси, оз. Юурирка (Savolathi, 1966).
349. Гиперстен из гиперстен-кордиеритового гнейса,  $РП+Корд+Би$  (хим. ан.)+Гр+Кв+Пл; Алданский щит (материалы Е. А. Кулиш).
350. Гиперстен из двупироксенового кварцита,  $РП+МП+Мт+Кв$ ; Приазовье, р. Берда, аналитик Б. В. Мирская (Кравченко, Хмарук, 1966; обр. 1332).
351. Энстатит из магнезиального скарна,  $РП+Шп+Ол+Флог$ ; Юго-Западный Памир, месторождение Кухилал (Россовский, 1963).
- 352—353. Энстатит из тальковых пород (магнезиальных скарнов),  $РП+Та+Ол+Ант+Трем+Серп$ ; Юго-Западный Памир, месторождение Мульводж (Доброхотова и др., 1967).
354. Энстатит из магнезиальных скарнов,  $РП+Флог$ ; Алдан, месторождение Таежное (материалы Л. И. Шабни-на).

## **ПРИЛОЖЕНИЕ 2**

### **ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ**

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (ВЕС. %) И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ

| Анализ                                  | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg   | 2V°  | d, c/см <sup>3</sup> |
|---|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|----------------------|
| <b>Эффузивные породы</b>                |                  |                                |                  |                                |                                |      |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |      |                      |
| Спилито-диабазовая формация             |                  |                                |                  |                                |                                |      |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |      |                      |
| 1                                       | 51,82            | 2,38                           | 0,21             | 1,55                           | —                              | 4,90 | 0,17  | 17,39 | 20,00 | 0,54              | —                | 1,05              | —                 | —      | 100,01 | 1,700 | 1,680 | 1,674 | 0,026 | —     | 52   | 3,42                 |
| 2                                       | 52,24            | 1,13                           | 0,16             | 6,01                           | —                              | 4,74 | 0,09  | 12,40 | 20,08 | 2,38              | 0,01             | 0,07              | 0,08              | 0,05   | 100,44 | 1,722 | —     | 1,694 | 0,028 | 48—53 | 68   | 3,42                 |
| Андезитовая и трахнандезитовая формации |                  |                                |                  |                                |                                |      |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |      |                      |
| Базальты                                |                  |                                |                  |                                |                                |      |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |      |                      |
| 3                                       | 49,87            | 5,83                           | 1,43             | 2,28                           | —                              | 4,82 | 0,28  | 14,45 | 20,53 | 0,42              | 0,07             | —                 | —                 | —      | 99,98  | —     | —     | 1,696 | —     | —     | —    | —                    |
| 4                                       | 49,67            | 5,10                           | 1,14             | 3,14                           | 0,33                           | 4,35 | 0,09  | 16,35 | 19,15 | 0,57              | 0,25             | —                 | 0,12              | —      | 100,29 | —     | 1,704 | —     | —     | —     | 59   | 3,364                |
| 5                                       | 50,67            | 4,11                           | 0,56             | 1,94                           | 0,62                           | 3,17 | —     | 17,13 | 20,43 | 0,38              | 0,25             | —                 | 0,06              | —      | 99,32  | —     | 1,691 | —     | —     | —     | 55   | 3,332                |
| 6                                       | 51,66            | 4,05                           | 0,33             | 2,73                           | —                              | 3,10 | 0,08  | 17,43 | 20,35 | 0,21              | —                | —                 | 0,31              | —      | 100,25 | 1,711 | 1,692 | 1,686 | 0,025 | 42    | 58   | 3,34                 |
| 7                                       | 49,71            | 3,19                           | 1,41             | 3,34                           | —                              | 9,20 | 0,15  | 12,65 | 19,25 | 1,08              | 0,26             | 0,03              | 0,04              | —      | 100,31 | —     | 1,702 | —     | —     | 51    | 55   | —                    |
| 8                                       | 51,37            | 5,21                           | —                | 2,02                           | —                              | 2,96 | —     | 16,94 | 21,58 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,08 | 1,711 | 1,692 | 1,686 | 0,025 | 42    | 58   | 3,333                |
| 9                                       | 49,86            | 5,48                           | 0,41             | 2,42                           | —                              | 4,23 | 0,15  | 15,02 | 22,34 | —                 | —                | 0,20              | 0,11              | —      | 100,22 | 1,715 | 1,696 | 1,689 | 0,026 | 43    | 59   | 3,35                 |
| 10                                      | 51,20            | 2,71                           | 0,27             | 2,76                           | —                              | 4,94 | 0,05  | 15,43 | 22,62 | 0,24              | 0,12             | —                 | 0,06              | —      | 100,40 | —     | —     | —     | —     | —     | —    | —                    |
| 11                                      | 50,10            | 4,57                           | 0,70             | 2,34                           | —                              | 7,14 | 0,32  | 14,20 | 20,18 | 0,32              | —                | 0,24              | 0,10              | —      | 100,21 | 1,714 | 1,700 | 1,692 | 0,022 | 43    | 51   | —                    |
| 12                                      | 51,66            | 3,25                           | 0,42             | 2,47                           | —                              | 9,85 | 0,09  | 10,99 | 19,46 | 0,85              | —                | 0,44              | 0,38              | —      | 99,86  | —     | 1,706 | —     | —     | —     | 50   | —                    |
| 13                                      | 53,42            | 0,68                           | 0,12             | 1,36                           | 0,56                           | 2,01 | 0,07  | 15,99 | 25,75 | 0,12              | 0,06             | 0,16              | 0,01              | 0,03   | 100,34 | 1,701 | 1,681 | 1,674 | 0,027 | 39    | 56   | —                    |
| 14                                      | 48,14            | 6,28                           | 0,42             | 3,05                           | —                              | 4,43 | 0,11  | 20,18 | 16,70 | 0,28              | 0,30             | —                 | 0,12              | —      | 100,01 | 1,717 | —     | 1,690 | 0,027 | 43    | 52   | 3,06                 |
| 15                                      | 48,18            | 5,63                           | 0,48             | 1,40                           | —                              | 6,47 | 0,12  | 14,91 | 22,01 | 0,34              | 0,30             | —                 | 0,12              | —      | 99,96  | 1,715 | —     | 1,690 | 0,025 | 46    | 58   | 3,26                 |
| 16                                      | 49,66            | 6,00                           | 0,44             | 1,93                           | —                              | 5,69 | 17,18 | —     | 19,32 | 0,36              | 0,10             | —                 | —                 | —      | 100,68 | —     | 1,695 | —     | —     | —     | 54,5 | —                    |
| 17                                      | 47,06            | 7,77                           | 1,82             | 1,30                           | —                              | 8,15 | 0,20  | 13,52 | 19,33 | 0,33              | 0,11             | —                 | 0,20              | 0,06   | 99,85  | —     | —     | —     | —     | —     | —    | —                    |
| 18                                      | 52,50            | 2,26                           | —                | 2,05                           | 1,07                           | 2,47 | —     | 17,11 | 21,70 | 0,35              | 0,07             | —                 | 0,64              | —      | 100,22 | —     | —     | —     | —     | —     | —    | —                    |
| 19                                      | 47,6             | 10,6                           | 1,46             | 2,02                           | —                              | 4,54 | —     | 13,4  | 19,6  | 1,12              | 0,01             | —                 | 0,09              | —      | 100,44 | 1,703 | 1,694 | 1,685 | 0,018 | 42    | 55   | —                    |
| 19a                                     | 50,2             | 8,56                           | 0,56             | 0,85                           | —                              | 3,91 | 0,12  | 17,4  | 17,6  | 0,81              | 0,04             | —                 | 0,04              | —      | 100,16 | 1,713 | 1,699 | 1,695 | 0,018 | 41    | 54,5 | —                    |
| 20                                      | 53,95            | 2,07                           | 0,31             | 3,53                           | —                              | 2,45 | 0,01  | 15,25 | 22,17 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 99,74  | 1,703 | 1,699 | 1,693 | 0,020 | —     | 5,4  | —                    |
| 21                                      | 46,83            | 10,41                          | 0,25             | 5,88                           | —                              | 3,45 | 0,09  | 11,61 | 19,42 | 0,79              | 0,24             | —                 | 0,67              | —      | 9,64   | 1,731 | —     | 1,704 | 0,027 | 42    | 58   | 3,87                 |
| 22                                      | 47,42            | 4,34                           | 0,68             | 6,04                           | —                              | 4,57 | —     | 14,50 | 21,44 | 0,17              | —                | —                 | 0,91              | —      | 100,07 | 1,716 | —     | 1,692 | 0,024 | 44    | 58   | 3,535                |
| 23                                      | 47,01            | 3,22                           | 0,86             | 7,83                           | —                              | 5,03 | —     | 13,10 | 22,14 | 0,24              | —                | —                 | 0,74              | —      | 100,17 | 1,711 | —     | 1,692 | 0,019 | 42    | 57   | 3,462                |
| 24                                      | 50,18            | 4,37                           | 0,46             | 3,46                           | —                              | 4,59 | —     | 14,54 | 22,51 | 0,42              | 0,12             | —                 | 0,12              | —      | 100,77 | —     | 1,698 | —     | —     | 44    | 56   | —                    |

|    |       |       |      |      |   |      |      |       |       |      |      |      |      |        |        |       |       |       |       |    |    |   |   |
|----|-------|-------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|------|------|------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|---|---|
| 26 | 50,64 | 4,21  | 1,05 | 3,04 | — | 7,19 | 0,20 | 11,12 | 20,73 | 0,75 | 0,16 | 0,42 | —    | 100,11 | —      | —     | —     | —     | —     | —  | —  | — | — |
| 27 | 49,68 | 5,72  | 1,04 | 3,07 | — | 4,04 | 0,09 | 13,94 | 21,44 | 0,80 | 0,13 | 0,15 | 0,53 | —      | 100,63 | 1,718 | 1,696 | 1,681 | 0,037 | 51 | 58 | — |   |
| 28 | 52,30 | 2,29  | 0,51 | 2,19 | — | 3,73 | 0,15 | 16,53 | 22,06 | 0,30 | 0,03 | 0,12 | 0,54 | —      | 100,75 | 1,713 | 1,684 | 1,677 | 0,036 | 44 | 56 | — |   |
| 29 | 47,07 | 10,26 | 1,24 | 1,90 | — | 6,83 | 0,06 | 12,99 | 18,26 | 0,83 | 0,09 | —    | —    | —      | 99,53  | 1,730 | 1,710 | 1,705 | 0,025 | —  | 56 | — |   |
| 30 | 46,93 | 8,08  | 2,06 | 3,60 | — | 4,51 | 0,10 | 13,18 | 19,85 | 0,64 | 0,05 | —    | 0,85 | —      | 99,85  | —     | 1,710 | —     | —     | —  | 48 | — |   |
| 31 | 49,76 | 3,39  | 1,21 | 2,88 | — | 8,10 | 0,36 | 13,65 | 19,60 | 0,62 | 0,08 | —    | —    | —      | 99,65  | —     | 1,705 | —     | —     | —  | 51 | — |   |
| 32 | 49,57 | 5,17  | 1,04 | 1,41 | — | 5,87 | 0,17 | 15,19 | 21,21 | 0,43 | 0,03 | 0,05 | 0,08 | —      | 100,22 | —     | 1,697 | —     | —     | —  | 52 | — |   |

Щелочные базальты с калишпатом и фельдшпатитами

|     |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |      |      |       |
|-----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|
| 33  | 48,20 | 5,56 | 0,48 | 3,58 | —    | 4,02 | 0,18 | 15,02 | 22,38 | 0,06 | 0,24 | —    | 0,63 | —    | 100,35 | 1,692 | —     | 1,671 | 0,021 | 40   | 58   | —     |
| 34  | 49,26 | 6,01 | 1,53 | 3,31 | —    | 4,23 | —    | 12,40 | 21,79 | 0,79 | 0,41 | —    | —    | 0,08 | 99,81  | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —     |
| 35  | 49,60 | 4,45 | 2,10 | 2,53 | —    | 4,73 | 0,05 | 14,75 | 20,05 | 0,58 | 0,06 | 0,40 | 0,20 | —    | 99,50  | 1,720 | 1,706 | 1,695 | 0,025 | 46   | 60   | 3,200 |
| 36  | 44,55 | 7,27 | 1,36 | 6,06 | —    | 3,91 | —    | 10,44 | 22,83 | 1,47 | 0,52 | —    | 0,31 | —    | 100,72 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —     |
| 37  | 46,42 | 9,14 | —    | 5,03 | —    | 4,87 | 0,14 | 13,19 | 20,86 | —    | —    | —    | —    | —    | 99,65  | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —     |
| 38  | 50,41 | 6,07 | —    | 1,09 | —    | 6,78 | —    | 12,92 | 22,75 | —    | —    | —    | —    | —    | 100,02 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —     |
| 38a | 51,01 | 4,84 | —    | 3,51 | —    | 3,16 | —    | 16,58 | 20,80 | —    | —    | —    | —    | —    | 99,90  | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —     |
| 38b | 46,95 | 9,75 | —    | 4,47 | —    | 4,09 | —    | 16,04 | 19,02 | —    | —    | —    | —    | —    | 100,32 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —     |
| 39  | 48,00 | 6,41 | 3,07 | 3,99 | —    | 4,08 | —    | 9,69  | 23,27 | 0,95 | 0,42 | —    | 0,22 | —    | 100,10 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —     |
| 40  | 46,47 | 7,21 | —    | 6,92 | 0,16 | 4,08 | 0,01 | 10,45 | 23,34 | 0,08 | 0,14 | 0,43 | —    | 0,51 | 99,80  | 1,731 | 1,708 | 1,703 | 0,023 | 44,3 | 52,5 | 3,335 |
| 41  | 45,81 | 6,60 | 1,77 | 6,57 | —    | 4,72 | 0,09 | 12,40 | 21,44 | 0,33 | 0,42 | 0,13 | 0,06 | —    | 100,34 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —     |
| 42  | 50,09 | 3,71 | 2,11 | 1,47 | —    | 4,96 | 0,21 | 14,01 | 22,48 | 0,73 | 0,01 | —    | 0,22 | —    | 100,00 | 1,732 | 1,711 | 1,704 | 0,028 | —    | 60   | 3,370 |
| 43  | 50,13 | 7,08 | 1,91 | 1,10 | —    | 4,41 | 0,05 | 13,73 | 20,06 | 1,88 | 0,25 | —    | 0,11 | 0,02 | 100,73 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —     |
| 44  | 50,94 | 3,37 | 0,96 | 2,05 | —    | 7,41 | 0,10 | 14,59 | 20,34 | 0,61 | 0,18 | 0,08 | —    | 0,08 | 100,71 | 1,719 | 1,699 | 1,693 | 0,026 | 43   | 58   | 3,243 |

Андезит-базальты андезиты, трахандезиты, муджериты

|    |       |      |      |      |      |       |       |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |    |    |       |
|----|-------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|-------|
| 45 | 48,86 | 5,32 | 0,68 | 3,60 | —    | 6,96  | 0,46  | 13,72 | 18,70 | 0,63 | 0,15 | 1,00 | —    | 0,03 | 100,11 | 1,711 | —     | 1,686 | 0,025 | 46 | 53 | —     |
| 46 | 50,66 | 2,80 | 0,52 | 2,45 | —    | 13,64 | 0,62  | 17,24 | 11,10 | 0,44 | 0,16 | 0,75 | —    | 0,01 | 100,39 | 1,721 | —     | 1,692 | 0,029 | 40 | 51 | —     |
| 47 | 50,40 | 1,99 | 0,55 | 0,13 | —    | 21,30 | —     | 18,28 | 6,43  | 1,33 | 0,02 | —    | —    | —    | 100,43 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     |
| 48 | 51,44 | 2,09 | 0,75 | 1,01 | —    | 6,73  | 0,21  | 16,45 | 19,94 | 0,32 | 0,17 | —    | 0,36 | —    | 99,47  | 1,716 | 1,696 | 1,690 | 0,026 | —  | 51 | —     |
| 49 | 51,96 | 1,91 | 0,67 | 1,77 | —    | 8,12  | 0,62  | 13,93 | 19,87 | 0,69 | 0,17 | —    | —    | —    | 99,71  | —     | 1,696 | —     | —     | —  | —  | —     |
| 50 | 48,90 | 3,86 | 0,12 | 4,65 | —    | 25,35 | 0,51  | 6,87  | 7,96  | 0,58 | 0,20 | 0,57 | 0,35 | —    | 99,92  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     |
| 51 | 51,37 | 3,71 | —    | 2,85 | —    | 10,66 | 0,78  | 19,53 | 10,58 | —    | —    | —    | —    | —    | 99,48  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     |
| 52 | 50,74 | 2,98 | 0,95 | 2,37 | —    | 10,04 | 0,17  | 14,24 | 17,88 | —    | 0,67 | 0,17 | 0,03 | —    | 100,24 | 1,719 | 1,701 | 1,695 | 0,024 | 41 | 55 | 3,405 |
| 53 | 49,02 | 5,14 | 0,14 | 2,71 | 3,56 | 0,18  | 18,58 | 20,80 | —     | —    | —    | 0,14 | —    | —    | 100,27 | 1,690 | —     | 1,666 | 0,024 | 43 | 52 | 3,450 |
| 54 | 51,27 | 3,05 | 0,70 | 3,08 | —    | 4,34  | 0,28  | 14,21 | 22,58 | 0,67 | 0,06 | —    | —    | 0,03 | 100,27 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | 3,450 |
| 55 | 50,97 | 0,95 | 0,20 | 7,08 | —    | 6,96  | —     | 11,55 | 20,96 | 1,86 | 0,05 | —    | 0,19 | —    | 100,77 | 1,727 | 1,708 | 1,700 | 0,027 | 40 | 60 | —     |
| 56 | 50,88 | 5,36 | 1,02 | 1,21 | —    | 4,67  | —     | 13,78 | 22,96 | 0,50 | —    | 0,34 | —    | —    | 100,72 | —     | —     | —     | —     | —  | 48 | —     |
| 57 | 50,20 | 3,30 | —    | 0,40 | —    | 7,20  | —     | 12,20 | 26,4  | —    | —    | —    | —    | —    | 99,7   | —     | —     | —     | —     | —  | —  | 3,372 |
| 58 | 46,58 | 8,22 | 2,11 | 2,98 | —    | 4,31  | 0,10  | 12,98 | 21,47 | 0,55 | 0,05 | 0,25 | —    | —    | 99,60  | —     | 1,705 | 1,613 | —     | —  | —  | —     |
| 59 | 48,58 | 2,06 | 0,71 | 5,69 | —    | 20,15 | 1,31  | 2,67  | 16,93 | 2,31 | 0,09 | —    | —    | —    | 100,50 | —     | 1,740 | —     | —     | —  | —  | —     |
| 60 | 48,69 | 2,04 | 0,86 | 5,60 | —    | 21,96 | 1,25  | 0,89  | 16,36 | 2,86 | 0,09 | —    | —    | —    | 100,60 | —     | 1,747 | —     | —     | —  | —  | —     |



| Анализ   | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO   | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | N <sub>g</sub> | N <sub>m</sub> | N <sub>p</sub> | N <sub>g</sub> -N <sub>p</sub> | cN <sub>g</sub> | 2V° | a<br>г/с. |
|--|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|----------------|----------------|----------------|--------------------------------|-----------------|-----|-----------|
| Базальты, основная масса   |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                |                |                                |                 |     |           |
| 61   | 50,80            | 2,50                           | 0,20             | 0,70                           | —                              | 13,60 | 0,40  | 17,40 | 14,30 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 99,90  | 1,718          | 1,697          | 1,691          | 0,027                          | —               | 44  | —         |
| 626  | 49,72            | 0,59                           | 0,73             | 3,74                           | —                              | 18,12 | 0,78  | 16,44 | 9,56  | 0,42              | 0,07             | 0,17              | —                 | —      | 100,34 | 1,739          | —              | 1,711          | 0,028                          | —               | —   | —         |
| 635  | 49,68            | 0,78                           | 0,56             | 3,29                           | —                              | 18,15 | 0,59  | 16,19 | 9,90  | 0,65              | 0,15             | 0,10              | —                 | —      | 100,04 | 1,738          | —              | 1,709          | 0,029                          | —               | 30  | —         |
| 646  | 49,98            | 0,04                           | 0,27             | 1,64                           | —                              | 23,22 | 0,27  | 12,73 | 11,11 | 0,29              | 0,16             | —                 | 0,12              | 0,16   | 99,99  | 1,745          | 1,722          | 1,719          | 0,026                          | —               | —   | —         |
| 656  | 50,23            | 3,11                           | 1,16             | 1,96                           | —                              | 11,63 | 0,57  | 11,55 | 19,04 | 0,42              | 0,02             | —                 | —                 | —      | 99,69  | —              | —              | 1,705          | —                              | —               | —   | —         |
|  |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                | 1,710          | —                              | —               | —   | —         |
| 666  | 48,85            | 4,04                           | 2,73             | 2,33                           | —                              | 8,11  | 0,24  | 12,26 | 20,78 | 0,57              | 0,02             | —                 | —                 | —      | 99,90  | —              | —              | 1,706          | —                              | —               | 49  | —         |
|  |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                | —              | —                              | —               | 54  | —         |
| 676  | 49,68            | 4,67                           | 1,70             | 1,75                           | —                              | 7,19  | 0,22  | 13,05 | 20,65 | 0,63              | 0,06             | —                 | —                 | 0,20   | 99,80  | —              | —              | 1,712          | —                              | —               | 41  | —         |
|  |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                | 1,727          | —                              | —               | 55  | —         |
| 686  | 49,14            | 4,79                           | 2,54             | 1,35                           | —                              | 8,70  | 0,27  | 11,35 | 20,50 | 0,98              | 0,13             | —                 | —                 | —      | 99,76  | —              | —              | —              | —                              | —               | 47  | —         |
|  |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                | 1,707          | —                              | —               | 54  | —         |
|  |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                | 1,716          | —                              | —               |     |           |
| Андезиты, трахиты, основная масса                                  |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                |                |                                |                 |     |           |
| 696  | 48,78            | 2,25                           | 0,65             | 1,76                           | —                              | 19,69 | 1,42  | 5,70  | 18,98 | 0,62              | 0,05             | —                 | —                 | —      | 99,90  | —              | —              | 1,716          | —                              | —               | 56  | —         |
|  |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                | 1,723          | —                              | —               | —   | —         |
| 706  | 49,27            | 3,00                           | 0,61             | 1,24                           | —                              | 23,26 | 1,02  | 9,05  | 12,39 | 0,34              | 0,09             | —                 | —                 | —      | 100,27 | —              | —              | 1,712          | —                              | —               | 53  | —         |
|  |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                | 1,718          | —                              | —               | —   | —         |
| 716  | 50,28            | 2,03                           | 0,59             | 2,33                           | —                              | 21,70 | 0,38  | 14,77 | 8,02  | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,10 | —              | —              | —              | —                              | —               | —   | —         |
| 726  | 50,56            | 1,41                           | 0,58             | 0,12                           | —                              | 23,17 | 0,54  | 16,10 | 7,05  | 0,26              | 0,23             | 0,07              | —                 | —      | 100,09 | —              | —              | —              | —                              | —               | —   | —         |
| 735  | 52,84            | 0,44                           | 0,22             | 1,06                           | —                              | 16,89 | 0,56  | 23,51 | 4,06  | 0,19              | —                | —                 | 0,22              | —      | 99,99  | 1,722          | 1,698          | 1,695          | 0,027                          | 42              | 14  | —         |
| Трапповая формация   |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                |                |                                |                 |     |           |
| 74   | 45,04            | 4,38                           | 5,68             | 4,09                           | —                              | 5,97  | 0,19  | 13,26 | 20,10 | 0,46              | 0,41             | —                 | 0,90              | —      | 100,48 | 1,724          | 1,710          | 1,701          | 0,026                          | 43              | 47  | —         |
| 75   | 46,85            | 4,04                           | 4,50             | 3,63                           | —                              | 6,12  | 0,17  | 13,55 | 20,45 | 0,54              | 0,05             | —                 | 0,54              | —      | 100,44 | 1,722          | 1,708          | 1,697          | 0,025                          | 46              | 56  | —         |
| 76   | 44,94            | 4,38                           | 4,38             | 6,36                           | 4,21                           | 0,24  | 13,25 | 21,68 | 0,21  | 0,25              | —                | —                 | —                 | —      | 99,96  | 1,726          | 1,712          | 1,704          | 0,022                          | 47              | 53  | —         |
| 77   | 46,78            | 3,91                           | 3,96             | 2,70                           | —                              | 6,00  | 0,14  | 14,46 | 21,06 | 0,62              | 0,20             | —                 | 0,64              | —      | 100,47 | 1,719          | 1,706          | 1,698          | 0,021                          | 42              | 55  | —         |
| 78   | 51,76            | 2,02                           | 0,71             | 2,55                           | —                              | 13,18 | 0,32  | 20,08 | 8,81  | —                 | 0,31             | —                 | 0,40              | —      | 100,14 | 1,708          | 1,688          | 1,684          | 0,024                          | 48              | 32  | —         |
| Континентальные оливинбазальтовая и щелочно-базальтоидная формации |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                |                |                                |                 |     |           |
| Щелочные базальты  |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                |                |                |                                |                 |     |           |
| 79   | 47,99            | 6,37                           | 1,10             | 2,73                           | 0,6                            | 3,44  | 0,12  | 15,17 | 21,30 | 0,65              | 0,07             | —                 | —                 | —      | 99,55  | —              | 1,693          | —              | —                              | —               | 57  | —         |
| 79a  | 47,06            | 6,93                           | 1,63             | 3,60                           | 0,30                           | 4,05  | 0,14  | 15,20 | 20,10 | 0,63              | 0,07             | 0,50              | —                 | —      | 100,21 | —              | 1,699          | —              | —                              | —               | 52  | —         |
| 796  | 47,50            | 7,88                           | 2,70             | 2,89                           | —                              | 5,50  | 0,16  | 13,67 | 18,00 | 1,29              | 0,41             | —                 | —                 | —      | 100,00 | —              | 1,709          | —              | —                              | —               | 34  | —         |

|     |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |   |   |        |   |       |   |   |   |   |    |   |
|-----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|---|---|--------|---|-------|---|---|---|---|----|---|
| 0a  | 47,90 | 7,25 | 1,80 | 3,73 | 0,17 | 4,16 | 0,15 | 12,72 | 21,00 | 0,70 | 0,10 | 0,50 | — | — | 100,18 | — | 1,705 | — | — | — | — | 49 | — |
| 1   | 48,25 | 7,00 | 1,15 | 2,71 | 0,31 | 3,68 | 0,13 | 14,77 | 21,50 | 0,53 | 0,07 | —    | — | — | 100,13 | — | 1,697 | — | — | — | — | 57 | — |
| 1a  | 46,09 | 7,32 | 1,78 | 4,08 | 0,10 | 4,16 | 0,16 | 13,80 | 21,30 | 0,70 | 0,07 | 0,70 | — | — | 100,26 | — | 1,704 | — | — | — | — | 48 | — |
| 16  | 46,30 | 8,00 | 2,25 | 2,68 | —    | 6,50 | 0,24 | 12,00 | 20,00 | 1,20 | 0,41 | —    | — | — | 99,58  | — | —     | — | — | — | — | 34 | — |
| 2   | 48,15 | 6,67 | 1,30 | 3,04 | 0,57 | 3,20 | 0,12 | 15,31 | 21,40 | 0,60 | 0,05 | —    | — | — | 100,41 | — | 1,692 | — | — | — | — | 58 | — |
| 26  | 45,50 | 6,82 | 2,90 | 5,11 | —    | 5,80 | 0,42 | 13,42 | 17,98 | 1,59 | 0,46 | —    | — | — | 100,00 | — | 1,713 | — | — | — | — | 30 | — |
| 2a  | 46,28 | 7,50 | 2,05 | 3,86 | 0,22 | 3,68 | 0,12 | 14,15 | 21,20 | 0,64 | 0,05 | 0,50 | — | — | 100,25 | — | 1,703 | — | — | — | — | 52 | — |
| 3   | 48,35 | 7,17 | 1,50 | 3,68 | 0,27 | 3,84 | 0,13 | 14,58 | 21,00 | 0,66 | 0,05 | —    | — | — | 101,23 | — | 1,697 | — | — | — | — | 56 | — |
| 36  | 47,02 | 8,18 | 2,18 | 3,52 | —    | 5,77 | 0,31 | 13,41 | 17,77 | 1,56 | 0,47 | —    | — | — | 100,19 | — | 1,710 | — | — | — | — | —  | — |
| 13a | 46,87 | 7,30 | 1,90 | 3,73 | 0,12 | 4,20 | 0,16 | 14,15 | 21,00 | 0,69 | 0,05 | 0,80 | — | — | 100,97 | — | 1,705 | — | — | — | — | 49 | — |
| 4   | 46,40 | 7,90 | 1,75 | 2,53 | 0,35 | 3,84 | 0,12 | 14,89 | 21,00 | 0,59 | 0,06 | —    | — | — | 99,43  | — | 1,696 | — | — | — | — | 63 | — |
| 4a  | 45,03 | 8,35 | 2,05 | 3,88 | 0,28 | 3,44 | 0,12 | 13,99 | 21,30 | 0,66 | 0,07 | —    | — | — | 99,17  | — | 1,709 | — | — | — | — | 49 | — |
| 5   | 45,63 | 8,75 | 1,85 | 2,89 | 0,22 | 2,80 | 0,11 | 14,78 | 21,30 | 0,70 | 0,10 | 0,40 | — | — | 99,53  | — | 1,699 | — | — | — | — | 56 | — |
| 5a  | 44,73 | 8,75 | 2,20 | 3,76 | 0,17 | 2,96 | 0,11 | 13,81 | 21,50 | 0,71 | 0,13 | 0,63 | — | — | 99,43  | — | 1,709 | — | — | — | — | 51 | — |
| 56  | 44,10 | 9,50 | 3,31 | 4,47 | —    | 4,30 | 0,21 | 11,96 | 20,48 | 1,20 | 0,36 | —    | — | — | 99,89  | — | 1,715 | — | — | — | — | 35 | — |
| 6   | 48,40 | 7,10 | 1,16 | 2,43 | 0,30 | 3,84 | 0,18 | 16,48 | 19,70 | 0,75 | 0,09 | —    | — | — | 100,43 | — | 1,694 | — | — | — | — | 59 | — |
| 6a  | 46,65 | 7,80 | 1,80 | 3,67 | 0,15 | 3,36 | 0,13 | 15,89 | 20,60 | 0,43 | 0,09 | —    | — | — | 100,57 | — | 1,705 | — | — | — | — | 55 | — |
| 66  | 46,00 | 9,10 | 3,18 | 2,71 | —    | 5,30 | 0,15 | 10,89 | 21,64 | 0,90 | 0,10 | —    | — | — | 99,97  | — | 1,713 | — | — | — | — | 37 | — |
| 7   | 47,45 | 6,30 | 2,28 | 2,38 | 0,13 | 4,29 | 0,12 | 15,12 | 20,92 | 0,90 | 0,15 | —    | — | — | 100,04 | — | 1,708 | — | — | — | — | 58 | — |
| 8   | 47,15 | 7,20 | 1,50 | 3,51 | 0,36 | 2,96 | 0,11 | 14,71 | 22,10 | 0,58 | 0,07 | —    | — | — | 100,25 | — | 1,695 | — | — | — | — | 58 | — |
| 8a  | 45,78 | 7,88 | 2,00 | 4,16 | 0,16 | 3,36 | 0,13 | 13,39 | 22,20 | 0,59 | 0,06 | 0,40 | — | — | 100,11 | — | 1,708 | — | — | — | — | 51 | — |
| 9   | 47,40 | 7,53 | 1,52 | 3,44 | 0,28 | 2,80 | 0,10 | 14,45 | 22,30 | 0,63 | 0,04 | —    | — | — | 100,49 | — | 1,696 | — | — | — | — | 57 | — |
| 9a  | 45,77 | 7,78 | 1,90 | 3,85 | 0,12 | 3,28 | 0,13 | 13,98 | 21,50 | 0,64 | 0,05 | 0,50 | — | — | 99,50  | — | 1,707 | — | — | — | — | 53 | — |
| 10  | 47,00 | 7,30 | 1,78 | 3,58 | —    | 4,70 | 0,21 | 13,59 | 20,20 | 1,29 | 0,40 | —    | — | — | 100,05 | — | 1,707 | — | — | — | — | 51 | — |
| 10a | 46,65 | 7,44 | 1,80 | 3,69 | —    | 6,50 | 0,47 | 12,16 | 18,87 | 1,76 | 0,51 | —    | — | — | 99,85  | — | 1,710 | — | — | — | — | 33 | — |
| 11  | 46,30 | 7,50 | 2,34 | 2,99 | 0,10 | 4,60 | 0,15 | 13,54 | 20,80 | 0,98 | 0,25 | —    | — | — | 99,55  | — | 1,707 | — | — | — | — | 50 | — |
| 116 | 46,36 | 7,50 | 1,82 | 4,97 | —    | 7,00 | 0,45 | 11,27 | 19,18 | 1,25 | 0,47 | —    | — | — | 100,27 | — | 1,712 | — | — | — | — | 33 | — |
| 12  | 46,50 | 8,08 | 2,22 | 4,11 | 0,18 | 3,36 | 0,12 | 13,16 | 22,50 | 0,63 | 0,04 | —    | — | — | 100,90 | — | 1,696 | — | — | — | — | 57 | — |
| 12a | 45,36 | 8,17 | 2,27 | 4,53 | 0,14 | 3,44 | 0,14 | 12,67 | 22,20 | 0,70 | 0,04 | 0,50 | — | — | 100,16 | — | 1,709 | — | — | — | — | 52 | — |
| 26  | 45,50 | 8,10 | 3,32 | 3,82 | —    | 6,40 | 0,24 | 12,74 | 18,50 | 1,07 | 0,31 | —    | — | — | 100,00 | — | 1,710 | — | — | — | — | 36 | — |
| 13  | 46,20 | 7,15 | 1,72 | 3,68 | 0,46 | 2,98 | 0,11 | 14,25 | 22,80 | 0,71 | 0,20 | —    | — | — | 100,26 | — | 1,697 | — | — | — | — | 60 | — |
| 13a | 44,43 | 7,93 | 2,42 | 4,30 | 0,18 | 3,28 | 0,13 | 13,71 | 22,10 | 0,70 | 0,22 | —    | — | — | 99,40  | — | 1,710 | — | — | — | — | 55 | — |
| 136 | 46,20 | 8,58 | 2,96 | 2,68 | 0,17 | 5,47 | 0,18 | 11,66 | 20,10 | 0,91 | 0,20 | 0,80 | — | — | 99,91  | — | 1,712 | — | — | — | — | 37 | — |
| 14  | 45,60 | 8,05 | 1,70 | 3,02 | 0,32 | 3,00 | 0,12 | 14,40 | 22,00 | 0,72 | 0,06 | 0,70 | — | — | 93,69  | — | 1,693 | — | — | — | — | 57 | — |
| 14a | 45,33 | 8,30 | 1,75 | 3,31 | 0,22 | 3,32 | 0,12 | 14,37 | 21,30 | 0,74 | 0,10 | 0,70 | — | — | 93,56  | — | 1,703 | — | — | — | — | 53 | — |
| 15  | 45,30 | 8,85 | 1,80 | 3,02 | 0,22 | 2,84 | 0,11 | 13,94 | 22,10 | 0,79 | 0,09 | 0,70 | — | — | 93,76  | — | 1,697 | — | — | — | — | 60 | — |
| 15a | 43,91 | 9,20 | 2,52 | 4,52 | 0,10 | 3,04 | 0,12 | 12,93 | 21,95 | 0,71 | 0,13 | 0,70 | — | — | 93,83  | — | 1,712 | — | — | — | — | 50 | — |
| 16  | 45,73 | 8,00 | 1,40 | 3,53 | 0,52 | 2,72 | 0,10 | 14,71 | 22,00 | 0,70 | 0,09 | —    | — | — | 93,50  | — | 1,696 | — | — | — | — | 57 | — |
| 16a | 44,57 | 8,43 | 2,00 | 4,51 | 0,17 | 2,96 | 0,12 | 13,97 | 22,00 | 0,61 | 0,07 | 0,50 | — | — | 99,89  | — | 1,704 | — | — | — | — | 51 | — |
| 17  | 45,52 | 8,50 | 1,90 | 3,11 | 0,22 | 2,76 | 0,10 | 14,32 | 21,80 | 0,74 | 0,07 | 0,50 | — | — | 99,54  | — | 1,698 | — | — | — | — | 56 | — |
| 17a | 45,03 | 8,70 | 2,40 | 4,02 | 0,17 | 3,04 | 0,12 | 13,74 | 21,60 | 0,71 | 0,10 | 0,50 | — | — | 100,13 | — | 1,710 | — | — | — | — | 50 | — |

(продолжение)

| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg | 2V°   | d <sub>1</sub><br>с/сд <sup>2</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-----|-------|-------------------------------------|
| 98     | 44,0             | 11,8                           | 0,6              | 7,1                            | 0,10                           | 6,4  | 0,3  | 7,5   | 20,9  | 1,3               | —                | 0,01              | —                 | 0,013  | 100,01 | —     | —     | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 99     | 49,6             | 7,0                            | 0,8              | 2,0                            | 0,50                           | 3,1  | 0,1  | 16,0  | 19,7  | 1,2               | 0,2              | 0,02              | 0,02              | 0,001  | 100,24 | —     | —     | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 100    | 51,2             | 6,5                            | 0,1              | 1,3                            | 1,10                           | 2,2  | —    | 17,8  | 19,1  | 0,7               | —                | 0,003             | 0,01              | 0,02   | 100,03 | —     | —     | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 101    | 50,3             | 8,7                            | 0,5              | 2,4                            | 0,70                           | 2,5  | 0,1  | 16,6  | 17,2  | 0,9               | 0,3              | 0,003             | 0,01              | 0,038  | 100,25 | —     | —     | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 102    | 50,4             | 6,9                            | 0,6              | 1,8                            | 0,70                           | 2,5  | —    | 15,2  | 20,8  | 1,1               | 0,1              | 0,002             | 0,01              | 0,014  | 100,12 | —     | —     | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 103    | 51,2             | 4,2                            | 0,7              | 1,2                            | 1,20                           | 3,4  | 0,1  | 17,9  | 19,3  | 0,9               | —                | —                 | —                 | —      | 100,10 | —     | —     | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 104    | 51,2             | 7,8                            | 0,5              | 1,1                            | 1,30                           | 2,8  | —    | 17,0  | 18,0  | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 99,7   | —     | —     | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 105    | 40,30            | 12,80                          | 4,57             | 8,05                           | —                              | 2,40 | —    | 13,00 | 16,30 | 1,75              | 0,85             | 0,68              | 0,04              | —      | 100,74 | —     | 1,763 | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 106    | 33,80            | 12,26                          | 3,05             | 8,15                           | —                              | 4,15 | —    | 13,32 | 18,71 | 1,05              | 0,25             | —                 | —                 | —      | 99,74  | —     | 1,701 | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 107    | 44,97            | 8,74                           | 3,57             | 4,45                           | —                              | 4,75 | —    | 12,21 | 20,81 | 0,61              | 0,23             | 0,12              | 0,04              | —      | 100,50 | —     | —     | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 108    | 46,60            | 8,70                           | 2,30             | 4,55                           | —                              | 3,75 | —    | 12,55 | 19,90 | 1,25              | 0,55             | —                 | —                 | —      | 100,15 | —     | 1,702 | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 109    | 45,40            | 8,00                           | 2,80             | 7,20                           | —                              | 1,70 | —    | 13,60 | 20,00 | 1,40              | 0,50             | —                 | —                 | —      | 100,60 | —     | 0,697 | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 110    | 50,23            | 5,29                           | 0,92             | 1,16                           | —                              | 4,48 | 0,25 | 14,74 | 20,50 | 0,70              | 0,10             | 0,66              | 0,03              | 0,73   | 99,79  | 1,706 | 1,690 | 1,685 | 0,021 | 53  | 53    | —                                   |
| 111    | 45,86            | 8,30                           | 2,31             | 2,08                           | —                              | 7,03 | 0,17 | 12,65 | 20,23 | 0,68              | 0,11             | 0,54              | 0,02              | 0,25   | 100,26 | 1,727 | 1,714 | 1,707 | 0,020 | 55  | 48    | —                                   |
| 112    | 48,77            | 4,18                           | 1,59             | 2,03                           | —                              | 9,34 | 0,11 | 12,48 | 20,49 | 0,51              | 0,02             | 0,98              | —                 | —      | 100,50 | 1,722 | 1,706 | 1,699 | 0,023 | 44  | 52    | —                                   |
| 113    | 48,11            | 11,30                          | —                | 3,73                           | —                              | 1,69 | 0,05 | 15,40 | 18,89 | 0,92              | —                | —                 | —                 | 0,01   | 100,09 | 1,710 | —     | 1,680 | 0,030 | 43  | —     | —                                   |
| 114    | 50,54            | 3,08                           | 0,90             | 1,97                           | 0,32                           | 6,17 | 0,17 | 15,29 | 20,97 | 0,46              | 0,02             | —                 | —                 | —      | 99,90  | —     | —     | —     | —     | —   | —     | —                                   |
| 115    | 49,00            | 8,66                           | 1,27             | 2,78                           | 0,03                           | 6,52 | 0,24 | 14,53 | 15,64 | 1,12              | 0,65             | 0,06              | 0,14              | 0,17   | 100,21 | —     | —     | —     | —     | —   | —     | 3,342                               |
| 116б   | 46,03            | 6,65                           | 3,98             | 2,39                           | 0,03                           | 6,62 | 0,17 | 11,60 | 21,75 | 0,76              | 0,28             | —                 | —                 | —      | 100,26 | —     | 1,712 | —     | —     | —   | 41—53 | —                                   |

Тефриты; сандиновые, лейцитовые, нефелиновые базальты

|     |       |       |      |      |   |      |      |       |       |      |      |      |      |   |        |       |       |       |       |    |      |              |
|-----|-------|-------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|----|------|--------------|
| 117 | 49,23 | 2,01  | 2,25 | 2,87 | — | 3,53 | 0,09 | 14,69 | 24,23 | 0,46 | 0,15 | 0,33 | —    | — | 99,89  | 1,722 | 1,701 | 1,695 | 0,026 | 46 | 60   | —            |
| 118 | 48,32 | 10,58 | 1,44 | 2,28 | — | 5,42 | —    | 14,76 | 15,76 | 1,52 | —    | —    | —    | — | 100,08 | 1,729 | —     | 1,701 | 0,028 | 41 | 46   | —            |
| 119 | 47,11 | 9,23  | 5,02 | 2,89 | — | 3,85 | 0,25 | 9,80  | 20,15 | 1,33 | 0,30 | 0,29 | —    | — | 100,27 | —     | —     | —     | —     | —  | —    | —            |
| 120 | 45,67 | 9,04  | 0,62 | 7,46 | — | 2,00 | —    | 12,09 | 21,78 | 1,25 | 0,56 | 0,31 | —    | — | 100,78 | —     | —     | —     | —     | —  | 54   | 3,370        |
| 121 | 44,82 | 7,80  | 0,60 | 7,23 | — | 8,07 | —    | 9,37  | 20,60 | 0,32 | 0,92 | —    | 0,62 | — | 100,35 | —     | —     | —     | —     | —  | —    | —            |
| 122 | 45,56 | 8,15  | 1,87 | 2,46 | — | 5,45 | 0,42 | 11,88 | 22,84 | 1,02 | 0,62 | —    | —    | — | 100,27 | —     | —     | —     | —     | —  | —    | —            |
| 123 | 42,59 | 10,63 | 3,54 | 6,52 | — | 5,56 | 0,37 | 7,81  | 21,47 | 1,67 | —    | —    | —    | — | 100,16 | —     | —     | —     | —     | —  | —    | —            |
| 124 | 45,83 | 7,47  | 3,57 | 4,90 | — | 4,11 | —    | 10,92 | 22,83 | —    | —    | —    | —    | — | 99,63  | —     | —     | —     | —     | —  | —    | —            |
| 125 | 46,54 | 8,20  | 2,85 | 3,72 | — | 4,32 | —    | 13,19 | 21,29 | —    | —    | —    | —    | — | 100,11 | —     | —     | —     | —     | —  | —    | —            |
| 126 | 47,59 | 7,71  | 2,78 | 1,50 | — | 3,36 | —    | 12,45 | 23,24 | 1,02 | 0,21 | —    | 0,35 | — | 100,21 | —     | —     | —     | —     | —  | 46,5 | 3,07<br>3,35 |
| 127 | 48,66 | 8,52  | 0,96 | 1,44 | — | 3,95 | 0,06 | 15,21 | 19,41 | 1,14 | 0,21 | 0,85 | —    | — | 100,41 | —     | —     | —     | —     | —  | —    | 3,252        |
| 128 | 46,48 | 6,24  | —    | 5,88 | — | 4,42 | —    | 13,51 | 23,45 | —    | —    | 0,20 | —    | — | 100,18 | —     | —     | —     | —     | —  | —    | 3,417        |
| 129 | 44,65 | 6,62  | 2,93 | 5,02 | — | 3,87 | —    | 14,76 | 20,32 | 1,20 | 0,49 | —    | —    | — | 99,95  | —     | —     | —     | —     | —  | —    | 3,411        |





|      |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |   |        |       |       |       |       |    |       |       |      |
|------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|----|-------|-------|------|
| 174  | 52,44 | 3,23 | 0,04 | 0,00 | 0,55 | 2,57 | 0,10 | 17,81 | 22,42 | 0,23 | 0,00 | 0,49 | —    | — | 99,04  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | 58    | —    |
| 175* | 52,28 | 2,87 | 0,00 | 0,00 | —    | 4,67 | 0,06 | 19,79 | 22,06 | —    | —    | —    | —    | — | 99,91  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | 55—59 | 3,30 |
| 176  | 50,97 | 4,86 | 0,49 | 0,92 | 1,47 | 1,41 | 0,10 | 17,89 | 21,28 | 0,83 | Сл.  | 0,23 | 0,07 | — | 101,73 | —     | —     | —     | —     | —  | —     | 60    | —    |
|      |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |   | 100,52 | 1,703 | 1,687 | 1,684 | 0,013 | 38 | 54—58 | 3,309 |      |
|      |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |   | 1,685  | 1,685 | 1,678 | —     | —     | —  | —     | —     | —    |
| 177  | 53,44 | 2,99 | 0,28 | 0,45 | 0,84 | 2,19 | 0,09 | 17,28 | 21,75 | 0,41 | 0,01 | —    | —    | — | 99,73  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —     | —    |
| 178  | 53,18 | 2,78 | 0,32 | 0,49 | 1,09 | 2,42 | 0,10 | 16,92 | 21,63 | 0,57 | 0,02 | 0,05 | 0,10 | — | 99,67  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —     | —    |
| 179  | 52,10 | 3,06 | 0,52 | 1,16 | 0,16 | 3,40 | 0,14 | 15,13 | 23,96 | 0,26 | 0,63 | 0,02 | 0,03 | — | 99,97  | 1,703 | 1,682 | 1,673 | 0,030 | —  | —     | —     | —    |
| 180  | 52,37 | 3,01 | 0,46 | 0,75 | 0,38 | 2,29 | 0,13 | 16,48 | 23,79 | 0,26 | 0,04 | 0,07 | 0,03 | — | 100,07 | 1,702 | 1,681 | 1,671 | 0,031 | —  | —     | 57    | —    |
| 181  | 53,90 | 2,41 | 0,35 | 0,99 | 0,38 | 2,04 | 0,12 | 16,98 | 23,28 | 0,35 | 0,04 | —    | —    | — | 99,84  | 1,702 | 1,681 | 1,671 | 0,031 | —  | —     | 56    | —    |
| 182  | 52,86 | 2,65 | 0,38 | 0,90 | 0,38 | 2,06 | 0,10 | 16,95 | 23,23 | 0,31 | 0,02 | 0,09 | 0,01 | — | 99,94  | 1,701 | 1,681 | 1,671 | 0,030 | —  | —     | 54    | —    |
| 183  | 53,87 | 1,64 | 0,07 | 0,67 | 0,62 | 1,74 | 0,05 | 17,39 | 23,32 | 0,39 | 0,02 | —    | —    | — | 99,78  | 1,697 | 1,680 | 1,670 | 0,027 | —  | —     | 53    | —    |
| 184  | 53,70 | 1,62 | 0,16 | 0,63 | 0,42 | 2,15 | 0,05 | 17,10 | 23,92 | 0,24 | 0,04 | —    | —    | — | 100,03 | 1,700 | 1,680 | 1,671 | 0,029 | —  | —     | 54    | —    |

Пироксениты

|     |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        |        |        |        |        |    |       |      |
|-----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|--------|--------|--------|--------|----|-------|------|
| 185 | 54,38 | 1,29 | 0,04 | 2,19 | 0,28 | 0,94 | 0,09 | 16,96 | 23,71 | 0,14 | 0,08 | 0,14 | 0,08 | 0,10 | 100,42 | 1,7007 | 1,6782 | 1,6715 | 0,0292 | 39 | 57,75 | 3,32 |
| 186 | 51,26 | 3,80 | 0,70 | 2,16 | 0,10 | 3,07 | 0,15 | 15,29 | 22,99 | 0,49 | 0,04 | —    | —    | —    | 100,05 | 1,705  | 1,684  | 1,676  | 0,029  | —  | 55    | —    |

Горнблендиты

|     |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |   |        |       |       |       |       |   |    |   |
|-----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|---|----|---|
| 187 | 49,57 | 4,31 | 0,86 | 2,30 | 0,09 | 7,46 | 0,27 | 11,79 | 22,81 | 0,48 | 0,04 | 0,02 | 0    | — | 100,0  | 1,715 | 1,699 | 1,691 | 0,024 | — | 56 | — |
| 188 | 51,42 | 3,07 | 0,69 | 1,99 | 0,10 | 6,28 | 0,18 | 12,99 | 22,72 | 0,53 | 0,04 | 0,03 | 0,10 | — | 100,14 | 1,711 | 1,693 | 1,687 | 0,024 | — | 56 | — |

Габбро-пироксенит-дуинтовая формация

Перидотиты и оливковые пироксениты

|      |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |       |    |      |
|------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|----|------|
| 189  | 52,42 | 1,72 | 0,15 | 1,91 | 0,20 | 2,16 | 0,09 | 17,22 | 23,89 | 0,69 | 0    | 0,20 | —    | —    | 100,65 | 1,700 | 1,679 | 1,672 | 0,028 | 35    | 58 | —    |
| 190  | 52,40 | 1,19 | 0,19 | 2,56 | 0,33 | 2,44 | 0,10 | 17,46 | 22,94 | 0,52 | —    | 0,64 | —    | 0,11 | 100,88 | 1,701 | 1,680 | 1,673 | 0,028 | 38    | 57 | —    |
| 191  | 50,70 | 1,66 | 0,36 | 2,96 | —    | 4,39 | 0,09 | 16,40 | 23,12 | 0,10 | —    | 0,68 | —    | —    | 100,46 | —     | —     | —     | —     | 39    | 51 | 3,26 |
| 192  | 50,74 | 2,26 | 0,34 | 2,52 | —    | 4,14 | 0,05 | 16,25 | 23,10 | Сл.  | Сл.  | 0,71 | 0,23 | —    | 100,34 | —     | —     | —     | —     | 37—38 | 56 | 3,26 |
| 193  | 51,81 | 3,60 | 0,21 | 1,08 | 0,38 | 3,48 | 0,11 | 16,77 | 22,13 | 0,21 | 0,02 | 0,24 | 0,04 | —    | 100,08 | —     | 1,684 | —     | —     | —     | —  | —    |
| 194  | 52,73 | 2,05 | 0,25 | 1,00 | 0,43 | 2,37 | 0,12 | 18,05 | 22,57 | 0,16 | 0,01 | 0,48 | 0,09 | 0,03 | 100,34 | —     | 1,679 | —     | —     | —     | 55 | —    |
| 195  | 51,35 | 3,99 | 0,29 | 2,09 | 0,47 | 1,42 | 0,13 | 16,33 | 22,74 | 0,38 | 0,19 | 0,54 | 0,15 | —    | 100,07 | —     | —     | —     | —     | —     | 55 | —    |
| 196  | 50,10 | 4,97 | 0,73 | 0,97 | 0,66 | 4,51 | 0,18 | 16,83 | 18,86 | 0,54 | 0,20 | 1,21 | 0,15 | —    | 99,91  | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —    |
| 197  | 51,25 | 3,80 | 1,12 | 1,01 | 0,81 | 2,30 | 0,08 | 16,19 | 22,63 | 0,70 | 0,06 | —    | —    | —    | 99,98  | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —    |
| 198  | 49,83 | 7,09 | 0,42 | 1,23 | 0,66 | 2,25 | 0,10 | 16,99 | 20,67 | 0,79 | 0,02 | —    | —    | —    | 100,05 | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —    |
| 199  | 49,66 | 6,80 | 0,31 | 1,37 | 0,89 | 2,38 | 0,03 | 17,78 | 20,36 | 0,36 | 0,05 | —    | —    | —    | 99,99  | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —    |
| 200  | 51,33 | 4,05 | 1,09 | 1,01 | 0,25 | 2,85 | 0,10 | 16,17 | 22,70 | 0,45 | Сл.  | —    | —    | —    | 100,05 | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —    |
| 201  | 51,50 | 4,51 | 0,64 | 0,53 | 0,73 | 2,87 | 0,07 | 16,29 | 22,54 | 0,50 | 0,05 | —    | —    | —    | 100,23 | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —    |
| 202* | 51,93 | 4,05 | 0,46 | 0    | 0,51 | 2,62 | 0,08 | 17,08 | 23,46 | 0,48 | 0,01 | —    | —    | —    | 100,68 | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —    |
| 203* | 51,03 | 5,55 | 0,25 | 0    | 0,43 | 3,25 | 0,05 | 16,98 | 22,79 | 0,18 | Сл.  | —    | —    | —    | 100,51 | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —    |

(продолжение)

| Анализ                          | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO   | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg   | 2V°   | d, г/см <sup>3</sup> |
|---------------------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------|
| Пироксениты                     |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |       |                      |
| 204                             | 50,04            | 3,98                           | 0,40             | 3,60                           | 0,02                           | 2,51  | 0,11  | 15,39 | 23,62 | 0,36              | —                | 0,44              | —                 | 0,02   | 100,49 | 1,715 | 1,696 | 1,690 | 0,025 | 40    | 58    | —                    |
| 205                             | 50,24            | 3,58                           | 0,34             | 3,66                           | 0,02                           | 2,73  | 0,15  | 15,53 | 22,89 | 0,49              | —                | 0,65              | —                 | —      | 100,28 | 1,711 | 1,693 | 1,686 | 0,028 | 36    | 59    | —                    |
| 206                             | 49,90            | 4,08                           | 0,48             | 3,60                           | 0,02                           | 2,87  | 0,13  | 14,10 | 23,45 | 0,53              | —                | 0,61              | —                 | 0,02   | 99,79  | 1,717 | 1,700 | 1,696 | 0,021 | 40    | 58    | —                    |
| 207                             | 49,04            | 4,57                           | 0,47             | 4,48                           | 0,03                           | 2,44  | 0,10  | 14,15 | 23,28 | 0,59              | 0                | 0,33              | —                 | 0,04   | 99,57  | 1,715 | 1,694 | 1,687 | 0,028 | 39    | 55    | —                    |
| 208                             | 47,98            | 5,17                           | 0,55             | 4,15                           | 0,03                           | 3,09  | 0,13  | 14,51 | 22,66 | 0,50              | 0                | 0,73              | —                 | —      | 99,50  | 1,717 | 1,697 | 1,69  | 0,027 | 41    | 58    | —                    |
| 209                             | 51,22            | 3,68                           | 0,30             | 2,24                           | 0,09                           | 2,87  | 0,14  | 16,07 | 23,41 | 0,35              | 0                | 0,00              | 0                 | 0,14   | 100,51 | 1,705 | 1,682 | 1,676 | 0,029 | —     | 55    | —                    |
| 210                             | 52,42            | 1,72                           | 0,15             | 1,91                           | 0,22                           | 2,16  | 0,09  | 17,22 | 23,89 | 0,69              | 0                | 0,05              | —                 | 0,15   | 100,67 | 1,699 | —     | 1,672 | 0,027 | 35    | —     | —                    |
| 211                             | 49,26            | 5,23                           | 0,59             | 4,39                           | 0,04                           | 2,87  | 0,15  | 12,09 | 24,11 | 0,53              | 0                | 0,72              | —                 | 0,25   | 100,23 | 1,710 | 1,688 | 1,683 | 0,027 | 88    | 53—60 | —                    |
| 212                             | 51,50            | 2,02                           | 0,19             | 3,35                           | 0,38                           | 1,44  | 1,11  | 16,54 | 22,54 | 0,58              | 0                | 0,49              | —                 | 0,29   | 100,43 | 1,705 | 1,688 | 1,677 | 0,028 | 38—40 | 57—60 | —                    |
| 213                             | 53,17            | 1,34                           | —                | 1,11                           | 0,024                          | 3,04  | —     | 16,78 | 23,40 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 99,08  | —     | —     | 1,680 | —     | —     | —     | —                    |
| 214                             | 50,14            | 3,50                           | 0,22             | 3,72                           | —                              | 1,21  | 0,12  | 16,63 | 22,89 | 0,47              | 0,20             | 0,72              | 0,28              | —      | 100,10 | —     | —     | —     | —     | —     | 55—60 | —                    |
| 215                             | 51,54            | 5,26                           | 0,20             | 0,77                           | —                              | 4,16  | 0,05  | 17,88 | 19,26 | —                 | —                | 0,81              | 0,18              | —      | 100,11 | —     | —     | —     | —     | 38—40 | 56—58 | —                    |
| 216                             | 50,80            | 2,04                           | 0,41             | 3,50                           | —                              | 4,21  | 0,11  | 15,29 | 23,31 | 0,09              | 0,06             | 0,70              | —                 | —      | 100,52 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | 3,24                 |
| Габброиды                       |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |       |                      |
| 217                             | 49,12            | 4,30                           | 0,32             | 2,54                           | —                              | 6,78  | 0,25  | 15,31 | 20,22 | 0,49              | 0                | 0,75              | 0,08              | —      | 100,16 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                    |
| 218                             | 50,70            | 5,48                           | 0,19             | 1,00                           | —                              | 3,36  | 0,16  | 15,24 | 23,20 | 0,15              | 0,06             | 0,50              | 0,30              | 0,01   | 100,25 | 1,710 | 1,703 | 1,698 | 0,012 | —     | 57—78 | —                    |
| 219                             | 45,50            | 8,30                           | 1,05             | 2,50                           | —                              | 5,80  | 0,10  | 9,40  | 26,20 | 0,90              | —                | 0,27              | —                 | —      | 100,00 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                    |
| 220                             | 49,00            | 6,90                           | 0,87             | 1,00                           | —                              | 5,90  | 0,12  | 11,20 | 23,00 | 0,85*             | —                | 0,70*             | —                 | —      | 99,54  | —     | —     | —     | —     | 45    | 50—57 | —                    |
| 221                             | 46,70            | 5,95*                          | 1,12*            | 2,60                           | —                              | 5,60* | 0,12* | 12,30 | 24,50 | 0,72*             | —                | 0,37*             | —                 | —      | 100,00 | —     | —     | —     | —     | 44    | 49—57 | —                    |
| 222                             | 48,40            | 6,00                           | 0,67             | 2,00                           | —                              | 3,50  | 0,07  | 12,80 | 24,60 | 0,80              | —                | 0,98              | —                 | —      | 99,80  | —     | —     | —     | —     | 44    | —     | —                    |
| 223                             | 48,70            | 5,96*                          | 1,02*            | 1,50                           | —                              | 3,90  | 0,11* | 12,90 | 24,60 | 0,78*             | —                | 0,51              | —                 | —      | 100,00 | —     | —     | —     | —     | 44    | 52—55 | —                    |
| 224                             | 47,60            | 6,00                           | 1,00             | 2,30                           | —                              | 4,00  | 0,10  | 13,40 | 24,60 | 0,80              | —                | 0,24              | —                 | —      | 100,00 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                    |
| 225                             | 47,70            | 8,00                           | 0,96             | 2,40                           | —                              | 4,40  | 0,10  | 11,70 | 23,80 | 0,80              | —                | 0,10              | —                 | —      | 100,00 | —     | —     | —     | —     | 44    | 48—52 | —                    |
| 226                             | 48,40            | 5,50                           | 1,00             | 2,70                           | —                              | 3,80  | 0,09  | 13,70 | 23,80 | 0,77              | —                | 0,08              | —                 | —      | 99,80  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                    |
| 227                             | 46,50            | 7,50                           | 1,25             | 1,60                           | —                              | 3,80  | 0,12  | 14,00 | 23,50 | 0,50              | —                | —                 | —                 | —      | 98,80  | —     | —     | —     | —     | 46    | 54—58 | —                    |
| 228                             | 51,98            | 3,67                           | 0,15             | 0,62                           | 1,21                           | 3,62  | 0,14  | 18,28 | 20,13 | 0,17              | 0,08             | 0,11              | 0,03              | 0,03   | 100,22 | 1,706 | 1,684 | 1,680 | 0,026 | 40,75 | 50    | —                    |
| 229                             | 50,85            | 4,49                           | 1,06             | 1,26                           | 0,56                           | 4,08  | 0,14  | 16,22 | 21,22 | 0,49              | Сл.              | —                 | —                 | —      | 100,37 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                    |
| 230                             | 51,39            | 3,11                           | 1,14             | 1,31                           | 0,07                           | 6,12  | 0,22  | 15,66 | 20,64 | 0,50              | Сл.              | —                 | —                 | —      | 100,16 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                    |
| Пегматиты и жильные пироксениты |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |       |                      |
| 231                             | 51,75            | 1,60                           | 0,14             | 2,65                           | 0,66                           | 3,00  | 0,10  | 18,17 | 22,05 | 0,10              | —                | —                 | —                 | 0,05   | 100,27 | 1,698 | 1,675 | 1,668 | 0,031 | 40—41 | 58—60 | —                    |
| 232                             | 52,73            | 2,35                           | 0,20             | 1,72                           | 0,56                           | 2,58  | 0,12  | 18,60 | 21,14 | 0,30              | 0,01             | 0,48              | 0,02              | —      | 100,63 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                    |
| 233                             | 53,58            | 1,30                           | 0,03             | 0,91                           | 0,42                           | 3,12  | 0,13  | 17,29 | 23,01 | 0,26              | 0,08             | 0,29              | 0,09              | 0,11   | 100,62 | 1,698 | 1,684 | 1,677 | 0,031 | 39—40 | 59—60 | —                    |

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |       |       |   |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---|
| 231 | 49,26 | 1,66 | 0,29 | 0,70 | 0,04 | 16,03 | 0,57 | 5,39  | 21,14 | 1,33 | 0,00 | 0,73 | —    | 0,66 | 99,90  | —     | —     | 1,708 | —     | —     | 62    | — |
| 235 | 43,26 | 4,13 | 1,14 | 4,51 | —    | 9,41  | 0,14 | 11,90 | 15,10 | 0,78 | 0,36 | —    | —    | 9,76 | 100,43 | 1,709 | 1,690 | 1,685 | 0,024 | 41—44 | 48—52 | — |
| 233 | 50,90 | 3,83 | 0,94 | 1,29 | 0,84 | 5,49  | 0,19 | 16,07 | 18,92 | 0,69 | 0,06 | 0,71 | 0,20 | 0,03 | 100,16 | 1,709 | 1,686 | 1,682 | 0,026 | 40,75 | 48    | — |

### Формация древних дифференцированных габбро-норитовых интрузий

#### Пироксениты

|     |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |   |      |      |      |        |       |       |       |       |       |      |   |
|-----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|---|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|---|
| 237 | 54,07 | 2,08 | 0,21 | 0,56 | 0,98 | 2,53 | 0,09 | 17,39 | 22,12 | 0,41 | 0 | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 100,58 | 1,702 | 1,680 | 1,674 | 0,028 | 40,25 | 55,5 | — |
|-----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|---|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|---|

#### Габбро-нориты

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |       |       |         |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| 233 | 52,47 | 2,28 | 0,46 | 1,49 | 0,08 | 6,61  | 0,20 | 15,71 | 20,28 | 0,31 | 0,02 | 0,20 | 0,04 | 0,04 | 100,19 | 1,710 | 1,687 | 1,682 | 0,028 | 42,5  | 51,75 | —       |
| 239 | 52,92 | 2,80 | 0,50 | 0,85 | 0,88 | 5,57  | 0,15 | 16,40 | 19,97 | 0,35 | 0,01 | 0,10 | 0,07 | 0,10 | 100,67 | 1,708 | 1,686 | 1,682 | 0,027 | 40,75 | 49    | —       |
| 240 | 51,33 | 2,45 | 0,41 | 1,26 | —    | 11,63 | 0,32 | 14,21 | 18,12 | 0,27 | 0,02 | 0,03 | 0,07 | —    | 100,18 | 1,719 | 1,695 | 1,690 | 0,029 | 41    | 47,5  | —       |
| 241 | 52,61 | 2,72 | 0,44 | 1,36 | —    | 5,85  | 0,18 | 15,97 | 20,50 | 0,28 | 0,02 | 0,19 | 0,04 | —    | 100,16 | 1,709 | 1,687 | 1,682 | 0,027 | 41    | 51,5  | —       |
| 242 | 52,55 | 2,93 | 0,21 | 1,17 | 1,18 | 3,98  | 0,12 | 18,21 | 19,23 | 0,32 | 0,0  | 0,14 | 0,08 | 0,05 | 100,25 | 1,707 | 1,685 | 1,680 | 0,027 | 40,5  | 49    | 3,299   |
| 243 | 51,43 | 3,00 | 0,27 | 1,37 | 1,09 | 4,23  | 0,11 | 19,41 | 17,86 | 0,28 | 0,02 | 0,70 | 0,10 | —    | 99,93  | 1,706 | 1,685 | 1,681 | 0,025 | 40,5  | 48,75 | —       |
| 244 | 51,83 | 3,07 | 0,49 | 1,38 | —    | 7,21  | 0,17 | 16,00 | 19,21 | 0,27 | 0,02 | 0,47 | 0,11 | —    | 100,23 | 1,710 | 1,687 | 1,683 | 0,027 | 42,1  | 52    | —       |
| 245 | 51,86 | 2,33 | 0,55 | 1,60 | 0,01 | 9,45  | 0,24 | 14,50 | 18,92 | 0,23 | 0,00 | 0,37 | 0,09 | 0,02 | 100,17 | 1,715 | 1,692 | 1,687 | 0,028 | 42    | 50,75 | —       |
| 246 | 50,79 | 3,48 | 1,03 | 1,37 | 0,25 | 9,41  | 0,24 | 14,64 | 18,55 | 0,36 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 100,25 | 1,721 | 1,697 | 1,693 | 0,028 | 43,5  | 43,5  | —       |
| 247 | 48,00 | 4,31 | 0,91 | 3,06 | —    | 17,34 | —    | 9,82  | 14,84 | 0,91 | 0,15 | 0,07 | 1,00 | —    | 100,41 | 1,704 | 1,688 | 1,684 | 0,020 | 41    | 54    | 2,9—3,4 |

### Габбро-анортозитовая формация

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |       |      |   |        |       |       |       |       |       |       |       |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|-------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 248 | 46,28 | 7,38 | 0,59 | 2,21 | — | 14,80 | —    | 8,91  | 18,78 | —    | —    | 1,115 | —    | — | 100,06 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| 249 | 49,96 | 4,30 | 0,67 | 1,96 | — | 8,87  | 0,22 | 12,00 | 20,43 | 0,52 | —    | 0,64  | 0,10 | — | 99,67  | 1,716 | 1,695 | 1,689 | 0,027 | 43    | 53,5  | 3,315 |
| 250 | 50,13 | 4,71 | 0,58 | 2,67 | — | 9,66  | 0,23 | 10,98 | 19,54 | 0,81 | 0,14 | 0,91  | 0,05 | — | 100,41 | 1,719 | 1,698 | 1,692 | 0,027 | 45,75 | 54,5  | 3,285 |
| 251 | 46,85 | 5,03 | 1,47 | 2,91 | — | 13,63 | 0,20 | 7,03  | 21,90 | 0,46 | 0    | 0,24  | 0,05 | — | 99,77  | 1,735 | 1,715 | 1,709 | 0,025 | 44    | 54,25 | 3,449 |
| 252 | 51,01 | 2,69 | 0,40 | 1,86 | — | 10,07 | 0,48 | 12,41 | 20,59 | 0,47 | 0,02 | 0,19  | 0,06 | — | 100,25 | 1,719 | 1,697 | 1,692 | 0,027 | 42,5  | 50,5  | 3,394 |
| 253 | 51,53 | 1,50 | 0,19 | 2,72 | — | 13,13 | 0,82 | 8,92  | 20,17 | 0,67 | 0    | 0,36  | 0,06 | — | 100,07 | 1,728 | 1,706 | 1,699 | 0,028 | 42,5  | 48,5  | —     |
| 254 | 50,33 | 2,32 | 0,28 | 1,88 | — | 18,23 | 0,83 | 6,92  | 18,39 | 0,61 | 0,07 | 0,16  | 0,09 | — | 100,11 | 1,735 | 1,714 | 1,708 | 0,027 | 47,5  | 57    | 3,397 |

### Группа титаноносных габбро

#### Пироксениты

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |   |    |   |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|---|----|---|
| 255 | 51,43 | 1,99 | 0,99 | 1,69 | 0,01 | 14,45 | 0,53 | 20,08 | 8,37  | 0,32 | 0,06 | 0,35 | 0,06 | 0,04 | 100,37 | 1,718 | 1,704 | 1,697 | 0,021 | — | 57 | — |
| 256 | 51,46 | 1,42 | 1,13 | 1,94 | 0,01 | 11,40 | 0,58 | 18,01 | 13,33 | 0,54 | 0,08 | 0,40 | 0,13 | 0,04 | 100,37 | —     | —     | —     | —     | — | —  | — |

#### Габбро

|     |       |      |      |      |   |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |    |    |   |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|---|
| 257 | 50,13 | 4,28 | 1,40 | 2,00 | — | 6,73 | 0,40 | 14,54 | 19,86 | 0,92 | 0,19 | —    | —    | —    | 100,45 | 1,720 | 1,690 | 1,694 | 0,026 | —  | 50 | — |
| 258 | 50,10 | 3,61 | 1,20 | 3,08 | — | 5,43 | 0,20 | 14,62 | 21,15 | 0,42 | 0,01 | 0,62 | —    | —    | 100,44 | 1,722 | 1,706 | 1,694 | 0,028 | 43 | 51 | — |
| 259 | 48,30 | 4,30 | 1,35 | 2,69 | — | 8,41 | 0,27 | 12,08 | 21,26 | 0,51 | 0,02 | 0,49 | 0,26 | 0,13 | 100,07 | 1,723 | 1,702 | 1,697 | 0,026 | —  | 52 | — |
| 260 | 49,18 | 4,10 | 1,00 | 1,81 | — | 8,50 | 0,28 | 13,30 | 20,53 | 0,45 | 0,02 | 0,53 | 0,24 | 0,11 | 100,05 | 1,719 | 1,698 | 1,694 | 0,025 | —  | 45 | — |



(продолжение)

| Анализ              | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | <i>N<sub>g</sub></i> | <i>N<sub>m</sub></i> | <i>N<sub>p</sub></i> | <i>N<sub>g</sub>-N<sub>p</sub></i> | <i>cN<sub>g</sub></i> | 2V° | <i>d</i> ,<br>г/см <sup>3</sup> |
|---------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|----------------------|----------------------|----------------------|------------------------------------|-----------------------|-----|---------------------------------|
| 261                 | 49,20            | 4,50                           | 1,25             | 2,76                           | —                              | 8,10  | 0,30 | 12,30 | 20,24 | 0,93              | 0,314            | 0,03              | —                 | 0,05   | 99,97  | 1,719                | 1,698                | 1,693                | 0,026                              | —                     | 46  | —                               |
| 262                 | 48,20            | 4,63                           | 1,20             | 1,81                           | —                              | 9,58  | 0,28 | 11,87 | 21,48 | 0,51              | 0,02             | 0,51              | 0,18              | 0,11   | 100,38 | 1,723                | 1,702                | 1,698                | 0,025                              | —                     | 50  | —                               |
| 263                 | 49,46            | 4,07                           | 1,20             | 1,59                           | —                              | 8,41  | 0,28 | 13,38 | 21,02 | 0,45              | 0,01             | 0,49              | 0,10              | 0,13   | 100,59 | —                    | —                    | —                    | —                                  | —                     | —   | —                               |
| 264                 | 50,20            | 3,46                           | 0,95             | 1,86                           | —                              | 10,51 | 0,31 | 11,06 | 20,99 | 0,70              | 0,06             | 0,40              | 0,20              | —      | 100,70 | —                    | —                    | —                    | —                                  | —                     | —   | —                               |
| 265                 | 50,10            | 3,26                           | 0,90             | 1,12                           | —                              | 11,48 | 0,33 | 10,81 | 20,76 | 0,78              | 0,07             | 0,40              | 0,20              | —      | 100,21 | —                    | —                    | —                    | —                                  | —                     | —   | —                               |
| 266                 | 48,28            | 5,60                           | 1,29             | 2,32                           | —                              | 8,04  | 0,27 | 14,60 | 18,96 | 0,70              | 0,02             | —                 | —                 | —      | 100,08 | 1,7215               | —                    | 1,698                | 0,0235                             | —                     | —   | —                               |
| 267                 | 48,92            | 4,84                           | 1,05             | 2,73                           | —                              | 7,06  | 0,52 | 14,12 | 20,18 | 0,71              | 0,02             | —                 | —                 | —      | 100,15 | 1,7205               | —                    | 1,6985               | 0,022                              | —                     | —   | —                               |
| 268                 | 49,69            | 3,95                           | 1,05             | 1,75                           | 0,75                           | 6,25  | 0,17 | 15,35 | 20,91 | 0,49              | 0,01             | 0,03              | —                 | —      | 100,40 | 1,719                | 1,705                | 1,692                | 0,027                              | 43                    | 51  | 3,33                            |
| 269                 | 50,25            | 3,83                           | 1,41             | 1,95                           | 0,24                           | 6,34  | 0,19 | 14,85 | 20,77 | 0,41              | 0,01             | —                 | —                 | —      | 100,25 | 1,719                | 1,705                | 1,692                | 0,027                              | 42                    | 50  | 3,35                            |
| 270                 | 50,56            | 3,40                           | 0,83             | 1,46                           | —                              | 7,52  | 0,14 | 14,79 | 20,95 | 0,50              | 0,03             | 0,13              | —                 | —      | 100,31 | 1,719                | 1,705                | 1,692                | 0,027                              | 42                    | 52  | 3,35                            |
| 271                 | 50,61            | 4,01                           | 0,93             | 0,97                           | —                              | 7,98  | 0,25 | 14,51 | 20,55 | 0,42              | 0,01             | —                 | —                 | —      | 100,24 | 1,719                | 1,705                | 1,692                | 0,027                              | 45                    | 52  | —                               |
| 272                 | 50,89            | 3,06                           | 1,10             | 1,35                           | —                              | 8,53  | 0,28 | 14,24 | 20,48 | 0,39              | 0,01             | —                 | —                 | —      | 100,33 | 1,720                | 1,705                | 1,693                | 0,027                              | 42                    | 48  | 3,38                            |
| 273                 | 49,20            | 5,56                           | 0,89             | 1,00                           | 0,46                           | 5,96  | 0,12 | 15,90 | 20,50 | 0,33              | 0,01             | 0,15              | —                 | —      | 100,08 | 1,714                | 1,699                | 1,687                | 0,027                              | —                     | 52  | —                               |
| 274                 | 49,65            | 4,34                           | 0,91             | 1,92                           | —                              | 8,09  | 0,17 | 14,49 | 20,21 | 0,41              | 0,01             | 0,11              | —                 | —      | 100,31 | 1,719                | 1,705                | 1,692                | 0,027                              | 43                    | 51  | 3,37                            |
| 275                 | 49,78            | 4,89                           | 1,09             | 1,41                           | —                              | 8,64  | 0,19 | 14,11 | 19,45 | 0,67              | 0,01             | 0,04              | —                 | —      | 100,31 | 1,719                | 1,706                | 1,693                | 0,026                              | 42                    | 49  | 3,38                            |
| 276                 | 50,51            | 3,41                           | 0,76             | 1,30                           | —                              | 9,23  | 0,19 | 13,89 | 20,11 | 0,37              | 0,03             | 0,21              | —                 | —      | 100,01 | 1,719                | 1,705                | 1,691                | 0,028                              | 42                    | 51  | 3,37                            |
| 277                 | 48,17            | 6,10                           | 1,01             | 3,61                           | —                              | 7,77  | 0,20 | 12,73 | 19,97 | 0,32              | 0,02             | 0,21              | —                 | —      | 100,11 | 1,721                | 1,706                | 1,693                | 0,028                              | 42                    | 50  | 3,38                            |
| 278                 | 48,84            | 5,40                           | 1,46             | 1,35                           | 0,03                           | 10,33 | 0,19 | 12,43 | 19,64 | 0,45              | 0,07             | 0,08              | —                 | —      | 100,27 | 1,721                | 1,707                | 1,695                | 0,026                              | 42                    | 48  | —                               |
| Спелиты             |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                      |                      |                      |                                    |                       |     |                                 |
| 279                 | 48,62            | 1,55                           | 1,49             | 2,17                           | —                              | 17,31 | 1,08 | 8,00  | 18,52 | 0,74              | 0,19             | 0,20              | 0,50              | —      | 100,37 | 1,735                | 1,713                | 1,708                | 0,027                              | —                     | 52  | —                               |
| 280                 | 49,32            | 1,33                           | 0,65             | 0,76                           | —                              | 17,18 | 0,57 | 7,95  | 20,77 | 0,51              | 0,04             | 0,26              | 0,20              | 0,27   | 99,81  | 1,732                | 1,713                | 1,708                | 0,024                              | 32                    | 54  | —                               |
| 281                 | 48,12            | 1,89                           | 0,65             | 2,47                           | —                              | 16,82 | 0,68 | 6,78  | 20,47 | 0,61              | 0,05             | 0,75              | 0,24              | 0,18   | 100,01 | —                    | —                    | —                    | —                                  | —                     | —   | —                               |
| 282                 | 51,89            | 2,00                           | 0,44             | 3,51                           | —                              | 9,56  | 0,53 | 11,43 | 19,68 | 1,10              | 0,20             | 0,06              | —                 | 0,06   | 100,46 | 1,723                | 1,702                | 1,698                | 0,025                              | —                     | 52  | —                               |
| 283                 | 50,03            | 3,27                           | 0,72             | 18,47                          | —                              | 9,07  | 0,84 | 0,80  | 8,40  | 7,62              | 0,10             | 0,85              | 0,16              | —      | 100,33 | —                    | —                    | —                    | —                                  | 81                    | —   | —                               |
| 284                 | 44,22            | 6,46                           | 2,27             | 1,48                           | —                              | 19,36 | 0,73 | 6,74  | 17,79 | 0,47              | 0,08             | 0,41              | —                 | —      | 100,01 | —                    | 1,716                | 1,706                | —                                  | 43                    | 58  | —                               |
| Нориты              |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                      |                      |                      |                                    |                       |     |                                 |
| 285                 | 49,53            | 3,03                           | 1,58             | 2,76                           | 0,01                           | 7,88  | 0,43 | 14,57 | 19,06 | 0,68              | 0,08             | 0,43              | 0,23              | 0,06   | 100,33 | —                    | —                    | —                    | —                                  | —                     | —   | —                               |
| Трапповая формация  |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                      |                      |                      |                                    |                       |     |                                 |
| Оливиновые долериты |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                      |                      |                      |                                    |                       |     |                                 |
| 286                 | 50,78            | 2,17                           | 0,63             | 4,36                           | —                              | 10,78 | 0,39 | 12,29 | 17,38 | 0,32              | 0,06             | 0,5               | —                 | 0,019  | 99,68  | —                    | —                    | —                    | —                                  | —                     | —   | —                               |
| 287                 | 51,08            | 2,60                           | 0,66             | 1,70                           | 0,02                           | 11,89 | 0,35 | 12,74 | 18,28 | 0,37              | 0,01             | 0,54              | —                 | 0,053  | 100,29 | —                    | —                    | —                    | —                                  | —                     | —   | —                               |
| 288                 | 50,96            | 4,73                           | 0,55             | 0,44                           | —                              | 10,60 | 0,17 | 12,98 | 18,17 | 0,45              | 0,11             | —                 | —                 | 0,049  | 99,21  | —                    | —                    | —                    | —                                  | —                     | —   | —                               |

|     |       |       |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |       |        |       |       |       |       |         |       |      |   |
|-----|-------|-------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|------|---|
| 290 | 51,17 | 9,11  | 0,34 | 1,07 | —    | 5,95  | 0,13 | 12,86 | 18,22 | 0,94 | 0,15 | 0,19 | —    | 0,024 | 100,15 | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 291 | 51,48 | 3,94  | 0,47 | 2,02 | —    | 9,34  | 0,24 | 14,56 | 17,38 | 0,42 | 0,11 | —    | —    | 0,018 | 99,97  | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 292 | 43,20 | 10,09 | 0,85 | 3,25 | —    | 9,13  | 0,15 | 9,72  | 22,68 | 0,22 | 0,11 | —    | —    | 0,013 | 99,33  | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 293 | 51,84 | 4,85  | 0,44 | 1,30 | —    | 7,73  | 0,20 | 12,90 | 19,75 | 0,54 | 0,24 | 0,32 | —    | 0,012 | 100,12 | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 294 | 52,00 | 4,13  | 0,48 | 1,82 | —    | 7,10  | 0,19 | 14,23 | 19,07 | 0,41 | 0,18 | 0,30 | —    | 0,01  | 99,92  | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 295 | 51,72 | 5,41  | 0,51 | 1,27 | 0,20 | 6,65  | 0,24 | 13,47 | 18,91 | 0,65 | 0,18 | 0,50 | —    | 0,034 | 99,70  | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 296 | 51,14 | 2,65  | 0,63 | 1,40 | —    | 11,16 | 0,35 | 13,02 | 18,12 | 0,32 | 0,12 | 0,64 | —    | 0,33  | 99,58  | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 297 | 51,30 | 2,91  | 0,96 | 1,56 | —    | 7,41  | 0,18 | 16,00 | 18,89 | 0,36 | 0,13 | —    | 0,12 | 0,03  | 100,49 | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 298 | 51,10 | 4,77  | 0,65 | 1,40 | 0,05 | 10,43 | 0,30 | 13,58 | 16,52 | 0,66 | 0,21 | 0,81 | 0,20 | 0,07  | 100,75 | 1,717 | 1,694 | 1,689 | 0,028 | —       | 45    | 3,33 | — |
| 299 | 50,75 | 3,65  | 0,88 | 1,79 | —    | 9,34  | 0,23 | 14,10 | 18,02 | 0,48 | 0,13 | 0,86 | —    | 0,03  | 100,26 | 1,715 | 1,690 | 1,686 | 0,029 | —       | 46    | —    | — |
| 300 | 50,41 | 3,48  | 1,07 | 1,60 | 0,13 | 11,15 | 0,30 | 13,12 | 17,36 | 0,52 | 0,24 | 0,77 | —    | 0,06  | 100,21 | 1,720 | 1,696 | 1,692 | 0,028 | —       | 44    | 3,34 | — |
| 301 | 51,64 | 3,39  | 0,64 | 1,67 | 0,69 | 4,78  | 0,35 | 17,13 | 19,54 | 0,36 | 0,07 | 0,00 | —    | —     | 100,26 | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 302 | 50,85 | 2,38  | 1,03 | 0,96 | 0,03 | 11,92 | 0,29 | 13,50 | 18,80 | 0,28 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0,01  | 100,13 | 1,725 | 1,700 | 1,695 | 0,029 | 44      | 49    | —    | — |
| 303 | 47,60 | 3,60  | 0,91 | 4,96 | —    | 9,05  | 0,21 | 9,75  | 23,09 | 0,50 | 0,12 | 0,62 | —    | —     | 100,42 | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 304 | 51,22 | 0,88  | 0,67 | 2,63 | —    | 10,78 | 0,35 | 12,10 | 20,46 | 0,48 | 0,09 | 0,70 | —    | —     | 100,36 | —     | —     | —     | —     | —       | —     | —    | — |
| 305 | 44,25 | 9,43  | 1,29 | 3,74 | —    | 7,41  | 0,19 | 10,23 | 21,74 | 0,63 | 0,18 | 0,88 | 0,11 | —     | 100,08 | 1,716 | —     | —     | —     | —       | 44    | 52   | — |
| 306 | 49,38 | 2,28  | 1,25 | 2,24 | —    | 11,62 | 0,29 | 13,86 | 17,97 | 0,50 | 0,05 | 0,23 | 0,02 | 0,09  | 100,00 | 1,729 | 1,704 | 1,699 | 0,030 | 39      | 43    | 3,3* | — |
| 307 | 50,39 | 4,24  | 0,25 | 0,10 | 0,34 | 8,45  | 0,27 | 14,19 | 19,72 | 0,63 | 0,30 | 0,56 | 0,14 | —     | 99,58  | 1,711 | 1,687 | 1,682 | 0,029 | 37,5—43 | 50—52 | —    | — |

Кварцевые долериты

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |      |      |   |   |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|------|------|---|---|
| 308 | 50,29 | 1,67 | 0,62 | 1,01 | — | 15,76 | 0,31 | 12,98 | 16,08 | 0,32 | 0,20 | 0,09 | 0,66 | —    | 99,99  | 1,718 | 1,695 | 1,689 | 0,031 | 42   | 48   | — | — |
| 309 | 50,46 | 1,79 | 0,73 | 1,16 | — | 16,09 | 0,38 | 12,37 | 16,18 | 0,30 | 0,14 | 0,30 | 0,20 | —    | 100,10 | 1,724 | 1,700 | 1,695 | 0,029 | 46   | 50   | — | — |
| 310 | 49,75 | 0,98 | 0,75 | 2,01 | — | 20,71 | 0,42 | 10,02 | 14,31 | 0,23 | 0,19 | 0,30 | 0,30 | —    | 100,00 | 1,754 | 1,730 | 1,722 | 0,034 | 46   | 51   | — | — |
| 311 | 50,50 | 0,80 | 0,60 | 1,20 | — | 9,80  | 0,40 | 18,30 | 17,80 | 0,40 | 0,20 | —    | —    | —    | 100,0  | 1,710 | 1,690 | 1,684 | 0,026 | 45   | 44   | — | — |
| 312 | 49,63 | 1,34 | 0,67 | 1,53 | — | 20,94 | 0,47 | 9,98  | 14,47 | 0,20 | 0,11 | 0,28 | —    | —    | 99,62  | 1,738 | 1,717 | 1,710 | 0,028 | —    | 41,5 | — | — |
| 313 | 51,32 | 1,55 | 0,42 | 0,87 | — | 14,71 | 0,30 | 13,64 | 15,96 | 0,25 | 0,13 | 0,44 | —    | —    | 99,59  | 1,720 | 1,697 | 1,692 | 0,028 | —    | 47   | — | — |
| 314 | 49,23 | 5,73 | 0,35 | 1,02 | — | 14,70 | 0,30 | 11,90 | 14,89 | 0,92 | 0,66 | —    | —    | 0,19 | 99,89  | —     | —     | —     | —     | —    | —    | — | — |
| 315 | 50,13 | 7,05 | 0,24 | 1,90 | — | 14,30 | 0,32 | 11,16 | 14,43 | 0,76 | 0,33 | —    | —    | 0,09 | 100,71 | 1,713 | 1,703 | 1,688 | 0,025 | 42   | 48   | — | — |
| 316 | 50,72 | 2,28 | 0,84 | 0,84 | — | 16,32 | 0,33 | 12,63 | 15,46 | 0,28 | 0,00 | 0,22 | 0,08 | —    | 100,00 | 1,724 | 1,701 | 1,695 | 0,029 | 43,5 | 44   | — | — |
| 317 | 50,74 | 3,21 | 0,46 | 0,70 | — | 13,07 | 0,32 | 13,45 | 17,40 | 0,30 | 0,06 | 0,28 | 0,01 | —    | 100,00 | 1,722 | 1,699 | 1,695 | 0,027 | 43,5 | 43,5 | — | — |

Феррогаббро

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |      |   |        |       |       |       |       |    |    |      |   |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|------|---|
| 318 | 49,38 | 2,93 | 0,71 | 1,48 | — | 17,36 | 0,23 | 10,66 | 16,83 | 0,37 | 0,11 | 0,15 | 0,07 | — | 100,28 | 1,739 | 1,713 | 1,709 | 0,030 | 44 | 46 | 3,4* | — |
| 319 | 48,79 | 1,91 | 1,00 | 2,90 | — | 18,13 | 0,17 | 11,06 | 15,58 | 0,43 | 0,26 | 0,12 | 0,14 | — | 100,49 | 1,733 | 1,712 | 1,704 | 0,029 | 39 | 45 | —    | — |
| 320 | 49,38 | 0,93 | 0,79 | 2,09 | — | 18,46 | 0,29 | 10,98 | 16,43 | 0,59 | 0,07 | 0,19 | 0,15 | — | 100,35 | 1,733 | 1,711 | 1,704 | 0,029 | 41 | 45 | —    | — |
| 321 | 49,03 | 0,75 | 0,85 | 3,07 | — | 18,62 | 0,31 | 10,16 | 16,79 | 0,47 | 0,13 | 0,17 | 0,14 | — | 100,49 | 1,738 | 1,727 | 1,712 | 0,026 | 43 | 52 | 3,5* | — |
| 322 | 47,70 | 1,55 | 1,24 | 1,82 | — | 20,32 | 0,38 | 8,73  | 17,32 | 0,65 | 0,13 | 0,21 | 0,11 | — | 100,16 | 1,741 | 1,725 | 1,718 | 0,024 | 43 | 52 | 3,51 | — |
| 323 | 47,45 | 2,57 | 1,14 | 2,83 | — | 21,54 | 0,45 | 6,30  | 16,83 | 0,64 | 0,25 | 0,30 | 0,18 | — | 100,48 | 1,747 | 1,726 | 1,719 | 0,028 | 47 | 47 | —    | — |
| 324 | 46,06 | 4,06 | 1,58 | 1,21 | — | 24,02 | 0,4* | 4,51  | 17,37 | 0,5* | 0,21 | 0,21 | 0,12 | — | 100,30 | 1,761 | 1,741 | 1,735 | 0,026 | 40 | 51 | —    | — |

(продолжение)

| Анализ       | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | <i>N<sub>g</sub></i> | <i>N<sub>m</sub></i> | <i>N<sub>p</sub></i> | <i>N<sub>g</sub>-N<sub>p</sub></i> | <i>cN<sub>g</sub></i> | 2V°   | <i>d<sub>c</sub></i><br>г/см |
|--------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|----------------------|----------------------|----------------------|------------------------------------|-----------------------|-------|------------------------------|
| 325          | 47,20            | 1,90                           | 1,21             | 1,26                           | —                              | 27,43 | 0,20 | 2,54  | 17,78 | 0,56              | 0,26             | 0,29              | 0,11              | —      | 100,74 | 1,765                | 1,741                | 1,737                | 0,028                              | 43                    | 50    | —                            |
| 326          | 45,05            | —                              | 0,55             | —                              | —                              | 31,76 | 0,64 | 1,35  | 19,09 | 0,73              | 0,20             | 0,43              | 0,20              | —      | 100,00 | 1,770                | 1,750                | 1,745                | 0,025                              | —                     | 55    | —                            |
| 327          | 45,93            | 2,25                           | 0,71             | 1,98                           | —                              | 28,94 | 1,16 | 0,79  | 15,54 | 0,78              | 0,21             | 0,44              | 0,22              | —      | 98,95  | 1,772                | 1,754                | 1,747                | 0,025                              | 39                    | 50    | —                            |
| 328          | 46,60            | 2,37                           | 0,75             | 1,42                           | —                              | 29,70 | 0,92 | 0,67  | 16,01 | 0,73              | 0,20             | 0,43              | 0,20              | —      | 100,00 | 1,771                | 1,753                | 1,745                | 0,026                              | 41                    | 52    | —                            |
| 329          | 42,62            | 5,24                           | 1,69             | 3,74                           | —                              | 31,54 | 0,78 | 0,47  | 12,27 | 1,02              | 0,24             | 0,48              | 0,22              | —      | 100,31 | 1,772                | 1,751                | 1,743                | 0,029                              | 47                    | 58    | 3,65                         |
| 330          | 42,32            | 2,25                           | 4,42             | 4,72                           | —                              | 25,13 | 0,22 | 8,33  | 12,07 | 0,61              | —                | 0,12              | 0,25              | —      | 100,44 | 1,749                | 1,728                | 1,721                | 0,028                              | 39                    | 44    | 3,50                         |
| 331          | 50,58            | 2,20                           | 0,61             | 1,57                           | 0,01                           | 15,53 | 0,28 | 12,60 | 16,40 | 0,24              | 0,03             | —                 | —                 | —      | 100,04 | —                    | 1,704                | —                    | —                                  | —                     | 40—42 | —                            |
| 332          | 50,33            | 2,12                           | 0,71             | 1,69                           | —                              | 16,32 | 0,23 | 11,92 | 16,48 | 0,25              | 0,03             | —                 | —                 | —      | 100,08 | —                    | 1,707                | —                    | —                                  | —                     | 40    | —                            |
| 333          | 50,10            | 1,30                           | 1,31             | 1,51                           | —                              | 17,89 | 0,43 | 11,17 | 16,68 | 0,25              | 0,02             | —                 | —                 | —      | 100,66 | —                    | 1,710                | —                    | —                                  | —                     | 42    | —                            |
| 334          | 49,73            | 1,39                           | 0,77             | 1,50                           | —                              | 19,98 | 0,41 | 9,40  | 17,75 | 0,24              | 0,02             | —                 | —                 | —      | 100,49 | —                    | 1,714                | —                    | —                                  | —                     | 46,5  | —                            |
| 335          | 46,54            | 5,77                           | 1,22             | 1,88                           | —                              | 24,65 | 0,74 | 0,79  | 17,70 | 0,62              | 0,15             | 0,39              | 0,18              | —      | 100,63 | 1,753                | 1,732                | 1,726                | 0,027                              | 44                    | 49    | 3,48                         |
| Ферродiorиты |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                      |                      |                      |                                    |                       |       |                              |
| 336          | 46,71            | 0,93                           | 0,95             | 0,59                           | —                              | 31,48 | 0,26 | 0,14  | 18,75 | 0,26              | 0,03             | —                 | —                 | —      | 100,10 | —                    | 1,742                | —                    | —                                  | —                     | 56    | —                            |
| 337          | 47,95            | 1,36                           | 0,38             | 0,99                           | —                              | 29,56 | 0,60 | 0,58  | 18,32 | 0,30              | 0,06             | —                 | —                 | —      | 100,10 | —                    | 1,740                | —                    | —                                  | —                     | 55    | —                            |
| 338          | 48,28            | 0,79                           | 0,19             | 1,25                           | —                              | 30,78 | 0,93 | 0,36  | 17,67 | 0,12              | 0,08             | —                 | —                 | —      | 100,45 | —                    | 1,743                | —                    | —                                  | —                     | 55    | —                            |
| 339          | 48,18            | 1,06                           | 0,70             | 1,46                           | —                              | 26,08 | 0,53 | 3,52  | 18,90 | 0,23              | 0,04             | —                 | —                 | —      | 100,70 | —                    | 1,725                | —                    | —                                  | —                     | 53    | —                            |
| 340          | 49,44            | 1,31                           | 0,83             | 0,88                           | —                              | 21,64 | 0,42 | 6,92  | 18,23 | 0,29              | 0,03             | —                 | —                 | —      | 99,99  | —                    | 1,718                | —                    | —                                  | —                     | 48    | —                            |
| Гранофиры    |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                      |                      |                      |                                    |                       |       |                              |
| 341          | 46,90            | 2,20                           | 0,10             | 1,66                           | —                              | 29,10 | 0,67 | 0,58  | 18,87 | 0,32              | 0,04             | —                 | —                 | —      | 100,44 | —                    | 1,737                | —                    | —                                  | —                     | 56    | —                            |
| 342          | 47,52            | 1,79                           | 0,12             | 2,20                           | —                              | 27,43 | 0,65 | 1,18  | 18,76 | 0,34              | 0,04             | —                 | —                 | —      | 100,03 | —                    | 1,735                | —                    | —                                  | —                     | 54    | —                            |
| 343          | 48,74            | 1,15                           | 0,12             | 1,89                           | —                              | 26,16 | 0,70 | 1,80  | 18,93 | 0,44              | 0,05             | —                 | —                 | —      | 99,98  | —                    | 1,730                | —                    | —                                  | —                     | 56    | —                            |
| 344          | 49,54            | 1,13                           | 0,13             | 2,08                           | —                              | 25,08 | 0,52 | 2,92  | 18,21 | 0,43              | 0,05             | —                 | —                 | —      | 100,09 | —                    | 1,728                | —                    | —                                  | —                     | 54    | —                            |
| 345          | 48,00            | 1,17                           | 0,75             | 1,20                           | —                              | 26,65 | 0,53 | 4,71  | 16,50 | 0,18              | 0,12             | 0,30              | —                 | —      | 100,11 | 1,751                | 1,727                | 1,721                | 0,030                              | —                     | 50    | —                            |
| 346          | 46,59            | 0,95                           | 1,50             | 1,82                           | —                              | 28,93 | 0,53 | 1,01  | 18,08 | 0,25              | 0,17             | 0,31              | —                 | —      | 100,17 | 1,765                | 1,744                | 1,736                | 0,029                              | —                     | 54    | —                            |
| 347          | 48,40            | 1,12                           | 1,14             | 1,18                           | —                              | 25,52 | 0,46 | 5,39  | 16,14 | 0,20              | 0,18             | 0,10              | 0,11              | —      | 99,97  | 1,741                | 1,720                | 1,709                | 0,032                              | 46                    | 50    | —                            |
| 348          | 47,00            | 0,74                           | 1,48             | 1,90                           | —                              | 29,01 | 0,47 | 0,94  | 17,96 | 0,20              | 0,15             | 0,10              | 0,06              | —      | 100,01 | 1,766                | 1,745                | 1,738                | 0,018                              | 44                    | 59    | —                            |
| Пегматиты    |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |                      |                      |                      |                                    |                       |       |                              |
| 349          | 50,85            | 2,70                           | 1,05             | 1,11                           | 0,13                           | 10,36 | 0,25 | 14,09 | 19,20 | 0,30              | 0                | 0,01              | 0,09              | 0,02   | 100,16 | 1,722                | 1,698                | 1,694                | 0,028                              | 44                    | 47    | 3,383                        |
| 350          | 50,53            | 2,49                           | 0,87             | 0,59                           | —                              | 14,25 | 0,38 | 13,08 | 17,38 | 0,23              | 0,03             | 0,25              | 0,09              | —      | 100,17 | 1,724                | 1,700                | 1,697                | 0,027                              | 44                    | 40    | —                            |
| 351          | 49,57            | 1,36                           | 0,78             | 1,38                           | —                              | 21,92 | 0,45 | 10,03 | 14,32 | Сл.               | Сл.              | 0,44              | 0,04              | —      | 100,29 | 1,738                | 1,715                | 1,712                | 0,026                              | 44                    | 43    | 3,47                         |
| 352          | 48,57            | 1,87                           | 1,22             | 2,91                           | —                              | 18,35 | 0,43 | 9,79  | 16,25 | 0,56              | 0,16             | —                 | —                 | —      | 100,11 | —                    | 1,715                | —                    | 0,029                              | 44—45                 | 48—52 | —                            |
| 353          | 48,30            | 0,30                           | 0,74             | 8,08                           | —                              | 7,27  | —    | 13,85 | 19,90 | —                 | —                | 0,81              | 0                 | —      | 99,25  | 1,718                | 1,700                | 1,696                | 0,022                              | 45                    | 46    | 3,3                          |

Пироксениты

|     |       |      |      |      |   |      |      |      |       |      |      |      |   |   |        |       |       |       |       |    |    |   |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|------|-------|------|------|------|---|---|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|---|
| 354 | 41,38 | 9,37 | 2,36 | 5,68 | — | 3,19 | 0,12 | 8,96 | 23,42 | 0,46 | 0,09 | 0,51 | — | — | 100,54 | 1,740 | 1,721 | 1,716 | 0,024 | 44 | 56 | — |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|------|-------|------|------|------|---|---|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|---|

Пикритовые долериты

|     |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |    |    |    |   |
|-----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|----|---|
| 355 | 49,84 | 6,22 | 0,90 | 2,86 | —    | 8,67 | 0,23 | 12,67 | 17,80 | 0,38 | 0,05 | 0,18 | 0,07 | —    | 99,87  | 1,719 | 1,698 | 1,695 | 0,024 | 41 | 43 | —  |   |
| 356 | 51,17 | 3,22 | 0,97 | 1,53 | 0,42 | 4,54 | 0,13 | 16,68 | 20,54 | 0,65 | 0,05 | —    | —    | —    | 99,90  | —     | 1,691 | —     | —     | —  | —  | 47 | — |
| 357 | 51,30 | 2,91 | 0,96 | 1,56 | —    | 7,41 | 0,18 | 16,00 | 18,89 | 0,36 | 0,13 | 0,76 | —    | 0,03 | 100,49 | 1,716 | 1,694 | 1,689 | 0,027 | —  | 48 | —  |   |

Титанистые пироксены из долеритов

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |   |      |        |   |   |   |   |   |   |   |   |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|---|------|--------|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 358 | 47,33 | 2,73 | 2,41 | 4,66 | — | 17,63 | 0,43 | 7,95  | 15,04 | 0,64 | 0,36 | 0,90 | — | 0,07 | 100,15 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 359 | 44,92 | 8,17 | 2,46 | 5,36 | — | 4,60  | 0,13 | 9,79  | 23,55 | 0,32 | 0,12 | 0,95 | — | 0,11 | 100,48 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 360 | 45,05 | 0,16 | 4,39 | 5,50 | — | 14,90 | 1,58 | 15,15 | 10,72 | 1,27 | 0,78 | 0,13 | — | —    | 99,63  | — | — | — | — | — | — | — | — |

Средние габбро интрузии Скаергард

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |   |        |       |       |       |       |    |    |       |   |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|-------|---|
| 361 | 48,97 | 3,58 | 0,81 | 2,18 | —    | 11,93 | 0,28 | 13,96 | 17,36 | 0,38 | 0,21 | 0,12 | 0,11 | — | 99,89  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | — |
| 362 | 47,92 | 4,60 | 1,71 | 0,71 | —    | 18,85 | 0,35 | 12,03 | 12,95 | 0,51 | 0,13 | 0,20 | 0,18 | — | 100,14 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | — |
| 363 | 49,98 | 4,49 | 0,61 | 1,53 | —    | 9,81  | 0,28 | 21,76 | 11,07 | 0,18 | 0,01 | 0,18 | 0,10 | — | 100,00 | 1,701 | 1,678 | 1,672 | 0,029 | 39 | 42 | 3,35  |   |
| 364 | 48,60 | 4,26 | 0,90 | 2,41 | —    | 9,85  | 0,31 | 13,57 | 19,20 | 0,42 | 0,23 | 0,13 | 0,12 | — | 100,00 | 1,724 | 1,705 | 1,698 | 0,026 | 40 | 40 | 3,38  |   |
| 365 | 47,55 | 5,01 | 1,86 | 0,78 | —    | 17,56 | 0,38 | 11,63 | 14,12 | 0,55 | 0,14 | 0,22 | 0,20 | — | 100,00 | 1,735 | 1,715 | 1,707 | 0,028 | 40 | 40 | 3,42  |   |
| 366 | 51,26 | 2,23 | 0,80 | 1,25 | 0,01 | 13,34 | 0,34 | 13,40 | 17,23 | 0,26 | 0,02 | —    | —    | — | 100,14 | —     | 1,700 | —     | —     | —  | —  | 41    | — |
| 367 | 51,26 | 1,98 | 0,84 | 1,25 | 0,01 | 14,49 | 0,35 | 12,85 | 16,91 | 0,26 | 0,02 | —    | —    | — | 100,22 | —     | 1,702 | —     | —     | —  | —  | 41—44 | — |

Эндофонтальные породы интрузии Скаергард

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |      |   |        |       |       |       |       |    |       |      |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|----|-------|------|
| 368 | 49,68 | 4,99 | 1,17 | 1,12 | — | 11,76 | 0,16 | 12,79 | 17,97 | 0,56 | 0,13 | 0,18 | 0,15 | — | 100,66 | 1,716 | 1,697 | 1,690 | 0,026 | 38 | 42—52 | 3,37 |
| 369 | 50,39 | 3,54 | 0,87 | 1,95 | — | 8,47  | 0,19 | 15,82 | 18,41 | 0,70 | 0,14 | 0,11 | 0,04 | — | 100,63 | 1,712 | 1,692 | 1,684 | 0,028 | 39 | 46    | 3,35 |

Гиперстен-оливиновые габбро интрузии Скаергард

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |   |        |       |       |       |       |    |    |      |   |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|------|---|
| 370 | 51,66 | 2,44 | 0,99 | 0,60 | —    | 9,37  | 0,15 | 15,41 | 18,74 | 0,46 | 0,14 | 0,11 | 0,11 | — | 100,18 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —    | — |
| 371 | 49,89 | 3,74 | 0,93 | 0,21 | —    | 12,81 | 0,27 | 14,59 | 16,83 | 0,43 | 0,13 | 0,16 | 0,07 | — | 100,06 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —    | — |
| 372 | 47,66 | 3,48 | 0,81 | 0,38 | —    | 14,57 | 0,30 | 13,45 | 17,94 | 0,42 | 0,18 | 0,11 | 0,11 | — | 99,41  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —    | — |
| 373 | 51,48 | 2,87 | 1,16 | 0,70 | —    | 6,26  | 0,18 | 14,35 | 22,04 | 0,54 | 0,16 | 0,13 | 0,13 | — | 100,00 | 1,718 | 1,696 | 1,690 | 0,028 | 40 | 42 | 3,34 |   |
| 374 | 48,98 | 4,67 | 1,16 | 0,25 | —    | 9,89  | 0,33 | 12,72 | 21,02 | 0,53 | 0,16 | 0,20 | 0,09 | — | 100,00 | 1,722 | 1,702 | 1,695 | 0,027 | 41 | 43 | 3,38 |   |
| 375 | 46,80 | 4,56 | 1,07 | 0,50 | —    | 9,89  | 0,39 | 12,29 | 23,43 | 0,56 | 0,23 | 0,14 | 0,14 | — | 100,00 | 1,730 | 1,706 | 1,700 | 0,030 | 36 | 42 | 3,38 |   |
| 376 | 51,25 | 2,92 | 0,76 | 1,70 | 0,17 | 8,87  | 0,18 | 15,04 | 19,04 | 0,37 | 0,05 | —    | —    | — | 100,35 | —     | 1,695 | —     | —     | —  | —  | 45   | — |
| 377 | 50,66 | 2,45 | 1,30 | 1,33 | —    | 11,24 | 0,29 | 14,25 | 18,01 | 0,36 | 0,08 | —    | —    | — | 99,97  | —     | 1,697 | —     | —     | —  | —  | 42   | — |

Пижониты

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |      |      |      |      |      |   |        |   |   |   |   |   |   |   |   |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|------|------|------|------|------|---|--------|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 378 | 49,00 | 0,42 | 0,48 | 1,06 | — | 31,04 | 0,51 | 9,99  | 6,38 | 0,21 | 0,16 | 0,33 | 0,49 | — | 100,02 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 379 | 55,50 | 0,70 | 0,80 | 1,00 | — | 8,70  | 0,20 | 27,30 | 5,30 | 0,30 | 0,10 | —    | —    | — | 99,90  | — | — | — | — | — | — | — | — |

| Англиз | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg   | 2V° | d, г/см <sup>3</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|----------------------|
| 380    | 51,24            | 1,07                           | 0,50             | 0,05                           | 0                              | 26,85 | 0,55 | 14,85 | 4,31 | 0,02              | 0,02             | 0,36              | 0,18              | —      | 100,00 | 1,733 | 1,707 | 1,705 | 0,027 | 42    | 22  | —                    |
| 381    | 48,31            | 0,53                           | 0,58             | 1,35                           | —                              | 31,33 | 0,62 | 10,13 | 6,08 | 0,16              | 0,11             | 0,80              | —                 | —      | 100,00 | 1,740 | 1,708 | 1,707 | 0,033 | —     | —   | —                    |
| 382    | 50,61            | 1,68                           | 0,65             | 0,84                           | —                              | 21,35 | 0,39 | 18,71 | 5,52 | 0,11              | 0                | 0,10              | —                 | —      | 99,96  | 1,721 | 1,698 | 1,696 | 0,025 | 41    | 25  | 3,383                |
| 383    | 50,05            | 1,30                           | 0,40             | 0,70                           | —                              | 27,00 | 0,20 | 15,50 | 4,10 | 0,20              | 0,10             | —                 | —                 | —      | 100,00 | 1,727 | —     | —     | —     | —     | —   | —                    |
| 384    | 51,53            | 1,64                           | 0,51             | 0,18                           | —                              | 23,35 | 0,49 | 17,27 | 4,47 | 0,10              | 0,00             | 0,32              | 0,14              | —      | 100,00 | 1,723 | 1,699 | 1,698 | 0,025 | 40—41 | 18  | —                    |
| 385    | 50,90            | 1,80                           | 0,50             | 0,70                           | —                              | 25,10 | 0,30 | 16,40 | 4,20 | 0,10              | 0,04             | —                 | —                 | —      | 100,04 | 1,723 | —     | —     | —     | —     | —   | —                    |
| 386    | 50,35            | 2,23                           | 0,55             | 1,14                           | —                              | 21,12 | 0,38 | 20,03 | 4,50 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,30 | 1,714 | —     | —     | —     | —     | —   | —                    |

## Континентальная оливинбазальтовая формация

## Бедные титаном пироксены из пикритов и долеритов

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |      |         |       |       |       |       |       |       |      |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 387 | 49,40 | 3,92 | 2,25 | 1,18 | —    | 7,18  | 0,13 | 13,90 | 21,47 | 0,70 | Сл.  | 0    | 0    | —    | 100,13  | 1,721 | 1,705 | 1,698 | 0,023 | 44    | 50    | —    |
| 388 | 48,13 | 1,51 | 0,46 | 2,48 | —    | 23,27 | 0,66 | 4,56  | 18,46 | 0,83 | 0,30 | —    | 0,10 | —    | 100,76  | 1,748 | 1,728 | 1,718 | 0,020 | 44—46 | 49—59 | —    |
| 389 | 49,85 | 3,75 | 1,37 | 2,55 | —    | 6,09  | 0,19 | 14,38 | 21,76 | 0,42 | Сл.  | —    | 0,01 | —    | 100,37  | 1,720 | 1,700 | 1,698 | 0,022 | 44    | 50    | —    |
| 390 | 49,26 | 3,01 | 1,45 | 2,68 | —    | 5,35  | 0,14 | 15,62 | 22,29 | 0,45 | Сл.  | —    | 0,05 | —    | 100,300 | 1,723 | 1,709 | 1,698 | 0,025 | 42    | 53    | —    |
| 391 | 49,20 | 3,33 | 1,83 | 1,85 | —    | 5,30  | 0,18 | 15,03 | 23,33 | 0,40 | Сл.  | —    | 0,03 | —    | 100,48  | 1,722 | 1,707 | 1,697 | 0,025 | 41    | 48    | —    |
| 392 | 50,29 | 1,47 | 1,23 | 1,03 | —    | 11,75 | 0,25 | 12,47 | 21,07 | 0,49 | Сл.  | 0,27 | 0,05 | —    | 100,37  | 1,725 | 1,708 | 1,702 | 0,023 | —     | —     | —    |
| 393 | 50,15 | 1,95 | 2,40 | 2,15 | —    | 17,22 | 0,65 | 13,08 | 11,02 | 0,38 | 0,12 | 0,60 | 0,40 | —    | 100,12  | —     | —     | —     | —     | 45    | 38    | —    |
| 394 | 50,46 | 3,73 | 0,70 | 1,70 | 0,08 | 6,60  | 0,23 | 13,92 | 22,00 | 0,57 | 0,02 | 0,23 | —    | 0,02 | 100,26  | 1,720 | 1,699 | 1,693 | 0,027 | 41—42 | 54    | 3,36 |
| 395 | 48,43 | 4,38 | 2,24 | 2,06 | —    | 13,32 | 0,23 | 12,28 | 14,54 | 0,73 | 0,26 | 1,08 | 0,29 | —    | 99,84   | 1,718 | 1,698 | 1,692 | 0,026 | 49—51 | —     | —    |
| 396 | 50,47 | 4,36 | 0,73 | 2,87 | 0,01 | 5,40  | 0,15 | 13,26 | 22,24 | 0,67 | 0,03 | 0,14 | —    | 0,03 | 100,36  | 1,722 | 1,700 | 1,694 | 0,028 | 40—43 | 55,5  | 3,34 |
| 397 | 50,70 | 3,01 | 0,48 | 2,26 | 0,09 | 6,27  | 0,28 | 14,15 | 22,16 | 0,58 | 0,04 | 0,21 | —    | 0,01 | 100,24  | 1,723 | 1,701 | 1,696 | 0,027 | 41—43 | 54    | 3,36 |
| 398 | 51,10 | 3,30 | 0,53 | 2,40 | 0,02 | 5,56  | 0,32 | 14,08 | 22,04 | 0,55 | 0,02 | 0,11 | —    | 0,02 | 100,10  | 1,721 | 1,700 | 1,694 | 0,027 | 40—42 | 54    | 3,38 |
| 399 | 45,50 | 6,70 | 3,00 | 6,50 | —    | 4,85  | —    | 11,55 | 19,45 | 1,20 | 1,05 | —    | —    | —    | 99,80   | —     | 1,690 | —     | —     | —     | —     | —    |

## Бедные титаном пироксены из монзонитов

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |       |      |      |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|
| 400 | 50,59 | 2,59 | 0,45 | 1,78 | 0,02 | 9,90  | 0,48 | 12,58 | 20,68 | 0,62 | 0,08 | 0,29 | —    | 0,01 | 100,07 | 1,723 | 1,701 | 1,696 | 0,027 | 43    | 53,5 | 3,40 |
| 401 | 50,31 | 4,11 | 0,57 | 1,85 | 0,06 | 9,22  | 0,46 | 12,49 | 20,53 | 0,48 | 0,16 | —    | —    | 0,04 | 100,28 | 1,723 | 1,701 | 1,696 | 0,027 | 42—45 | 53,5 | —    |
| 402 | 48,30 | 3,39 | 1,42 | 3,82 | —    | 11,69 | 0,17 | 10,95 | 18,28 | 1,62 | 0,29 | —    | 0,55 | —    | 100,48 | 1,721 | 1,700 | 1,698 | 0,023 | 42    | 54,5 | —    |

## Богатые титаном пироксены из эссекситов

|     |       |      |      |      |   |      |      |       |       |      |      |      |      |   |        |       |       |       |       |       |            |       |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------------|-------|
| 403 | 46,76 | 6,26 | 2,96 | 1,45 | — | 8,92 | 0,16 | 12,07 | 20,34 | 0,43 | 0,28 | —    | 0,98 | — | 100,61 | 1,719 | 1,700 | 1,694 | 0,025 | 36—43 | 38—50—53   | —     |
| 404 | 48,99 | 3,29 | 2,86 | 2,16 | — | 7,56 | 0,05 | 13,24 | 21,72 | 0,49 | 0,22 | —    | —    | — | 100,58 | 1,723 | 1,709 | 1,703 | 0,020 | 36—43 | 33,5—33—41 | —     |
| 405 | 47,48 | 5,57 | 3,17 | 3,43 | — | 4,96 | 0,18 | 12,32 | 21,69 | 0,63 | 0,53 | 0,40 | 0,05 | — | 100,41 | 1,728 | 1,707 | 1,700 | 0,028 | —     | 55         | 3,355 |
| 406 | 47,31 | 5,46 | 3,37 | 3,75 | — | 4,89 | 0,21 | 12,48 | 21,53 | 0,72 | 0,27 | 0,16 | 0,05 | — | 100,20 | 1,739 | 1,718 | 1,713 | 0,026 | —     | 46         | 3,383 |
| 407 | 45,30 | 6,72 | 4,38 | 3,98 | — | 5,15 | 0,19 | 11,20 | 22,24 | 0,78 | 0,18 | 0,15 | 0,05 | — | 100,27 | 1,742 | 0,722 | 1,719 | 0,023 | —     | 42         | 3,414 |

## Бедные титаном пироксены из тешенитов, шонкинитов и нефелиновых монцонитов

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |       |       |      |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 408 | 49,57 | 3,82 | 2,05 | 2,00 | —    | 6,59  | 0,13 | 13,75 | 21,44 | 0,69 | 0,08 | 0,10 | 0,02 | 0,09 | 100,33 | 1,715 | 1,697 | 1,690 | 0,025 | 42    | 52—54 | 3,34 |
| 409 | 50,29 | 2,82 | 1,33 | 1,76 | —    | 9,75  | 0,26 | 12,49 | 21,14 | 0,44 | Сл.  | 0    | 0    | —    | 100,28 | 1,721 | 1,707 | 1,700 | 0,024 | 44    | 50—53 | —    |
| 410 | 49,24 | 3,32 | 1,36 | 2,21 | —    | 10,98 | 0,20 | 12,69 | 19,82 | 0,12 | 0,06 | —    | 0,10 | —    | 100,10 | 1,730 | 1,704 | 1,698 | 0,032 | 40    | 50    | —    |
| 411 | 49,50 | 3,92 | 1,24 | 2,27 | —    | 6,60  | 0,30 | 13,79 | 21,54 | 0,31 | Сл.  | —    | 0,04 | —    | 99,51  | 1,725 | 1,710 | 1,700 | 0,025 | 44    | 52    | —    |
| 412 | 49,31 | 2,62 | 1,37 | 1,50 | —    | 13,97 | 0,25 | 10,26 | 20,47 | 0,31 | Сл.  | —    | 0,05 | —    | 100,11 | 1,732 | 1,711 | 1,705 | 0,027 | 45    | 56    | —    |
| 413 | 49,52 | 3,81 | 2,18 | 2,31 | —    | 6,57  | 0,09 | 13,35 | 21,73 | 0,75 | Сл.  | 0    | 0    | —    | 100,31 | 1,730 | 1,706 | 1,695 | 0,025 | 43—53 | 49—57 | —    |
| 414 | 50,14 | 3,90 | 0,65 | 2,70 | 0,05 | 6,56  | 0,25 | 13,06 | 21,88 | 0,76 | 0,05 | 0,17 | —    | 0,04 | 100,21 | 1,723 | 1,701 | 1,695 | 0,028 | 42—44 | 54,5  | 3,36 |
| 415 | 50,07 | 4,60 | 0,63 | 2,85 | 0,02 | 5,75  | 0,20 | 13,82 | 21,27 | 0,71 | 0,06 | 0,17 | —    | 0,02 | 100,17 | 1,723 | 1,703 | 1,695 | 0,028 | 40—43 | 55,5  | 3,35 |
| 416 | 48,60 | 4,10 | 2,06 | 3,25 | 0,01 | 11,24 | 0,29 | 10,22 | 19,15 | 0,95 | 0,10 | 0,28 | —    | —    | 100,25 | 1,730 | 1,709 | 1,702 | 0,028 | 45—47 | 60    | 3,41 |
| 417 | 49,89 | 4,95 | 0,94 | 3,42 | 0,02 | 6,16  | 0,36 | 11,97 | 20,95 | 0,90 | 0,07 | 0,42 | —    | 0,01 | 100,06 | 1,724 | 1,702 | 1,695 | 0,029 | 41—44 | 56    | 3,36 |
| 418 | 49,62 | 5,02 | 0,82 | 3,99 | 0,01 | 8,00  | 0,46 | 10,32 | 20,10 | 1,20 | 0,06 | 0,60 | —    | 0,01 | 100,21 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —    |
| 419 | 49,66 | 5,10 | 0,77 | 4,27 | 0,01 | 9,18  | 0,55 | 9,26  | 18,99 | 1,57 | 0,16 | 0,47 | —    | 0,02 | 100,01 | 1,730 | 1,709 | 1,702 | 0,028 | 44—46 | 61,5  | 3,40 |

## Богатые титаном пироксены из нефелиновых долеритов, нефелинитов и тешенитов

|     |       |       |      |      |   |      |      |       |       |      |      |      |      |   |        |                 |                 |                 |                 |       |       |       |
|-----|-------|-------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-------|-------|-------|
| 420 | 43,96 | 7,35  | 5,50 | 4,42 | — | 4,96 | 0,19 | 10,62 | 21,91 | 1,06 | 0,13 | 0,04 | 0,12 | — | 100,26 | 1,750           | 1,730           | 1,725           | 0,025           | 40    | —     | 3,421 |
| 421 | 46,70 | 5,83  | 4,01 | 3,40 | — | 3,37 | 0,11 | 12,69 | 23,14 | 0,73 | 0,17 | 0,06 | 0,10 | — | 100,31 | —               | —               | —               | —               | —     | —     | 3,361 |
| 422 | 45,24 | 6,72  | 4,83 | 3,97 | — | 3,74 | 0,14 | 11,86 | 22,48 | 0,83 | 0,13 | 0    | 0,16 | — | 100,10 | —               | —               | —               | —               | —     | —     | 3,383 |
| 423 | 46,19 | 6,91  | 3,95 | 4,11 | — | 4,00 | 0,18 | 11,13 | 21,74 | 0,98 | 0,93 | 0,02 | 0,20 | — | 100,34 | 1,731           | 1,713           | 1,706           | 0,025           | —     | 52    | 3,352 |
| 424 | 43,96 | 6,23  | 4,62 | 2,97 | — | 6,86 | —    | 12,34 | 22,42 | 0,47 | —    | —    | —    | — | 99,87  | 1,752           | 1,728           | 1,724           | 0,028           | 52    | 43    | 3,38  |
| 425 | 44,47 | 7,08  | 4,50 | 4,58 | — | 5,53 | 0,23 | 10,04 | 22,54 | 0,73 | 0,22 | 0,35 | 0,10 | — | 100,37 | 1,738           | 1,723           | 1,718           | 0,020           | —     | 45    | 3,414 |
| 426 | 45,12 | 6,92  | 4,20 | 4,04 | — | 4,02 | 0,13 | 11,59 | 22,81 | 0,71 | 0,19 | 0,22 | 0,13 | — | 100,08 | 1,736           | 1,717           | 1,714           | 0,022           | —     | 50    | 3,390 |
| 427 | 45,29 | 6,80  | 3,76 | 4,06 | — | 4,39 | 0,17 | 11,73 | 22,62 | 0,79 | 0,16 | 0,55 | 0,10 | — | 100,42 | 1,725           | 1,709           | 1,699           | 0,026           | —     | 62    | 3,359 |
| 428 | 44,79 | 7,26  | 4,09 | 2,04 | — | 7,18 | —    | 12,07 | 22,23 | 0,38 | —    | —    | —    | — | 100,04 | 1,745           | 1,724           | 1,719           | 0,026           | 50    | 46    | 3,37  |
| 429 | 46,93 | 6,61  | 3,04 | 1,53 | — | 6,64 | 0,10 | 12,32 | 22,35 | 0,65 | 0,04 | 0,11 | Сл.  | — | 100,32 | 1,725—<br>1,731 | 1,704—<br>1,708 | 1,699—<br>1,704 | 0,017—<br>0,027 | 42—45 | 52—44 | 3,42  |
| 430 | 46,66 | 5,76  | 3,21 | 1,84 | — | 7,22 | 0,13 | 12,18 | 22,21 | 0,81 | 0,10 | 0,14 | 0,01 | — | 100,27 | —               | —               | —               | —               | —     | —     | 3,42  |
| 431 | 48,12 | 3,58  | 2,42 | 1,80 | — | 9,45 | 0,20 | 11,58 | 22,09 | 0,70 | 0,12 | 0,19 | Сл.  | — | 100,25 | 1,725—<br>1,732 | 1,704—<br>1,711 | 1,699—<br>1,707 | 0,017—<br>0,025 | 42—45 | 49—59 | 3,43  |
| 432 | 40,28 | 10,30 | 3,85 | 5,35 | — | 7,92 | —    | 7,78  | 23,57 | 0,36 | —    | 0,19 | —    | — | 99,60  | 1,760           | —               | 1,740           | 0,020           | —     | —     | 3,39  |

## Щелочно-базальтоидная формация

## Шонкиниты, тералиты, тингуанты

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |    |    |       |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|-------|
| 433 | 48,85 | 3,35 | 0,66 | 8,58 | — | 10,52 | 0,28 | 5,88  | 18,32 | 2,77 | 0,60 | —    | 0,18 | 0,26 | 100,25 | 1,752 | 1,732 | 1,720 | 0,032 | 62 | 74 | 3,501 |
| 434 | 47,54 | 4,14 | 3,00 | 5,64 | — | 6,42  | 0,36 | 10,05 | 21,57 | 1,38 | 0,12 | —    | 0    | —    | 110,22 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | 3,430 |
| 435 | 50,75 | 6,32 | 0,74 | 2,25 | — | 4,62  | —    | 12,21 | 21,86 | 1,48 | 0,18 | —    | —    | —    | 100,41 | 1,700 | 1,686 | 1,679 | 0,021 | 43 | 72 | 3,250 |
| 436 | 49,42 | 4,28 | 0,55 | 2,86 | — | 5,56  | 0,10 | 13,58 | 22,35 | 1,04 | 0,38 | —    | 0,09 | —    | 100,21 | 1,720 | 1,699 | 1,692 | 0,028 | 45 | 60 | —     |
| 437 | 46,62 | 3,78 | 2,98 | 2,54 | — | 14,98 | 0,06 | 7,80  | 19,24 | 1,53 | 0,44 | 0,20 | —    | —    | 100,17 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | 3,430 |

| Анализ                                | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg   | 2V°   | d,<br>г/см <sup>3</sup> |
|---------------------------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------------------|
| Нефелиновые долериты и тешениты       |                  |                                |                  |                                |                                |      |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |       |                         |
| 438                                   | 47,00            | 5,04                           | 2,80             | 3,90                           | —                              | 3,15 | 0,12 | 13,88 | 23,20 | 0,50              | 0,15             | 0,75              | —                 | —      | 100,49 | 1,734 | —     | 1,709 | 0,025 | —     | —     | —                       |
| 439                                   | 47,65            | 5,23                           | 2,10             | 4,56                           | —                              | 3,20 | 0,10 | 11,03 | 22,30 | 0,54              | 0,12             | 0,68              | —                 | —      | 97,51  | 1,722 | 1,702 | 1,698 | 0,024 | 42—43 | 50—53 | —                       |
| Формация щелочно-ультраосновных пород |                  |                                |                  |                                |                                |      |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |       |                         |
| Перидотиты                            |                  |                                |                  |                                |                                |      |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |       |                         |
| 440                                   | 50,21            | 1,23                           | 1,82             | 4,98                           | —                              | 2,18 | —    | 15,63 | 23,13 | 0,63              | Сл.              | 0,77              | —                 | 0,03   | 100,61 | 1,714 | 1,703 | 1,689 | 0,025 | 48    | 55    | 3,30                    |
| 441                                   | 48,82            | 3,38                           | 1,40             | 3,52                           | —                              | 1,47 | 0,07 | 15,71 | 24,82 | 0,22              | 0,16             | 0,88              | —                 | —      | 100,45 | 1,706 | 1,691 | 1,678 | 0,028 | 40    | 52    | 3,28                    |
| Пироксениты                           |                  |                                |                  |                                |                                |      |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |       |                         |
| 442                                   | 49,05            | 3,66                           | 1,32             | 5,07                           | —                              | 5,30 | 0,20 | 11,47 | 22,57 | 0,55              | 0,19             | 0,77              | 0,26              | —      | 100,41 | 1,728 | 1,708 | 1,701 | 0,027 | 52    | 59    | 3,35                    |
| 443                                   | 47,83            | 4,50                           | 1,68             | 4,79                           | —                              | 4,13 | 0,15 | 12,40 | 23,30 | 0,54              | —                | 0,75              | 0,15              | —      | 100,22 | 1,730 | 1,713 | 1,702 | 0,028 | 50    | 60    | 3,375                   |
| 444                                   | 48,50            | 3,54                           | 2,48             | 3,00                           | —                              | 1,96 | 0,06 | 15,30 | 24,48 | 0,10              | 0,31             | 0,50              | —                 | —      | 100,23 | 1,719 | 1,704 | 1,694 | 0,025 | 48    | 54    | —                       |
| 445                                   | 48,64            | 4,23                           | 1,44             | 3,55                           | —                              | 1,90 | 0,08 | 15,31 | 24,62 | 0,03              | —                | 0,37              | 0,04              | —      | 100,21 | 1,717 | 1,699 | 1,694 | 0,023 | 46    | 55    | 3,32                    |
| 446                                   | 50,77            | 2,09                           | 0,21             | 4,51                           | —                              | 7,73 | 0,15 | 11,14 | 20,80 | 1,59              | 0,50             | 0,27              | —                 | —      | 99,75  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                       |
| 447                                   | 49,92            | 1,94                           | 1,27             | 3,52                           | —                              | 2,18 | 0,05 | 15,15 | 24,69 | 0,33              | 0,25             | 0,21              | —                 | —      | 99,51  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                       |
| 448                                   | 53,64            | 0,25                           | 0,12             | 3,93                           | —                              | 3,26 | 0,10 | 15,04 | 22,01 | 1,34              | 0,29             | 0,12              | —                 | —      | 100,10 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                       |
| 449                                   | 48,28            | 3,75                           | 1,27             | 4,03                           | —                              | 4,20 | 0,03 | 13,65 | 23,25 | 0,65              | 0,20             | 0,26              | —                 | —      | 99,58  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —                       |
| 450                                   | 50,00            | 1,86                           | 1,47             | 3,93                           | —                              | 1,96 | 0,08 | 15,36 | 24,10 | 0,13              | —                | 0,80              | 0,10              | —      | 99,79  | 1,712 | 1,692 | 1,686 | 0,026 | 41    | 51    | 3,31                    |
| 451                                   | 47,14            | 5,09                           | 1,46             | 4,50                           | —                              | 2,25 | 0,10 | 13,58 | 24,22 | 0,40              | —                | 0,30              | 0,30              | 0,57   | 99,61  | 1,720 | 1,702 | 1,697 | 0,023 | 44    | 57    | 3,27                    |
| 452                                   | 49,87            | 4,52                           | 0,48             | 3,00                           | —                              | 2,01 | 0,06 | 14,56 | 24,50 | 0,33              | —                | 0,74              | 0,11              | —      | 100,18 | 1,703 | —     | 1,680 | 0,023 | 44    | 57    | 3,21                    |
| 453                                   | 50,03            | 2,73                           | 1,15             | 3,28                           | —                              | 1,62 | 0,07 | 15,09 | 26,13 | 0,40              | 0,25             | 0,15              | —                 | —      | 100,90 | 1,708 | 1,694 | 1,687 | 0,021 | 48    | 59    | 3,20                    |
| 454                                   | 50,65            | 1,00                           | 0,35             | 3,19                           | —                              | 1,22 | 0,27 | 16,36 | 24,85 | 0,61              | 0,28             | 0,63              | 0,95              | —      | 100,36 | 1,696 | 1,682 | 1,675 | 0,021 | 44    | 58    | —                       |
| 455                                   | 50,65            | 1,00                           | 1,38             | 2,57                           | —                              | 2,28 | 0,03 | 15,74 | 25,50 | 0,50              | —                | 0,55              | 0,22              | —      | 100,42 | 1,713 | 1,694 | 1,686 | 0,026 | 46    | 65    | 3,31                    |
| 456                                   | 50,85            | 4,81                           | 0,60             | 2,33                           | —                              | 3,00 | —    | 16,51 | 19,96 | 0,52              | 0,02             | 0,78              | —                 | 0,09   | 99,47  | 1,719 | 1,698 | 1,691 | 0,028 | 49    | 57    | —                       |
| 457                                   | 51,73            | 2,50                           | 1,85             | 3,75                           | —                              | 2,13 | —    | 15,17 | 23,00 | 0,07              | 0,10             | —                 | —                 | —      | 100,30 | 1,715 | 1,700 | 1,695 | 0,020 | 46    | 53    | 3,35                    |
| Нефелиновые пироксениты и ийолиты     |                  |                                |                  |                                |                                |      |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |       |       |       |                         |
| 458                                   | 53,56            | 2,50                           | Сл.              | 8,10                           | —                              | 0,50 | 0,26 | 12,34 | 20,40 | 2,03              | 0,35             | —                 | —                 | —      | 100,04 | 1,716 | 1,700 | 1,691 | 0,025 | 54    | 71    | 3,354                   |
| 459                                   | 46,00            | 5,44                           | 2,53             | 4,67                           | —                              | 3,10 | 0,06 | 13,43 | 23,76 | 0,50              | —                | 0,90              | 0,03              | —      | 100,42 | 1,724 | 1,704 | 1,698 | 0,026 | 45    | 56    | —                       |
| 460                                   | 50,43            | 1,54                           | 1,53             | 3,56                           | —                              | 2,30 | 0,11 | 15,11 | 24,03 | 0,60              | —                | 0,96              | 0,20              | —      | 100,37 | 1,714 | 1,698 | 1,688 | 0,026 | 45—65 | 58—88 | —                       |
| 461                                   | 49,76            | 2,77                           | 0,81             | 4,50                           | —                              | 6,30 | 0,17 | 11,59 | 21,94 | 1,45              | Сл.              | 0,42              | —                 | 0,64   | 100,35 | 1,711 | 1,698 | 1,691 | 0,020 | 50    | 66    | 3,331                   |
| 462                                   | 50,39            | 3,50                           | 0,40             | 9,45                           | —                              | 5,92 | 0,20 | 9,25  | 17,80 | 3,00              | 0,45             | —                 | —                 | —      | 100,36 | 1,738 | 1,720 | 1,710 | 0,028 | 63    | 75    | 3,352                   |
| 463                                   | 50,44            | 2,92                           | 1,41             | 9,09                           | —                              | 6,98 | 0,25 | 7,48  | 18,49 | 2,20              | Сл.              | 0,40              | —                 | 0,63   | 100,29 | 1,737 | 1,720 | 1,712 | 0,025 | 63    | 75    | —                       |

|     |       |       |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |      |        |        |       |       |       |       |       |    |       |
|-----|-------|-------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|----|-------|
| 465 | 31,75 | 0,00  | 0,00 | 0,20 | — | 0,11  | 0,01 | 0,12  | 0,11  | 0,11 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 100,00 | 1,700  | 1,710 | 1,700 | 0,021 | 50    | 70—75 | —  |       |
| 466 | 47,25 | 2,78  | 0,86 | 7,99 | — | 14,68 | 0,46 | 3,80  | 18,88 | 2,55 | 0    | 0,18 | 0,66 | 0,41   | 100,50 | 1,750 | 1,732 | 1,720 | 0,030 | 56    | 80 | 3,456 |
| 467 | 47,71 | 2,08  | 0,78 | 6,47 | — | 16,01 | 0,46 | 3,82  | 18,97 | 2,59 | 0    | 0,15 | 0,05 | 0,80   | 99,89  | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —     |
| 468 | 42,06 | 9,63  | 1,87 | 5,08 | — | 9,22  | 0,16 | 7,67  | 22,15 | 1,12 | 0,09 | 0,60 | 0,32 | 0,57   | 100,54 | 1,733 | 1,713 | 1,710 | 0,023 | 53    | 63 | 3,419 |
| 469 | 43,06 | 10,72 | 1,29 | 4,11 | — | 9,11  | 0,55 | 7,83  | 22,09 | 0,86 | 0    | 0,25 | 0    | 0,50   | 100,37 | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —     |
| 470 | 43,71 | 6,12  | 1,67 | 4,45 | — | 15,93 | 0,36 | 4,30  | 22,04 | 1,21 | 0,10 | 0,29 | 0    | —      | 100,18 | 1,739 | 1,728 | 1,722 | 0,017 | 47    | 66 | —     |
| 471 | 48,21 | 2,94  | 1,31 | 4,69 | — | 13,86 | 0,38 | 6,40  | 20,89 | 1,10 | 0,22 | —    | —    | —      | 100,00 | 1,737 | 1,724 | 1,714 | 0,023 | 63—64 | 85 | —     |
| 472 | 49,29 | 2,39  | 1,48 | 5,60 | — | 12,17 | 0,44 | 6,60  | 19,64 | 2,64 | 0,10 | 0,06 | 0,41 | —      | 100,82 | 1,737 | 1,724 | 1,714 | 0,023 | 63—64 | 84 | —     |
| 473 | 52,66 | 1,00  | 0,57 | 9,06 | — | 5,60  | 0,28 | 9,90  | 16,83 | 4,15 | 0,06 | 0,06 | 0,02 | —      | 100,19 | 1,741 | 1,720 | 1,708 | 0,033 | 72    | 88 | 3,416 |
| 474 | 51,92 | 1,34  | 0,64 | 7,15 | — | 6,36  | 0,28 | 10,31 | 19,73 | 2,28 | 0,15 | 0,05 | —    | —      | 100,21 | 1,734 | —     | 1,700 | 0,040 | 68—61 | —  | 3,415 |
| 475 | 51,39 | 0,45  | 0,53 | 6,55 | — | 6,97  | 0,40 | 10,46 | 20,17 | 2,42 | 0,30 | 0,13 | —    | —      | 99,77  | —     | —     | —     | —     | —     | —  | —     |

Нефелиновые сиениты

|     |       |      |      |       |   |       |      |      |       |      |      |      |      |   |        |       |       |       |       |       |       |       |
|-----|-------|------|------|-------|---|-------|------|------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 476 | 51,32 | 2,96 | 2,38 | 12,56 | — | 6,22  | 0,28 | 5,12 | 14,83 | 4,44 | 0,22 | 0,22 | —    | — | 100,60 | 1,737 | 1,712 | 1,708 | 0,029 | 44    | 61    | 3,33  |
| 477 | 48,56 | 2,11 | 1,16 | 6,97  | — | 13,77 | 0,46 | 4,92 | 19,24 | 2,91 | 0,13 | 0,06 | 0,40 | — | 100,69 | 1,746 | 1,738 | 1,725 | 0,021 | 70—72 | 80    | —     |
| 478 | 46,15 | 2,37 | 2,72 | 7,65  | — | 16,65 | 0,62 | 2,92 | 18,12 | 2,87 | 0,12 | 0,06 | 0,47 | — | 100,72 | 1,751 | 1,744 | 1,732 | 0,022 | 80—82 | 84—86 | —     |
| 479 | 45,65 | 3,83 | 1,38 | 6,51  | — | 20,45 | 0,18 | 1,25 | 18,36 | 2,15 | Нер  | 0,21 | —    | — | 99,98  | 1,758 | 1,740 | 1,728 | 0,030 | 24    | 80    | 3,588 |
| 480 | 47,12 | 3,29 | 0,61 | 8,39  | — | 18,76 | 0,73 | 0,57 | 16,47 | 3,70 | 0,21 | 0,15 | 0,18 | — | 100,46 | 1,766 | 1,751 | 1,729 | 0,037 | 21    | 84    | 3,554 |
| 481 | 47,86 | 2,38 | 0,44 | 10,10 | — | 18,27 | 0,67 | 0,54 | 16,22 | 3,43 | 0,22 | 0,37 | 0,12 | — | 100,52 | 1,756 | 1,744 | 1,731 | 0,025 | 22    | 82    | 3,544 |

Пегматиты

|     |       |      |      |      |   |      |      |       |       |      |      |      |      |   |        |       |       |       |       |    |    |      |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|------|
| 482 | 45,98 | 4,89 | 2,25 | 6,14 | — | 4,28 | 0,17 | 11,36 | 23,56 | 0,50 | 0,25 | 0,87 | 0,10 | — | 100,35 | 1,730 | 1,710 | 1,701 | 0,026 | 54 | 59 | 3,37 |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|------|

Формация агпантовых сиенитов

Ийолиты

|     |       |      |      |       |   |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        |   |   |   |   |   |   |              |   |
|-----|-------|------|------|-------|---|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|---|---|---|---|---|---|--------------|---|
| 483 | 50,70 | 1,34 | 1,05 | 4,98  | — | 7,03 | 0,43 | 11,26 | 20,94 | 1,82 | 0,19 | 0,45 | —    | 0,04 | 100,23 | — | — | — | — | — | — | 75—79,<br>50 | — |
| 484 | 50,78 | 1,07 | 1,70 | 6,25  | — | 7,27 | 0,48 | 9,90  | 19,17 | 2,61 | 0,08 | 0,85 | —    | 0,16 | 100,12 | — | — | — | — | — | — | —            | — |
| 485 | 50,19 | 0,10 | 0,31 | 7,08  | — | 8,57 | 0,79 | 8,02  | 20,95 | 3,61 | 0,70 | 0,20 | —    | 0,21 | 100,73 | — | — | — | — | — | — | —            | — |
| 486 | 49,22 | 1,30 | 2,71 | 7,35  | — | 6,32 | 0,48 | 9,30  | 17,48 | 4,71 | 0,20 | 0,38 | 0,93 | 0,10 | 100,48 | — | — | — | — | — | — | —            | — |
| 487 | 51,15 | 0,85 | 0,60 | 12,98 | — | 4,51 | 0,82 | 8,93  | 15,62 | 4,80 | —    | —    | 0,07 | —    | 100,33 | — | — | — | — | — | — | —            | — |

Нефелиновые сиениты

|     |       |      |      |       |   |      |      |      |      |       |      |      |      |      |        |       |       |       |       |     |       |   |
|-----|-------|------|------|-------|---|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-----|-------|---|
| 488 | 51,48 | 3,23 | 1,99 | 20,54 | — | 4,03 | 0,30 | 3,00 | 5,58 | 9,24  | —    | 0,95 | —    | —    | 99,38  | —     | —     | —     | —     | 6—8 | 89—90 | — |
| 489 | 51,96 | 2,17 | 2,00 | 23,07 | — | 2,51 | 0,49 | 2,13 | 2,70 | 12,0  | 0,06 | 0,32 | 0,62 | —    | 100,23 | —     | —     | —     | —     | —   | 73    | — |
| 490 | 50,66 | 4,22 | 2,74 | 23,22 | — | 3,75 | 0,60 | 1,10 | 1,59 | 12,32 | 0,06 | 0,38 | —    | —    | 100,64 | 1,805 | 1,774 | 1,762 | 0,043 | 3—4 | 79—80 | — |
| 491 | 51,16 | 3,61 | 2,31 | 21,16 | — | 3,17 | 0,30 | 2,91 | 5,08 | 9,97  | —    | —    | —    | —    | 99,67  | —     | —     | —     | —     | 2—3 | 74    | — |
| 492 | 50,76 | 2,19 | 2,64 | 22,66 | — | 3,45 | 0,59 | 2,32 | 4,02 | 10,64 | 0,18 | 0,56 | —    | 0,24 | 100,25 | —     | —     | —     | —     | —   | —     | — |
| 493 | 51,54 | 4,18 | 2,04 | 20,85 | — | 3,53 | 0,16 | 2,73 | 4,80 | 9,64  | —    | —    | —    | —    | 99,47  | —     | —     | —     | —     | 4—5 | 81—83 | — |



(продолжение)

| Анализ   | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO   | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng--Np | cNg    | 2V°   | d, г/см <sup>3</sup> |
|--|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|----------------------|
| 494  | 51,11            | 3,00                           | 1,99             | 20,05                          | —                              | 4,23  | 0,37  | 2,96  | 7,28  | 9,29              | 0,03             | 0,24              | —                 | —      | 100,55 | 1,805 | 1,780 | 1,762 | 0,043  | 9—10   | 89—90 | —                    |
| 495  | 51,72            | 0,24                           | 0,60             | 26,02                          | —                              | 3,48  | 1,64  | 1,35  | 3,23  | 10,88             | 0,28             | 0,10              | —                 | —      | 99,54  | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 496  | 52,58            | 1,81                           | 1,80             | 28,58                          | —                              | 1,35  | 1,40  | 0,67  | 1,12  | 9,37              | 1,13             | 0,20              | —                 | —      | 99,93  | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 497  | 50,25            | 3,52                           | 0,48             | 21,60                          | —                              | 5,60  | 0,49  | 0,56  | 6,25  | 10,75             | 0,24             | 0,40              | 0                 | 0,22   | 100,36 | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 498  | 50,73            | 3,18                           | 0,15             | 24,22                          | —                              | 4,14  | 0,59  | 0,52  | 5,32  | 10,46             | 0,32             | 0,48              | —                 | 0,20   | 100,31 | 1,799 | 1,768 | 1,740 | 0,050  | 3—7    | 80    | —                    |
| 499  | 51,65            | 4,01                           | 0,60             | 25,03                          | —                              | 2,87  | 0,37  | 0,65  | 3,00  | 11,24             | 0,43             | 0,29              | —                 | 0,20   | 100,34 | 1,800 | —     | 1,750 | 0,050  | 1—2    | —     | —                    |
| 500  | 50,83            | 1,76                           | 0,23             | 28,70                          | —                              | 3,07  | 0,29  | 0,34  | 1,30  | 12,63             | 0,36             | 0,10              | —                 | 0,26   | 99,87  | 1,824 | 1,805 | 1,769 | 0,21   | 3—5    | —     | —                    |
| Пегматиты  |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |        |       |                      |
| 501  | 50,80            | 2,42                           | 1,46             | 20,55                          | —                              | 4,91  | 0,09  | 3,22  | 7,40  | 7,96              | 0,48             | 0,74              | —                 | —      | 100,03 | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 502  | 51,73            | 1,33                           | 2,90             | 22,69                          | —                              | 2,88  | 0,73  | 1,95  | 2,73  | 10,98             | 0,73             | 0,19              | —                 | 1,18   | 100,02 | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 503  | 52,31            | 2,40                           | 2,62             | 21,46                          | —                              | 2,29  | 0,88  | 2,36  | 2,93  | 11,06             | 0,81             | 0,40              | —                 | —      | 99,52  | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 504  | 52,78            | 1,74                           | 3,91             | 24,96                          | —                              | 1,52  | 0,70  | 1,48  | 1,07  | 10,64             | 1,21             | 0,12              | —                 | —      | 100,13 | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 505  | 50,92            | 0,48                           | 3,35             | 22,26                          | —                              | 4,64  | 0,08  | 1,15  | 6,38  | 9,87              | 0,85             | —                 | —                 | —      | 99,98  | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 506  | 51,98            | 0,94                           | 2,52             | 22,69                          | —                              | 4,69  | 0,70  | 1,20  | 3,92  | 10,32             | 0,60             | —                 | —                 | —      | 99,56  | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 507  | 51,72            | 0,24                           | 0,60             | 26,02                          | —                              | 3,48  | 1,64  | 1,35  | 3,23  | 10,88             | 0,28             | 0,1               | —                 | —      | 99,51  | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| Жильные породы   |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |        |       |                      |
| 508  | 51,26            | 1,20                           | 1,13             | 28,89                          | —                              | 2,58  | 0,13  | 0,62  | 1,94  | 10,50             | 1,37             | 0,04              | —                 | 0,05   | 99,71  | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 509  | 51,62            | 1,10                           | 1,50             | 29,05                          | —                              | 1,70  | 0,17  | 0,47  | 1,05  | 12,09             | 0,14             | 0,24              | —                 | —      | 99,13  | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 510  | 52,13            | 0,73                           | 0,47             | 30,90                          | —                              | 1,45  | 0,118 | 0,66  | 0,80  | 12,23             | 0,05             | 0,44              | —                 | 0,03   | 100,00 | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| Породы, формационная принадлежность которых не установлена |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |        |       |                      |
| Основные и ультраосновные породы                           |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        |       |       |       |        |        |       |                      |
| 511  | 52,93            | 1,38                           | 0,21             | 0,31                           | 0,50                           | 2,62  | 0,09  | 18,39 | 22,98 | 0,39              | 0,10             | —                 | —                 | —      | 99,90  | 1,701 | 1,678 | 1,672 | 0,029  | 40     | 52    | 3,25                 |
| 512  | 51,32            | 2,31                           | 0,51             | 1,40                           | —                              | 6,27  | 0,19  | 15,22 | 22,21 | 0,45              | 0,12             | —                 | —                 | —      | 100,00 | 1,712 | 1,687 | 1,682 | 0,030  | 46     | 54    | 3,347                |
| 513  | 49,68            | 3,40                           | 2,01             | 4,41                           | Сл.                            | 3,36  | 0,25  | 15,46 | 20,55 | 0,71              | 0,16             | 0,05              | 0,04              | 0,03   | 100,11 | —     | —     | —     | —      | —      | —     | 3,28                 |
| 514  | 54,42            | 0,05                           | 0,09             | 0,93                           | —                              | 2,90  | 0,09  | 17,62 | 23,08 | 0,37              | 0,12             | 0,18              | 0,23              | —      | 100,28 | 1,691 | 1,671 | 1,660 | 0,03   | 39     | 60    | —                    |
| 515  | 50,65            | 1,00                           | 0,35             | 3,19                           | —                              | 1,22  | 0,27  | 16,36 | 24,85 | 0,61              | 0,28             | 0,95              | 0,15              | —      | 99,88  | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 516  | 49,80            | 2,86                           | 1,29             | 2,48                           | —                              | 10,82 | 0,37  | 15,33 | 16,50 | 0,51              | 0,12             | 0,33              | —                 | —      | 100,41 | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 517  | 49,47            | 7,28                           | 0,35             | 0,88                           | 0,60                           | 3,10  | 0,51  | 15,14 | 20,85 | 0,62              | 0,65             | 0,10              | —                 | —      | 99,55  | —     | —     | —     | —      | 41     | —     | —                    |
| 518  | 51,90            | 3,40                           | 0,46             | 0,53                           | 0,88                           | 3,79  | 0,12  | 17,00 | 21,12 | 0,36              | 0,03             | 0,13              | 0,12              | —      | 99,84  | 1,709 | 1,687 | 1,682 | 0,027  | —      | —     | 3,33                 |
| 519  | 44,49            | 4,35                           | 1,00             | 1,58                           | —                              | 23,36 | 0,42  | 10,45 | 12,80 | 0,64              | 0,23             | 0,72              | —                 | —      | 100,04 | —     | —     | —     | —      | —      | —     | —                    |
| 520  | 50,54            | 2,74                           | 0,25             | 2,42                           | —                              | 12,80 | 0,15  | 9,65  | 20,16 | 0,75              | 0,07             | 0,04              | —                 | —      | 99,74  | 1,727 | 1,705 | 1,698 | 0,028  | 43 (1) | 57,5  | 3,414                |

|     |       |       |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |       |       |      |
|-----|-------|-------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 523 | 50,70 | 3,46  | 0,38 | 2,12 | —    | 5,43  | 0,18 | 15,56 | 20,33 | 0,45 | —    | 1,13 | —    | —    | 99,70  | 1,722 | 1,716 | 1,696 | 0,026 | 34    | 58    | —    |
| 524 | 48,86 | 1,51  | 0,93 | 2,26 | —    | 18,71 | 0,38 | 9,48  | 17,58 | 0,24 | —    | 0,25 | 0,06 | —    | 99,71  | 1,717 | 1,698 | 1,692 | 0,025 | 30,5  | 50    | —    |
| 525 | 49,82 | 4,24  | 1,38 | 4,29 | —    | 3,76  | 0,07 | 17,75 | 20,82 | 0,76 | 0,05 | 0,44 | —    | 0,08 | 190,26 | 1,733 | 1,711 | 1,704 | 0,029 | 39    | 50    | —    |
| 526 | 46,62 | 3,78  | 2,98 | 2,54 | —    | 14,98 | 0,06 | 7,80  | 19,24 | 1,53 | 0,44 | 0,20 | —    | —    | 100,42 | 1,725 | 1,704 | 1,699 | 0,026 | 41    | 45    | 3,32 |
| 527 | 37,52 | 14,29 | 5,72 | 4,43 | 0,11 | 7,12  | 0,14 | 6,72  | 24,06 | 0,09 | —    | —    | —    | —    | 100,17 | —     | —     | —     | —     | 48    | 58    | 3,46 |
| 528 | 49,90 | 5,35  | 2,06 | 1,07 | —    | 4,88  | 0,04 | 15,51 | 20,20 | 0,78 | 0,28 | 0    | 0,08 | —    | 100,20 | 1,762 | 1,741 | 1,741 | 0,021 | 32    | —     | 3,43 |
| 529 | 49,79 | 4,92  | 0,43 | 0,79 | —    | 5,88  | 0    | 14,84 | 22,70 | —    | 0,20 | —    | —    | —    | 100,16 | 1,729 | 1,708 | 1,704 | 0,025 | 45    | 54    | 3,23 |
| 530 | 48,73 | 4,46  | 1,82 | 2,65 | —    | 6,01  | —    | 14,50 | 21,06 | 0,46 | 0,05 | —    | —    | —    | 99,55  | 1,715 | 1,696 | 1,690 | 0,025 | —     | 59    | —    |
| 531 | 48,46 | 4,44  | 1,74 | 2,32 | —    | 6,60  | —    | 14,60 | 21,02 | 0,42 | 0,04 | —    | —    | —    | 99,74  | —     | 1,690 | 1,708 | —     | —     | 56—48 | 3,38 |
| 532 | 49,19 | 3,39  | 0,91 | 3,86 | —    | 4,53  | 0,17 | 14,27 | 22,02 | 0,56 | 0,05 | 0,82 | 0,61 | —    | —      | 1,715 | —     | —     | —     | —     | —     | —    |
| 533 | 50,65 | 2,79  | 0,99 | 2,47 | 0,01 | 11,36 | 0,30 | 13,71 | 16,81 | 0,43 | 0,07 | —    | 0,25 | —    | 100,43 | 1,713 | 1,695 | —     | —     | 42—48 | 50—57 | —    |
| 534 | 49,86 | 1,69  | 0,63 | 2,70 | —    | 19,80 | 0,64 | 12,12 | 12,15 | 0,24 | 0,03 | —    | 0,05 | —    | 99,84  | —     | 1,695 | —     | —     | —     | 48—23 | —    |
| 535 | 49,46 | 1,79  | 0,57 | 1,65 | —    | 25,51 | 0,81 | 10,94 | 8,57  | 0,23 | 0,05 | —    | 0,20 | —    | 99,91  | —     | 1,707 | —     | —     | —     | 50    | —    |
| 536 | 50,01 | 3,02  | 0,21 | 4,80 | —    | 9,89  | 0,29 | 9,03  | 19,97 | 2,68 | 0,52 | —    | —    | —    | 99,99  | —     | 1,699 | —     | —     | —     | 47    | —    |
|     |       |       |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |      | 100,42 | 1,728 | 1,710 | 1,698 | 0,018 | 44    | —     | —    |

Щелочные габброиды и лампрофиты

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |       |       |      |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 537 | 48,61 | 3,77 | 1,63 | 1,54 | —    | 11,48 | 0,42 | 10,79 | 20,73 | 0,97 | 0,25 | 0,10 | 0,04 | —    | 100,33 | 1,724 | 1,700 | 1,694 | 0,030 | 41    | 52    | 3,38 |
| 538 | 47,31 | 8,59 | 2,09 | 3,39 | —    | 3,88  | 0,10 | 12,81 | 20,23 | 1,51 | 0,04 | 0,82 | 0,02 | —    | 100,78 | 1,725 | 1,707 | 1,702 | 0,023 | 45    | 55    | 3,34 |
| 539 | 47,54 | 4,54 | 2,59 | 2,78 | —    | 8,18  | 0,17 | 12,70 | 20,79 | 0,53 | 0,22 | 0,29 | —    | —    | 100,33 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —    |
| 540 | 46,04 | 5,94 | 3,29 | 3,47 | —    | 7,30  | 0,26 | 11,90 | 20,39 | 0,78 | 0,06 | 0,53 | 0    | —    | 99,96  | 1,704 | —     | —     | —     | —     | 49—52 | —    |
| 541 | 44,71 | 7,85 | 2,92 | 4,46 | —    | 4,23  | 0,10 | 11,74 | 22,37 | 0,90 | 0,09 | 0,26 | 0,09 | 0,12 | 100,34 | 1,746 | 1,725 | 1,721 | 0,025 | 50    | 51    | 3,40 |
| 542 | 47,39 | 3,55 | 4,86 | 3,58 | —    | 4,95  | —    | 11,84 | 21,85 | 0,06 | 0,69 | 0,48 | —    | —    | 99,25  | 1,729 | 1,701 | —     | —     | 43—52 | 49    | 3,29 |
| 543 | 52,90 | 2,25 | 0,35 | 1,43 | —    | 3,34  | 0,09 | 16,58 | 21,05 | 0,42 | 0,50 | 0,50 | 0,30 | 0,21 | 99,92  | 1,706 | 1,683 | 1,676 | 0,030 | 38—40 | 55—60 | 3,46 |
| 544 | 47,87 | 6,17 | 1,67 | 2,44 | 0,02 | 5,07  | 0,14 | 13,87 | 21,54 | 0,72 | 0,13 | 0,11 | 0,03 | —    | 99,77  | 1,720 | 1,698 | 1,693 | 0,027 | 45    | 48    | 3,35 |
| 545 | 51,27 | 3,05 | 0,70 | 3,08 | —    | 4,34  | 0,28 | 14,21 | 22,58 | 0,67 | 0,06 | —    | —    | 0,03 | 100,27 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | 3,45 |
| 546 | 47,44 | 3,41 | 1,48 | 8,66 | —    | 1,88  | 0,15 | 14,12 | 22,37 | 0,06 | 0,01 | 0,94 | 0,16 | —    | 100,68 | 1,713 | 1,700 | 1,695 | 0,018 | 43,5  | 60,5  | —    |

Нефелиновые породы и сенинты

|     |       |       |      |       |   |       |      |       |       |       |      |      |      |      |        |       |       |       |       |    |       |      |
|-----|-------|-------|------|-------|---|-------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|-------|------|
| 547 | 42,23 | 8,65  | 5,02 | 3,21  | — | 6,95  | —    | 11,83 | 21,84 | —     | 0,52 | —    | —    | —    | 100,25 | 1,758 | —     | 1,731 | 0,027 | 55 | —     | 3,38 |
| 548 | 44,56 | 7,07  | 1,84 | 5,72  | — | 8,16  | 0,20 | 8,54  | 22,68 | 0,72  | 0,24 | 0,22 | 0,10 | 0,10 | 100,15 | 1,734 | 1,721 | 1,716 | 0,022 | 46 | 60    | —    |
| 549 | 51,60 | 1,92  | —    | 26,29 | — | 4,20  | —    | 1,15  | 4,25  | 8,89  | 1,05 | 0,56 | —    | —    | 99,91  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —    |
| 550 | 46,72 | 2,41  | —    | 17,29 | — | 10,57 | 1,31 | 2,57  | 13,51 | 4,88  | 0,48 | —    | —    | —    | 99,74  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | 3,35 |
| 551 | 42,02 | 6,56  | 1,03 | 8,77  | — | 18,73 | 0,67 | 3,91  | 15,24 | 1,52  | 0,46 | 0,76 | 0,28 | —    | 99,95  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —    |
| 552 | 40,21 | 10,43 | 1,68 | 5,55  | — | 20,66 | 0,62 | 4,56  | 13,30 | 2,17  | 0,53 | —    | —    | —    | 99,71  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —    |
| 553 | 51,35 | 2,88  | 0,65 | 25,43 | — | 3,70  | 0,18 | 0,58  | 3,29  | 11,65 | 0,14 | 0,24 | 0,09 | 0,02 | 100,20 | 1,800 | 1,786 | 1,751 | 0,019 | 1  | 65—73 | —    |

(продолжение)

| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg    | 2 V°               | d, г/см <sup>3</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------------------|----------------------|
| 554    | 50,45            | 1,78                           | 0,90             | 23,42                          | —                              | 5,26  | 0,10 | 1,48  | 5,92  | 9,84              | 0,24             | 0,40              | 0,15              | 0,08   | 100,02 | 1,812 | 1,780 | 1,763 | 0,049 | 1—3    | —                  | 3,53                 |
| 555    | 51,96            | 1,12                           | 2,06             | 22,72                          | —                              | 4,30  | 0,26 | 2,27  | 5,95  | 9,36              | 0,08             | 0,31              | —                 | —      | 100,29 | —     | —     | —     | —     | —      | —                  | 3,545                |
| 556    | 51,52            | 1,07                           | 0,73             | 26,43                          | —                              | 5,09  | 0,43 | 0,60  | 4,59  | 8,72              | 0,14             | 0,43              | —                 | —      | 99,75  | —     | —     | —     | —     | 1—6    | —                  | —                    |
| 557    | 50,89            | 2,81                           | 0,54             | 19,20                          | —                              | 6,87  | 0,05 | 2,28  | 8,55  | 8,01              | 0,15             | 0,41              | —                 | 0,19   | 99,95  | 1,782 | 1,769 | 1,744 | 0,038 | 10—9,5 | —                  | 3,51                 |
| 558    | 48,38            | 4,51                           | 1,45             | 3,43                           | —                              | 17,35 | 3,18 | 18,07 | 18,07 | 3,30              | 0,44             | 0,35              | —                 | —      | 100,46 | 1,759 | 1,729 | 1,711 | 0,048 | 27—32  | 7 <sup>5</sup> —80 | —                    |
| 559    | 47,56            | 6,65                           | —                | 1,67                           | —                              | 22,29 | Сл.  | 1,90  | 19,08 | 0,27              | 0,20             | 0,12              | —                 | —      | 99,86  | —     | —     | —     | —     | —      | —                  | —                    |
| 560    | 53,13            | 2,37                           | 0,26             | 0,72                           | —                              | 3,12  | 0,09 | 16,95 | 22,91 | 0,59              | 0,15             | 0,08              | 0,02              | 0,07   | 100,46 | 1,707 | 1,685 | 1,678 | 0,029 | 39—44  | 58—64              | —                    |
|        |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        | 1,712 | 1,690 | 1,683 |       |        |                    |                      |
| 561    | 51,82            | 0,50                           | 1,82             | 23,38                          | —                              | 5,71  | 0,57 | 0,64  | 4,49  | 10,29             | 0,28             | 0,22              | 0,02              | —      | 99,74  | 1,805 | —     | 1,785 | 0,05  | —      | —                  | 3,552                |
| 562    | 49,49            | 1,88                           | 0,76             | 10,00                          | —                              | 13,16 | 0,83 | 4,03  | 16,07 | 4,11              | 0,09             | 0,05              | 0,00              | —      | 100,47 | 1,753 | 1,735 | 1,724 | 0,029 | 16—21  | 85—94              | 3,529                |
|        |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        | 1,758 | 1,738 | 1,727 |       |        |                    |                      |
| 563    | 46,83            | 2,65                           | 0,52             | 5,88                           | —                              | 21,02 | 0,84 | 1,57  | 18,87 | 1,86              | 0,05             | —                 | —                 | —      | 100,09 | 1,738 | 1,719 | —     | —     | 46     | —                  | —                    |
| 564    | 53,19            | 2,38                           | —                | 9,25                           | —                              | 5,15  | —    | 9,43  | 17,81 | 2,63              | 0,38             | 0,01              | —                 | —      | 100,23 | —     | —     | —     | —     | 37—22  | —                  | —                    |
| 565    | 45,21            | 5,67                           | 3,78             | 3,24                           | —                              | 6,42  | —    | 12,76 | 22,93 | 0,26              | —                | —                 | —                 | —      | 100,27 | 1,740 | —     | 1,714 | 0,026 | 47     | —                  | 3,34                 |
| 566    | 47,58            | 1,16                           | 0,37             | 2,60                           | —                              | 24,21 | 0,59 | 3,34  | 18,80 | 0,47              | 0,21             | 0,34              | —                 | —      | 99,67  | 1,755 | 1,733 | 1,726 | 0,029 | 48     | 58,5               | —                    |
| 567    | 49,73            | 4,25                           | 0,82             | 11,95                          | —                              | 9,87  | 0,38 | 3,82  | 13,30 | 5,45              | 0,40             | 0,09              | —                 | 0,05   | 100,11 | 1,768 | 1,748 | 1,730 | 0,038 | 14     | 90                 | 3,516                |
| 568    | 46,61            | 3,47                           | 1,18             | 0,90                           | —                              | 20,18 | 1,11 | 7,27  | 17,24 | 1,04              | 0,27             | 0,42              | 0,04              | —      | 99,73  | 1,736 | 1,716 | 1,710 | 0,026 | 45     | 52                 | 3,49                 |
| 569    | 51,64            | 0,81                           | 0,14             | 6,14                           | —                              | 9,37  | 0,28 | 9,78  | 20,08 | 1,38              | 0,16             | 0,12              | —                 | —      | 99,90  | 1,731 | 1,708 | 1,699 | 0,031 | 50—42  | 70—64              | —                    |
|        |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |        |        | 1,734 | 1,712 | 1,704 |       |        |                    |                      |
| 570    | 48,36            | 4,96                           | 0,78             | 5,98                           | —                              | 12,64 | 0,71 | 5,64  | 19,60 | 1,96              | 0,06             | —                 | —                 | —      | 100,69 | —     | —     | —     | —     | —      | —                  | —                    |
| 571    | 48,28            | 1,45                           | 0,28             | 3,96                           | —                              | 27,02 | 0,76 | 0,32  | 16,18 | 1,51              | 0,14             | 0,15              | 0,15              | —      | 100,20 | 1,765 | 1,745 | 1,736 | 0,029 | 56,5   | 70,25              | —                    |
| 572    | 51,40            | 0,06                           | 1,69             | 27,56                          | —                              | 2,56  | 0,52 | 1,92  | 3,60  | 9,92              | 0,02             | 0,45              | —                 | —      | 99,70  | 1,788 | 1,766 | 1,740 | 0,048 | 2      | —70                | —                    |
| 573    | 51,06            | 0,68                           | 1,12             | 24,99                          | —                              | 4,79  | 0,58 | 1,17  | 5,33  | 8,97              | —                | 0,41              | —                 | —      | 99,10  | 1,789 | 1,770 | 1,741 | 0,048 | 85     | —65                | —                    |
| 574    | 45,18            | 6,03                           | 0,94             | 5,42                           | —                              | 20,18 | 0,41 | 1,04  | 19,75 | 1,19              | 0,32             | —                 | —                 | —      | 100,46 | 1,760 | 1,742 | 1,734 | 0,026 | 64     | 66                 | —                    |
| 575    | 47,44            | 2,87                           | 0,70             | 1,65                           | —                              | 22,67 | 0,42 | 0,94  | 23,12 | 0,26              | 0,33             | —                 | —                 | —      | 100,40 | 1,750 | 1,734 | 1,728 | 0,022 | 54     | 62                 | —                    |
| 576    | 49,33            | 2,74                           | 0,23             | 3,74                           | —                              | 1,937 | 1,04 | 2,14  | 20,02 | 1,78              | 0,14             | —                 | —                 | —      | 100,53 | 1,754 | 1,733 | 1,726 | 0,028 | 50     | 65                 | —                    |
| 577    | 45,34            | 5,76                           | 2,67             | 3,66                           | —                              | 10,10 | 0,37 | 7,90  | 22,47 | 0,81              | 0,12             | 0,90              | —                 | —      | 100,10 | 1,748 | 1,720 | 1,712 | 0,036 | 53—63  | 55                 | —                    |
| 578    | 46,76            | 1,30                           | 0,83             | 3,45                           | —                              | 16,35 | 0,47 | 5,53  | 23,58 | 1,18              | 0,22             | 0,29              | —                 | —      | 99,96  | 1,742 | 1,726 | 1,720 | 0,022 | —      | 63                 | —                    |
| 579    | 47,06            | 3,67                           | 0,89             | 12,35                          | —                              | 17,02 | 0,67 | —     | 14,03 | 4,34              | 0,25             | —                 | —                 | —      | 100,28 | 1,772 | 1,757 | 1,745 | 0,027 | 70     | —                  | —                    |
| 580    | 44,21            | 5,85                           | 0,90             | 5,10                           | —                              | 21,52 | 0,62 | 0,37  | 18,68 | 1,74              | 0,48             | —                 | —                 | —      | 99,47  | 1,762 | 1,742 | 1,734 | 0,028 | 60     | 68                 | —                    |
| 581    | 48,09            | 3,24                           | 0,40             | 5,23                           | —                              | 20,41 | 0,68 | 0,80  | 19,07 | 2,36              | 0,13             | —                 | —                 | —      | 100,41 | 1,765 | 1,744 | 1,737 | 0,028 | 63     | 68                 | —                    |
| 582    | 43,88            | 5,73                           | 1,26             | 7,50                           | —                              | 19,88 | 0,61 | 0,28  | 19,19 | 1,92              | 0,32             | —                 | —                 | —      | 100,57 | 1,767 | 1,748 | 1,742 | 0,025 | 60     | 68                 | —                    |
| 583    | 47,05            | —                              | 0,04             | 8,17                           | —                              | 19,92 | 0,77 | 1,35  | 18,11 | 2,83              | —                | 0,06              | —                 | —      | 98,30  | 1,767 | 1,750 | 1,739 | 0,028 | 62     | 72                 | —                    |
| 584    | 50,92            | 0,63                           | 0,45             | 29,70                          | —                              | 1,80  | 0,57 | 0,38  | 1,90  | 13,55             | 0,04             | —                 | —                 | —      | 99,94  | 1,806 | —     | 1,756 | 0,050 | —      | —                  | —                    |
| 585    | 50,64            | 1,48                           | 0,50             | 27,8                           | —                              | 3,24  | 0,40 | 0,70  | 2,94  | 12,60             | 0,06             | —                 | —                 | —      | 100,36 | 1,810 | —     | 1,760 | 0,050 | —      | —                  | —                    |
| 586    | 51,30            | 1,73                           | 0,85             | 6,86                           | —                              | 5,04  | 0,48 | 10,78 | 19,90 | 3,48              | 0,13             | —                 | —                 | —      | 100,55 | 1,740 | —     | 1,706 | 0,034 | 67     | —                  | —                    |

|     |       |      |      |       |   |       |      |       |       |       |      |      |      |      |        |       |       |       |       |       |       |       |
|-----|-------|------|------|-------|---|-------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 587 | 48,22 | Сл.  | 4,34 | 5,70  | — | 10,45 | 1,71 | 7,05  | 19,14 | 2,28  | 0,27 | 0,8  | —    | 0,35 | 100,31 | 1,742 | 1,720 | 1,706 | 0,036 | 60    | 78    | 3,50  |
| 588 | 46,8  | 1,30 | 1,00 | 3,89  | — | 25,92 | 0,58 | 1,60  | 17,98 | 0,85  | 0,27 | —    | —    | —    | 100,19 | 1,735 | 1,709 | 1,702 | 0,030 | 45—48 | 60—62 | —     |
| 589 | 48,72 | 1,88 | 0,88 | 20,20 | — | 5,76  | 0,88 | 3,32  | 9,94  | 7,85  | 0,79 | —    | —    | —    | 100,22 | 1,794 | —     | 1,741 | 0,046 | —     | —     | —     |
| 590 | 50,70 | 0,94 | —    | 31,14 | — | 1,00  | 0,60 | 0,60  | 0,92  | 13,02 | Сл.  | 0,57 | —    | —    | 99,49  | 1,834 | 1,817 | 1,774 | 0,060 | 82    | —62   | 3,53  |
| 591 | 50,36 | 3,02 | 0,65 | 19,64 | — | 6,50  | 1,28 | 2,12  | 7,89  | 8,62  | 0,28 | 0,28 | —    | —    | 100,63 | 1,802 | 1,784 | 1,754 | 0,048 | 86    | —74   | 3,513 |
| 592 | 50,86 | 1,22 | 1,00 | 24,06 | — | 5,86  | 0,41 | 1,04  | 5,10  | 9,44  | 0,19 | 0,29 | —    | —    | 99,47  | 1,814 | 1,798 | 1,764 | 0,050 | 90    | —67   | 3,58  |
| 593 | 51,47 | 2,29 | —    | 30,25 | — | 1,22  | 0,22 | 0,29  | 0,54  | 13,73 | Сл.  | 0,79 | —    | —    | 100,80 | 1,834 | 1,816 | 1,774 | 0,060 | 85—88 | —64   | 3,577 |
| 594 | 50,96 | 3,38 | 0,60 | 26,38 | — | 3,24  | 0,45 | 0,98  | 1,76  | 11,65 | 0,42 | —    | —    | —    | 99,82  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| 595 | 51,31 | —    | 1,27 | 30,79 | — | 1,15  | 0,32 | 0,85  | 1,112 | 12,16 | 0,27 | 0,35 | —    | —    | 99,582 | 1,826 | 1,810 | 1,772 | 0,056 | 85—88 | —63   | 3,502 |
| 596 | 49,81 | 3,47 | 0,54 | 15,64 | — | 6,80  | 0,48 | 4,95  | 9,89  | 7,77  | 0,85 | —    | —    | —    | 100,50 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| 597 | 51,76 | 0,57 | —    | 13,08 | — | 9,80  | 1,25 | 5,40  | 13,39 | 5,43  | 0,14 | —    | —    | —    | 100,82 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| 598 | 49,62 | 2,50 | 0,81 | 14,62 | — | 6,15  | 0,64 | 5,64  | 12,99 | 6,42  | 0,16 | 0,70 | —    | —    | 100,25 | 1,750 | 1,734 | 1,722 | 0,038 | 26    | —     | —     |
| 599 | 50,98 | 0,71 | —    | 27,44 | — | 3,64  | 1,87 | 0,42  | 5,12  | 9,46  | 0,42 | 0,39 | —    | 0,33 | 100,40 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | 3,52  |
| 600 | 51,91 | 0,98 | Сл.  | 3,68  | — | 5,01  | 0,58 | 14,22 | 23,13 | 0,61  | 0,16 | 0,45 | —    | —    | 100,73 | 1,713 | 1,694 | 1,686 | 0,028 | 42    | —     | —     |
| 601 | 49,50 | 2,56 | 1,80 | 11,45 | — | 5,60  | 0,51 | 7,01  | 15,47 | 5,82  | 0,21 | 0,40 | —    | —    | 100,27 | 1,734 | 1,729 | 1,713 | 0,025 | 57    | —     | 3,455 |
| 602 | 50,44 | 2,20 | 0,38 | 13,99 | — | 7,49  | 0,61 | 5,31  | 13,40 | 5,34  | 0,39 | 0,47 | 0,24 | —    | 100,30 | 1,757 | 1,740 | 1,720 | 0,037 | 14—15 | 82—88 | —     |
| 603 | 51,92 | 1,85 | 0,77 | 31,44 | — | 0,75  | Нер  | —     | —     | 12,86 | 0,19 | 0,17 | —    | —    | 99,95  | 1,830 | 1,812 | 1,770 | 0,040 | 81    | —     | —     |
| 604 | 46,56 | 1,42 | 0,60 | 2,01  | — | 28,05 | 1,24 | 1,82  | 17,96 | 0,45  | 0,14 | 0,17 | 0,04 | —    | 100,46 | 1,765 | 1,740 | 1,735 | 0,030 | 47    | 56    | 3,58  |
| 605 | 46,84 | 1,31 | 0,57 | 2,24  | — | 26,91 | 0,83 | 2,32  | 18,45 | 0,25  | 0,20 | 0,19 | 0,24 | —    | 100,35 | 1,764 | 1,742 | 1,735 | 0,029 | 47    | 53    | —     |

Основные и щелочные пегматиты

|     |       |       |      |       |      |       |      |       |       |       |      |      |      |      |        |       |       |                 |       |     |       |      |
|-----|-------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-----------------|-------|-----|-------|------|
| 606 | 50,11 | 1,69  | 1,01 | 1,15  | —    | 15,61 | Сл.  | 13,68 | 15,10 | —     | —    | 0,65 | —    | —    | 99,00  | —     | —     | —               | —     | —   | —     | —    |
| 607 | 50,36 | 2,49  | 0,80 | 2,35  | —    | 18,15 | 0,56 | 11,37 | 13,97 | 0,26  | 0,19 | 0,55 | —    | —    | 101,05 | —     | —     | —               | —     | —   | —     | —    |
| 608 | 51,06 | 3,00  | 1,03 | 1,10  | —    | 9,53  | 0,24 | 15,01 | 18,60 | 0,35  | 0,20 | —    | —    | —    | 100,44 | —     | —     | —               | —     | —   | —     | —    |
| 609 | 50,20 | 3,12  | 1,16 | 1,37  | —    | 8,40  | 0,28 | 14,66 | 22,00 | —     | —    | 0,70 | —    | —    | 99,89  | —     | —     | —               | —     | —   | —     | —    |
| 610 | 50,76 | 2,83  | 0,99 | 1,35  | 0,19 | 10,23 | 0,25 | 14,22 | 19,08 | 0,32  | 0    | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 100,27 | 1,722 | 1,698 | 1,694           | 0,028 | 44  | 46,75 | —    |
| 611 | 49,91 | 3,73  | 0,15 | 28,27 | —    | 2,73  | 0,59 | 0,07  | 2,28  | 12,25 | 0,11 | 0,20 | —    | 0,60 | 100,89 | —     | —     | 1,758           | 0,054 | —   | 66    | —    |
| 612 | 40,20 | 12,30 | 2,00 | 4,79  | —    | 11,75 | 0,37 | 4,85  | 20,61 | 1,68  | 0,06 | —    | —    | 0,55 | 100,45 | —     | —     | 1,720           | —     | 55  | 60    | —    |
| 613 | 43,76 | 9,27  | 1,88 | 3,79  | —    | 10,81 | 0,04 | 7,75  | 21,37 | 1,19  | 0,25 | 0,04 | —    | 0,40 | 100,55 | —     | —     | —               | —     | —   | —     | —    |
| 614 | 51,86 | 1,12  | 2,06 | 22,71 | —    | 4,30  | 0,26 | 2,27  | 5,95  | 9,36  | 0,08 | 0,31 | —    | —    | 100,28 | 1,812 | 1,780 | 1,763           | 0,049 | 1—3 | —     | 3,54 |
| 615 | 50,45 | 1,78  | 0,90 | 23,42 | —    | 5,26  | 0,10 | 1,48  | 5,92  | 9,84  | 0,24 | 0,40 | 0,15 | 0,08 | 100,02 | —     | —     | —               | —     | —   | —     | —    |
| 616 | 50,15 | 1,04  | 0,36 | 31,27 | —    | 1,02  | —    | —     | 1,16  | 12,38 | 0,40 | 0,36 | 0,05 | 1,84 | 100,03 | —     | —     | —               | —     | 10  | —     | —    |
| 617 | 53,32 | 1,40  | 0,38 | 12,38 | —    | 3,70  | 0,45 | 7,01  | 12,18 | 6,26  | 0,26 | 0,13 | 0,07 | 2,86 | 100,40 | —     | —     | 1,720—<br>1,747 | —     | 24  | —     | 3,42 |
| 618 | 52,52 | 5,88  | 0,59 | 18,15 | —    | 1,11  | 4,72 | 3,26  | 4,38  | 9,75  | 0    | —    | —    | —    | 100,36 | 1,770 | 1,756 | 1,732           | 0,038 | 9   | 80    | 3,28 |
| 619 | 49,78 | 2,97  | 0,75 | 6,44  | —    | 7,78  | 0,76 | 8,90  | 20,80 | 1,76  | 0,22 | 0,55 | —    | —    | 100,71 | 1,735 | 1,715 | 1,705           | 0,030 | 12  | 72    | 3,35 |
| 620 | 51,72 | 1,56  | 1,32 | 26,14 | —    | 2,38  | 0,21 | 1,41  | 2,56  | 11,28 | 0,34 | 0,50 | —    | 0,24 | 99,66  | 1,797 | 1,786 | 1,757           | 0,04  | —   | 62    | —    |
| 621 | 53,11 | 1,25  | 2,57 | 21,73 | —    | 1,57  | 0,44 | 3,97  | 5,15  | 10,22 | 0,18 | 0,27 | —    | —    | 100,46 | 1,787 | 1,768 | 1,742           | 0,045 | 2   | 81    | 3,52 |

| Ана-<br>лиз  | SiO <sub>2</sub>   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие                                | Сумма  | Ng    | Nm    | Np              | Ng—Np | cNg | 2V° | d,<br>г/см <sup>3</sup> |
|--|--------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|---------------------------------------|--------|-------|-------|-----------------|-------|-----|-----|-------------------------|
| <b>В. Метаморфические породы и включения в базальтах</b> |                    |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |                                       |        |       |       |                 |       |     |     |                         |
| Ультраосновные породы гранулитовой фации                 |                    |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |                                       |        |       |       |                 |       |     |     |                         |
| 622  | 51,38              | 4,52                           | 0,38             | 1,85                           | —                              | 3,34  | 0,15 | 15,21 | 22,96 | 0,54              | 0,03             | —                 | —                 | —                                     | 100,36 | 1,701 | 1,683 | —               | —     | —   | 54  | —                       |
| 623  | 50,35              | 5,17                           | 0,43             | 1,69                           | 0,12                           | 3,28  | 0,13 | 15,41 | 22,80 | 0,44              | 0,01             | He опр.           | 0                 | —                                     | 99,83  | 1,714 | 1,691 | 1,686           | 0,028 | —   | 55  | —                       |
| 624  | 51,08              | 2,84                           | 1,15             | 2,41                           | Сл.                            | 5,78  | 0,28 | 16,11 | 20,31 | 0,37              | 0,01             | » »               | 0                 | —                                     | 100,34 | 1,712 | 1,716 | 1,683—<br>1,686 | 0,030 | —   | 44  | —                       |
| 625  | 50,85              | 4,29                           | 0,69             | 1,98                           | —                              | 2,12  | 0,11 | 16,40 | 23,61 | 0,21              | 0,01             | 0,02              | 0                 | —                                     | 100,29 | —     | —     | —               | —     | —   | —   | —                       |
| 626  | 50,43              | 3,34                           | 0,20             | 1,38                           | —                              | 4,13  | 0,15 | 19,14 | 19,81 | 0,51              | 0,30             | 0,80              | —                 | —                                     | 100,19 | 1,704 | 1,680 | 1,674           | 0,030 | —   | 56  | —                       |
| 627  | 52,27              | 3,63                           | 0,45             | 0,88                           | —                              | 4,74  | 0,09 | 15,42 | 22,21 | He опр.           | He опр.          | 0,08              | —                 | CO <sub>2</sub><br>0,27               | 100,04 | 1,709 | —     | 1,689           | 0,020 | 41  | 60  | —                       |
| 628  | 49,74              | 5,02                           | 0,72             | 1,99                           | —                              | 4,70  | 0,13 | 14,42 | 23,51 | 0,15              | 0,10             | 0,01              | 0,05              | —                                     | 100,54 | 1,718 | 1,708 | 1,694           | 0,024 | 44  | 60  | 3,38                    |
| 629  | 49,80              | 5,94                           | 0,68             | 1,85                           | —                              | 4,48  | 0,08 | 14,18 | 23,67 | 0,11              | 0                | 0,06              | 0,04              | —                                     | 100,89 | 1,711 | 1,694 | 1,689           | 0,022 | 43  | 58  | 3,38                    |
| Двупроксеновые гнейсы                                    |                    |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   |                                       |        |       |       |                 |       |     |     |                         |
| 630  | 51,96              | 2,18                           | 0,80             | 1,43                           | 0,11                           | 8,85  | 0,21 | 14,49 | 20,25 | —                 | —                | —                 | —                 | —                                     | 100,28 | —     | —     | 1,693           | —     | —   | 60  | 3,484—<br>3,510         |
| 631  | 50,40              | 1,79                           | 0,74             | 2,21                           | 0,01                           | 12,99 | 0,48 | 11,02 | 20,61 | —                 | —                | —                 | —                 | —                                     | 100,25 | 1,726 | 1,708 | 1,699           | 0,027 | —   | 60  | 3,426                   |
| 632*   | 50,3*              | 3,00                           | 1,05             | 1,5                            | —                              | 6,2   | 0,2  | 14,5  | 21,8  | 1,0               | He опр.          | 0,47              | —                 | —                                     | 100,0  | —     | —     | —               | —     | 40  | 55  | —                       |
| 633*   | 48,7               | 3,1                            | 0,41             | 2,3                            | —                              | 9,3   | 0,2  | 12,6  | 21,0  | 1,0               | » »              | He опр.           | —                 | —                                     | 98,6   | —     | —     | —               | —     | —   | —   | —                       |
| 631*   | 50,3*              | 5,0                            | 0,59             | 1,9                            | —                              | 6,8   | 0,2  | 12,4  | 21,8  | 1,0               | » »              | 0,09              | —                 | —                                     | 100,0  | —     | —     | —               | —     | —   | 42  | —                       |
| 635*   | 49,4 <sup>42</sup> | 6,0                            | 0,8              | 2,0                            | —                              | 4,7   | 0,2  | 13,9  | 21,5  | 1,0               | » »              | 0,51              | —                 | —                                     | 100,0  | —     | —     | —               | —     | —   | 44  | 56,5                    |
| 636*   | 49,4*              | 7,7                            | 0,79             | 1,8                            | —                              | 4,5   | 0,08 | 12,7  | 22,5  | 0,76              | » »              | 0,12              | —                 | —                                     | 100,4  | —     | —     | —               | —     | —   | 41  | 57                      |
| 637*   | 49,25*             | 5,35                           | 0,87             | 2,77                           | —                              | 6,82  | 0,18 | 12,33 | 21,13 | 1,09              | » »              | 0,24              | —                 | —                                     | 100,03 | —     | —     | —               | —     | —   | 44  | 59                      |
| 638*   | 48,7*              | 6,0                            | 0,8              | 2,6                            | —                              | 6,8   | 0,2  | 12,7  | 21,2  | 1,0               | » »              | He опр.           | —                 | —                                     | 100,00 | —     | —     | —               | —     | —   | 43  | 56                      |
| 639*   | 49,10              | 6,0                            | 0,64             | 0,4                            | —                              | 6,7   | 0,2  | 13,9  | 21,60 | 1,0               | » «              | 0,47              | —                 | —                                     | 100,01 | —     | —     | —               | —     | —   | 43  | 56                      |
| 640*   | 47,4*              | 6,3                            | 0,76             | 1,2                            | —                              | 6,8   | 0,42 | 13,5  | 22,5  | 0,89              | » »              | 0,1               | —                 | —                                     | 99,90  | —     | —     | —               | —     | —   | 43  | 56,5                    |
| 641  | 50,01              | 4,55                           | 0,58             | 2,61                           | 0,0006                         | 8,07  | 0,29 | 12,40 | 20,82 | 0,70              | 0,04             | He опр.           | 0,02              | —                                     | 100,09 | 1,722 | 1,700 | 1,694           | 0,028 | —   | 59  | —                       |
| 642  | 47,48              | 1,65                           | 0,28             | 2,05                           | —                              | 11,13 | 0,24 | 12,84 | 22,40 | 0,55              | 0,04             | 0,62              | 0,10              | 1,06*                                 | 100,44 | 1,716 | —     | 1,690           | 0,026 | —   | —   | 3,358                   |
| 643  | 50,44              | 3,90                           | 0,73             | 3,41                           | —                              | 7,59  | 0,28 | 12,51 | 20,37 | 0,71              | 0,09             | 0,28              | 0,12              | —                                     | 100,43 | —     | —     | —               | —     | —   | —   | —                       |
| 644  | 50,80              | 2,61                           | 0,23             | 2,17                           | —                              | 10,00 | 0,33 | 11,03 | 22,16 | 0,60              | 0,18             | —                 | 0,48              | —                                     | 100,59 | 1,720 | —     | 1,692           | 0,028 | —   | 60  | —                       |
| 645  | 51,32              | 2,54                           | 0,23             | 1,90                           | —                              | 13,01 | 0,31 | 9,50  | 20,14 | 0,58              | 0,30             | —                 | 0,24              | —                                     | 100,06 | 1,726 | —     | 1,697           | 0,029 | 43  | 55  | —                       |
| 646  | 49,45              | 2,27                           | 0,38             | 2,34                           | —                              | 14,12 | 0,42 | 7,18  | 22,39 | 0,44              | 0,12             | —                 | 0,30              | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>0,06 | 99,47  | 1,731 | —     | 1,706           | 0,025 | 44  | 58  | —                       |

|     |       |      |      |      |        |       |      |       |       |      |      |      |      |  |        |        |       |       |       |       |       |       |       |
|-----|-------|------|------|------|--------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|--|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 648 | 47,97 | 3,06 | 0,70 | 2,79 | —      | 20,81 | 0,38 | 7,52  | 15,41 | 0,51 | 0,24 | —    | 0,40 | 0,27 <sup>+</sup><br>P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>0,01 | 99,76  | 1,713  | —     | 1,697 | 0,016 | 43    | 59    | —     |       |
| 649 | 52,90 | 0,80 | 0,25 | 1,28 | —      | 7,38  | 0,15 | 14,70 | 22,50 | —    | —    | —    | —    | —  | 99,34  | 1,735  | —     | 1,708 | 0,027 | 59    | —     | —     |       |
| 650 | 48,52 | 5,87 | 0,70 | 2,58 | —      | 9,76  | 0,20 | 11,59 | 19,66 | 1,04 | 0,19 | 0,13 | 0,05 | —  | 99,96  | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —     |       |
| 651 | 50,09 | 2,86 | 0,30 | 1,32 | 0,0018 | 14,09 | 0,24 | 10,51 | 20,11 | 0,39 | 0,18 | 0,01 | 0,09 | —  | 100,29 | 1,722  | 1,702 | 1,698 | 0,024 | 42    | 52    | 3,43  |       |
| 652 | 48,93 | 3,69 | 0,34 | 2,58 | —      | 13,51 | —    | 9,18  | 21,48 | 0,29 | —    | —    | —    | —  | 100,19 | 1,720  | 1,700 | 1,695 | 0,025 | 43    | 50    | 3,52  |       |
| 653 | 51,03 | 2,12 | 0,20 | 0,75 | —      | 13,08 | 0,49 | 10,73 | 21,28 | 0,39 | 0,02 | —    | —    | —  | 100,00 | 1,718  | 1,698 | 1,693 | 0,025 | 38—44 | 60    | 3,38  |       |
| 654 | 51,05 | 1,16 | 0,25 | 0,10 | —      | 15,67 | 0,38 | 9,66  | 21,49 | 0,24 | 0,01 | —    | —    | —  | 100,09 | 1,720  | 1,703 | 1,693 | 0,027 | 43    | 55    | 3,375 |       |
| 655 | 49,15 | 1,47 | 0,40 | 1,28 | —      | 21,39 | 0,82 | 6,82  | 19,09 | 0,36 | 0,03 | —    | —    | —  | 100,01 | 1,722  | 1,707 | 1,695 | 0,027 | 43    | 57    | 3,444 |       |
| 656 | 51,68 | 1,44 | 0,39 | 0,55 | —      | 11,32 | 0,26 | 12,70 | 21,54 | 0,30 | 0,01 | —    | —    | —  | 100,81 | 1,731  | 1,716 | 1,705 | 0,026 | 43    | 54    | 3,46  |       |
| 657 | 50,47 | 1,24 | 0,39 | 0,66 | —      | 18,21 | 0,32 | 8,86  | 20,04 | 0,16 | 0,01 | —    | —    | —  | 100,19 | 1,715  | 1,697 | 1,687 | 0,028 | 43    | 52    | 3,399 |       |
| 658 | 50,95 | 2,40 | 0,25 | 0,63 | —      | 11,70 | 0,33 | 12,09 | 20,90 | 0,42 | 0,01 | —    | —    | —  | 100,36 | 1,729  | 1,711 | 1,700 | 0,029 | 42    | 49    | 3,437 |       |
| 659 | 50,65 | 3,14 | 0,28 | 0,26 | —      | 11,85 | 0,26 | 11,81 | 21,30 | 0,40 | 0,03 | —    | —    | —  | 99,68  | 1,719  | 1,701 | 1,691 | 0,028 | 42    | 52    | —     |       |
| 660 | 48,60 | 1,84 | 0,38 | 1,17 | —      | 21,68 | 0,38 | 5,23  | 20,43 | 0,31 | 0,04 | —    | —    | —  | 99,98  | 1,721  | 1,703 | 1,692 | 0,029 | 43    | 53    | —     |       |
| 661 | 49,09 | 9,74 | 0,87 | 2,18 | 0,02   | 6,13  | 0,09 | 13,23 | 18,45 | 0,65 | 0,03 | —    | —    | —  | 100,06 | 1,738  | 1,721 | 1,710 | 0,028 | 45    | 60    | 3,522 |       |
| 662 | 50,73 | 6,45 | 0,21 | 1,62 | 0,068  | 5,43  | 0,14 | 12,03 | 22,18 | 1,03 | 0,10 | —    | —    | —  | 100,53 | 1,721  | 1,698 | 1,690 | 0,031 | —     | 57    | 3,41  |       |
| 663 | 50,95 | 2,14 | 0,35 | 1,60 | —      | 11,28 | 0,33 | 11,83 | 20,91 | 0,34 | 0,06 | —    | —    | —  | 100,41 | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —     |       |
| 664 | 50,82 | 2,56 | 0,38 | 1,72 | —      | 10,62 | 0,29 | 11,53 | 21,16 | 0,50 | 0,04 | —    | —    | —  | 99,79  | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —     |       |
| 665 | 50,75 | 2,12 | 0,32 | 1,96 | —      | 11,67 | 0,32 | 11,52 | 20,54 | 0,50 | 0,05 | —    | —    | —  | 99,62  | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —     |       |
| 666 | 50,85 | 2,34 | 0,36 | 1,70 | —      | 11,14 | 0,32 | 11,52 | 20,97 | 0,44 | 0,05 | —    | —    | —  | 99,75  | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —     |       |
| 667 | 50,84 | 2,21 | 0,39 | 1,77 | —      | 10,38 | 0,33 | 12,04 | 21,06 | 0,48 | 0,05 | —    | —    | —  | 99,82  | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —     |       |
| 668 | 50,80 | 2,17 | 0,34 | 1,40 | —      | 11,61 | 0,31 | 11,84 | 20,98 | 0,37 | 0,05 | —    | —    | —  | 99,55  | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —     |       |
| 669 | 52,67 | 1,42 | 0,14 | 1,23 | —      | 4,34  | 0,13 | 15,59 | 23,81 | 0,45 | 0    | 0,20 | —    | —  | 99,84  | —      | —     | —     | —     | —     | —     | —     |       |
| 670 | 51,03 | 2,40 | 0,28 | 1,88 | —      | 8,97  | 0,35 | 13,11 | 21,75 | 0,43 | 0    | 0,24 | —    | —  | 99,98  | 1,707  | 1,684 | 1,679 | 0,028 | 38    | 50,5  | 3,303 |       |
| 671 | 51,00 | 2,49 | 0,27 | 2,03 | —      | 9,31  | 0,45 | 12,53 | 21,08 | 0,47 | 0    | 0,37 | —    | —  | 100,45 | 1,713  | 1,691 | 1,687 | 0,026 | 43    | 46,5  | 3,384 |       |
| 672 | 50,17 | 2,38 | 0,28 | 3,39 | —      | 8,05  | 0,34 | 13,22 | 21,10 | 0,49 | 0    | 0,18 | —    | —  | 100,01 | 1,721  | 1,696 | 1,692 | 0,029 | 40,5  | 43,75 | 3,385 |       |
| 673 | 51,55 | 2,44 | 0,31 | 2,03 | 0,01   | 7,28  | 0,24 | 13,65 | 21,73 | 0,52 | 0    | 0,26 | —    | —  | 0,01   | 99,61  | 1,712 | 1,691 | 1,687 | 0,025 | 42    | 50,75 | 3,382 |
| 674 | 51,43 | 2,32 | 0,28 | 1,70 | 0,04   | 5,92  | 0,19 | 14,83 | 22,18 | 0,44 | 0    | 0,31 | —    | —  | 0,01   | 100,03 | 1,717 | 1,695 | 1,691 | 0,026 | 39,5  | 46,75 | 3,358 |
| 675 | 50,00 | 3,05 | 0,40 | 1,50 | 0,07   | 5,87  | 0,18 | 15,60 | 22,42 | 0,18 | 0    | 0,27 | —    | —  | 0,03   | 99,96  | 1,714 | 1,691 | 1,686 | 0,028 | 39,25 | 48    | 3,332 |
|     |       |      |      |      |        |       |      |       |       |      |      |      |      |  |        | 99,57  | 1,714 | 1,691 | 1,686 | 0,028 | 42,25 | 48    | 3,324 |

Эклогитоподобные породы с гиперстеном (гранатые гранулиты)

|     |       |      |      |      |        |       |      |       |       |      |      |      |      |   |             |       |       |       |       |       |    |    |       |
|-----|-------|------|------|------|--------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|----|----|-------|
| 676 | 49,80 | 2,50 | 0,16 | 2,95 | —      | 16,60 | 0,28 | 8,60  | 18,66 | 0,50 | 0,05 | —    | 0,05 | — | 100,15      | 1,730 | —     | —     | —     | —     | 55 | 48 | 3,45  |
| 677 | 49,17 | 5,51 | 0,55 | 2,31 | 0,0001 | 8,32  | 0,19 | 12,52 | 20,82 | 0,35 | 0,03 | 0,11 | 0,05 | — | 99,95       | —     | 1,699 | —     | —     | —     | —  | 55 | —     |
| 678 | 50,04 | 4,89 | 0,56 | 1,79 | 0,0023 | 9,99  | 0,23 | 11,74 | 19,89 | 0,68 | 0,06 | —    | —    | — | 99,87       | —     | 1,703 | —     | —     | —     | —  | 49 | —     |
| 679 | 49,01 | 5,58 | 0,84 | 2,75 | 0,0007 | 4,55  | 0,30 | 13,77 | 22,29 | 0,64 | 0,12 | —    | —    | — | 99,83       | 1,702 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     |
| 680 | 50,95 | 3,49 | 0,36 | 1,40 | 0,06   | 9,52  | 0,19 | 12,22 | 20,55 | 0,70 | 0,24 | 0,24 | —    | — | NiO<br>0,01 | 99,93 | 1,714 | 1,691 | 1,686 | 0,028 | 41 | 48 | 3,364 |

(продолжение)

| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие                        | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg   | 2V°  | d, г/см <sup>2</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|-------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|----------------------|
| 681    | 50,36            | 4,15                           | 0,14             | 2,34                           | —                 | 6,38  | 0,13 | 13,76 | 21,42 | 0,45              | 0,14             | 0,69              | 0,08              | —                             | 100,04 | 1,719 | —     | 1,691 | 0,028 | —     | —    | 3,30                 |
| 682    | 49,50            | 4,39                           | 0,69             | 2,81                           | —                 | 9,90  | 0,24 | 11,87 | 19,34 | 1,47              | 0,16             | —                 | —                 | —                             | 100,37 | —     | 1,708 | —     | —     | —     | —    | 3,41                 |
| 683    | 50,12            | 4,74                           | 0,65             | 2,01                           | —                 | 8,57  | 0,24 | 12,87 | 19,84 | 1,60              | 0,14             | —                 | —                 | —                             | 100,78 | —     | 1,698 | —     | —     | —     | —    | 3,385                |
| 684    | 47,42            | 4,92                           | 1,66             | 4,25                           | —                 | 9,84  | 0,18 | 12,09 | 19,34 | 0,70              | —                | —                 | —                 | —                             | 100,40 | 1,724 | 1,703 | 1,694 | 0,030 | —     | —    | —                    |
| 685*   | 50,17            | 10,27                          | 0,41             | 3,07                           | 0,09              | 1,89  | 0,08 | 10,14 | 22,23 | 0,46              | 0,14             | 0,53              | 0,26              | 0,066                         | 99,81  | 1,712 | —     | 1,682 | 0,030 | —     | —    | 3,35                 |
|        |                  |                                |                  |                                |                   |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |        |       |       |       |       |       |      |                      |
| 686    | 47,67            | 10,70                          | 1,37             | 2,60                           | 0,029             | 7,06  | 0,05 | 11,04 | 17,26 | 1,80              | 0,04             | —                 | —                 | 0,07                          | 99,69  | —     | —     | —     | —     | —     | —    | —                    |
| 687    | 45,92            | 12,03                          | —                | 2,24                           | —                 | 1,73  | —    | 13,30 | 22,73 | 1,19              | 0,32             | 0,66              | —                 | —                             | 100,51 | —     | —     | —     | —     | —     | —    | —                    |
| 688    | 50,54            | 2,74                           | 0,25             | 2,42                           | —                 | 12,80 | 0,15 | 9,65  | 20,16 | 0,75              | 0,07             | 0,17              | 0,04              | —                             | 99,74  | 1,727 | 1,706 | 1,699 | 0,028 | 43    | 57,5 | 3,414                |
|        |                  |                                |                  |                                |                   |       |      |       |       |                   |                  |                   |                   | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |        |       |       |       |       |       |      |                      |
| 689    | 51,80            | 1,84                           | 0,24             | 1,82                           | 0,01              | 7,45  | 0,47 | 12,38 | 22,85 | 0,61              | 0,03             | 0,26              | —                 | 0,20                          | 99,96  | 1,721 | 1,702 | 1,695 | 0,029 | 43—46 | 58,5 | 3,35                 |
| 690    | 41,96            | 13,06                          | 2,10             | 3,20                           | —                 | 14,12 | 0,16 | 8,98  | 11,72 | 1,46              | 1,48*            | 1,71              | 0,13              | —                             | 100,08 | —     | —     | —     | —     | —     | —    | —                    |

## Промежуточные чарнокиты

|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |         |         |                               |        |       |       |       |       |       |       |       |
|-----|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|---------|---------|-------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 691 | 51,65 | 2,13 | 0,17 | 1,44 | —    | 7,04  | 0,26 | 14,70 | 21,60 | 0,25 | —    | 0,95    | 0,07    | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 100,37 | 1,713 | —     | 1,682 | 0,031 | 40    | 52    | 3,392 |
| 692 | 50,06 | 1,92 | 0,76 | 2,00 | —    | 14,62 | 0,05 | 13,07 | 17,85 | 0,36 | Сл.  | Не опр. | Не опр. | 0,11                          | 100,69 | —     | —     | —     | —     | 45    | 52    | —     |
| 693 | 49,23 | 2,00 | 0,85 | 3,21 | —    | 15,05 | 0,48 | 8,21  | 20,10 | 0,58 | 0,12 | 0,11    | 0,19    | —                             | 100,13 | 1,732 | 1,712 | 1,705 | 0,027 | 43    | 57    | —     |
| 694 | 51,58 | 2,01 | 0,24 | 2,35 | —    | 7,94  | 0,25 | 13,48 | 21,46 | 1,04 | 0,14 | 0,02    | 0,04    | —                             | 100,55 | 1,720 | 1,695 | 1,690 | 0,030 | 44    | 50    | 3,41  |
| 695 | 49,16 | 2,56 | 0,36 | 1,15 | —    | 16,24 | 1,68 | 8,84  | 19,02 | 0,30 | 0,09 | —       | —       | —                             | 99,40  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| 696 | 50,33 | 2,32 | 0,28 | 1,88 | —    | 18,23 | 0,83 | 6,92  | 18,39 | 0,61 | 0,07 | 0,16    | 0,09    | —                             | 100,11 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |         |         | NiO                           |        |       |       |       |       |       |       |       |
| 697 | 50,77 | 1,65 | 0,28 | 4,46 | 0,01 | 8,69  | 1,35 | 10,14 | 20,70 | 1,41 | 0,14 | 0,22    | —       | 0,01                          | 99,83  | 1,722 | 1,703 | 1,697 | 0,024 | 42,5  | 57,75 | 3,42  |
|     |       |      |      |      |      |       |      |       |       |      |      |         |         | NiO                           |        |       |       |       |       |       |       |       |
| 698 | 52,37 | 1,38 | 0,19 | 3,32 | 0,05 | 7,02  | 0,46 | 12,59 | 21,46 | 1,19 | 0,24 | 0,18    | —       | 0,02                          | 100,47 | 1,716 | 1,698 | 1,694 | 0,022 | 39,25 | 54,25 | 3,364 |
| 699 | 48,24 | 1,90 | 0,35 | 2,32 | —    | 23,58 | 0,39 | 4,77  | 17,05 | 0,32 | 0,25 | 0,81    | —       | —                             | 99,98  | 1,747 | —     | 1,723 | 0,024 | —     | —     | —     |

## Железистые породы

|     |       |      |      |       |   |       |      |      |       |      |      |      |      |                               |        |       |       |       |       |    |    |       |
|-----|-------|------|------|-------|---|-------|------|------|-------|------|------|------|------|-------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|-------|
| 700 | 46,00 | 2,10 | 0,07 | 3,95  | — | 24,32 | 0,06 | 1,60 | 21,70 | 0,23 | 0,04 | —    | —    | —                             | 100,07 | 1,759 | 1,744 | 1,724 | 0,035 | —  | —  | —     |
| 701 | 46,98 | 0,48 | 0,22 | 4,23  | — | 28,08 | 0,10 | 2,20 | 17,38 | 0,10 | 0,15 | —    | —    | —                             | 99,92  | 1,754 | —     | 1,726 | 0,032 | —  | —  | —     |
| 702 | 51,68 | 1,28 | 1,59 | 19,10 | — | 5,17  | 0,45 | 4,29 | 9,56  | 7,25 | —    | 0,05 | 0,05 | —                             | 100,47 | 1,789 | 1,767 | 1,741 | 0,048 | 12 | 85 | 3,561 |
|     |       |      |      |       |   |       |      |      |       |      |      |      |      | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |        |       |       |       |       |    |    |       |
| 703 | 47,86 | 1,94 | 0,07 | 3,31  | — | 18,24 | 0,76 | 4,99 | 21,92 | 0,15 | 0,03 | 0,30 | 0,20 | 0,19                          | 99,96  | 1,730 | —     | 1,704 | 0,026 | 42 | 58 | —     |

|     |       |       |      |      |         |        |      |       |       |         |         |         |      |      |         |       |       |        |       |       |       |       |       |
|-----|-------|-------|------|------|---------|--------|------|-------|-------|---------|---------|---------|------|------|---------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 704 | 50,48 | —     | 0,26 | 0,25 | —       | 16,70  | 0,24 | 7,73  | 23,04 | —       | —       | 0,07    | 0,16 | 0,68 | 99,61   | 1,729 | —     | 1,701  | 0,025 | 43    | 55    | —     |       |
| 705 | 50,18 | —     | 0,13 | 0,70 | —       | 17,33  | 0,28 | 6,87  | 23,28 | —       | —       | 0,09    | 0,10 | 0,74 | 99,70   | 1,729 | —     | 1,701  | 0,025 | 44    | 56    | —     |       |
| 706 | 49,70 | 1,73  | 0,43 | 4,76 | —       | 10,61  | —    | 9,61  | 22,67 | 0,43    | 0,19    | 0,13    | —    | —    | 100,26  | 1,721 | 1,699 | 1,692  | 0,029 | 43,3  | 59    | 3,42  |       |
| 707 | 46,44 | 2,26  | 0,44 | 5,92 | —       | 19,20  | 0,46 | 2,82  | 22,35 | 0,50    | 0,05    | —       | —    | —    | 100,44  | 1,758 | —     | 1,729  | 0,029 | —     | —     | —     |       |
| 708 | 50,66 | 2,16  | 0,27 | 2,18 | —       | 10,88  | 0,45 | 10,53 | 23,02 | —       | —       | —       | —    | —    | 100,15  | 1,729 | 1,711 | 1,704  | 0,025 | —     | 60    | —     |       |
| 709 | 52,34 | 2,72  | 0,18 | 1,31 | —       | 1,77   | 0,24 | 16,15 | 24,23 | 0,57    | 0,08    | 0,66    | —    | —    | 100,25  | 1,699 | 1,683 | 1,674  | 0,025 | 40    | 60    | 3,25  |       |
| 710 | 49,47 | 2,57  | 0,25 | 3,04 | —       | 9,48   | 1,14 | 9,55  | 22,40 | 0,78    | 0,08    | 0,85    | 0,13 | 0,27 | 100,05  | 1,721 | 1,705 | 1,698  | 0,021 | 43,25 | 61—63 | 3,43  |       |
|     |       |       |      |      |         |        |      |       |       |         |         |         |      |      |         |       |       |        |       |       |       |       |       |
| 711 | 50,18 | 0,3   | 0,36 | 0,96 | —       | 14,36  | 0,26 | 8,26  | 23,59 | 0,47    | 0,43    | 0,99    | —    | 0,20 | 100,36  | 1,726 | —     | 1,705  | 0,021 | 43,1  | 58,8  | 3,36  |       |
|     |       |       |      |      |         |        |      |       |       |         |         |         |      |      |         |       |       |        |       |       |       |       |       |
| 712 | 52,00 | 0,97  | 0,80 | —    | —       | 12,56  | 0,02 | 10,25 | 22,96 | 0,51    | 0,44    | —       | 0,51 | —    | 101,02  | 1,721 | —     | 1,694  | 0,028 | —     | 56    | —     |       |
| 713 | 47,48 | 3,42  | 0,20 | 5,36 | —       | 11,46  | 0,23 | 8,28  | 22,51 | 0,47    | 0,06    | 0,71    | 0,05 | 0,02 | 100,25  | 1,734 | —     | 1,710  | 0,024 | 49    | 68    | 3,471 |       |
| 714 | 49,96 | 1,42  | 0,10 | 1,75 | —       | 8,63   | 0,16 | 12,30 | 24,42 | 0,28    | 0,01    | 0,92    | 0,02 | 0,52 | 100,49  | 1,716 | —     | 1,692  | 0,024 | 44    | 59    | 3,233 |       |
| 715 | 46,25 | 4,81  | 0,62 | 5,47 | —       | 10,63  | 0,25 | 8,09  | 22,68 | 0,29    | 0,10    | 0,86    | 0,10 | 0,20 | 100,35  | 1,741 | —     | 1,713  | 0,027 | 48    | 70    | 3,44  |       |
| 716 | 42,48 | 8,58  | 1,24 | 5,54 | —       | 9,48   | 0,26 | 8,10  | 23,03 | 0,31    | 0,08    | 1,08    | 0,10 | 0,10 | 100,38  | 1,733 | —     | 1,708  | 0,025 | 54    | 67    | 3,46  |       |
| 717 | 50,61 | 0,15* | —    | —    | —       | 20,09* | —    | 9,70  | 19,03 | —       | —       | —       | —    | —    | 99,61   | 1,722 | —     | 1,696  | 0,026 | 42    | 55    | —     |       |
| 718 | 48,98 | 1,73  | 0,27 | 7,76 | Не опр. | 11,30  | 0,97 | 5,90  | 22,70 | 0,66    | Сл.     | —       | 0,32 | —    | 100,27  | 1,739 | —     | 1,720  | 0,019 | 44    | 59    | —     |       |
| 719 | 49,58 | 3,45  | 0,63 | 6,67 | —       | 3,75   | 0,24 | 11,90 | 21,77 | 1,33    | 0,20    | 1,09*   | —    | —    | 100,66  | 1,720 | —     | —      | —     | 53    | 65    | —     |       |
| 720 | 52,14 | 1,41  | —    | 0,50 | 0,24    | 8,76   | 0,68 | 12,06 | 23,64 | —       | 0,76    | —       | —    | —    | 100,31  | 1,716 | —     | —      | —     | 44    | 60    | —     |       |
| 721 | 50,50 | 2,91  | 0,81 | 6,00 | —       | 7,90   | 0,31 | 10,08 | 21,90 | 0,40    | Сл.     | Не обн. | —    | —    | 100,81  | 1,730 | 1,708 | 1,702  | 0,028 | 43    | 63    | —     |       |
| 722 | 50,80 | 2,18  | 0,54 | 4,20 | —       | 12,57  | 0,36 | 7,81  | 21,73 | 0,27    | 0,06    | « »     | —    | —    | 100,52  | 1,736 | 1,714 | 1,708  | 0,028 | 44    | 64    | —     |       |
| 723 | 50,66 | 1,55  | 0,06 | 3,75 | —       | 9,59   | 0,50 | 11,53 | 22,44 | Не обн. | Сл.     | 0,86    | —    | —    | 100,94* | 1,728 | 1,706 | 1,700  | 0,028 | 42    | 62    | —     |       |
| 724 | 51,90 | 1,27  | 0,28 | 2,60 | —       | 8,98   | 0,26 | 11,84 | 22,43 | 0,06    | 0,06    | —       | —    | —    | 99,68   | 1,724 | 1,703 | 1,696  | 0,028 | 42    | 62    | —     |       |
| 725 | 48,24 | 0,26  | 0,05 | 2,04 | —       | 23,59  | 0,85 | 1,67  | 22,41 | 0,14    | 0,06    | 0,91    | 0,12 | —    | 100,34  | 1,754 | —     | 1,729  | 0,025 | —     | —     | —     |       |
| 726 | 47,50 | —     | 0,14 | 2,88 | —       | 23,54  | 1,68 | 1,17  | 22,0  | 0,12    | —       | 0,15    | 0,28 | 0,18 | 99,64   | 1,737 | —     | 1,710  | 0,027 | —     | —     | —     |       |
|     |       |       |      |      |         |        |      |       |       |         |         |         |      |      |         |       |       |        |       |       |       |       |       |
| 727 | 51,28 | 2,82  | —    | 1,26 | —       | 9,16   | 0,33 | 11,61 | 23,34 | —       | —       | 0,17    | —    | —    | 99,86   | —     | —     | —      | —     | —     | —     | —     | 3,385 |
| 728 | 50,37 | 3,70  | 0,21 | 1,87 | —       | 7,86   | 0,45 | 15,20 | 19,57 | Не опр. | Не опр. | 0,54    | —    | 0,27 | 100,04  | 1,714 | —     | 1,686  | 0,028 | 43    | 60    | —     |       |
| 729 | 51,81 | 1,87  | 0,18 | 2,88 | —       | 10,09  | 0,24 | 11,98 | 20,43 | 0,38    | —       | 0,40    | 0,30 | 0,05 | 100,61  | 1,720 | —     | 1,690  | 0,030 | —     | —     | —     |       |
| 730 | 51,44 | 2,08  | 0,30 | 3,47 | —       | 6,38   | 0,27 | 12,69 | 21,84 | 0,71    | 0,24    | —       | 0,32 | —    | 99,74   | 1,715 | —     | —      | —     | 42    | 62    | —     |       |
| 731 | 51,97 | 1,87  | 0,21 | 3,59 | —       | 5,95   | 0,28 | 12,18 | 22,29 | 0,63    | —       | 0,25    | 0,45 | —    | 99,67   | 1,714 | —     | —      | —     | —     | —     | —     |       |
| 732 | 50,70 | 3,08  | 0,08 | 4,05 | —       | 7,95   | 0,45 | 10,65 | 22,46 | 0,55    | —       | —       | 0,60 | —    | 100,57  | 1,721 | —     | 1,700  | 0,021 | —     | —     | —     |       |
| 733 | 49,11 | 1,54  | 0,25 | 3,90 | —       | 6,59   | 1,06 | 12,71 | 25,32 | —       | Не опр. | Не обн. | 0,56 | 0,06 | 100,44  | 1,716 | —     | 1,692  | 0,024 | 42    | 62    | —     |       |
| 734 | 52,11 | 1,86  | 0,06 | 4,59 | —       | 7,93   | 0,23 | 11,32 | 20,16 | 0,61    | 0,06    | 0,12    | 0,05 | —    | 100,10  | 1,724 | 1,706 | 1,698  | 0,026 | 50    | 66    | —     |       |
| 735 | 50,33 | 2,32  | 0,28 | 1,88 | —       | 18,23  | 0,83 | 6,92  | 18,39 | 0,61    | 0,07    | 0,16    | 0,09 | —    | 100,11  | 1,735 | 1,715 | 1,708  | 0,027 | 47,5  | 57    | 3,397 |       |
| 736 | 51,53 | 1,50  | 0,19 | 2,72 | —       | 13,13  | 0,82 | 8,92  | 20,17 | 0,67    | 0,00    | 0,36    | 0,06 | —    | 100,07  | 1,728 | 1,706 | 1,6995 | 0,028 | 42,5  | 48,5  | —     |       |
| 737 | 54,12 | 1,28  | Сл.  | 0,18 | —       | 1,07   | 0,09 | 17,81 | 24,20 | 0,08    | 0,05    | 0,85    | —    | 0,02 | 99,75   | 1,699 | —     | 1,671  | 0,028 | —     | —     | —     |       |

Амфиболитовая фация (ультрасосновые породы и амфиболиты)

|     |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |         |      |      |        |       |       |       |       |    |      |   |
|-----|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|---------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|------|---|
| 738 | 52,22 | 1,62 | 0,24 | 2,73 | —    | 3,15 | 0,12 | 16,27 | 22,26 | 0,54 | 0,22 | 0,55    | 0,02 | —    | 99,94  | 1,706 | —     | 1,678 | 0,028 | 40 | 58,5 | — |
| 739 | 53,25 | 1,72 | 0,19 | 2,44 | —    | 5,17 | 0,39 | 14,86 | 21,73 | 0,20 | 0,06 | Не обн. | —    | —    | 100,01 | 1,714 | 1,692 | 1,686 | 0,028 | 40 | 60   | — |
| 740 | 51,52 | 1,92 | 0,61 | 2,75 | 0,13 | 9,48 | 0,36 | 12,24 | 20,11 | 0,87 | 0,10 | —       | 0,26 | 0,05 | 99,95  | —     | —     | —     | —     | —  | —    | — |



(продолжение)

| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng—Np | cNg  | 2V° | d, г/см <sup>3</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|------|-----|----------------------|
| 741    | 52,03            | 1,54                           | —                | 2,57                           | —                              | 8,75  | 0,26 | 12,61 | 22,58 | Сл.               | Сл.              | 0,38                          | —                             | —      | 100,72 | 1,731 | —     | 1,698 | 0,033 | 45,5 | 62  | 3,327                |
| 742    | 51,07            | 2,03                           | 0,32             | 8,63                           | —                              | 7,30  | 0,71 | 8,06  | 21,63 | 0,32              | 0,12             | 0,19                          | —                             | —      | 100,38 | —     | —     | —     | 0,026 | 50   | 70  | —                    |
| 743    | 49,60            | 2,41                           | 0,53             | 1,66                           | —                              | 13,57 | 0,49 | 9,97  | 21,13 | 0,43              | 0,07             | 0,42                          | 0,26                          | —      | 100,54 | 1,727 | 1,702 | 1,694 | 0,033 | —    | 56  | —                    |
| 744    | 50,02            | 1,98                           | 0,41             | 2,67                           | —                              | 9,72  | 0,83 | 9,84  | 23,37 | 0,12              | 0,08             | 1,58*                         | 0,04                          | —      | 100,66 | 1,716 | —     | 1,693 | 0,023 | —    | 59  | —                    |
| 745    | 52,71            | 0,98                           | 0,08             | 1,28                           | —                              | 5,77  | 0,24 | 11,81 | 22,53 | —                 | 0,08             | 0,64                          | 0,22                          | 0,18   | 99,55  | —     | —     | —     | —     | —    | —   | 3,26                 |
| 746    | 53,2             | 0,8                            | —                | 2,5                            | —                              | 4,6   | 0,14 | 14,9  | 22,6  | 0,57              | 0,04             | —                             | —                             | —      | 99,35  | —     | —     | —     | —     | —    | —   | —                    |

## Эклогитоподобные породы без гиперстена

|     |       |       |      |      |         |       |      |       |       |      |      |         |      |      |        |       |       |       |       |    |    |       |   |
|-----|-------|-------|------|------|---------|-------|------|-------|-------|------|------|---------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|-------|---|
| 747 | 51,33 | 4,95  | 0,49 | 2,59 | 0,13    | 6,19  | 0,08 | 12,77 | 20,05 | 1,30 | 0,14 | 0,17    | 0,08 | —    | 100,27 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | — |
| 748 | 51,25 | 4,86  | 0,38 | 2,21 | He опр. | 6,36  | 0,08 | 12,54 | 20,89 | 1,50 | 0,06 | —       | —    | —    | 100,13 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | — |
| 749 | 50,74 | 3,34  | 0,53 | 1,93 | » »     | 8,33  | 0,11 | 14,63 | 18,57 | 0,95 | 0,06 | 0,81    | 0,08 | —    | 100,08 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | — |
| 750 | 51,27 | 3,30  | 0,51 | 1,07 | 0,14    | 10,65 | 0,24 | 15,45 | 16,50 | 0,56 | 0,07 | —       | —    | —    | 99,76  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | — |
| 751 | 48,02 | 13,39 | 0,46 | 2,09 | —       | 3,11  | 0,07 | 8,18  | 24,03 | 0,31 | 0,06 | 0,20    | 0,07 | —    | 99,99  | 1,714 | 1,693 | 1,686 | 0,028 | 43 | 56 | 3,33  |   |
| 752 | 48,11 | 7,55  | 0,97 | 8,18 | —       | 5,38  | —    | 12,97 | 15,10 | 1,60 | 0,30 | —       | —    | —    | 100,16 | —     | —     | —     | —     | 40 | —  | —     |   |
| 753 | 50,64 | 1,79  | 0,42 | 1,37 | —       | 10,74 | —    | 11,06 | 22,03 | 1,34 | 0,02 | 0,31    | —    | —    | 99,72  | 1,721 | 1,700 | 1,686 | 0,035 | 48 | 64 | —     |   |
| 754 | 50,98 | 1,89  | 0,46 | 4,60 | —       | 7,50  | —    | 11,22 | 22,04 | 1,28 | 0,03 | 0,07    | —    | —    | 100,07 | 1,724 | 1,698 | 1,688 | 0,036 | 50 | 69 | —     |   |
| 755 | 50,36 | 4,15  | 0,14 | 2,34 | —       | 6,38  | 0,13 | 13,76 | 21,42 | 0,45 | 0,14 | 0,69    | 0,08 | —    | 100,04 | 1,719 | —     | 1,691 | 0,028 | 42 | 61 | 3,30  |   |
| 756 | 49,40 | 4,33  | 0,05 | 3,05 | —       | 9,66  | 0,20 | 11,41 | 20,97 | 0,49 | 0,19 | He обн. | —    | —    | 99,84  | 1,724 | 1,702 | 1,695 | 0,029 | —  | 57 | —     |   |
| 757 | 47,10 | 4,27  | 1,01 | 5,66 | —       | 8,34  | 0,13 | 13,20 | 19,54 | 0,70 | —    | —       | —    | —    | 99,95  | 1,721 | 1,698 | 1,691 | 0,030 | —  | —  | —     |   |
| 758 | 44,65 | 1,98  | 1,08 | 0,72 | —       | 18,82 | 0,03 | 8,58  | 23,89 | —    | —    | —       | —    | —    | 99,75  | 1,734 | —     | 1,711 | 0,023 | 47 | 61 | —     |   |
| 759 | 49,60 | 6,12  | 0,62 | 3,80 | —       | 5,86  | 0,10 | 11,26 | 20,58 | 1,68 | 0,05 | 0,25    | 0,05 | —    | 99,97  | 1,718 | 1,699 | 1,689 | 0,029 | —  | 64 | 3,35  |   |
| 760 | 49,66 | 2,03  | 0,31 | 1,22 | —       | 12,74 | 0,25 | 7,54  | 21,34 | 0,38 | —    | —       | —    | —    | 100,50 | 1,729 | 1,711 | 1,700 | 0,029 | 45 | 61 | 3,503 |   |
| 761 | 50,20 | 1,27  | 0,27 | 0,75 | —       | 16,82 | 1,11 | 7,54  | 22,31 | 0,29 | 0,01 | —       | —    | —    | 100,57 | 1,728 | 1,711 | 1,700 | 0,028 | 44 | 58 | 3,488 |   |
| 762 | 51,66 | 7,14  | —    | 5,84 | 0,11    | 1,64  | 0,02 | 12,27 | 19,07 | 1,17 | 0,51 | 0,81    | —    | 0,17 | 100,41 | 1,712 | 1,708 | 1,688 | 0,024 | —  | 60 | —     |   |
| 763 | 45,04 | 10,08 | 0,78 | 8,38 | —       | 2,00  | —    | 10,21 | 21,08 | 1,68 | 0,19 | —       | 0,23 | 0,61 | 100,28 | 1,712 | —     | 1,688 | 0,024 | 45 | 64 | —     |   |

## Железистые кварциты

|      |       |      |      |       |      |       |      |       |       |      |      |       |      |      |        |       |       |       |       |    |    |      |
|------|-------|------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|------|------|-------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|------|
| 764* | 50,14 | 0,25 | 0,12 | 1,69  | 0,09 | 15,63 | 0,12 | 10,11 | 20,44 | 0,12 | —    | 1,15  | 0,12 | 0,12 | 100,10 | 1,720 | —     | 1,695 | 0,025 | 45 | 54 | —    |
| 765* | 52,96 | —    | —    | 12,23 | —    | 3,09  | 0,10 | 10,80 | 16,12 | 3,79 | —    | 1,35* | —    | —    | 100,44 | 1,730 | 1,710 | 1,700 | 0,030 | 70 | 77 | 3,28 |
| 766  | 50,60 | 0,10 | 0,16 | 9,75  | —    | 11,94 | 0,04 | 7,31  | 16,10 | 3,11 | 0,09 | 0,63  | 0,20 | —    | 100,03 | 1,749 | —     | 1,719 | 0,034 | 67 | 98 | 3,19 |
| 767* | 50,4  | 0,2  | —    | 2,1   | —    | 19,4  | 0,75 | 6,6   | 19,6  | 0,20 | 0,03 | —     | —    | —    | 99,3*  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —    |
| 768  | 51,1  | 0,2  | —    | 3,7   | —    | 13,50 | 2,54 | 8,9   | 18,9  | 0,71 | 0,03 | —     | —    | —    | 99,5   | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —    |
| 769  | 50,7  | 0,3  | —    | 2,8   | —    | 17,1  | 0,15 | 8,1   | 20,4  | 0,15 | 0,03 | —     | —    | —    | 99,7   | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —    |

|      |      |     |       |     |   |      |      |     |      |      |      |   |   |   |                    |   |   |   |   |   |   |   |   |   |
|------|------|-----|-------|-----|---|------|------|-----|------|------|------|---|---|---|--------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 770* | 49,0 | 0,3 | 0,005 | —   | — | 25,1 | 0,44 | 1,8 | 22,0 | 0,11 | 0,07 | — | — | — | 98,83 <sup>с</sup> | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 771  | 51,0 | 0,5 | 0,005 | —   | — | 21,2 | 0,34 | 5,7 | 21,0 | —    | —    | — | — | — | 99,75              | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 772  | 50,9 | 0,4 | —     | 2,8 | — | 19,6 | 0,74 | 5,8 | 19,5 | 0,27 | 0,03 | — | — | — | 100,0              | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 773  | 51,0 | 0,2 | —     | 2,7 | — | 19,9 | 0,26 | 6,0 | 19,3 | 0,28 | 0,03 | — | — | — | 99,67              | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 774  | 49,7 | 0,1 | —     | 9,6 | — | 17,9 | 2,03 | 1,8 | 15,3 | 3,0  | 0,03 | — | — | — | 99,46              | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 775  | 50,8 | 0,3 | —     | 1,9 | — | 17,4 | 0,06 | 7,7 | 21,0 | 0,61 | 0,05 | — | — | — | 99,9               | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 776  | 50,5 | 0,2 | —     | 1,9 | — | 17,1 | 0,57 | 7,7 | 21,2 | 0,64 | 0,03 | — | — | — | 99,8               | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 777  | 51,7 | 0,3 | —     | 2,0 | — | 15,2 | 0,18 | 9,6 | 21,0 | 0,12 | 0,03 | — | — | — | 100,13             | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

Глубинные скарны

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |         |        |         |       |                    |                     |       |   |   |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|---------|--------|---------|-------|--------------------|---------------------|-------|---|---|
| 778 | 45,50 | 7,17 | —    | 0,60 | — | 15,59 | —    | 8,45  | 22,25 | —    | —    | —    | —    | —    | 99,56  | —       | —      | —       | —     | —                  | —                   | —     | — | — |
| 779 | 46,86 | 2,94 | 0,03 | 6,15 | — | 14,69 | 0,34 | 6,30  | 21,45 | 0,95 | 0,17 | 0,12 | —    | —    | 100,00 | 1,743   | —      | 1,719   | 0,024 | 50                 | 66                  | —     | — | — |
| 780 | 44,15 | 4,51 | 0,15 | 7,61 | — | 16,45 | —    | 4,27  | 21,83 | 0,20 | —    | 0,60 | 0,30 | —    | 100,07 | 1,757   | —      | 1,732   | 0,015 | 54                 | 71                  | 3,487 | — | — |
| 781 | 45,78 | 3,57 | 0,15 | 8,28 | — | 12,05 | 0,48 | 5,62  | 23,20 | 0,30 | 0,04 | —    | 0,40 | —    | 99,87  | 1,745   | —      | 1,722   | 0,023 | 51                 | 69,5                | 3,441 | — | — |
| 782 | 49,45 | 5,85 | 0,18 | 3,20 | 0 | 5,53  | 0,08 | 12,26 | 21,32 | 0,45 | 0,19 | 0,58 | 0,15 | 0,15 | 99,89  | —       | —      | —       | —     | 42                 | —                   | —     | — | — |
| 783 | 49,60 | 5,04 | 0,20 | 3,22 | — | 2,74  | 0,15 | 13,00 | 23,16 | 0,20 | 0,50 | 1,43 | —    | 0,12 | 99,44  | 1,701 ± | 1,688  | 1,682 ± | 0,006 | 49                 | 67                  | 3,40  | — | — |
|     |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        | 0,002   |        | 0,002   |       |                    |                     |       |   |   |
| 784 | 52,64 | 1,53 | 0,13 | 0,89 | — | 4,43  | 0,14 | 15,62 | 24,50 | —    | —    | 0,25 | —    | —    | 100,13 | 1,706   | —      | 1,679   | 0,027 | 49                 | 59                  | —     | — | — |
| 785 | 48,40 | 3,95 | 0,27 | 3,90 | — | 10,52 | 0,39 | 8,92  | 23,20 | 0,46 | 0,02 | 0,16 | 0,04 | —    | 100,23 | 1,733   | 1,714  | 1,707   | 0,026 | 47,5               | 62                  | —     | — | — |
| 786 | 45,80 | 5,11 | 0,31 | 5,87 | — | 12,44 | 0,41 | 6,86  | 22,54 | 0,35 | 0,02 | 0,17 | 0,09 | —    | 99,97  | 1,746   | 1,729  | 1,721   | 0,025 | 51                 | 67,5                | —     | — | — |
| 787 | 50,19 | 2,73 | 0,20 | 2,98 | — | 7,54  | 0,40 | 12,38 | 23,58 | 0,45 | —    | —    | 0,02 | —    | 100,47 | 1,719   | 1,698  | 1,692   | 0,027 | 45                 | 59                  | 3,373 | — | — |
| 788 | 45,30 | 7,74 | 1,30 | 3,36 | — | 12,27 | 0,15 | 7,04  | 21,74 | 0,88 | 0,16 | 0,39 | 0,06 | —    | 100,39 | 1,740   | 1,721  | 1,715   | 0,026 | 46,5               | 57,25               | 3,449 | — | — |
| 789 | 46,85 | 5,03 | 1,47 | 2,91 | — | 13,63 | 0,20 | 7,03  | 21,90 | —    | —    | 0,24 | 0,05 | —    | 99,77  | 1,735   | 1,715  | 1,710   | 0,025 | 44                 | 54,5                | —     | — | — |
| 790 | 48,81 | 4,37 | 0,70 | 2,12 | — | 12,70 | 0,23 | 8,79  | 21,70 | 0,53 | 0,00 | 0,10 | 0,03 | —    | 100,08 | 1,7260  | 1,7048 | 1,6990  | 0,027 | 45 <sub>ср</sub>   | 56 <sub>ср</sub>    | 3,445 | — | — |
| 791 | 50,69 | 1,49 | 0,08 | 3,64 | — | 14,51 | 0,56 | 6,77  | 20,71 | 1,16 | 0,09 | 0,09 | 0,14 | 0,02 | 99,94  | —       | 1,7218 | —       | —     | 49,5 <sub>ср</sub> | 68,25 <sub>ср</sub> | 3,40  | — | — |
| 792 | 50,71 | 1,06 | 0,07 | 0,53 | — | 18,57 | 0,18 | 5,70  | 22,86 | 0,16 | 0,02 | 0,08 | 0,04 | —    | 99,88  | 1,736   | 1,714  | 1,708   | 0,028 | 43                 | 59,75               | 3,413 | — | — |

Флогопитовые месторождения и магнезиальные скарны

|     |       |      |      |      |   |      |      |       |       |      |         |      |      |      |        |         |         |         |       |       |    |       |   |   |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|---------|------|------|------|--------|---------|---------|---------|-------|-------|----|-------|---|---|
| 793 | 53,27 | 1,22 | 0,12 | 0,21 | — | 4,22 | 0,28 | 16,68 | 23,50 | 0,26 | 0,07    | 0,14 | 0,06 | —    | 100,03 | 1,703   | —       | 1,678   | 0,025 | 41    | 59 | 3,36  | — | — |
| 794 | 53,78 | 0,42 | 0,04 | 3,64 | — | —    | —    | 16,77 | 25,22 | —    | —       | 0,34 | —    | —    | 100,21 | 1,701   | —       | 1,673   | 0,028 | 40    | 58 | —     | — | — |
| 795 | 52,32 | 0,96 | Сл.  | 0,21 | — | 3,55 | —    | 17,96 | 23,13 | 0,89 | 0,35    | 0,95 | —    | —    | 100,32 | 1,701   | —       | —       | —     | 41    | 60 | 3,295 | — | — |
| 796 | 53,53 | 0,42 | Сл.  | 0,48 | — | 1,68 | —    | 18,13 | 25,26 | —    | —       | —    | 0,86 | —    | 100,36 | 1,699   | —       | —       | —     | 42    | 61 | 3,284 | — | — |
| 797 | 53,93 | 0,21 | Сл.  | 0,52 | — | 1,44 | —    | 18,36 | 25,36 | —    | —       | —    | —    | —    | 99,82  | 1,692   | —       | —       | —     | 41    | 60 | 3,272 | — | — |
| 798 | 53,42 | 0,32 | 0,0  | 1,32 | 0 | 1,57 | 0,07 | 18,72 | 24,30 | 0,37 | 0,09    | 0,14 | 0,10 | 0,19 | 100,51 | —       | —       | —       | —     | —     | —  | —     | — | — |
| 799 | 53,84 | 0,96 | 0,12 | 2,62 | — | 3,38 | —    | 17,15 | 20,36 | 0,46 | 0,13    | 1,00 | 0,69 | —    | 100,72 | 1,702   | 1,683   | 1,678   | 0,024 | 38    | 60 | —     | — | — |
| 800 | 50,50 | 3,48 | 0,16 | 2,50 | — | 1,45 | 0,12 | 16,72 | 24,13 | 0,59 | 0,21    | 0,34 | 0,16 | —    | 100,36 | —       | —       | —       | —     | —     | —  | —     | — | — |
| 801 | 50,74 | 2,49 | 0,15 | 3,88 | — | 1,25 | 0,07 | 16,00 | 24,52 | 0,0  | 0,85    | 0,0  | 0,0  | 0,49 | 99,94  | —       | —       | —       | —     | —     | —  | —     | — | — |
| 802 | 49,30 | 4,69 | 0,22 | 3,68 | — | 1,90 | 0,07 | 15,21 | 23,89 | 0,56 | 0,50    | 0,24 | 0,08 | 0,25 | 100,49 | —       | —       | —       | —     | —     | —  | —     | — | — |
| 803 | 52,84 | 0,26 | Сл.  | 3,87 | — | 1,29 | 0,04 | 17,09 | 24,48 | 0,00 | 0,00    | 0,20 | —    | —    | 100,07 | 1,698 ± | 1,681 ± | 1,670 ± | 0,028 | 38—39 | 74 | —     | — | — |
|     |       |      |      |      |   |      |      |       |       |      |         |      |      |      |        | 0,001   | 0,001   | 0,001   | —     | —     | —  | —     | — | — |
| 804 | 52,13 | 1,27 | 0,08 | 1,72 | — | 1,61 | 0,07 | 17,49 | 24,37 | 0,31 | Не сби. | 0,37 | 0,21 | 0,17 | 99,80  | 1,706   | —       | 1,679   | 0,027 | —     | 59 | —     | — | — |

(продолжение)

| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng     | Nm     | Np     | Ng→Np  | cNg  | 2V°                | d, г/см <sup>3</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|------|--------------------|----------------------|
| 805    | 52,68            | 3,27                           | 0,19             | 0,88                           | —                              | 0,65 | 0,09 | 17,00 | 24,18 | Сл.               | 0,12             | 0,40              | —                 | —      | 99,46  | 1,703  | 1,682  | 1,676  | 0,027  | 38   | 57                 | —                    |
| 806    | 52,40            | 1,64                           | 0,09             | 2,60                           | —                              | 5,61 | 0,27 | 15,95 | 21,09 | 0,12              | —                | 0,25              | —                 | —      | 100,02 | 1,713  | 1,691  | 1,685  | 0,028  | 40   | 60                 | —                    |
| 807    | 48,32            | 3,80                           | 0,31             | 3,46                           | —                              | 1,07 | 0,12 | 14,80 | 27,69 | 0,70              | —                | 0,52              | —                 | —      | 100,79 | —      | —      | —      | —      | —    | —                  | —                    |
| 808    | 51,56            | 0,89                           | 0,26             | 1,57                           | —                              | 2,09 | 0,14 | 16,70 | 24,38 | 0,20              | Сл.              | 0,36              | 0,52              | —      | 100,17 | 1,679± | 1,697± | 1,666± | 0,031  | 40   | 60                 | —                    |
| 809    | 53,95            | 0,97                           | —                | 0,78                           | —                              | 3,49 | —    | 16,40 | 25,14 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,73 | 0,005  | 0,003  | 0,002  | —      | —    | —                  | —                    |
| 810    | 53,89            | 0,82                           | —                | 0,76                           | —                              | 3,11 | —    | 16,01 | 26,06 | —                 | —                | 0,05              | —                 | —      | 100,70 | —      | —      | —      | —      | —    | —                  | —                    |
| 811    | 53,00            | 2,45                           | Сл.              | 0,98                           | —                              | 1,11 | 0,08 | 16,71 | 24,80 | 0,57              | 0,14             | 0,13              | Сл.               | —      | 99,97  | 1,702  | 1,686  | 1,674  | 0,028  | 38   | 58                 | —                    |
| 812    | 54,00            | 1,00                           | 0,15             | 1,14                           | —                              | 2,67 | 0,05 | 17,00 | 23,40 | 0,58              | 0,02             | —                 | —                 | —      | 100,01 | 1,700  | —      | —      | —      | —    | —                  | —                    |
| 813    | 54,51            | 0,40                           | 0,04             | 0,40                           | —                              | 2,35 | 0,16 | 17,19 | 24,90 | 0,06              | 0,05             | 0,03              | 0,03              | —      | 100,12 | 1,7013 | 1,6785 | 1,6718 | 0,0295 | 39,5 | 56,5 <sub>ср</sub> | 3,281                |
| 814    | 51,27            | 4,00                           | —                | 0,10                           | —                              | —    | —    | 17,46 | 25,27 | 0,62              | 0,14             | 1,63              | —                 | —      | 100,49 | —      | —      | —      | —      | —    | —                  | 3,35                 |
| 815    | 51,50            | 6,15                           | —                | 0,35                           | —                              | —    | —    | 17,69 | 23,80 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 99,49  | —      | —      | —      | —      | —    | —                  | 3,19                 |
| 816    | 54,25            | 1,46                           | 0,10             | 0,32                           | —                              | 3,01 | 0,23 | 15,95 | 23,41 | 0,53              | —                | 0,21              | —                 | 0,21   | 99,69  | 1,696  | —      | 1,665  | —      | —    | —                  | 3,14                 |
| 817    | 50,72            | 3,77                           | 0,54             | 2,49                           | —                              | 1,94 | 0,24 | 15,56 | 24,58 | 0,04              | 0,12             | 0,27              | 0,11              | —      | 100,28 | —      | —      | —      | —      | —    | —                  | 3,326                |

## Глубинные экзокскары и скарнонды

|     |       |      |      |      |   |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        |        |        |        |        |       |       |       |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| 818 | 52,06 | 1,11 | 0,06 | 0,25 | — | 7,98 | 0,45 | 12,67 | 24,92 | —    | —    | 0,14 | 0,07 | —    | 99,71  | —      | —      | —      | —      | —     | —     | 3,374 |
| 819 | 53,91 | 1,56 | —    | —    | — | 4,10 | —    | 17,10 | 22,65 | —    | —    | 0,18 | —    | —    | 99,5   | 1,710  | 1,688  | 1,681  | 0,029  | 40,03 | 59,1  | 3,281 |
| 820 | 54,35 | 0,38 | 0,02 | 0,44 | — | 3,23 | 0,62 | 17,56 | 22,85 | 0,21 | 0,02 | 0,60 | 0,08 | 0,06 | 100,42 | 1,706  | —      | 1,677  | 0,029  | 41    | 57    | 3,305 |
| 821 | 52,25 | 3,00 | —    | —    | — | 8,39 | —    | 11,80 | 24,44 | —    | —    | —    | —    | —    | 100,34 | 1,724  | —      | 1,700  | 0,024  | —     | 60    | —     |
| 822 | 51,54 | 1,93 | Сл.  | 0,10 | — | 6,36 | 0,24 | 13,49 | 24,88 | 0,16 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,59 | 100,37 | 1,716  | —      | 1,688  | 0,028  | 42    | 61    | —     |
| 823 | 53,79 | 1,41 | 0,04 | 0,33 | 0 | 2,60 | 0,22 | 16,64 | 24,66 | 0,14 | 0,04 | 0,10 | 0,04 | —    | 100,01 | 1,7029 | 1,6805 | 1,6740 | 0,0289 | 39,5  | 56,75 | —     |
| 824 | 53,78 | 1,29 | 0,08 | 0,80 | — | 3,89 | 0,19 | 15,08 | 24,21 | 0,50 | 0,06 | 0,06 | 0    | 0,03 | 99,96  | —      | 1,6826 | —      | —      | —     | —     | 3,33  |
| 825 | 54,01 | 1,02 | 0,05 | 0,88 | — | 2,66 | 0,13 | 16,11 | 24,50 | 0,41 | 0,02 | 0,07 | 0    | —    | 99,86  | —      | 1,6797 | —      | —      | —     | —     | 3,26  |
| 826 | 54,47 | 0,95 | 0,07 | 0,41 | — | 1,51 | 0,09 | 17,16 | 24,81 | 0,31 | 0,02 | 0,10 | 0    | 0,04 | 99,92  | —      | 1,6758 | —      | —      | —     | —     | 3,26  |
| 827 | 52,20 | 1,31 | 0,06 | 1,72 | — | 8,49 | 0,28 | 11,89 | 22,73 | 0,65 | 0,06 | 0,18 | 0,16 | 0,09 | 99,78  | —      | 1,6957 | —      | —      | —     | —     | 3,35  |
| 828 | 53,44 | 1,41 | 0,08 | 2,17 | — | 4,36 | 0,28 | 13,99 | 23,10 | 0,84 | 0,03 | 0,03 | 0,13 | 0,01 | 99,87  | —      | 1,6885 | —      | —      | —     | —     | 3,31  |
| 829 | 54,6  | 0,7  | —    | 2,7  | — | 5,7  | 0,03 | 14,8  | 22,1  | 0,17 | 0,03 | —    | —    | —    | 100,8  | —      | —      | —      | —      | —     | —     | —     |

## Мраморы и кальцифры

|     |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |    |    |       |
|-----|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|-------|
| 830 | 54,66 | 0,07 | —    | 0,68 | — | 0,07  | 0,02 | 18,78 | 25,85 | —    | —    | 0,22 | —    | —    | 100,35 | 1,695 | 1,673 | 1,664 | 0,031 | 38 | 60 | 3,259 |
| 831 | 55,40 | 2,83 | —    | —    | — | 2,25  | 0,39 | 22,57 | 15,70 | —    | —    | —    | —    | —    | 99,14  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | 3,27  |
| 832 | 49,47 | 2,57 | 0,25 | 3,04 | — | 0,48  | 1,14 | 9,55  | 22,40 | 0,78 | 0,08 | 0,85 | 0,13 | 0,27 | 100,05 | 1,725 | 1,707 | 1,701 | 0,023 | 43 | 62 | 3,43  |
| 833 | 50,18 | 0,3  | 0,36 | 0,96 | — | 14,36 | 0,26 | 8,26  | 23,59 | 0,47 | 0,43 | 0,99 | —    | 0,20 | 100,36 | 1,726 | —     | 1,705 | 0,021 | 42 | 59 | 3,358 |
| 834 | 50,84 | 2,11 | 0,09 | 0,98 | — | 9,94  | 0,14 | 10,79 | 24,07 | 0,30 | 0,11 | 0,94 | 0,02 | —    | 100,33 | 1,723 | —     | 1,703 | 0,020 | 40 | 63 | 3,392 |
| 835 | 54,23 | 1,84 | 0,14 | 0,92 | — | 1,58  | 0,23 | 16,05 | 24,02 | 0,88 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,02 | 100,40 | 1,690 | 1,668 | 1,660 | 0,030 | 40 | 65 | 3,29  |

|     |       |      |      |      |   |      |      |       |       |      |      |       |      |      |        |       |   |       |       |    |    |      |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|------|-------|------|------|--------|-------|---|-------|-------|----|----|------|
| 836 | 51,74 | 0,95 | 0,16 | 1,24 | — | 1,34 | 0,13 | 16,95 | 25,12 | 0,30 | —    | 0,90  | 0,24 | —    | 99,07  | 1,696 | — | 1,671 | 0,025 | 42 | 62 | —    |
| 837 | 54,28 | 2,04 | 0,10 | 0,44 | — | 1,21 | 0,07 | 19,80 | 19,29 | 0,94 | —    | 1,07  | 0,16 | —    | 99,40  | 1,644 | — | 1,623 | 0,021 | —  | —  | 2,96 |
| 838 | 52,37 | 1,66 | 0,08 | 0,88 | — | 1,73 | 0,14 | 17,13 | 22,19 | 0,84 | 0,35 | 2,13  | 0,07 | 0,19 | 99,76  | —     | — | —     | —     | —  | —  | —    |
| 839 | 54,50 | —    | —    | —    | — | 1,98 | —    | 18,14 | 25,87 | —    | —    | —     | —    | —    | 100,49 | —     | — | —     | —     | —  | —  | 3,27 |
| 840 | 54,58 | —    | 0,04 | 0,62 | — | 1,38 | 0,02 | 17,49 | 24,76 | 0,32 | —    | 0,69  | —    | —    | 99,84  | —     | — | —     | —     | —  | —  | —    |
| 841 | 54,65 | —    | —    | 0,13 | — | —    | —    | 18,78 | 25,27 | 0,03 | 0,07 | 1,45* | —    | —    | 100,38 | —     | — | —     | —     | —  | —  | 3,26 |

Низкотемпературные породы

Кварциты

|     |       |      |      |       |   |      |      |      |      |       |      |       |      |      |        |       |       |       |       |      |       |       |
|-----|-------|------|------|-------|---|------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|
| 842 | 53,67 | 0,83 | 0,09 | 21,54 | — | 1,84 | 0,06 | 5,51 | 8,34 | 8,42  | 0,07 | 0,10  | —    | —    | 100,47 | 1,776 | —     | 1,736 | 0,040 | 74   | 101,5 | —     |
| 843 | 52,90 | —    | —    | 25,47 | — | 2,25 | 0,45 | 8,60 | 0,35 | 8,02  | 0,53 | 1,07* | 0,12 | —    | 99,76  | 1,820 | —     | 1,741 | 0,068 | 83   | 118   | 3,47  |
| 844 | 53,99 | —    | —    | 32,11 | — | 0,47 | —    | 0,03 | 0,33 | 11,67 | 0,54 | 0,48  | 0,07 | —    | 99,69  | 1,784 | 1,783 | 1,754 | 0,030 | 86   | 114   | —     |
| 845 | 53,46 | 1,32 | —    | 30,98 | — | 1,09 | —    | 0,38 | 0,40 | 12,36 | 0,16 | —     | —    | —    | 100,15 | 1,813 | —     | 1,760 | 0,053 | 86,5 | 109,5 | —     |
| 846 | 51,38 | 2,17 | —    | 31,44 | — | 1,25 | 0,03 | 1,01 | 0,48 | 10,60 | —    | 1,22* | 0,16 | 0,36 | 100,10 | 1,830 | —     | 1,758 | 0,058 | 84   | 112   | 3,49  |
| 847 | 51,91 | 0,09 | 0,09 | 32,97 | — | 0,89 | Сл.  | 0,47 | 0,86 | 11,30 | 0,42 | 0,14  | 0,38 | —    | 99,52  | 1,830 | —     | 1,760 | 0,070 | 87,5 | 116   | 3,54  |
| 848 | 53,84 | —    | —    | 31,94 | — | —    | —    | 0,62 | 0,92 | 12,00 | 0,11 | 0,24  | 0,10 | —    | 99,77  | —     | —     | —     | —     | —    | —     | —     |
| 849 | 52,78 | 0,98 | —    | 32,72 | — | Сл.  | Сл.  | 0,91 | 0,49 | 11,92 | 0,22 | 0,12  | 0,16 | —    | 100,30 | —     | —     | —     | —     | —    | —     | —     |
| 850 | 50,60 | —    | 0,15 | 33,20 | — | —    | —    | 0,10 | 1,89 | 12,90 | —    | 0,56  | 0,40 | —    | 99,80  | 1,800 | —     | 1,746 | 0,054 | 87   | 112   | —     |
| 851 | 53,46 | 1,32 | —    | 30,98 | — | 1,09 | —    | 0,38 | 0,40 | 12,36 | 0,16 | —     | —    | —    | 100,15 | —     | —     | —     | —     | —    | —     | —     |
| 852 | 50,40 | —    | 0,12 | 31,48 | — | 2,26 | 0,07 | 1,23 | 0,88 | 10,60 | 0,53 | 1,58  | 0,15 | —    | 99,30  | 1,830 | —     | 1,765 | 0,065 | —    | —     | 3,59  |
| 853 | 51,40 | —    | 0,04 | 35,89 | — | —    | 0,02 | 0,66 | 0,23 | 10,66 | 0,44 | 0,66  | —    | —    | 100,00 | —     | —     | 0,050 | —     | —    | —     | —     |
| 854 | 50,42 | 2,80 | 0,04 | 33,40 | — | 0,41 | 0,07 | 0,60 | 0,20 | 10,28 | 0,47 | 0,46  | 0,17 | —    | 99,32  | 1,830 | —     | 1,760 | 0,070 | 86,5 | —     | 3,31  |
| 855 | 52,38 | —    | 0,24 | 31,88 | — | 0,98 | 0,00 | 0,58 | 1,46 | 12,04 | 0,31 | 0     | 0    | —    | 99,87  | 1,814 | —     | 1,764 | 0,050 | 83   | 113   | 3,19  |
| 856 | 50,52 | 0,85 | 0,08 | 32,86 | — | 0,43 | 0,02 | 0,85 | 0,70 | 12,71 | 0,13 | 0,61  | 0,03 | —    | 99,79  | —     | —     | 1,763 | —     | —    | —     | —     |
| 857 | 51,64 | 1,05 | 0,04 | 32,98 | — | 0,14 | 0,26 | 0,38 | 0,60 | 12,21 | 0,06 | 0,41  | 0,04 | —    | 99,82  | 1,80  | —     | 1,76  | 0,040 | 84   | 100   | 3,50  |
| 858 | 51,31 | 1,15 | 0,06 | 32,08 | — | 0,09 | 0,92 | 0,38 | 0,59 | 11,70 | 0,18 | 0,35  | 0,01 | 0,04 | 99,86  | 1,81  | —     | 1,76  | 0,05  | 84   | 100   | 3,526 |

Зеленокаменные породы

|     |       |      |      |      |   |      |      |       |       |   |   |       |   |   |         |       |   |       |       |    |    |      |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|-------|-------|---|---|-------|---|---|---------|-------|---|-------|-------|----|----|------|
| 859 | 55,23 | 1,15 | 0    | 0,57 | — | 0,88 | 0    | 17,69 | 25,19 | — | — | —     | — | — | 100,71* | 1,696 | — | 1,665 | 0,031 | 28 | 58 | —    |
| 860 | 53,85 | 1,21 | 0    | 0,82 | — | 2,62 | 0,10 | 15,69 | 25,63 | — | — | 0,23  | — | — | 100,15  | 1,707 | — | 1,678 | 0,029 | 42 | 60 | —    |
| 861 | 50,56 | 2,43 | 0,23 | 3,18 | — | 2,05 | —    | 18,06 | 19,92 | — | — | 3,38* | — | — | 99,81   | —     | — | —     | —     | 37 | —  | 3,30 |
| 862 | 51,92 | 2,54 | 0,3  | —    | — | 6,16 | 1,08 | 12,49 | 24,76 | — | — | 0,44  | — | — | 99,70   | —     | — | —     | —     | —  | —  | —    |

Родингиты и нефритовые породы в серпентинитах

|     |       |      |      |      |   |      |      |       |       |      |      |       |      |   |        |       |       |       |       |      |    |      |
|-----|-------|------|------|------|---|------|------|-------|-------|------|------|-------|------|---|--------|-------|-------|-------|-------|------|----|------|
| 863 | 51,59 | 1,48 | 0,07 | 1,19 | — | 7,92 | 0,11 | 11,18 | 25,15 | 0,48 | 0,08 | 0,30  | 0,16 | — | 99,71  | 1,696 | 1,676 | 1,664 | 0,032 | 40   | 58 | —    |
| 864 | 54,77 | —    | —    | 0,17 | — | 0,89 | 0,11 | 18,46 | 26,33 | —    | —    | —     | —    | — | 100,73 | —     | —     | —     | —     | —    | —  | 3,26 |
| 865 | 57,82 | 0,00 | 0,13 | 1,33 | — | 4,09 | —    | 21,60 | 14,55 | —    | —    | 1,10* | 0,21 | — | 100,83 | —     | —     | —     | —     | —    | —  | —    |
| 866 | 55,45 | 0,41 | 0,05 | 0,14 | — | 2,64 | 0,17 | 17,72 | 23,03 | 0,36 | 0,14 | 0,38  | 0,11 | — | 100,60 | 1,687 | —     | 1,658 | 0,029 | 40,5 | 60 | —    |

(продолжение)

| Ан-<br>лит | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие      | Сумма | Ng    | Nm | Np    | Ng-Np | cNg | 2V° | d,<br>г/см <sup>3</sup> |   |
|------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------|-------|-------|----|-------|-------|-----|-----|-------------------------|---|
| 867        | 49,17            | 6,52                           | 0,11             | 0,59                           | —                              | 7,07 | 0,80 | 10,14 | 22,9  | 0,30              | 0,08             | 1,47*             | 0,43              | NiO<br>0,07 | 99,65 | —     | —  | —     | —     | —   | —   | —                       | — |
| 868        | 54,61            | 1,87                           | Сл.              | —                              | —                              | 1,22 | 0,00 | 18,42 | 23,14 | —                 | —                | —                 | 0,61              | —           | 99,87 | 1,700 | —  | 1,669 | 0,031 | —   | 58  | —                       |   |

## Эклогитовая фация

## Эклогиты в ультраосновных массивах

|     |       |       |      |      |      |      |      |       |       |      |      |       |      |                                       |        |       |       |       |       |      |    |      |
|-----|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|-------|------|---------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|------|----|------|
| 869 | 54,49 | 2,50  | Сл.  | 1,63 | 0,20 | 1,98 | 0,06 | 16,74 | 21,40 | 0,83 | 0,40 | 0,12  | —    | NiO<br>0,03                           | 100,38 | —     | 1,675 | —     | —     | 40   | 58 | —    |
| 870 | 52,47 | 3,58  | —    | 2,39 | 0,03 | 5,35 | 0,11 | 13,44 | 20,66 | 1,79 | 0,01 | 0,21  | 0,03 | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>0,03 | 100,29 | 1,711 | 1,694 | 1,685 | 0,026 | 42   | 61 | 3,35 |
| 871 | 49,2  | 7,1   | —    | 0,1  | —    | 2,5  | —    | 16,0  | 22,4  | 0,8  | 0,2  | 0,7   | —    | —                                     | 99,00* | 1,711 | —     | 1,680 | 0,031 | 38,5 | 57 | —    |
| 872 | 50,78 | 7,24  | 0,23 | 2,96 | —    | 3,35 | 0,03 | 11,92 | 20,12 | 2,84 | 0,06 | 0,66  | —    | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>0,02 | 100,21 | 1,705 | —     | 1,677 | 0,028 | 48   | 62 | —    |
| 873 | 51,86 | 1,02  | 0,20 | 0,99 | —    | 1,73 | 0,02 | 17,09 | 25,24 | 0,08 | 0,06 | 2,13* | —    | —                                     | 100,42 | 1,703 | 1,684 | 1,676 | 0,027 | 43   | 60 | —    |
| 874 | 54,93 | 8,51  | 0,22 | 1,68 | 0,17 | 2,18 | 0,04 | 11,84 | 16,51 | 4,05 | 0,07 | —     | —    | —                                     | 100,20 | —     | —     | —     | —     | —    | —  | —    |
| 875 | 55,00 | 11,54 | 0,32 | 1,44 | 0,10 | 2,79 | 0,09 | 9,15  | 14,50 | 5,41 | 0,06 | —     | —    | —                                     | 100,40 | 1,693 | —     | 1,675 | 0,018 | 48   | 72 | —    |

## Дистенитовые эклогиты

|      |       |       |      |       |      |      |      |       |       |      |       |      |      |                                       |        |       |       |       |       |    |      |       |
|------|-------|-------|------|-------|------|------|------|-------|-------|------|-------|------|------|---------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|----|------|-------|
| 876  | 55,24 | 9,76  | 0,10 | 6,52* | 0,06 | 1,63 | 0,01 | 8,32  | 13,65 | 3,28 | 0,61  | 0,61 | 0,04 | NiO<br>0,05                           | 99,94  | 1,710 | —     | 1,678 | 0,032 | 44 | 66   | —     |
| 877  | 53,52 | 9,50  | 0,04 | 0,49  | 0,38 | 1,70 | 0,00 | 12,89 | 17,18 | 3,70 | 0,12  | 0,72 | —    | —                                     | 100,26 | 1,694 | 1,680 | 1,667 | 0,027 | 58 | 69,5 | 3,357 |
| 878  | 52,40 | 9,80  | 0,02 | 1,98  | 0,24 | 1,47 | 0,05 | 12,35 | 17,97 | 2,74 | 0,13  | 0,42 | —    | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>0,07 | 99,64  | 1,696 | —     | 1,680 | 0,016 | —  | —    | —     |
| 879  | 53,89 | 8,30  | 0,20 | 1,10  | 0,40 | 1,53 | 0,00 | 13,24 | 18,18 | 3,18 | 0,11  | —    | —    | —                                     | 100,13 | 1,695 | 1,683 | 1,667 | 0,028 | 58 | 68   | 3,351 |
| 880* | 53,26 | 7,61  | 0,60 | 1,79  | 1,20 | 2,07 | 0,04 | 11,70 | 17,36 | 3,08 | 1,00* | 0,50 | 0,16 | 0,20                                  | 100,47 | 1,702 | 1,682 | 1,674 | 0,028 | 41 | 65   | 3,182 |
| 881  | 54,75 | 10,11 | 0,21 | 2,05  | Сл.  | 2,12 | 0,05 | 9,82  | 15,64 | 5,04 | 0,05  | —    | —    | —                                     | 99,84  | 1,688 | —     | 1,665 | 0,023 | 52 | 73   | 3,20  |
| 882  | 55,20 | 7,21  | 0,12 | 0,18  | —    | 1,34 | 0,01 | 13,24 | 19,52 | 3,30 | 0,02  | —    | 0,0  | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>0,02 | 100,16 | —     | —     | —     | —     | —  | —    | —     |
| 883  | 54,48 | 8,20  | 0,57 | 0,48  | —    | 1,23 | 0,02 | 12,72 | 19,40 | 2,88 | 0,10  | 0    | —    | —                                     | 100,08 | 1,694 | 1,680 | 1,670 | 0,024 | 43 | 64   | 3,30  |
| 884  | 54,88 | 10,44 | 0,39 | 5,80  | —    | 3,31 | —    | 6,41  | 12,94 | 5,31 | 0,34  | 0,23 | —    | —                                     | 100,05 | —     | 1,670 | —     | —     | 36 | —    | 3,31  |

## Эклогиты в гнейсах

|     |       |       |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |   |   |        |   |       |   |   |    |       |      |
|-----|-------|-------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|---|---|--------|---|-------|---|---|----|-------|------|
| 885 | 55,50 | 7,17  | 0,15 | 2,82 | — | 2,06  | 0,05 | 11,32 | 16,85 | 3,92 | 0,57 | 0,08 | — | — | 100,55 | — | 1,683 | — | — | 42 | 67    | 3,33 |
| 886 | 48,61 | 14,6  | —    | —    | — | 10,46 | —    | 9,66  | 13,32 | 2,07 | 0,42 | —    | — | — | 99,14  | — | 1,685 | — | — | —  | 60    | 3,34 |
| 887 | 54,03 | 11,54 | 0,54 | 5,62 | — | 4,09  | 0,05 | 5,13  | 11,82 | 6,81 | 0,20 | 0,29 | — | — | 100,12 | — | 1,697 | — | — | 41 | 82,67 | 3,36 |

|     |       |       |      |      |      |      |      |       |       |      |       |      |      |      |        |       |       |       |       |      |       |   |       |   |
|-----|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|-------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|------|-------|---|-------|---|
| 888 | 52,63 | 8,29  | 0,43 | 4,47 | —    | 4,17 | 0,05 | 9,12  | 16,48 | 4,19 | 0,02  | —    | 0,01 | —    | 99,86  | —     | —     | —     | —     | —    | —     | — | —     | — |
| 889 | 53,48 | 9,52  | 1,04 | 3,00 | —    | 5,84 | —    | 6,34  | 14,87 | 3,97 | 0,63* | 0,73 | —    | —    | 99,42  | 1,717 | 1,700 | 1,69  | 0,027 | 43   | 60    | — | 3,31  |   |
| 890 | 52,54 | 3,58  | 0,33 | 3,69 | —    | 7,43 | 0,07 | 10,89 | 19,20 | 2,26 | 0,01  | —    | 0,01 | —    | 100,01 | —     | —     | —     | —     | —    | —     | — | —     |   |
| 891 | 52,82 | 6,42  | 0,25 | 2,30 | —    | 3,07 | 0,03 | 13,49 | 19,06 | 1,82 | —     | 0,48 | 0,15 | —    | 99,89  | 1,700 | —     | 1,679 | 0,021 | 43   | 72    | — | 3,25  |   |
| 892 | 54,21 | 10,91 | 0,46 | 3,12 | —    | 1,33 | —    | 10,03 | 14,61 | 4,51 | 0,92  | —    | 0,05 | —    | 100,15 | 1,702 | —     | 1,681 | 0,018 | 40   | 66—72 | — | 3,33  |   |
| 893 | 52,35 | 9,69  | —    | —    | —    | 4,08 | —    | 12,85 | 18,05 | 1,73 | 0,32  | —    | 0,62 | —    | 99,69  | —     | —     | —     | —     | —    | —     | — | —     |   |
| 894 | 52,65 | 10,26 | 1,34 | 2,98 | —    | 4,08 | 0,04 | 9,13  | 15,32 | 3,68 | 0,59  | 0,03 | —    | —    | 100,10 | —     | —     | —     | 0,022 | 38   | 71    | — | 3,33  |   |
| 895 | 52,76 | 8,11  | 0,23 | 1,88 | —    | 6,50 | 0,02 | 8,81  | 17,90 | 3,58 | 0,37  | —    | —    | —    | 100,16 | —     | —     | —     | —     | —    | —     | — | —     |   |
| 896 | 54,99 | 9,98  | 0,22 | 1,69 | 0,13 | 1,46 | —    | 11,13 | 15,41 | 4,63 | 0,01  | 0,45 | —    | 0,02 | 100,12 | —     | —     | —     | —     | —    | —     | — | —     |   |
| 897 | 53,58 | 9,92  | 0,32 | 1,77 | —    | 2,39 | 0,01 | 11,85 | 15,55 | 4,54 | 0,24  | 0,44 | 0,02 | 0,40 | 100,73 | 1,692 | 1,674 | 1,668 | 0,024 | 44   | 68    | — | —     |   |
| 898 | 55,73 | 12,76 | 0,27 | 0,07 | 0,17 | 3,23 | 0,04 | 9,07  | 14,07 | 4,40 | —     | 0,02 | —    | 0,15 | 99,98  | 1,688 | 1,673 | 1,665 | 0,023 | 38,5 | 71,5  | — | —     |   |
| 899 | 51,55 | 10,35 | 0,66 | 2,70 | —    | 3,51 | 0,12 | 10,9  | 16,22 | 2,65 | 0,28  | 0,55 | 0,11 | —    | 99,90  | 1,696 | —     | 1,678 | 0,018 | 42   | 73    | — | 3,375 |   |
| 900 | 51,62 | 15,47 | 0,80 | 1,48 | —    | 4,29 | 0,08 | 6,29  | 15,25 | 3,83 | 0,27  | 0,49 | —    | —    | 99,87  | 1,704 | —     | 1,684 | 0,020 | 39   | 70    | — | 3,39  |   |
| 901 | 52,07 | 10,25 | 0,73 | 3,39 | —    | 5,07 | 0,09 | 9,42  | 14,93 | 3,93 | 0,14  | 0,45 | —    | —    | 100,47 | 1,704 | —     | 1,686 | 0,018 | 36   | 73    | — | 3,418 |   |
| 902 | 53,09 | 7,27  | 2,15 | 7,35 | —    | 3,81 | 0,06 | 7,34  | 13,81 | 3,23 | 0,58  | 0,42 | —    | 0,92 | 100,03 | 1,699 | 1,686 | 1,679 | 0,030 | 43   | 76    | — | —     |   |
| 903 | 53,60 | 12,15 | 0,33 | 2,28 | —    | 3,86 | 0,06 | 8,55  | 15,56 | 2,56 | 0,31  | 0,47 | 0,06 | 0,13 | 100,22 | 1,697 | 1,675 | 1,665 | 0,032 | 42   | 70    | — | —     |   |
| 904 | 53,56 | 10,33 | 0,25 | 2,85 | 0,06 | 2,70 | 0,09 | 8,23  | 14,83 | 5,36 | 0,15  | 0,44 | 0,33 | —    | 99,88  | 1,698 | —     | 1,665 | 0,033 | 38   | 76    | — | —     |   |
| 905 | 56,02 | 11,41 | 0,21 | 2,86 | 0,03 | 2,05 | 0,10 | 8,82  | 11,78 | 6,45 | 0,04  | —    | —    | —    | 99,77  | 1,692 | —     | 1,673 | 0,019 | 40   | 73,5  | — | 3,33  |   |
| 906 | 55,30 | 10,33 | 0,21 | 2,72 | 0,02 | 2,77 | 0,07 | 8,90  | 14,47 | 5,40 | 0,08  | —    | —    | —    | 100,27 | 1,693 | —     | 1,674 | 0,019 | 38   | 75    | — | —     |   |
| 907 | 54,80 | 11,58 | 0,23 | 1,05 | —    | 2,53 | 0,05 | 8,60  | 13,65 | 6,65 | 0,09  | 0,20 | 0,63 | —    | 100,06 | 1,696 | —     | 1,672 | 0,024 | 45   | 75    | — | 3,321 |   |

## Низкотемпературные сланцы

|     |       |       |      |      |       |      |      |      |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |    |    |    |       |
|-----|-------|-------|------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|----|-------|
| 908 | 56,2  | 10,2  | 0,2  | 1,5  | —     | 2,3  | 0,1  | 10,2 | 12,2  | 5,8  | 0,2  | 0,8  | —    | —    | 99,7   | 1,694 | 1,681 | 1,671 | 0,023 | 42 | 74 | —  | —     |
| 909 | 51,39 | 10,37 | 1,16 | 7,07 | —     | 2,48 | —    | 8,35 | 11,85 | 7,30 | 0    | 0    | —    | —    | 99,97  | 1,716 | 1,703 | 1,695 | 0,021 | —  | —  | —  | 3,3   |
| 910 | 55,32 | 9,32  | 0,22 | 5,00 | —     | 3,71 | —    | 7,66 | 12,16 | 5,95 | —    | 0,16 | —    | —    | 99,50  | 1,706 | —     | 1,688 | 0,018 | —  | —  | —  | —     |
| 911 | 55,60 | 12,37 | 0,22 | 2,93 | 0,01  | 3,12 | 0,03 | 6,17 | 12,08 | 6,93 | 0,06 | 0,80 | —    | —    | 100,32 | 1,710 | —     | 1,682 | 0,028 | —  | —  | —  | —     |
| 912 | 55,90 | 18,66 | 0,38 | 1,18 | —     | 2,21 | —    | 6,90 | 9,78  | 9,20 | 0,76 | 0,16 | —    | —    | 100,13 | 1,689 | —     | 1,670 | 0,019 | —  | —  | —  | —     |
| 913 | 54,44 | 12,51 | 0,56 | 2,10 | —     | 2,50 | 0,03 | 7,04 | 10,65 | 9,00 | 0,09 | 0,16 | —    | —    | 99,08* | 1,691 | —     | 1,672 | 0,019 | —  | —  | —  | —     |
| 914 | 56,42 | 11,84 | 0,40 | 0,88 | —     | 2,15 | —    | 8,50 | 12,79 | 6,82 | 0,12 | 0,34 | —    | —    | 100,26 | 1,684 | —     | 1,664 | 0,020 | —  | —  | —  | —     |
| 915 | 55,08 | 10,04 | 0,24 | 3,00 | —     | 2,65 | —    | 8,60 | 14,12 | 6,00 | 0,06 | 0,46 | —    | —    | 100,25 | 1,702 | —     | 1,680 | 0,022 | —  | —  | —  | —     |
| 916 | 54,10 | 10,10 | 0,25 | 7,50 | —     | 3,06 | —    | 5,95 | 9,70  | 8,90 | 0,12 | 0,30 | —    | —    | 99,98  | 1,708 | —     | 1,690 | 0,018 | —  | —  | —  | —     |
| 917 | 53,48 | 11,37 | 0,45 | 6,51 | 0,017 | 1,42 | 0,01 | 7,33 | 12,28 | 6,30 | 0,02 | 0,43 | —    | 0,10 | 99,72  | 1,714 | —     | 1,635 | 0,029 | —  | 70 | —  | 3,36  |
| 918 | 55,31 | 9,56  | 0,38 | 5,14 | —     | 3,04 | 0,01 | 8,61 | 11,49 | 6,52 | 0,1  | 0,51 | 0,05 | 0,05 | 100,62 | —     | 1,688 | —     | —     | —  | 35 | 70 | —     |
| 919 | 52,9  | 11,7  | 0,6  | 6,3  | —     | 1,4  | 0,02 | 7,2  | 12,3  | 5,48 | 0,37 | 1,4  | 0,00 | —    | 99,67  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —  | —     |
| 920 | 54,3  | 10,00 | 0,20 | 3,5  | —     | 3,2  | 0,02 | 8,2  | 13,3  | 6,8  | 0,02 | 0,12 | 0,06 | —    | 99,72  | 1,705 | 1,689 | 1,682 | 0,023 | 48 | 69 | —  | 3,34  |
| 921 | 54,6  | 10,7  | 0,52 | 2,0  | —     | 3,8  | 0,04 | 7,7  | 15,0  | 5,9  | 0,02 | 0,33 | 0,02 | —    | 100,63 | 1,697 | 1,684 | 1,679 | 0,018 | 47 | 73 | —  | 3,32  |
| 922 | 53,4  | 10,10 | 0,32 | 5,5  | —     | 3,0  | 0,19 | 7,4  | 13,3  | 6,6  | 0,04 | 0,30 | 0,04 | —    | 100,1  | 1,706 | 1,690 | 1,684 | 0,022 | 48 | 67 | —  | 3,34  |
| 923 | 53,2  | 9,8   | 0,21 | 7,4  | —     | 4,1  | 0,14 | 5,6  | 13,2  | 5,5  | 0,02 | —    | —    | —    | 100,2  | 1,714 | 1,700 | 1,694 | 0,020 | 55 | 71 | —  | 3,35  |
| 924 | 54,9  | 9,7   | 0,15 | 4,3  | —     | 3,1  | 0,05 | 7,7  | 13,1  | 6,8  | 0,02 | 0,11 | 0,05 | —    | 99,93  | 1,701 | 1,690 | 1,684 | 0,017 | 48 | 70 | —  | 3,33  |
| 925 | 54,7  | 10,3  | 0,18 | 3,8  | —     | 3,60 | 0,03 | 7,5  | 13,4  | 6,5  | 0,02 | 0,28 | 0,07 | —    | 100,4  | 1,700 | 1,688 | 1,681 | 0,019 | 48 | 71 | —  | 3,32  |
| 926 | 53,31 | 10,52 | 0,26 | 4,11 | —     | 2,84 | 0,05 | 8,42 | 14,50 | 5,90 | 0,05 | 0,16 | —    | —    | 100,12 | 1,710 | 1,692 | 1,688 | 0,022 | 47 | 76 | —  | 3,364 |

(продолжение)

| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg | 2V° | d, c/с м <sup>3</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-----|-----|-----------------------|
| 927    | 53,12            | 10,31                          | 0,31             | 4,55                           | —                              | 3,00 | 0,08 | 7,54  | 15,03 | 5,81              | 0,03             | 0,13              | 0,06              | —      | 99,97  | 1,696 | 1,688 | 1,673 | 0,023 | 58  | 72  | —                     |
| 928    | 54,75            | 9,40                           | 1,95             | 4,00                           | —                              | 4,64 | 0,01 | 6,47  | 10,95 | 6,92              | —                | 0,14              | 0,16              | 0,10   | 99,49  | —     | 1,670 | —     | —     | 48  | 76  | 3,315                 |
| 929    | 53,71            | 10,22                          | 0,32             | 4,51                           | —                              | 2,55 | 0,02 | 8,80  | 12,85 | 5,80              | 0,08             | 0,20              | 0,80              | —      | 99,86  | 1,696 | —     | 1,668 | 0,028 | 44  | 77  | —                     |
| 930    | 52,82            | 11,11                          | 0,31             | 3,06                           | —                              | 4,24 | —    | 8,01  | 14,80 | 4,24              | 0,19             | 0,36              | —                 | 0,79   | 99,93  | 1,695 | 1,681 | 1,673 | 0,022 | 42  | 74  | 3,30                  |
| 931    | 53,00            | 4,85                           | 0,3              | 2,79                           | —                              | 0,71 | Сл.  | 14,86 | 20,35 | 3,08              | 0,04             | 0,18              | 0,06              | —      | 100,22 | 1,696 | 1,676 | 1,669 | 0,027 | —   | 64  | 3,302                 |
| 932    | 53,80            | 4,93                           | 0,02             | 2,95                           | —                              | 0,85 | —    | 14,01 | 19,55 | 3,64              | 0,03             | 0,18              | 0,06              | —      | 100,02 | 1,693 | 1,675 | 1,668 | 0,025 | —   | 62  | 3,294                 |
| 933    | 53,21            | 12,86                          | 0,54             | 1,76                           | —                              | 2,79 | 0,03 | 8,59  | 14,69 | 4,51              | 0,23             | 0,11              | 0,25              | 0,06   | 99,63  | 1,685 | 1,670 | 1,664 | 0,021 | 35  | 66  | 3,401                 |

## Основные глаукофановые сланцы

|     |       |       |      |       |   |      |      |      |       |       |      |      |      |                                       |        |       |       |       |       |    |    |      |
|-----|-------|-------|------|-------|---|------|------|------|-------|-------|------|------|------|---------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|------|
| 934 | 52,41 | 9,47  | 1,56 | 15,54 | — | 1,43 | 0,12 | 2,96 | 5,06  | 9,97  | 0,10 | 1,10 | 0,08 | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>0,06 | 99,86  | 1,750 | —     | 1,726 | 0,024 | 85 | 80 | —    |
| 935 | 53,57 | 9,14  | 0,18 | 8,93  | — | 1,04 | 0,11 | 6,38 | 10,57 | 8,54  | 0,57 | 0,08 | —    | 0,13                                  | 99,24  | 1,701 | —     | 1,690 | 0,011 | 85 | 87 | —    |
| 936 | 43,32 | 9,71  | 1,89 | 10,64 | — | 7,39 | 0,12 | 7,39 | 13,34 | 3,73  | 0,21 | 0,88 | 1,03 | 0,09                                  | 99,74  | —     | —     | 1,713 | —     | 63 | 65 | —    |
| 937 | 55,10 | 8,25  | 0,35 | 4,82  | — | 3,79 | 0,24 | 7,42 | 12,83 | 6,60  | 0,04 | 0,22 | 0,05 | —                                     | 99,71  | 1,707 | 1,699 | 1,691 | —     | 50 | 77 | —    |
| 938 | 51,8  | 11,2  | 2,8  | 11,3  | — | 2,4  | 0,11 | 3,6  | 5,1   | 9,6   | 0,38 | 1,9  | —    | —                                     | 100,2  | 1,685 | 1,679 | 1,677 | 0,008 | 49 | 74 | 3,30 |
| 939 | 54,8  | 10,2  | 0,59 | 2,4   | — | 4,0  | 0,14 | 7,6  | 13,5  | 6,3   | 0,05 | 0,56 | 0,10 | —                                     | 100,2  | 1,694 | 1,682 | 1,677 | 0,017 | 45 | 69 | 3,30 |
| 940 | 52,3  | 9,0   | 0,20 | 10,0  | — | 13,8 | —    | 1,0  | 6,5   | 7,2   | 0,05 | —    | —    | —                                     | 100,05 | 1,725 | 1,706 | 1,697 | 0,028 | 56 | 70 | 3,36 |
| 941 | 59,67 | 23,61 | —    | 0,33  | — | 0,16 | 0,16 | 0,47 | 0,82  | 14,24 | 0,71 | 0,13 | 0    | —                                     | 100,30 | 1,670 | —     | 1,656 | 0,014 | —  | 71 | 3,30 |

## Метапелиты и метаграувакки в глаукофансланцевых толщах

|     |       |       |      |       |      |      |      |      |       |       |      |      |      |       |        |       |       |       |       |    |      |      |
|-----|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|----|------|------|
| 942 | 54,10 | 12,10 | 1,30 | 14,06 | —    | 0,85 | —    | 2,90 | 3,55  | 9,39  | 1,08 | —    | —    | —     | —      | 99,33 | —     | —     | —     | —  | —    | —    |
| 943 | 53,7  | 8,50  | 0,06 | 18,1  | —    | 3,9  | 0,11 | 2,50 | 1,7   | 11,2  | 0,0  | —    | —    | —     | —      | 99,8  | —     | —     | —     | —  | —    | —    |
| 944 | 51,71 | 10,85 | 0,35 | 18,45 | —    | 1,62 | 0,48 | 1,44 | 3,18  | 10,16 | 0,86 | 0,70 | 0,13 | —     | 99,93  | 1,772 | 1,765 | 1,750 | 0,022 | —  | 73   | 3,49 |
| 945 | 51,80 | 3,61  | 0,06 | 16,49 | —    | 2,03 | 0,96 | 6,98 | 10,86 | 7,01  | 0,13 | 0,43 | 0,08 | 0,02  | 100,46 | —     | 1,735 | —     | —     | —  | 75   | —    |
| 946 | 52,26 | 8,59  | 0,15 | 12,54 | —    | 1,17 | 0,90 | 5,22 | 9,77  | 7,55  | —    | 0,55 | 0,13 | —     | 99,83  | 1,739 | —     | 1,723 | 0,016 | —  | 72,5 | —    |
| 947 | 52,47 | 6,98  | 0,10 | 17,39 | —    | 1,25 | 1,07 | 4,88 | 6,87  | 8,51  | 0,28 | 0,43 | —    | 0,01  | 100,24 | 1,747 | 1,736 | —     | —     | —  | 70   | —    |
| 948 | 64,80 | 19,40 | 0,10 | 1,20  | —    | —    | 0,05 | 1,90 | 1,00  | 10,70 | 0,70 | —    | 0,40 | 0,15  | 100,40 | —     | —     | —     | —     | —  | —    | —    |
| 949 | 59,2  | 21,94 | 0,50 | 1,42  | 0,01 | 0,64 | 0,03 | 1,04 | 1,14  | 13,7  | 0,08 | —    | —    | 0,115 | 99,88  | 1,678 | 1,671 | 1,670 | 0,008 | 64 | 40   | 3,32 |
| 950 | 60,64 | 18,17 | 1,29 | 3,68  | —    | 0,53 | 0,07 | 1,09 | 2,13  | 11,36 | 0,25 | 0,78 | 0,11 | —     | 100,10 | 1,670 | 1,663 | 1,659 | 0,011 | 53 | 86   | —    |
| 951 | 58,51 | 22,00 | —    | 3,31  | —    | 0,98 | —    | 0,50 | 0,71  | 13,74 | 0,26 | —    | —    | —     | 100,01 | 1,67  | —     | 1,55  | 0,012 | 45 | 72,5 | 3,28 |

## Жадентовые породы

|     |       |       |      |       |      |      |      |      |       |       |      |       |      |      |        |        |        |       |       |       |    |   |        |
|-----|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|-------|-------|------|-------|------|------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|----|---|--------|
| 952 | 56,28 | 12,18 | 0,03 | 0,85  | —    | 1,28 | 0,13 | 9,02 | 12,60 | 6,32  | 0,11 | 1,0   | 0,00 | —    | 99,80  | 1,688  | 1,680  | 1,668 | 0,020 | —     | —  | — | 3,196  |
| 953 | 58,02 | 22,96 | 0,04 | 0,77  | —    | 0,18 | 0,01 | 1,70 | 1,58  | 12,38 | 0,16 | 0,87  | 0,61 | —    | 99,28  | 1,673  | —      | 1,658 | 0,015 | 33    | —  | — | —      |
| 954 | 58,35 | 23,90 | 0,04 | 0,66  | —    | 0,08 | 0,00 | 0,78 | 0,98  | 12,55 | 0,12 | 1,24* | 0,67 | —    | 99,37  | 1,673  | 1,663  | 1,658 | 0,015 | 33    | —  | — | —      |
| 955 | 61,66 | 21,81 | 0,05 | 0,32  | —    | 0,24 | 0,05 | 0,98 | 1,38  | 12,27 | 0,57 | 0,44  | 0,10 | —    | 99,87  | 1,652  | 1,645  | 1,640 | 0,012 | 40    | 67 | — | —      |
| 956 | 59,18 | 22,96 | —    | 1,87* | —    | —    | —    | 0,67 | 1,52  | 12,71 | —    | —     | —    | 0,90 | 99,81  | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,32   |
| 957 | 58,18 | 23,53 | —    | 1,67* | —    | —    | —    | 1,72 | 2,35  | 11,81 | 0,77 | —     | —    | 0,53 | 100,56 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,190  |
| 958 | 58,88 | 25,93 | —    | 0,24* | 0,12 | —    | —    | 0,36 | 0,40  | 11,64 | 0,63 | —     | —    | 1,81 | 100,01 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,01   |
| 959 | 59,03 | 23,26 | —    | 0,41  | 0,26 | 0,42 | —    | 1,31 | 0,92  | 13,31 | 0,31 | 0,65  | 0,09 | —    | 99,97  | 1,668  | —      | 1,650 | 0,018 | —     | —  | — | —      |
| 960 | 59,80 | 21,79 | 0,02 | 0,20  | 0,05 | 0,66 | —    | 2,25 | 2,50  | 12,50 | 0,27 | 0,32  | —    | —    | 100,36 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,05   |
| 961 | 56,65 | 20,16 | —    | 1,66  | 0,09 | 0,56 | —    | 3,99 | 2,97  | 12,15 | 0,46 | 0,96  | —    | —    | 99,65  | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,28   |
| 962 | 50,82 | 20,22 | 0,33 | 6,42  | —    | 1,95 | —    | 3,18 | 3,77  | 12,12 | —    | 1,25  | —    | —    | 100,06 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | —      |
| 963 | 58,07 | 24,89 | 0,03 | 0,43  | —    | —    | —    | 0,01 | 0,14  | 16,62 | 0,04 | —     | —    | —    | 100,23 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | —      |
| 964 | 58,46 | 24,21 | —    | 0,48  | —    | 0,76 | 0,03 | 0,39 | 1,74  | 12,71 | 0,35 | 0,69  | 0,11 | —    | 99,93  | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | —      |
| 965 | 59,51 | 24,31 | 0,01 | 0,35  | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,58 | 0,77  | 14,37 | 0,02 | 0,06  | —    | —    | 100,03 | 1,667  | 1,660  | 1,654 | 0,013 | —     | —  | — | —      |
| 966 | 58,86 | 25,12 | —    | 0,16  | —    | 0,12 | Сл.  | 0,27 | 0,44  | 14,62 | 0,08 | 0,04  | 0,15 | —    | 99,86  | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,3269 |
| 967 | 58,18 | 21,40 | —    | 0,29  | —    | 2,53 | 0,08 | 2,65 | 3,82  | 9,95  | 0,16 | 0,50  | 0,19 | —    | 99,75  | 1,683  | —      | 1,660 | 0,023 | 33—42 | 72 | — | —      |
| 968 | 59,77 | 24,1  | —    | 0,54  | —    | —    | —    | 0,29 | 0,62  | 13,61 | 0,17 | 0,36  | —    | —    | 99,46  | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,323  |
| 969 | 59,07 | 25,27 | —    | 0,22  | —    | —    | Сл.  | 0,26 | 0,46  | 13,62 | 0,72 | 0,26  | —    | 0,19 | 99,81  | 1,668± | 1,660± | 1,657 | 0,011 | 32    | 74 | — | —      |
|     |       |       |      |       |      |      |      |      |       |       |      |       |      |      |        | 0,002  | 0,002  | —     | —     | —     | —  | — | —      |
| 970 | 59,02 | 24,88 | —    | 1,23  | —    | 0,28 | 0,19 | 1,10 | 1,15  | 11,21 | 1,34 | 0,07  | —    | —    | 100,47 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,3381 |
| 971 | 58,40 | 27,05 | —    | —     | —    | —    | Сл.  | 0,57 | 0,65  | 11,37 | 2,40 | 0,18  | —    | —    | 100,42 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,3373 |
| 972 | 58,93 | 25,39 | 0,15 | —     | —    | —    | >    | 0,29 | 0,72  | 12,90 | 1,63 | 0,23  | —    | —    | 100,24 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,3316 |
| 973 | 57,60 | 25,75 | —    | —     | —    | —    | >    | 0,13 | 0,58  | 13,31 | 2,20 | 0,25  | —    | —    | 99,82  | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,3303 |
| 974 | 58,70 | 22,55 | 0,0  | 0,48  | 0,08 | 0,53 | 0,0  | 2,14 | 3,07  | 12,87 | 0,15 | 0,12  | —    | —    | 100,69 | 1,672  | —      | 1,655 | 0,017 | —     | —  | — | 3,183  |
| 975 | 58,12 | 20,32 | 0,31 | 2,49  | 0,01 | 0,77 | 0,07 | 2,16 | 3,13  | 12,43 | 0,10 | 0,16  | —    | —    | 100,07 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,355  |
| 976 | 58,21 | 23,72 | 0,04 | 0,91  | —    | 0,24 | 0,04 | 1,20 | 1,79  | 13,07 | 0,18 | 0,46  | —    | —    | 99,86  | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | —      |
| 977 | 58,26 | 22,23 | 0,04 | 0,71  | —    | 0,21 | 0,03 | 2,18 | 3,72  | 11,91 | 0,40 | 0,44  | —    | —    | 100,13 | 1,673  | 1,660  | 1,655 | 0,018 | —     | —  | — | —      |
| 978 | 57,39 | 18,93 | 0,44 | 4,45  | —    | 0,81 | 0,09 | 1,92 | 2,74  | 12,46 | 0,11 | 0,54  | —    | —    | 99,88  | 1,690  | 1,650  | 1,674 | 0,015 | —     | —  | — | 3,289  |
| 979 | 59,35 | 22,18 | 0,18 | 1,15  | —    | 0,32 | 0,01 | 1,77 | 2,57  | 12,20 | 0,20 | 0,20  | —    | —    | 100,13 | 1,672  | 1,660  | 1,658 | 0,014 | —     | —  | — | 3,356  |
| 980 | 55,50 | 12,33 | —    | 1,41  | —    | 1,33 | 0,05 | 8,72 | 12,76 | 6,94  | 0,25 | 0,30  | —    | —    | 99,59  | 1,688  | 1,674  | 1,666 | 0,022 | 45    | 79 | — | 3,270  |
| 981 | 56,92 | 18,74 | —    | 5,73  | —    | —    | —    | 2,64 | 4,31  | 12,11 | 0,25 | —     | —    | —    | 100,70 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,346  |
| 982 | 55,11 | 9,66  | —    | 7,55  | —    | —    | —    | 7,33 | 12,04 | 7,84  | —    | 0,33  | —    | —    | 99,86  | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,07   |
| 983 | 58,39 | 22,77 | 0,13 | 2,42  | —    | 0,27 | 0    | 1,27 | 1,70  | 12,39 | 0,27 | 0,32  | 0    | —    | 99,93  | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,418  |
| 984 | 58,41 | 21,35 | 0,17 | 1,31  | —    | 0,31 | Сл.  | 2,01 | 3,45  | 12,03 | 0,77 | 0,40  | —    | —    | 100,21 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,361  |
| 985 | 55,11 | 13,49 | 0,36 | 10,09 | —    | 1,52 | 0,45 | 2,54 | 5,05  | 11,42 | 0,37 | 0,35  | —    | —    | 100,75 | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | 3,42   |
| 986 | 56,45 | 17,02 | —    | 7,62  | —    | —    | —    | 2,32 | 4,76  | 11,46 | —    | —     | —    | —    | 99,63  | —      | —      | —     | —     | —     | —  | — | —      |
| 987 | 60,03 | 22,78 | —    | 0,32  | —    | —    | —    | 1,00 | 1,14  | 13,77 | —    | —     | —    | —    | 99,37  | 1,669  | 1,659  | 1,655 | 0,014 | 35    | 70 | — | —      |
| 988 | 59,00 | 23,59 | 0,26 | 1,25  | —    | 0,27 | 0,02 | 1,04 | 1,32  | 11,77 | 0,41 | 0,59  | 0,20 | —    | 99,72  | 1,668  | —      | 1,656 | 0,012 | 36    | 76 | — | 3,18   |
| 989 | 58,62 | 25,28 | —    | 0,20  | —    | —    | —    | 0,48 | 0,78  | 14,54 | —    | 0,82  | —    | —    | 100,72 | 1,676  | 1,662  | 1,660 | 0,016 | 33    | 70 | — | —      |
| 990 | 57,21 | 17,56 | —    | 1,76  | 0,05 | 0,84 | —    | 6,16 | 10,17 | 6,14  | —    | 0,42  | 0,08 | —    | 100,39 | 1,677  | —      | 1,657 | 0,020 | 37    | 75 | — | 3,30   |



(продолжение)

| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg   | 2ψ°   | d, г/см <sup>3</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------|
| 991    | 58,63            | 21,73                          | 0,06             | 1,48                           | —                              | 0,47 | 0,03  | 1,01 | 3,07  | 11,90             | 0,93*            | 0,59              | —                 | —      | 99,90  | 1,675 | —     | 1,655 | 0,020 | 33—37 | 74—77 | —                    |
| 992    | 58,20            | 21,92                          | 0,06             | 0,94                           | —                              | —    | —     | 1,72 | 2,46  | 14,13             | 0,29             | 0,50              | —                 | —      | 100,31 | 1,674 | 1,668 | 1,658 | 0,016 | 40    | 70°   | 3,14                 |
| 993    | 59,29            | 24,15                          | 0,05             | 0,48                           | Сл.                            | 0,29 | 0,013 | 0,36 | 1,54  | 13,47             | 0,30             | 0,73              | —                 | —      | 100,67 | 1,670 | —     | 1,656 | 0,014 | 36    | 74    | —                    |
| 994    | 53,75            | 12,03                          | 0,06             | 3,44                           | —                              | 0,86 | 0,17  | 7,87 | 14,30 | 7,28              | 0,20             | 0,55              | —                 | —      | 100,41 | 1,693 | —     | 1,664 | 0,029 | 46    | 76—78 | —                    |
| 995    | 58,87            | 21,60                          | 0,34             | 1,44                           | —                              | 0,45 | 0,01  | 1,66 | 2,77  | 12,79             | 0,08             | 0,04              | 0,16              | —      | 100,21 | 1,676 | 1,665 | 1,659 | 0,017 | 36    | 76    | —                    |
| 996    | 56,59            | 13,71                          | 0,10             | 2,35                           | —                              | 1,35 | 0,10  | 6,75 | 10,32 | 8,77              | 0,10             | 0,04              | 0,16              | —      | 100,34 | 1,702 | 1,680 | 1,668 | 0,034 | 45    | 80    | —                    |
| 997    | 55,65            | 9,96                           | 0,756            | 5,52                           | —                              | 2,66 | 0,163 | 6,37 | 10,15 | 7,82              | 0,19             | 0,77              | 0                 | —      | 100,01 | 1,715 | —     | 1,684 | 0,026 | 50    | —     | —                    |
| 998    | 56,54            | 18,38                          | 0,44             | 5,67                           | 0,01                           | 1,05 | 0,10  | 1,44 | 2,69  | 13,00             | 0,03             | 0,20              | 0,05              | 0,01   | 99,60  | 1,685 | 1,681 | 1,679 | 0,006 | 38    | 64    | —                    |
| 999    | 59,38            | 25,82                          | 0,04             | 0,45                           | 0,01                           | —    | —     | 0,12 | 0,13  | 13,40             | 0,02             | 0,16              | 0,22              | —      | 99,75  | 1,666 | 1,657 | 1,654 | 0,012 | 34    | 70    | 3,43                 |
| 1000   | 59,06            | 24,62                          | 0,08             | 0,41                           | 0                              | 0,18 | 0,03  | 0,17 | 0,35  | 14,95             | 0,01             | 0,07              | 0,03              | —      | 99,96  | 1,666 | 1,656 | 1,654 | 0,012 | 35    | 70    | —                    |
| 1001   | 56,69            | 20,46                          | —                | 4,49                           | —                              | 0,75 | 0     | 1,64 | 3,28  | 11,65             | 1,15             | 0,48              | —                 | —      | 100,59 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | 3,303                |

## Бланфордиты

|      |       |       |      |       |   |      |      |      |       |       |       |      |      |      |       |       |       |       |       |    |    |   |
|------|-------|-------|------|-------|---|------|------|------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|----|----|---|
| 1002 | 52,86 | 1,43  | 0,75 | 27,61 | — | —    | 0,09 | 1,47 | 1,57  | 11,94 | 0,15  | 0,07 | 0,02 | 1,91 | 99,91 | 1,788 | 1,773 | 1,748 | 0,040 | 6  | 61 | — |
| 1003 | 50,60 | 14,21 | 2,75 | 11,50 | — | —    | 0,56 | 4,93 | 6,09  | 7,00  | 1,70* | 0,05 | 0,55 | —    | 99,94 | 1,785 | —     | 1,760 | 0,025 | 45 | 84 | — |
| 1004 | —     | —     | —    | —     | — | —    | —    | —    | —     | —     | —     | —    | —    | —    | —     | 1,770 | 1,756 | 1,732 | 0,038 | —  | 80 | — |
| 1005 | —     | —     | —    | —     | — | —    | —    | —    | —     | —     | —     | —    | —    | —    | —     | 1,780 | 1,768 | 1,760 | 0,020 | —  | —  | — |
| 1006 | 51,80 | 11,97 | 0,63 | 7,52  | — | —    | 4,10 | 6,39 | 11,03 | 5,14  | 0,32  | 0,12 | 0,56 | —    | 99,58 | 1,758 | —     | 1,737 | 0,021 | 15 | 80 | — |
| 1007 | 49,98 | 8,42  | 1,11 | 15,97 | — | 2,30 | 0,78 | 5,65 | 5,48  | 9,17  | 0,61  | 0,29 | —    | —    | 99,76 | 1,763 | 1,754 | 1,726 | 0,037 | —  | —  | — |

## Контактовые и контактово-метасоматические породы

## Роговики

|       |       |      |      |      |       |       |      |       |       |      |      |       |      |      |        |       |       |       |       |      |    |   |
|-------|-------|------|------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|-------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|------|----|---|
| 1008* | 50,24 | 4,52 | 0,69 | 0,41 | —     | 21,81 | 0,43 | 15,81 | 4,39  | 0,18 | 0,04 | 1,42* | 0,04 | —    | 99,98  | —     | —     | —     | —     | —    | —  | — |
| 1009  | 51,70 | 1,14 | 0,42 | 1,00 | —     | 12,30 | 0,41 | 12,00 | 20,82 | 0,21 | 0,03 | —     | —    | —    | 100,03 | 1,724 | 1,701 | 1,696 | —     | —    | 55 | — |
| 1010  | 52,33 | 3,19 | 1,00 | 2,22 | 0,08  | 7,85  | 0,21 | 18,16 | 14,85 | 0,53 | 0,08 | —     | —    | —    | 100,50 | 1,718 | 1,695 | 1,690 | —     | —    | 46 | — |
| 1011  | 48,14 | 4,93 | —    | 1,23 | —     | 14,45 | —    | 7,99  | 22,96 | 0,30 | —    | —     | —    | —    | 100,00 | —     | —     | —     | —     | 56,5 | 65 | — |
| 1012  | 48,26 | 3,84 | —    | 1,15 | —     | 15,77 | —    | 8,09  | 22,61 | 0,28 | —    | —     | —    | —    | 100,00 | —     | —     | —     | 0,022 | 52,5 | 64 | — |
| 1013  | 49,58 | 3,60 | 0,50 | 6,23 | 0,032 | 5,03  | 0,38 | 11,06 | 22,49 | 0,94 | —    | —     | —    | 0,91 | 99,93  | 1,720 | —     | 1,688 | 0,032 | 44   | 61 | — |
| 1014  | 49,26 | 1,68 | 0,26 | 8,76 | 0,04  | 10,08 | 0,57 | 5,39  | 21,14 | 1,33 | —    | —     | 0,73 | 0,06 | 99,90  | —     | —     | 1,708 | —     | —    | 62 | — |

Уроговикованные ксенолиты

|      |       |       |      |      |      |       |      |       |       |      |      |      |      |   |        |       |   |       |       |    |       |      |
|------|-------|-------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|---|--------|-------|---|-------|-------|----|-------|------|
| 1015 | 37,52 | 11,29 | 5,72 | 4,43 | 0,11 | 7,12  | 0,14 | 6,72  | 24,06 | 0,09 | —    | —    | —    | — | 100,20 | 1,702 | — | 1,741 | 0,021 | 32 | 90    | 3,43 |
| 1016 | 49,31 | 4,60  | 1,26 | 2,38 | —    | 5,57  | —    | 14,02 | 22,71 | —    | —    | —    | —    | — | 99,85  | 1,730 | — | 1,698 | 0,032 | 43 | —     | —    |
| 1017 | 16,62 | 3,78  | 2,98 | 2,54 | —    | 14,98 | 0,06 | 7,80  | 19,24 | 1,53 | 0,44 | 0,20 | —    | — | 100,17 | —     | — | —     | —     | 48 | 58    | 3,46 |
| 1018 | 50,34 | 3,09  | 1,91 | 7,77 | —    | 0,32  | 0,30 | 13,83 | 20,32 | 2,55 | 0,55 | 0,05 | —    | — | 100,48 | —     | — | —     | —     | —  | —     | —    |
| 1019 | 42,59 | 10,63 | 3,54 | 6,52 | —    | 5,56  | 0,37 | 7,86  | 21,47 | 1,67 | —    | —    | —    | — | 100,21 | —     | — | —     | —     | —  | —     | —    |
| 1020 | 43,24 | 8,51  | 2,50 | 5,78 | —    | 6,90  | 0,26 | 9,10  | 22,74 | 0,25 | 0,24 | 0,78 | 0,78 | — | 100,30 | 1,693 | — | 1,666 | 0,027 | 55 | 64—74 | —    |

Фасадты из экзоксарнов

|      |       |       |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        |        |        |        |       |       |       |       |
|------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|
| 1021 | 51,04 | 4,74  | 0,39 | 1,85 | —    | 2,79 | 0,17 | 14,77 | 23,64 | 0,46 | 0,15 | 0,16 | 0,09 | —    | 100,25 | 1,711  | 1,694  | 1,688  | 0,023 | 45    | 62    | 3,33  |
| 1022 | 49,81 | 6,42  | 0,14 | 1,25 | —    | 1,03 | 0,06 | 15,22 | 25,92 | —    | —    | 0,13 | 0,06 | 0,15 | 100,19 | 1,704  | —      | 1,680  | 0,024 | —     | —     | —     |
| 1023 | 50,74 | 3,67  | 0,11 | 0,96 | —    | 0,79 | 0,08 | 16,92 | 25,78 | —    | —    | 0,54 | 0,11 | 0,24 | 99,94  | 1,695  | —      | 1,669  | 0,026 | —     | —     | —     |
| 1024 | 48,09 | 7,61  | 0,49 | 3,09 | —    | 0,42 | 0,03 | 15,11 | 25,34 | 0,0  | 0,0  | 0,41 | 0,0  | 0,02 | 100,59 | 1,712  | 1,694  | 1,686  | 0,026 | 43    | —     | 3,319 |
| 1025 | 44,06 | 10,43 | —    | 5,91 | —    | 1,67 | —    | 13,10 | 25,20 | —    | —    | 0,15 | —    | —    | 100,52 | 1,6984 | 1,6764 | 1,6695 | —     | 38,7  | 59,25 | 2,965 |
| 1026 | 44,99 | 8,08  | 0,36 | 6,91 | 0,01 | 0,42 | 0,17 | 12,47 | 25,09 | 0,33 | 0,36 | 0,83 | 0,34 | 0,07 | 100,43 | 1,712  | 1,698  | 1,696  | 0,016 | 45    | 59,95 | —     |
| 1027 | 48,75 | 6,42  | 0,34 | 2,15 | —    | 0,29 | —    | 16,15 | 25,94 | —    | —    | 0,40 | 0,05 | —    | 100,49 | —      | —      | —      | —     | 45—47 | 57—61 | —     |
| 1028 | 48,56 | 9,06  | 0,57 | 1,68 | —    | 0,36 | —    | 14,89 | 25,16 | 0,09 | 0,04 | 0,28 | —    | —    | 100,69 | —      | —      | —      | —     | —     | —     | 3,308 |
| 1029 | 46,33 | 7,68  | 0,26 | 5,11 | —    | 1,22 | 0,04 | 13,59 | 25,26 | 0,22 | 0,02 | 0,10 | —    | 0,02 | 99,85  | 1,722  | 1,702  | 1,692  | 0,030 | 42    | 68    | —     |
| 1030 | 40,26 | 12,90 | 2,96 | 6,19 | —    | 1,23 | —    | 11,65 | 24,73 | 0,17 | 0,02 | —    | —    | 0,02 | 100,13 | 1,751  | 1,736  | 1,727  | 0,024 | 51    | 49    | —     |
| 1031 | 39,92 | 11,53 | 3,87 | 4,85 | —    | 7,25 | 0,23 | 7,10  | 24,00 | 0,45 | 0,12 | 0,01 | 0,38 | —    | 99,71  | 1,754  | —      | 1,730  | 0,024 | 47—53 | 56—64 | —     |
| 1032 | 47,32 | 7,27  | —    | 2,34 | —    | 0,73 | —    | 17,16 | 25,56 | —    | —    | —    | —    | —    | 100,38 | 1,702  | —      | —      | —     | 41,5  | 60    | —     |
| 1033 | 50,61 | 5,27  | 0,16 | 2,43 | —    | 1,52 | 0,15 | 14,22 | 24,97 | 0,27 | 0,31 | 0,06 | 0,14 | 0,17 | 100,31 | 1,696  | 1,674  | 1,668  | 0,025 | 38—42 | 52—58 | —     |
|      |       |       |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        | 1,703  | 1,684  | 1,679  | 0,024 | —     | —     | —     |
| 1034 | 42,78 | 12,87 | 1,77 | 3,06 | —    | 2,07 | —    | 12,00 | 24,92 | 0,17 | —    | 0,40 | —    | —    | 100,04 | 1,732  | —      | 1,699  | —     | 40    | 68    | —     |
| 1035 | 43,06 | 11,97 | 2,36 | 1,75 | —    | 2,10 | 0,25 | 12,93 | 24,79 | 0,21 | 0,05 | 0,90 | —    | —    | 100,37 | 1,726  | —      | 1,701  | 0,025 | 43    | 50    | —     |
| 1036 | 49,55 | 7,05  | 0,53 | 0,79 | —    | 1,72 | —    | 15,57 | 24,08 | 0,12 | 0    | 0,92 | 0,08 | —    | 100,41 | 1,706  | 1,689  | 1,680  | 0,026 | 43    | —     | 3,300 |
| 1037 | 48,54 | 8,71  | —    | 2,81 | —    | 0,96 | —    | 14,42 | 24,56 | —    | —    | —    | —    | —    | 100,00 | —      | —      | —      | —     | —     | —     | 3,249 |
| 1038 | 45,50 | 6,89  | 2,47 | 3,24 | —    | 3,88 | 0,08 | 11,81 | 25,95 | 0,12 | 0,04 | 0,58 | 0,11 | —    | 100,67 | 1,705  | 1,692  | 1,685  | 0,020 | —     | 27—41 | —     |
|      |       |       |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        | 1,738  | 1,725  | 1,718  | —     | —     | —     | —     |
| 1039 | 41,36 | 15,75 | 0,76 | 6,10 | —    | 0,24 | 0,03 | 10,34 | 25,27 | 0,06 | 0,03 | 0,10 | 0,00 | —    | 100,04 | 1,736  | 1,719  | 1,712  | 0,024 | 46—47 | 51—58 | 3,34  |
| 1040 | 47,53 | 9,88  | —    | 1,79 | —    | 0,91 | —    | 14,43 | 25,46 | Сл.  | Сл.  | 0,30 | —    | —    | 100,30 | 1,702  | 1,683  | 1,676  | 0,026 | 36    | 62    | 3,312 |
| 1041 | 51,10 | 8,35  | —    | 2,40 | —    | 3,43 | —    | 9,12  | 22,89 | 2,48 | 0,11 | —    | —    | —    | 99,88  | —      | —      | —      | —     | —     | —     | 3,273 |

Железорудные известковые скарны

|      |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |   |       |       |    |    |       |
|------|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|---|-------|-------|----|----|-------|
| 1042 | 45,36 | 4,44 | 0,44 | 5,62 | — | 15,76 | 0,72 | 5,24  | 21,92 | 0,84 | —    | —    | —    | —    | 100,34 | 1,746 | — | 1,724 | 0,022 | 59 | 80 | 3,450 |
| 1043 | 47,53 | 0,40 | 0    | 3,36 | — | 20,57 | 1,82 | 3,20  | 21,95 | —    | —    | 1,16 | —    | —    | 100,00 | —     | — | —     | —     | —  | —  | —     |
| 1044 | 49,86 | 2,73 | 0,10 | 7,26 | — | 5,48  | 0,56 | 10,65 | 21,37 | 1,27 | —    | 0,69 | —    | 0,41 | 100,48 | —     | — | —     | —     | —  | —  | —     |
| 1045 | 52,28 | 1,80 | 0,08 | 4,07 | — | 1,83  | 0,54 | 16,34 | 22,42 | 0,33 | 0,01 | 0,78 | —    | 0,28 | 100,72 | —     | — | 1,676 | —     | —  | —  | —     |
| 1046 | 50,37 | 1,45 | 0,29 | 3,50 | — | 3,19  | 0,55 | 15,38 | 23,82 | 0,70 | —    | —    | —    | 0,76 | 100,01 | 1,704 | — | 1,680 | 0,024 | 41 | —  | —     |
| 1047 | 52,40 | 1,62 | 0    | 2,30 | — | 2,94  | 0,45 | 16,56 | 23,58 | 0,14 | —    | —    | —    | —    | 99,99  | 1,700 | — | 1,676 | 0,024 | 40 | —  | —     |
| 1048 | 49,66 | 2,44 | 0,11 | 4,60 | — | 3,93  | 0,35 | 13,41 | 23,06 | 0,84 | 0,05 | 0,50 | 0,35 | 1,29 | 100,59 | —     | — | —     | —     | —  | —  | —     |
| 1049 | 51,46 | 2,86 | 0,10 | 3,15 | — | 5,62  | 0,20 | 12,70 | 21,92 | 0,60 | 0,06 | 0,38 | 0,43 | 1,51 | 100,52 | 1,713 | — | 1,687 | 0,026 | 44 | 61 | —     |
| 1050 | 50,57 | 3,00 | 0,43 | 2,67 | — | 5,49  | 0,29 | 13,59 | 23,57 | 0,13 | 0,34 | —    | —    | —    | 100,08 | 1,705 | — | 1,651 | 0,054 | 39 | 55 | —     |

(продолжение)

| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg  | 2V°  | d, г/см <sup>3</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|------|------|----------------------|
| 1051   | 52,67            | 0,32                           | 0,09             | 2,28                           | —                              | 4,63  | —    | 15,40 | 24,80 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,19 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —                    |
| 1052   | 51,90            | 1,55                           | 0,17             | 1,83                           | —                              | 6,45  | 0,21 | 13,63 | 23,61 | 0,32              | 0,07             | 0,19              | 0,31              | 0,10   | 100,34 | 1,692 | —     | 1,668 | 0,024 | —    | —    | —                    |
| 1053   | 51,82            | 1,38                           | 0,15             | 3,04                           | —                              | 6,62  | 0,16 | 13,31 | 22,78 | 0,24              | 0,60             | 0,02              | —                 | —      | 100,12 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —                    |
| 1054   | 49,66            | 2,44                           | 0,11             | 4,60                           | —                              | 3,93  | 0,35 | 13,76 | 23,00 | 0,84              | 0,05             | 0,50              | 0,35              | 0,29   | 100,89 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | —                    |
| 1055   | 51,10            | 1,78                           | 0,10             | 1,77                           | —                              | 8,75  | 0,26 | 13,20 | 23,02 | —                 | —                | —                 | —                 | 0,025  | 103,00 | 1,715 | 1,693 | 1,687 | 0,028 | 47   | —    | —                    |
| 1056   | 52,89            | 1,11                           | 0,08             | 2,40                           | —                              | 0,61  | 0,18 | 17,43 | 24,07 | 0,12              | 0,04             | 0,63              | —                 | 0,31   | 99,88  | —     | 1,710 | 1,702 | —     | 44   | 59   | —                    |
| 1057   | 49,78            | 1,38                           | 0,13             | 1,94                           | 0,016                          | 10,71 | 0,41 | 12,30 | 23,08 | 0,66              | 0,22             | —                 | —                 | 0,01   | 100,64 | 1,722 | —     | 1,694 | 0,028 | 40   | 60   | —                    |
| 1058   | 49,40            | —                              | 3,08             | 0,66                           | —                              | 12,56 | 0,91 | 10,28 | 22,23 | 0,68              | —                | —                 | —                 | 1,04   | 100,79 | 1,726 | —     | —     | —     | —    | —    | —                    |
| 1059   | 45,78            | 6,54                           | 0,57             | 6,53                           | —                              | 0,94  | 0,02 | 13,80 | 24,84 | —                 | 0,29             | 0,56              | 0,32              | —      | 100,19 | —     | —     | —     | —     | 40   | 58   | —                    |
| 1060   | 45,27            | 6,90                           | —                | 7,41                           | —                              | 21,07 | —    | 0,51  | 18,45 | —                 | —                | 0,64              | —                 | —      | 100,25 | —     | 1,731 | 1,727 | —     | 30   | 70   | 3,40                 |
| 1061   | 47,58            | 1,16                           | 0,37             | 2,60                           | —                              | 24,21 | 0,59 | 3,34  | 18,80 | 0,68              | —                | 0,34              | —                 | —      | 99,67  | 1,755 | 1,732 | 1,726 | 0,029 | 48   | 62,5 | —                    |
| 1062   | 49,94            | 4,25                           | —                | 4,76                           | —                              | 5,15  | 0,50 | 12,54 | 23,29 | —                 | —                | —                 | —                 | —      | 100,43 | —     | —     | —     | —     | —    | —    | 3,388                |
| 1063   | 48,00            | 0,63                           | —                | 3,32                           | —                              | 22,25 | 0,81 | 2,12  | 20,35 | 0,34              | 0,18             | 0,72              | —                 | —      | 99,72  | —     | —     | —     | —     | 42,2 | 52   | —                    |
| 1064   | 51,00            | 0                              | 0                | 2,38                           | —                              | 14,22 | 0,30 | 8,80  | 22,42 | 0,26              | 0                | 0,38              | —                 | 0,34   | 100,10 | 1,725 | —     | 1,700 | 0,025 | 43   | 60   | 3,46                 |

## Околоскарновые породы

|      |       |      |      |      |   |       |      |       |       |      |      |      |      |      |        |       |       |       |       |    |    |       |
|------|-------|------|------|------|---|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|-------|
| 1065 | 49,08 | 3,87 | 0,57 | 2,87 | — | 10,28 | 0,48 | 9,13  | 22,47 | 0,95 | —    | 0,13 | 0,06 | —    | 99,89  | 1,730 | —     | 1,705 | 0,025 | 50 | 66 | —     |
| 1066 | 51,30 | 2,47 | 0,13 | 1,84 | — | 0,88  | 0,05 | 18,14 | 23,41 | 0,49 | —    | 1,53 | 0,33 | —    | 100,57 | 1,703 | —     | 1,673 | 0,030 | 40 | 56 | —     |
| 1067 | 53,4  | 0,64 | 0,14 | 0,20 | — | 0,51  | 0,06 | 19,01 | 25,00 | 0,13 | 0,12 | 0,94 | —    | —    | 100,15 | 1,690 | —     | 1,666 | 0,024 | —  | 58 | 3,25  |
| 1068 | 51,16 | 0,29 | 0,17 | 0,56 | — | 9,51  | 0,18 | 12,45 | 24,35 | 0,19 | 0,06 | 0,16 | —    | 0,37 | 99,47  | 1,712 | 1,693 | 1,687 | 0,045 | 41 | 56 | 3,291 |
| 1069 | 53,65 | 1,89 | 0,04 | 0,58 | — | 1,53  | 0,09 | 16,23 | 25,30 | 0,19 | Сл.  | 0,47 | 0,07 | —    | 100,04 | 1,695 | 1,672 | 1,665 | 0,030 | 39 | 57 | 3,28  |
| 1070 | 52,96 | 1,21 | 0,10 | 0,49 | — | 6,00  | —    | 14,02 | 24,29 | 0,36 | 0,02 | 0,23 | 0,20 | 0,56 | 100,44 | 1,706 | 1,686 | 1,677 | 0,029 | 41 | 58 | 3,34  |
| 1071 | 52,5  | 1,3  | —    | 0,5  | — | 6,9   | 0,29 | 13,2  | 24,8  | 0,25 | —    | —    | —    | —    | 99,7   | —     | —     | —     | —     | 41 | 59 | —     |
| 1072 | 49,76 | 0,52 | 0,06 | 2,79 | — | 7,62  | —    | 10,80 | 24,60 | 0,51 | 0,09 | 0,09 | —    | 0,22 | 99,06  | 1,712 | —     | 1,687 | 0,025 | —  | 61 | —     |
| 1073 | 54,20 | 0,30 | Сл.  | 0,05 | — | 0,78  | 2,00 | 16,81 | 26,08 | —    | —    | —    | —    | —    | 100,22 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     |
| 1074 | 53,78 | 2,00 | Сл.  | 0,28 | — | 4,10  | 0,32 | 14,84 | 23,45 | 1,15 | 1,10 | 0,25 | —    | —    | 100,17 | 1,706 | 1,689 | 1,678 | 0,028 | 39 | 58 | 3,33  |

## Марганцевые пироксены из сульфидных скарнов и марганцевых руд

|      |       |      |      |      |   |       |       |      |       |      |      |      |      |                                 |        |        |       |        |        |       |       |      |
|------|-------|------|------|------|---|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|---------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|------|
| 1075 | 48,79 | 1,32 | 0,09 | 0    | — | 12,36 | 9,53  | 5,56 | 21,35 | —    | —    | 0,84 | 0,24 | —                               | 100,08 | 1,736  | 1,720 | 1,710  | 0,026  | —     | 60    | 3,46 |
| 1076 | 47,90 | Сл.  | Сл.  | 0,25 | — | 0,98  | 26,81 | 0,96 | 21,62 | —    | —    | 0,50 | 0,26 | 1,11                            | 100,39 | 1,738  | 1,719 | 1,710  | 0,028  | 48    | 70±2  | 3,45 |
| 1077 | 48,16 | —    | —    | —    | — | 0,50  | 27,82 | 0,23 | 20,56 | —    | —    | 0,58 | 0,55 | 1,47                            | 99,87  | 1,738  | 1,719 | 1,710  | 0,028  | 48    | 70    | —    |
| 1078 | 46,66 | 2,14 | —    | 1,21 | — | 1,77  | 24,90 | 1,11 | 21,52 | —    | —    | 0,78 | 0,27 | —                               | 100,40 | 1,7256 | —     | 1,7031 | 0,0225 | 43—48 | 58—61 | —    |
| 1079 | 46,98 | —    | —    | 4,23 | — | 8,28  | 13,76 | 4,14 | 21,70 | —    | —    | —    | —    | 0,76                            | 99,85  | 1,712  | —     | 1,680  | 0,032  | —     | —     | —    |
| 1080 | 47,44 | 0,98 | —    | 0,82 | — | 11,80 | 9,65  | 4,80 | 21,36 | 0,25 | 0,13 | 0,60 | 0,28 | 0,15<br>CO <sub>2</sub><br>1,13 | 99,52  | 1,733  | 1,712 | 1,705  | 0,028  | 47    | 60    | —    |



(продолжение)

| Анализ                                     | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO   | MgO   | CaO   | Ni <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие                                | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg   | 2V° | d, г/см <sup>3</sup> |   |
|--|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|---------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|----------------------|---|
| 1113                                       | 53,30            | 1,18                           | —                | —                              | —                              | 0,62  | 3,50  | 14,64 | 24,80 | —                 | —                | —                 | 0,06              | ZnO<br>2,10                           | 100,20 | 1,687 | 1,676 | 1,660 | 0,027 | 55    | 74  | —                    |   |
| 1114                                       | 50,30            | —                              | —                | —                              | —                              | 2,59  | 14,85 | 6,19  | 22,97 | —                 | —                | —                 | —                 | ZnO<br>3,27                           | 100,17 | 1,725 | 1,706 | 1,697 | 0,028 | —     | —   | —                    |   |
| Ванадиевые пироксены                       |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |                                       |        |       |       |       |       |       |     |                      |   |
| 1115                                       | 51,91            | 0,38                           | 0,91             | 21,79                          | —                              | 1,48  | 0,58  | 3,08  | 5,53  | 10,46             | 0,22             | 0,00              | 0,06              | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>3,98 | 100,51 | 1,782 | 1,770 | 1,745 | 0,037 | —     | —   | 3,55                 |   |
| 1116                                       | 53,32            | 1,40                           | 0,38             | 12,38                          | Сл.                            | 3,70  | 0,45  | 7,01  | 12,18 | 6,26              | 0,26             | 0,13              | 0,07              | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>2,86 | 100,40 | 1,747 | —     | 1,720 | 0,027 | —     | —   | 3,42                 |   |
| 1117                                       | 53,65            | 2,25                           | —                | —                              | —                              | 2,48  | —     | 16,00 | 23,05 | —                 | —                | —                 | —                 | ZnO<br>2,57                           | 100,00 | —     | —     | —     | 0,028 | 40    | 58  | —                    |   |
| 1118                                       | 54,74            | 4,22                           | 1,04             | 12,18                          | —                              | 7,31  | 0,03  | 4,20  | 11,96 | 9,65              | нет              | 0,31              | 0,18              | ZnO<br>3,00                           | 99,82  | 1,816 | —     | 1,762 | 0,054 | 87—90 | 112 | 3,25                 |   |
| Кальцифиллы и скарноиды в щелочных породах |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |                                       |        |       |       |       |       |       |     |                      |   |
| 1119                                       | 50,30            | 3,11                           | 1,46             | 1,69                           | 0                              | 2,94  | 0,08  | 15,39 | 23,57 | 0,85              | —                | —                 | —                 | 0,67                                  | 100,06 | —     | —     | —     | —     | —     | —   | —                    | — |
| 1120                                       | 53,95            | 0,63                           | 0,23             | 4,36                           | —                              | 2,69  | 0,08  | 14,80 | 21,86 | 1,06              | 0,24             | 0,90              | 0,15              | —                                     | 100,31 | 1,712 | 1,698 | 1,684 | 0,028 | 46    | 63  | 3,344                |   |
| 1121                                       | 50,37            | 2,75                           | 0,85             | 3,25                           | —                              | 2,83  | 0,16  | 14,56 | 23,43 | 0,45              | 0,12             | 1,27              | 0,14              | 0,25                                  | 100,47 | 1,706 | —     | 1,678 | 0,028 | 44    | 56  | 3,45                 |   |
| 1122                                       | 51,57            | 2,92                           | 0,36             | 2,19                           | —                              | 2,21  | 0,18  | 14,33 | 24,70 | 0,55              | 0,16             | 0,99              | 0,10              | —                                     | 100,26 | 1,710 | —     | 1,681 | 0,026 | 45    | 65  | 3,26                 |   |
| 1123                                       | 52,14            | 2,20                           | 0,29             | 11,86                          | —                              | 6,24  | 0,32  | 7,00  | 14,82 | 4,04              | 0,25             | 0,81              | —                 | —                                     | 100,00 | 1,737 | —     | 1,708 | 0,029 | 70    | 86  | —                    |   |
| 1124                                       | 47,16            | 2,50                           | 2,00             | 5,46                           | —                              | 16,63 | 0,39  | 3,82  | 20,24 | 2,10              | 0,09             | —                 | —                 | —                                     | 100,39 | 1,731 | 1,714 | 1,705 | 0,026 | 61    | 76  | —                    |   |
| 1125                                       | 49,14            | 1,85                           | 0,22             | 10,33                          | —                              | 13,91 | 0,52  | 2,95  | 15,66 | 4,59              | 0,10             | 0,37              | 0,15              | 0,35                                  | 100,14 | 1,723 | —     | 1,723 | 0,000 | —     | 80  | 3,461                |   |
| 1126                                       | 49,56            | 0,49                           | 0,94             | 12,47                          | —                              | 5,76  | 0,46  | 13,89 | 7,22  | 6,10              | 0,08             | 0,13              | 0,27              | 2,22                                  | 99,99  | 1,752 | 1,743 | 1,727 | 0,025 | 76    | 88  | —                    |   |
| 1127                                       | 49,50            | 4,18                           | 0,71             | 10,27                          | —                              | 12,46 | 0,81  | 4,35  | 11,06 | 5,87              | 0,65             | 0,40              | —                 | —                                     | 100,25 | 1,757 | —     | 1,729 | 0,028 | 62    | 71  | —                    |   |
| 1128                                       | 45,18            | 6,03                           | 0,94             | 5,42                           | —                              | 20,18 | 0,41  | 1,04  | 19,75 | 1,19              | 0,32             | —                 | —                 | —                                     | 100,46 | 1,760 | —     | 1,734 | 0,026 | 64    | 66  | —                    |   |
| 1129                                       | 47,44            | 2,87                           | 0,70             | 1,65                           | —                              | 22,67 | 0,42  | 0,94  | 23,12 | 0,26              | 0,33             | —                 | —                 | —                                     | 100,40 | 1,750 | —     | 1,728 | 0,022 | 54    | 62  | —                    |   |
| Метаоматиты щелочных пород                 |                  |                                |                  |                                |                                |       |       |       |       |                   |                  |                   |                   |                                       |        |       |       |       |       |       |     |                      |   |
| 1130                                       | 48,96            | 2,14                           | 2,30             | 13,90                          | —                              | 6,49  | 0,51  | 5,00  | 12,80 | 5,82              | 0,50             | 1,43              | —                 | —                                     | 99,85  | 1,762 | —     | 1,728 | 0,034 | 74    | 80  | —                    |   |
| 1131                                       | 51,94            | 2,51                           | 0,72             | 29,05                          | —                              | 0,96  | 0,02  | 0,36  | 1,84  | 12,04             | 0,08             | 0,11              | 0,06              | 0,03                                  | 99,72  | 1,808 | —     | 1,752 | 0,056 | 87—90 | 115 | 3,52                 |   |
| 1132                                       | 45,80            | 6,81                           | 1,35             | 6,79                           | —                              | 7,60  | 0,46  | 8,35  | 21,15 | 1,58              | 0,28             | 0,40              | —                 | —                                     | 100,57 | —     | —     | —     | —     | —     | —   | 3,44                 |   |
| 1133                                       | 53,65            | 1,80                           | —                | 22,56                          | —                              | 3,70  | 0,20  | 2,68  | 4,92  | 9,95              | 0,35             | 0,16              | —                 | —                                     | 99,98  | —     | —     | —     | —     | —     | —   | —                    |   |

|      |       |      |      |       |   |      |      |       |       |       |      |      |      |       |        |       |   |       |       |    |       |      |
|------|-------|------|------|-------|---|------|------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|--------|-------|---|-------|-------|----|-------|------|
| 1134 | 51,24 | 2,30 | 0,80 | 28,20 | — | 1,44 | 0,10 | 1,60  | 1,98  | 11,90 | 0,01 | —    | —    | —     | 99,31  | 1,820 | — | 1,766 | 0,054 | 88 | —04,3 | —    |
| 1135 | 51,44 | 2,35 | 0,85 | 28,82 | — | 1,44 | 0,10 | 1,60  | 1,98  | 11,90 | 0,01 | —    | —    | —     | 100,49 | 1,822 | — | 1,766 | 0,056 | 89 | —58   | —    |
| 1136 | 53,24 | 1,13 | 0,16 | 6,01  | — | 4,71 | 0,09 | 12,40 | 20,08 | 2,38  | 0,01 | 0,07 | 0,08 | 0,045 | 100,44 | 1,722 | — | 1,694 | 0,038 | 50 | 68    | 3,42 |

Шпинель-оливиновые нодулы в базальтах

|      |       |      |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |       |        |       |       |       |       |   |    |                   |
|------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|---|----|-------------------|
| 1137 | 53,44 | 3,74 | —    | —    | 0,75 | 4,70 | 0,31 | 16,19 | 19,90 | —    | —    | —    | —    | —     | 99,03  | —     | —     | —     | —     | — | —  | —                 |
| 1138 | 49,87 | 5,44 | —    | 2,75 | 1,76 | 2,50 | —    | 16,26 | 20,74 | —    | —    | 0,55 | —    | —     | 99,87  | —     | —     | —     | —     | — | —  | —                 |
| 1139 | 51,17 | 6,46 | 0,28 | 0,85 | 1,20 | 2,87 | 0,16 | 17,65 | 18,27 | 1,20 | 0,08 | 0,14 | —    | 0,066 | 100,40 | —     | —     | —     | —     | — | —  | 3,31 <sup>1</sup> |
| 1140 | 52,43 | 4,16 | 0,37 | 2,66 | 1,06 | 3,53 | 0,12 | 18,19 | 16,56 | 0,90 | 0,07 | 0,09 | 0,11 | 0,12  | 100,37 | —     | —     | —     | —     | — | —  | —                 |
| 1141 | 52,50 | 5,19 | —    | —    | 2,43 | 2,31 | —    | 18,01 | 19,52 | —    | —    | —    | —    | —     | 99,96  | —     | —     | —     | —     | — | —  | —                 |
| 1142 | 52,37 | 6,11 | 0,29 | 1,44 | 0,05 | 2,01 | 0,10 | 16,72 | 20,88 | —    | —    | 0,09 | —    | —     | 100,06 | —     | —     | —     | —     | — | —  | —                 |
| 1143 | 49,35 | 4,92 | 0,34 | 0,77 | 1,06 | 2,19 | 0,07 | 19,86 | 19,75 | 1,23 | 0,0  | 0,17 | 0,08 | 0,05  | 99,84  | 1,690 | 1,689 | 1,676 | 0,014 | — | 58 | 3,30 <sup>6</sup> |
| 1144 | 51,42 | 5,97 | 0,24 | 1,43 | 0,80 | 2,57 | 0,15 | 16,17 | 19,95 | 1,36 | 0,10 | —    | —    | 0,08  | 100,24 | —     | —     | —     | —     | — | —  | 3,329             |
| 1145 | 50,36 | 6,58 | 0,79 | 1,53 | 0,92 | 2,66 | 0,09 | 16,59 | 18,78 | 1,41 | 0,08 | —    | —    | 0,07  | 99,86  | —     | —     | —     | —     | — | —  | 3,323             |
| 1146 | 54,17 | 1,43 | 0,02 | 1,43 | 1,24 | 1,09 | 0,06 | 17,37 | 22,63 | —    | —    | 0,23 | 0,10 | —     | 99,77  | —     | —     | —     | —     | — | —  | —                 |
| 1147 | 52,74 | 4,86 | 0,19 | 1,42 | 0,66 | 1,08 | 0,09 | 16,76 | 20,47 | 1,41 | 0,02 | —    | —    | 0,051 | 99,75  | —     | 1,678 | —     | —     | — | —  | —                 |
| 1148 | 51,78 | 5,14 | 0,38 | 1,75 | 0,95 | 2,14 | 0,12 | 16,04 | 20,32 | 1,06 | 0,08 | —    | —    | 0,08  | 99,84  | —     | —     | —     | —     | — | —  | 3,322             |
| 1149 | 52,12 | 4,08 | 0,80 | 0,82 | 1,44 | 2,24 | 0,09 | 16,48 | 19,34 | 2,14 | 0,08 | —    | —    | 0,07  | 99,70  | —     | —     | —     | —     | — | —  | 3,312             |
| 1150 | 51,87 | 1,72 | 0,65 | 1,61 | 1,07 | 3,66 | 0,06 | 17,94 | 20,92 | 0,33 | 0,02 | 0,08 | —    | 0,04  | 99,97  | —     | —     | —     | —     | — | —  | 3,320             |
| 1151 | 50,24 | 4,57 | 0,72 | 2,53 | 1,22 | 4,04 | 0,13 | 16,53 | 19,96 | 0,58 | 0,04 | —    | —    | —     | 100,56 | —     | —     | —     | —     | — | —  | 3,305             |
| 1152 | 51,41 | 4,69 | 0,33 | 0,69 | 1,03 | 2,64 | 0,11 | 16,32 | 21,63 | 0,72 | 0,04 | 0,11 | —    | 0,09  | 99,81  | —     | —     | —     | —     | — | —  | 3,311             |
| 1153 | 51,91 | 4,77 | 0,26 | 0,92 | 0,80 | 2,39 | 0,07 | 16,02 | 21,75 | 0,74 | 0,04 | 0,09 | 0,11 | 0,16  | 100,03 | 1,703 | 1,683 | 1,675 | 0,028 | — | 51 | 3,314             |
| 1154 | 50,94 | 5,78 | 0,46 | 1,39 | 0,59 | 2,77 | 0,10 | 17,47 | 19,43 | 0,72 | 0,03 | 0,02 | 0,07 | 0,43  | 100,20 | 1,707 | 1,684 | 1,678 | 0,029 | — | 55 | 3,278             |

Плагиоклазодержащие включения в базальтах

|      |       |       |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        |         |                     |       |       |    |       |       |  |
|------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|--------|---------|---------------------|-------|-------|----|-------|-------|--|
| 1155 | 47,67 | 8,21  | 1,10 | 3,73 | —    | 5,74 | 0,15 | 14,36 | 18,33 | 0,95 | 0,05 | 0,23 | 0,12 | 0,02 | 100,66 | (1,718) | 1,695               | —     | —     | —  | 56    | 3,410 |  |
| 1156 | 48,66 | 8,84  | 0,83 | 2,74 | —    | 5,32 | 0,14 | 15,77 | 16,85 | 1,13 | Сл.  | 0,29 | 0    | 0,02 | 100,59 | (1,719) | 1,696               | —     | —     | —  | 54    | 3,367 |  |
| 1157 | 48,11 | 7,26  | 1,14 | 3,13 | —    | 4,86 | 0,11 | 14,04 | 20,46 | 0,66 | 0,04 | 0,33 | 0,10 | —    | 100,24 | (1,722) | 1,7005              | —     | —     | 48 | 51—53 | —     |  |
| 1158 | 47,46 | 8,19  | 1,67 | 3,14 | 0,05 | 4,76 | 0,17 | 13,58 | 19,90 | 0,74 | 0,03 | 0,21 | —    | —    | 99,90  | (1,724) | 1,702               | —     | —     | —  | 53    | —     |  |
| 1159 | 48,07 | 7,93  | 1,48 | 2,66 | 0,11 | 4,51 | 0,15 | 14,22 | 20,15 | 0,61 | 0,02 | —    | —    | —    | 99,91  | (1,722) | 1,700               | —     | —     | —  | —     | —     |  |
| 1160 | 48,43 | 8,02  | 1,15 | 2,68 | 0,10 | 4,78 | 0,15 | 13,60 | 20,46 | 0,84 | 0,04 | —    | —    | —    | 100,25 | (1,723) | 1,701               | —     | —     | —  | —     | —     |  |
| 1161 | 48,42 | 7,49  | 1,33 | 2,50 | 0,13 | 4,50 | 0,15 | 14,05 | 20,35 | 0,65 | 0,05 | 0,11 | —    | —    | 99,93  | (1,721) | 1,699               | —     | —     | —  | —     | —     |  |
| 1162 | 48,84 | 7,65  | 1,05 | 2,59 | 0,08 | 4,09 | 0,14 | 14,18 | 20,46 | 0,83 | 0,04 | —    | —    | —    | 99,95  | (1,720) | 1,698 <sub>ср</sub> | —     | —     | —  | —     | —     |  |
| 1163 | 46,70 | 6,74  | 0,60 | 8,94 | Сл.  | 4,67 | 0,32 | 11,71 | 19,14 | 1,16 | 0,15 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 100,20 | —       | —                   | —     | —     | —  | 57    | 3,218 |  |
| 1164 | 46,41 | 7,80  | 2,11 | 5,60 | 0,02 | 4,70 | 0,31 | 11,51 | 20,05 | 1,22 | 0,14 | 0,09 | 0,06 | 0,03 | 100,05 | 1,726   | 1,703               | 1,697 | 0,029 | —  | 54—57 | 3,342 |  |
| 1165 | 48,61 | 5,24  | 2,13 | 4,00 | 0,05 | 5,20 | 0,25 | 12,26 | 21,01 | 1,21 | 0,04 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 100,29 | 1,723   | 1,701               | 1,693 | 0,030 | —  | 55    | 3,280 |  |
|      |       |       |      |      |      |      |      |       |       |      |      |      |      |      |        |         |                     |       |       |    |       |       |  |
| 1166 | 47,91 | 5,45  | 1,39 | 3,91 | Сл.  | 6,64 | 0,21 | 11,23 | 19,95 | 1,70 | 0,04 | 0,45 | 0,20 | 0,97 | 100,05 | 1,733   | 1,712               | 1,706 | 0,027 | —  | 52—55 | 3,377 |  |
| 1167 | 46,80 | 5,72  | 1,75 | 7,87 | Сл.  | 5,06 | 0,35 | 10,29 | 20,49 | 1,57 | 0,14 | 0,02 | 0,06 | —    | 100,12 | 1,730   | 1,708               | 1,702 | 0,028 | —  | 59    | 3,373 |  |
| 1168 | 42,59 | 10,63 | 3,54 | 6,52 | —    | 5,56 | 0,37 | 7,86  | 21,47 | 1,67 | —    | —    | —    | —    | 100,21 | —       | —                   | —     | —     | —  | —     | —     |  |
| 1169 | 49,25 | 5,26  | 1,52 | 2,27 | —    | 6,40 | —    | 15,08 | 19,14 | 0,78 | 0,05 | 0,04 | —    | —    | 99,79  | —       | 1,700               | —     | —     | —  | 52    | —     |  |

(продолжение)

| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие | Сумма  | Ng | Nm    | Np | Ng-Np | cNg | 2V° | d,<br>г/см <sup>3</sup> |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|----|-------|----|-------|-----|-----|-------------------------|
| 1170   | 50,2             | 4,20                           | 1,40             | 2,30                           | —                              | 5,90 | 0,12 | 15,60 | 19,60 | 0,8               | —                | 0,04              | —                 | 0,07   | 100,23 | —  | 1,699 | —  | —     | —   | 50  | —                       |
| 1171   | 49,9             | 4,5                            | 1,40             | 2,1                            | —                              | 7,0  | 0,14 | 15,0  | 19,0  | 0,5               | 0,1              | 0,2               | —                 | 0,06   | 99,96  | —  | 1,699 | —  | —     | —   | 49  | —                       |
| 1172   | 49,4             | 4,7                            | 1,6              | 2,5                            | —                              | 5,8  | 0,13 | 15,0  | 19,9  | 0,8               | —                | 0,1               | —                 | 0,06   | 99,99  | —  | 1,702 | —  | —     | —   | 51  | —                       |
| 1173   | 50,85            | 7,41                           | 0,78             | 2,19                           | 0,39                           | 4,02 | 0,13 | 15,13 | 17,37 | 1,84              | 0,01             | —                 | Сл.               | —      | 100,12 | —  | —     | —  | —     | —   | —   | —                       |

## Включения в кимберлитах и гранатые перидотиты

|      |       |      |      |      |       |      |       |       |       |      |       |       |      |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
|------|-------|------|------|------|-------|------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1174 | 53,04 | 6,22 | 0,45 | 0,72 | 1,20  | 1,08 | 0,05  | 14,56 | 18,90 | 2,29 | 0,07  | 1,20  | —    | —     | 99,78   | 1,708 | 1,690 | 1,678 | 0,030 | 41    | 64    | —     |
| 1175 | 53,82 | 3,86 | Сл.  | 4,47 | 0,06  | 1,92 | 0,15  | 19,29 | 15,90 | 0,52 | Сл.   | 0,14  | 0,12 | 0,01  | 100,26  | 1,702 | —     | 1,684 | 0,018 | —     | —     | 3,38  |
| 1176 | 54,02 | 1,54 | 0,08 | 0,52 | 0,81  | 2,04 | Сл.   | 16,84 | 22,68 | 0,92 | 0,02  | 0,28  | —    | —     | 99,75   | 1,706 | 1,692 | 1,673 | 0,033 | 57—60 | 39—42 | —     |
| 1177 | 54,25 | 1,40 | 1,07 | 1,50 | 1,82  | 1,34 | 0,1   | 16,70 | 21,60 | Сл.  | Сл.   | 0,05  | —    | 0,50  | 100,33  | 1,702 | 1,684 | 1,678 | 0,024 | 40    | 58    | —     |
| 1178 | 52,57 | 3,44 | 0,46 | 2,22 | 0,14  | 3,64 | 0,20  | 17,08 | 18,56 | 1,56 | 0,25  | 0,15  | —    | 0,07  | 100,32  | 1,704 | —     | 1,684 | 0,020 | 43—44 | —     | —     |
| 1179 | 55,06 | 0,40 | 0,34 | 7,08 | 0,138 | 1,74 | 0,11  | 20,21 | 14,61 | —    | —     | 0,48  | —    | 0,12  | 100,28  | 1,698 | 1,692 | 1,672 | 0,026 | —     | 58    | —     |
| 1180 | 52,40 | 1,73 | 0,66 | 3,68 | 0,31  | 4,25 | Сл.   | 21,61 | 13,30 | Сл.  | Сл.   | 1,20  | 0,44 | 0,54  | 100,12  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | 3,14  |
| 1181 | 54,52 | 0,01 | Сл.  | —    | —     | 1,74 | 0,51  | 17,44 | 25,34 | 0,27 | 0,12  | 0,26  | 0,10 | —     | 100,31  | —     | —     | 1,669 | —     | —     | 54    | —     |
| 1182 | 54,49 | 2,50 | —    | 1,63 | 0,20  | 1,98 | 0,06  | 16,74 | 21,40 | 0,83 | 0,40  | 0,12  | —    | 0,03  | 100,38  | —     | 1,675 | —     | —     | 40    | 58    | 3,30  |
| 1183 | 54,09 | 1,57 | 0,28 | 0,74 | 2,08  | 1,47 | 0,09  | 16,96 | 21,10 | 1,37 | 0,15  | 0,08  | 0,22 | 0,49  | 100,20  | —     | 1,66  | —     | —     | 50    | 70—75 | —     |
| 1184 | 51,95 | 3,28 | 0,40 | 3,60 | 0,33  | —    | 0,06  | 18,36 | 20,64 | 0,82 | 0,13  | —     | 0,19 | 0,83  | 99,76   | 1,698 | 1,677 | 1,670 | 0,028 | 37    | 60    | 3,11  |
| 1185 | 54,34 | 3,45 | Сл.  | 0,42 | 0,24  | 1,05 | 0,04  | 18,30 | 20,14 | 1,37 | 0,10  | —     | —    | 0,52  | 99,45   | 1,692 | 1,675 | 1,666 | 0,026 | 40    | 55    | —     |
| 1186 | 54,05 | 1,80 | 0,18 | —    | 1,20  | 3,03 | Сл.   | 17,02 | 22,05 | 0,70 | —     | —     | —    | 0,15  | 100,03  | 1,708 | 1,686 | 1,672 | 0,031 | 39—42 | 57—60 | —     |
| 1187 | 53,50 | 5,03 | 0,38 | 1,62 | 1,06  | 2,03 | 0,07  | 15,30 | 17,37 | 2,50 | 0,11  | —     | —    | 1,06  | 98,98   | 1,704 | —     | 1,676 | 0,028 | 40    | 66    | 3,33  |
| 1188 | 52,37 | 6,67 | 0,81 | 1,27 | 1,26  | 0,83 | 0,10  | 15,40 | 17,18 | 3,04 | 0,04  | 0,81  | 0,00 | —     | 99,80   | 1,699 | —     | 1,678 | 0,021 | —     | —     | —     |
| 1189 | 52,69 | 6,93 | 0,73 | 1,20 | 0,30  | 1,22 | 0,023 | 16,05 | 17,10 | 2,80 | 0,06  | 0,82  | —    | —     | 99,92   | 1,698 | —     | 1,676 | 0,022 | —     | —     | —     |
| 1190 | 53,90 | 2,40 | 0,20 | 1,34 | 1,55  | 1,28 | 0,078 | 16,39 | 20,57 | 1,80 | 0,02  | —     | —    | 0,067 | 99,595  | 1,701 | 1,687 | 1,677 | 0,024 | 37    | 65    | —     |
| 1191 | 53,8  | 1,80 | 0,11 | 1,11 | 1,12  | 1,81 | 0,097 | 17,63 | 20,96 | 1,26 | 0,04  | —     | —    | 0,057 | 99,794  | 1,694 | 1,678 | 1,667 | 0,027 | —     | —     | —     |
| 1192 | 53,75 | 2,83 | 0,25 | 1,27 | 1,30  | 1,62 | 0,07  | 16,19 | 20,64 | 1,72 | 0,11  | 0,24  | 0,10 | 0,07  | 100,16  | 1,702 | 1,685 | 1,677 | 0,025 | 40    | 71    | 3,279 |
| 1193 | 54,61 | 1,30 | 0,23 | 1,14 | 0,92  | 3,02 | 0,10  | 20,88 | 16,20 | 1,28 | 0,12  | 0,41  | 0,07 | —     | 100,28  | 1,693 | 1,677 | 1,670 | 0,023 | 38,5  | 56,5  | 3,269 |
| 1194 | 53,70 | 3,03 | 0,17 | 0,82 | 3,03  | 1,91 | 0,06  | 17,22 | 17,91 | 2,13 | 0,09  | —     | —    | 0,09  | 100,15  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| 1195 | 54,19 | 2,71 | 0,22 | 0,31 | 0,63  | 3,05 | 0,065 | 16,32 | 21,04 | 1,50 | 0,01  | —     | —    | 0,049 | 100,094 | 1,694 | 1,676 | 1,671 | 0,023 | 40    | 56    | —     |
| 1196 | 53,69 | 2,43 | 0,16 | 0,86 | 0,20  | 2,83 | 0,062 | 16,32 | 22,37 | 1,05 | <0,01 | 0,004 | —    | 0,058 | 100,04  | 1,700 | 1,679 | 1,671 | 0,029 | 40    | 61    | —     |
| 1197 | 54,63 | 1,66 | 0,11 | 0,57 | 0,20  | 1,54 | 0,039 | 16,78 | 23,46 | 1,01 | <0,01 | —     | —    | 0,055 | 100,07  | 1,698 | 1,681 | 1,672 | 0,026 | 38    | 63    | —     |
| 1198 | 54,20 | 2,15 | 0,18 | 0,98 | 0,69  | 1,55 | 0,049 | 15,89 | 22,99 | 1,34 | <0,01 | —     | —    | 0,105 | 100,14  | 1,698 | 1,681 | 1,673 | 0,025 | 38    | 64    | —     |
| 1199 | 53,50 | 2,69 | 0,16 | 0,90 | 0,47  | 1,65 | 0,05  | 17,43 | 21,62 | 1,20 | 1,01  | —     | —    | 0,082 | 100,76  | 1,698 | 1,681 | 1,673 | 0,025 | 42    | 64    | —     |
| 1200 | 53,67 | 2,45 | —    | 2,07 | 1,49  | 3,84 | —     | 13,57 | 20,34 | 1,19 | 1,41  | —     | —    | —     | 100,23  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | 3,259 |
| 1201 | 52,48 | 2,53 | 0,19 | 0,53 | 0,88  | 2,14 | 0,071 | 18,65 | 20,98 | 1,03 | 0,02  | —     | —    | 0,138 | 99,64   | 1,700 | 1,679 | 1,674 | 0,026 | 39    | 59    | —     |

Вместота экзотитов и тросспидитов в кимберлитах

|      |       |       |      |      |       |      |       |       |       |      |      |      |      |       |         |       |       |       |       |    |       |                 |
|------|-------|-------|------|------|-------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|----|-------|-----------------|
| 1202 | 53,68 | 1,70  | Сл.  | 2,84 | 0,06  | 2,02 | 0,06  | 16,16 | 23,33 | 0,38 | —    | 0,08 | 0,06 | 0,009 | 100,38  | 1,711 | —     | 1,690 | 0,021 | —  | —     | 3,36            |
| 1203 | 53,36 | 1,32  | 0,12 | 1,08 | 0,38  | 3,37 | 0,11  | 17,51 | 22,90 | 0,04 | Сл.  | —    | —    | 0,04  | 100,23  | 1,700 | —     | 1,676 | 0,024 | —  | —     | 3,34            |
| 1204 | 53,45 | 1,08  | Сл.  | 1,83 | 0,05  | 1,52 | 0,11  | 17,64 | 24,14 | 0,28 | Сл.  | 0,10 | —    | 0,006 | 100,20  | 1,711 | —     | 1,690 | 0,021 | —  | —     | 3,36            |
| 1205 | 54,42 | 4,78  | 0,28 | 3,08 | 1,31  | 1,42 | 0,02  | 14,33 | 17,73 | 2,02 | 0,52 | —    | —    | 0,08  | 100,51  | 1,706 | —     | 1,684 | 0,022 | —  | —     | —               |
| 1206 | 51,80 | Сл.   | 0,32 | 5,30 | 0,21  | 1,57 | 0,12  | 18,31 | 20,82 | 0,31 | 0,19 | 0,64 | 0,26 | 0,50  | 100,35  | 1,704 | —     | 1,680 | 0,024 | 40 | 73    | —               |
| 1207 | 52,56 | 6,48  | 0,05 | 0,74 | 1,21  | 1,17 | —     | 16,09 | 19,18 | 1,65 | 0,23 | 1,20 | —    | —     | 100,51  | 1,706 | —     | 1,682 | 0,024 | 38 | 66    | —               |
| 1208 | 52,23 | 5,11  | 0,32 | 1,92 | 0,79  | 1,14 | 0,04  | 16,06 | 19,99 | 1,47 | 0,25 | 0,65 | 0,34 | —     | 100,31  | 1,702 | —     | 1,680 | 0,022 | 40 | 58—60 | —               |
| 1209 | 53,40 | 6,11  | 0,35 | 1,73 | 1,68  | 0,97 | 0,04  | 15,39 | 17,56 | 1,52 | 0,12 | 0,85 | 0,26 | —     | 99,98   | 1,702 | —     | 1,680 | 0,022 | 40 | 58—60 | —               |
| 1210 | 54,38 | 2,53  | 0,18 | 1,13 | 0,21  | 3,57 | 0,09  | 15,59 | 20,26 | 1,45 | 0,10 | 0,81 | —    | —     | 100,30  | 1,700 | —     | 1,674 | 0,026 | 41 | 62    | 3,33            |
| 1211 | 54,76 | 8,33  | 0,44 | 1,29 | —     | 2,70 | 0,04  | 11,59 | 16,35 | 4,63 | 0,05 | —    | —    | —     | 100,18  | 1,695 | 1,681 | 1,673 | 0,022 | 41 | 70    | 3,333—<br>3,347 |
| 1212 | 53,36 | 9,66  | 0,34 | 1,69 | —     | 5,68 | —     | 9,50  | 12,18 | 6,82 | —    | 1,05 | Сл.  | 0,22  | 100,50  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —               |
| 1213 | 53,87 | 8,16  | 0,39 | 3,81 | Сл.   | 3,17 | 0,02  | 9,84  | 15,33 | 4,93 | 0,38 | 0,59 | 0,20 | —     | 100,69  | 1,710 | —     | 1,686 | 0,024 | 43 | 69    | —               |
| 1214 | 54,51 | 11,36 | 0,25 | 2,68 | 0,06  | 0,75 | 0,05  | 10,67 | 13,20 | 6,12 | 0,06 | —    | —    | —     | 99,71   | —     | —     | 1,676 | 0,020 | —  | 68    | —               |
| 1215 | 51,18 | 13,4  | 0,16 | 1,01 | 0,04  | 1,10 | 0,03  | 11,78 | 17,58 | 3,51 | 0,06 | 0,62 | —    | —     | 100,47  | —     | —     | 1,674 | 0,023 | —  | 59    | —               |
| 1216 | 48,99 | 17,78 | 0,13 | 0,72 | 0,05  | 0,74 | 0,023 | 9,73  | 18,23 | 3,30 | 0,06 | 0,36 | —    | —     | 100,11  | 1,696 | —     | 1,684 | 0,022 | —  | —     | —               |
| 1217 | 53,39 | 5,78  | 0,30 | 3,76 | 0,08  | 1,19 | 0,02  | 14,26 | 18,74 | 1,82 | 0,41 | 0,48 | 0,10 | —     | 100,33  | 1,697 | —     | 1,673 | 0,022 | —  | —     | 3,19            |
| 1218 | 52,43 | 6,46  | 0,42 | 5,60 | 0,02  | 1,66 | Сл.   | 12,71 | 18,44 | 2,37 | 0,03 | 0,06 | 0,04 | 0,003 | 100,24  | 1,706 | —     | 1,684 | 0,022 | —  | —     | —               |
| 1219 | 52,54 | 1,61  | 0,02 | 3,81 | 0,06  | 1,67 | 0,07  | 17,17 | 23,12 | 0,16 | 0,05 | 0,02 | —    | 0,015 | 100,325 | 1,698 | —     | 1,673 | 0,024 | —  | —     | 3,42            |
| 1220 | 53,34 | 1,12  | Сл.  | 4,38 | 0,04  | 2,06 | 0,13  | 15,66 | 22,84 | 0,30 | 0,02 | 0,07 | 0,06 | 0,011 | 100,031 | 1,698 | —     | 1,676 | 0,022 | 36 | 64    | 3,42            |
| 1221 | 55,06 | 7,67  | 0,51 | 1,68 | —     | 4,01 | 0,07  | 11,97 | 14,22 | 4,70 | 0,08 | —    | —    | —     | 99,97   | 1,700 | —     | 1,676 | 0,024 | 50 | 63    | —               |
| 1222 | 50,09 | 5,34  | 1,15 | 4,23 | —     | 6,13 | 0,15  | 10,49 | 19,17 | 2,78 | 0,04 | 0,16 | —    | —     | 99,73   | 1,699 | 1,679 | 1,672 | 0,022 | —  | —     | 3,38            |
| 1223 | 56,22 | 13,07 | 0,87 | 3,92 | 0,022 | 1,46 | 0,046 | 6,56  | 9,13  | 8,80 | 0,01 | —    | —    | 0,018 | 100,12  | 1,729 | 1,711 | 1,705 | 0,024 | —  | —     | —               |
| 1224 | 56,38 | 13,74 | 0,22 | 4,66 | 0,001 | 1,24 | 0,11  | 6,70  | 7,73  | 9,01 | 0,06 | —    | —    | 0,022 | 99,87   | 1,695 | 1,683 | 1,673 | 0,022 | —  | —     | —               |
| 1225 | 53,30 | 8,3   | 0,42 | 2,65 | 0,06  | 1,35 | 0,20  | 12,90 | 14,65 | 5,50 | 0,15 | —    | —    | —     | 99,42   | 1,646 | —     | 1,675 | 0,021 | —  | —     | —               |
| 1226 | 54,36 | 9,72  | 0,55 | 4,05 | 0,06  | 3,27 | 0,03  | 9,42  | 12,70 | 6,14 | 0,14 | —    | —    | —     | 100,44  | 1,703 | —     | 1,681 | 0,022 | 37 | 70    | —               |
| 1227 | 54,91 | 7,54  | 0,61 | 1,77 | 0,11  | 4,46 | 0,18  | 12,33 | 13,35 | 4,46 | 0,26 | —    | —    | —     | 99,98   | 1,701 | —     | 1,679 | 0,022 | 37 | 71    | —               |
| 1228 | 55,16 | 15,22 | 0,10 | 1,01 | 0,03  | 1,00 | 0,02  | 8,22  | 14,55 | 5,12 | 0,16 | —    | —    | —     | 99,69   | 1,698 | —     | 1,669 | 0,029 | 39 | 70    | —               |
| 1229 | 55,25 | 16,17 | 0,23 | 1,64 | 0,04  | 1,36 | 0,04  | 7,23  | 12,34 | 6,36 | 0,07 | —    | —    | —     | 100,73  | 1,700 | —     | 1,673 | 0,027 | —  | —     | —               |
| 1230 | 54,82 | 14,19 | 0,12 | 1,63 | 0,09  | 0,64 | 0,03  | 9,08  | 14,94 | 4,68 | 0,07 | —    | —    | —     | 100,29  | 1,700 | —     | 1,671 | 0,029 | 39 | 70    | —               |
| 1231 | 53,32 | 12,40 | 0,23 | 1,48 | 0,92  | 1,40 | Сл.   | 10,40 | 14,67 | 4,79 | 0,16 | —    | —    | —     | 99,77   | —     | —     | —     | 0,027 | —  | —     | —               |
| 1232 | 54,70 | 14,41 | 0,18 | 1,53 | 0,024 | 0,61 | »     | 8,67  | 14,17 | 5,31 | 0,05 | —    | —    | —     | 99,65   | —     | —     | —     | 0,029 | —  | —     | —               |
| 1233 | 54,37 | 14,47 | 0,13 | 2,38 | 0,03  | 0,95 | 0,02  | 8,95  | 13,35 | 5,21 | 0,13 | —    | —    | —     | 99,99   | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —               |
| 1234 | 55,10 | 17,95 | 0,03 | 1,08 | 0,024 | 0,58 | Сл.   | 6,28  | 11,40 | 6,81 | 0,06 | —    | —    | —     | 99,31   | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —               |
| 1235 | 55,50 | 15,63 | 0,18 | 1,94 | 0,04  | 0,96 | 0,02  | 7,17  | 10,52 | 7,61 | 0,08 | —    | —    | —     | 99,65   | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —               |
| 1236 | 51,99 | 15,75 | 0,28 | 1,55 | 0,03  | 0,58 | Сл.   | 10,72 | 14,75 | 4,22 | 0,22 | —    | —    | —     | 100,09  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —               |
| 1237 | 54,03 | 12,91 | 0,04 | 1,53 | 0,08  | 0,75 | 0,050 | 10,12 | 16,58 | 4,62 | 0,12 | —    | —    | —     | 100,83  | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —               |
| 1238 | 54,06 | 17,64 | 0,42 | 1,56 | 0,03  | 0,83 | Сл.   | 6,87  | 11,98 | 6,20 | 0,12 | —    | —    | —     | 99,71   | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —               |
| 1239 | 54,56 | 16,50 | 0,10 | 1,56 | 0,04  | 0,40 | 0,01  | 7,26  | 12,94 | 6,00 | 0,07 | —    | —    | —     | 99,44   | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —               |
| 1240 | 55,31 | 19,26 | 0,38 | 0,82 | 0,02  | 1,10 | Сл.   | 5,57  | 10,11 | 7,30 | 0,11 | —    | —    | —     | 99,98   | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —               |
| 1241 | 55,18 | 19,07 | 0,05 | 0,66 | 0,08  | 0,76 | Сл.   | 6,10  | 10,98 | 7,00 | 0,06 | —    | —    | —     | 99,94   | —     | —     | —     | —     | —  | —     | —               |



(продолжение)

| Анализ                        | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | Прочие | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng—Np | cNg   | 2V°    | d <sub>г/см<sup>3</sup></sub> |
|-------------------------------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------------------------------|
| <b>Дополнительные анализы</b> |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       |       |       |       |       |        |                               |
| 1242                          | 52,14            | 1,26                           | 0,33             | 1,20                           | —                              | 16,85 | 0,36 | 21,89 | 5,32  | 0,18              | 0,02             | —                             | 0,11                          | —      | 99,70  | —     | 1,687 | 1,684 | —     | 40    | 0—10   | —                             |
| 1243б                         | 51,41            | 1,88                           | 0,49             | 1,95                           | —                              | 16,92 | 0,39 | 16,33 | 10,36 | 0,21              | 0,04             | —                             | 0,04                          | —      | 100,02 | —     | 1,685 | —     | —     | 43    | 43—20— | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 1,737 |       |       | 0     |        |                               |
| 1244                          | 51,3             | 2,7                            | 0,36             | 2,1                            | —                              | 5,8   | 0,14 | 17,3  | 19,5  | 0,30              | —                | —                             | —                             | 0,04   | 99,54  | 1,713 | 1,692 | 1,688 | 0,025 | 46    | —      | —                             |
| 1245                          | 49,73            | 4,53                           | 1,33             | 2,06                           | —                              | 6,14  | 0,18 | 14,77 | 20,79 | 0,43              | Сл.              | 0,59                          | 0,05                          | —      | 100,61 | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —                             |
| 1245б                         | 50,15            | 4,87                           | 1,63             | 1,60                           | —                              | 8,15  | 0,21 | 13,26 | 18,94 | 0,75              | 0,11             | 0,62                          | 0,25                          | —      | 100,54 | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —                             |
| 1246                          | 48,61            | 4,37                           | 1,63             | 2,28                           | —                              | 6,72  | 0,21 | 14,07 | 21,22 | 0,33              | Сл.              | 0,75                          | 0,10                          | —      | 100,33 | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —                             |
| 1246б                         | 48,56            | 4,23                           | 1,68             | 1,88                           | —                              | 7,16  | 0,23 | 14,61 | 20,42 | 0,41              | Сл.              | 0,63                          | 0,10                          | —      | 99,91  | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —                             |
| 1247б                         | 48,81            | 3,91                           | 1,55             | 2,20                           | —                              | 6,97  | 0,23 | 14,16 | 21,18 | 0,31              | Сл.              | 0,66                          | 0,10                          | —      | 100,08 | —     | 1,689 | —     | —     | 54    | —      | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 1,705 |       |       |       |        |                               |
| 1248б                         | 48,90            | 4,41                           | 1,40             | 2,17                           | —                              | 6,92  | 0,17 | 13,95 | 20,91 | 0,55              | 0,05             | 0,24                          | 0,15                          | —      | 99,82  | —     | 1,685 | —     | —     | 54—42 | —      | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 1,694 |       |       |       |        |                               |
| 1249                          | 49,06            | 5,14                           | 1,78             | 1,97                           | —                              | 6,17  | 0,18 | 14,00 | 21,19 | 0,36              | Сл.              | 0,59                          | 0,05                          | —      | 100,50 | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —                             |
| 1250                          | 50,03            | 3,36                           | 1,14             | 3,49                           | —                              | 6,08  | 0,18 | 13,83 | 21,21 | 0,45              | 0,17             | 0,29                          | 0                             | —      | 100,48 | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —                             |
| 1250б                         | 50,05            | 3,91                           | 2,23             | 1,89                           | —                              | 10,77 | 0,31 | 11,71 | 18,48 | 0,60              | 0,30             | 0,24                          | 0,03                          | —      | 100,52 | —     | 1,688 | —     | —     | 53—47 | —      | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 1,701 |       |       |       |        |                               |
| 1251                          | 50,20            | 4,10                           | 0,78             | 2,48                           | —                              | 8,32  | 0,34 | 14,12 | 19,60 | 0,34              | 0,04             | 0,15                          | 0                             | —      | 100,56 | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —                             |
| 1252                          | 50,25            | 2,90                           | 1,36             | 2,03                           | —                              | 8,84  | 0,32 | 14,19 | 19,64 | 0,39              | 0,05             | 0,26                          | 0                             | —      | 100,23 | —     | 1,692 | —     | —     | 52—50 | —      | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 1,702 |       |       |       |        |                               |
| 1253                          | 50,08            | 1,48                           | 1,16             | 1,59                           | —                              | 15,61 | 0,71 | 10,03 | 19,19 | 0,42              | 0,09             | 0,17                          | 0,05                          | —      | 100,58 | —     | 1,702 | —     | —     | 50    | —      | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 1,718 |       |       |       |        |                               |
| 1254                          | 48,91            | 0,41                           | 0,78             | 3,39                           | —                              | 23,05 | 0,85 | 3,07  | 18,88 | 0,67              | 0,18             | 0,18                          | 0,05                          | —      | 100,42 | —     | 1,728 | —     | —     | 55    | —      | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 0,741 |       |       |       |        |                               |
| 1254б                         | 49,95            | 1,66                           | 0,83             | 10,57                          | —                              | 18,58 | 0,82 | 0,84  | 12,79 | 4,18              | 0,22             | 0,25                          | 0                             | —      | 100,69 | —     | 1,737 | —     | —     | —     | —      | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 1,764 |       |       |       |        |                               |
| 1255                          | 47,57            | 1,09                           | 0,82             | 2,35                           | —                              | 26,17 | 0,91 | 1,51  | 19,49 | 0,46              | 0,08             | 0,15                          | 0                             | —      | 100,60 | —     | 1,734 | —     | —     | —     | —      | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 1,741 |       |       |       |        |                               |
| 1255б                         | 47,60            | 1,30                           | 0,92             | 2,97                           | —                              | 26,52 | 1,00 | 0,41  | 18,49 | 0,78              | 0,24             | 0,12                          | 0,05                          | —      | 100,40 | —     | 1,736 | —     | —     | —     | —      | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 1,746 |       |       |       |        |                               |
| 1256                          | 48,58            | 0,23                           | 0,06             | 2,04                           | —                              | 28,37 | 1,12 | 0,61  | 19,01 | 0,50              | 0,15             | 0,14                          | 0,30                          | 0,04   | 100,05 | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —                             |
| 1257                          | 47,43            | 0,83                           | 1,16             | 2,77                           | —                              | 27,60 | 1,08 | Сл.   | 18,75 | 0,64              | 0,22             | 0,15                          | 0,00                          | —      | 100,63 | —     | 1,734 | —     | —     | 56    | —      | —                             |
|                               |                  |                                |                  |                                |                                |       |      |       |       |                   |                  |                               |                               |        |        |       | 1,746 |       |       |       |        |                               |
| 1258                          | 50,80            | 4,96                           | 0,69             | 1,97                           | 0,0079                         | 3,53  | 0,10 | 16,67 | 20,80 | 0,78              | 0,05             | 0,17                          | 0,02                          | —      | 100,55 | —     | —     | —     | —     | —     | —      | —                             |

|       |       |       |      |      |         |       |       |       |       |         |         |         |         |      |        |       |       |       |       |    |    |       |       |   |
|-------|-------|-------|------|------|---------|-------|-------|-------|-------|---------|---------|---------|---------|------|--------|-------|-------|-------|-------|----|----|-------|-------|---|
| 1259  | 53,71 | 1,15  | 0,11 | 1,70 | —       | 5,15  | 0,16  | 14,59 | 23,49 | 0,23    | 0,01    | 0,13    | 0,04    | —    | 99,47  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1260  | 51,75 | 3,45  | 0,43 | 0,52 | 0,0014  | 6,65  | 0,15  | 13,90 | 21,65 | 0,59    | 0,01    | 0,20    | 0,05    | —    | 100,35 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1261  | 51,07 | 2,87  | 0,48 | 1,92 | 0,0003  | 8,90  | 0,19  | 13,04 | 22,26 | 0,41    | 0,02    | He опр. | 0,06    | —    | 100,22 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1262  | 50,95 | 3,24  | 0,35 | 1,97 | 0,0019  | 9,23  | 0,30  | 12,50 | 20,77 | 0,49    | 0,06    | 0,09    | 0,01    | —    | 99,96  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1263  | 51,10 | 3,12  | 0,43 | 1,77 | 0,00015 | 9,51  | 0,30  | 12,54 | 20,92 | 0,67    | 0,11    | 0,18    | 0,01    | —    | 100,66 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1264  | 51,96 | 3,15  | 0,41 | 1,89 | 0,00015 | 9,62  | 0,29  | 13,63 | 19,16 | 0,46    | 0,06    | He опр. | 0,03    | —    | 100,65 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1265  | 50,35 | 3,80  | 0,43 | 0,88 | 0,001   | 9,61  | 0,38  | 12,47 | 21,71 | He опр. | He опр. | » »     | He опр. | —    | 100,63 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1266  | 52,00 | 1,81  | 0,22 | 1,54 | —       | 10,56 | 0,39  | 13,26 | 21,50 | » »     | » »     | » »     | —       | —    | 100,28 | 1,714 | —     | 1,688 | 0,026 | 38 | 52 | —     | —     | — |
| 1267  | 51,80 | 1,00  | 0,20 | 1,00 | —       | 9,72  | 0,27  | 13,40 | 22,40 | » »     | » »     | » »     | —       | —    | 99,79  | 1,711 | —     | 1,687 | 0,024 | 36 | 54 | —     | —     | — |
| 1268  | 52,90 | 0,80  | 0,25 | 2,28 | —       | 7,38  | 0,15  | 14,70 | 22,50 | » »     | » »     | » »     | —       | —    | 99,50  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1269  | 50,26 | 3,47  | 0,53 | 0,37 | —       | 7,66  | 0,27  | 13,00 | 22,22 | » »     | » »     | » »     | He опр. | —    | 99,78  | —     | —     | —     | —     | —  | 36 | 58    | —     | — |
| 1270  | 51,80 | 1,51  | 0,28 | 0,27 | —       | 11,96 | 0,24  | 12,90 | 21,30 | » »     | » »     | » »     | —       | —    | 100,13 | 1,713 | —     | 1,693 | 0,020 | 44 | 57 | —     | —     | — |
| 1271  | 52,61 | 0,90  | 0,11 | 3,44 | —       | 4,33  | 0,23  | 17,17 | 22,91 | 0,00    | Сл.     | 0,72    | 0,09    | —    | 99,78  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1272  | 49,60 | 1,37  | 0,25 | 0,00 | —       | 10,55 | 0,33  | 12,32 | 20,53 | 0,41    | 0,04    | 1,20    | 0,05    | —    | 99,78  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1273  | 51,68 | 0,57  | 0,05 | 1,99 | —       | 8,64  | 0,82  | 13,04 | 21,84 | 0,49    | 0,38    | 0,86    | 0,98    | —    | 100,34 | 1,713 | —     | 1,687 | 0,026 | 42 | 56 | 3,356 | —     | — |
| 1274  | 48,92 | 1,96  | 0,24 | 0,62 | —       | 17,24 | 0,13  | 9,05  | 19,83 | 0,58    | 0,14    | 0,65    | 0,10    | —    | 100,46 | 1,745 | —     | 1,720 | 0,025 | —  | —  | —     | 3,481 | — |
| 1275  | 51,22 | 6,20  | 0,13 | 1,91 | —       | 11,06 | 0,85  | 10,27 | 21,35 | 1,16    | 0,25    | 0,81    | —       | —    | 100,43 | 1,723 | —     | 1,698 | 0,025 | —  | 58 | —     | —     | — |
| 1276  | 49,79 | 3,00  | 0,28 | 1,70 | 0,27    | 5,67  | 0,10  | 12,67 | 20,71 | 1,55    | 0,10    | 0,81    | —       | 0,02 | 99,55  | 1,702 | 1,693 | 1,688 | 0,014 | —  | 60 | 3,36  | —     | — |
| 1277  | 52,49 | 13,45 | 0,04 | 1,72 | —       | 1,59  | —     | 9,36  | 16,65 | 4,46    | 0,24    | 0,3     | 0,10    | —    | 100,15 | —     | —     | —     | —     | —  | 39 | 65—68 | —     | — |
| 1278  | 52,75 | 15,02 | 0,03 | 1,04 | —       | 1,33  | —     | 8,82  | 16,25 | 4,37    | 0,15    | 0,25    | 0,23    | —    | 100,35 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1279  | 49,66 | 5,93  | 1,38 | 4,06 | —       | 4,06  | 0,30  | 12,94 | 20,49 | 0,72    | 0,01    | —       | —       | —    | 99,87  | —     | 1,698 | —     | —     | —  | 51 | —     | —     | — |
| 1280  | 50,66 | 2,15  | 1,13 | 1,27 | —       | 12,51 | 0,77  | 9,02  | 22,07 | 0,52    | 0,13    | 0,65    | 1,16    | 0,29 | 100,13 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1281  | 51,90 | 2,21  | 0,13 | 2,57 | —       | 8,82  | 0,31  | 11,89 | 21,60 | 0,48    | 0,06    | —       | —       | —    | 99,97  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1282  | 53,40 | 0,75  | 0,05 | —    | —       | 0,04  | 0,004 | 19,42 | 26,29 | 0,03    | —       | 0,72    | 0,03    | 0,01 | 100,75 | 1,698 | —     | 1,670 | 0,028 | 38 | 57 | —     | —     | — |
| 1283  | 53,32 | 8,69  | 1,12 | 7,27 | 0,19    | 3,95  | 0,05  | 7,82  | 11,73 | 5,36    | 0,19    | 0,60    | —       | —    | 100,19 | —     | —     | —     | —     | —  | 22 | —     | —     | — |
| 1284  | 53,30 | 10,65 | 0,30 | 3,45 | 0,15    | 2,10  | —     | 9,20  | 15,40 | 4,90    | 0,10    | —       | —       | —    | 99,55  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1285  | 53,79 | 6,80  | 0,48 | 2,40 | 0,06    | 3,06  | 0,07  | 14,35 | 14,84 | 4,42    | 0,18    | —       | —       | —    | 100,45 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1286  | 53,72 | 1,25  | 0,60 | 3,25 | 0,12    | 1,46  | 0,02  | 9,58  | 12,94 | 6,20    | 0,10    | 0,54    | —       | —    | 99,78  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1287  | 53,82 | 7,96  | 0,64 | 2,34 | 0,29    | 1,13  | 0,08  | 12,32 | 16,66 | 4,26    | 0,05    | 0,70    | —       | —    | 100,25 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1288  | 53,80 | 3,17  | 0,15 | 2,10 | 1,38    | 0,53  | 0,05  | 16,94 | 19,13 | 2,23    | 0,05    | —       | —       | —    | 99,53  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1289  | 54,49 | 2,23  | 0,38 | 0,91 | 0,22    | 0,44  | 0,02  | 17,07 | 21,80 | 1,98    | 0,01    | —       | —       | —    | 99,55  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1290  | 52,95 | 7,41  | 0,78 | 2,23 | 0,13    | 0,78  | 0,04  | 13,25 | 17,30 | 3,91    | He опр. | 0,84    | —       | —    | 99,58  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1291* | 54,47 | 1,47  | 0,16 | 1,98 | 0,56    | 0,90  | 0,06  | 16,25 | 22,60 | 1,08    | —       | 1,00*   | —       | —    | 100,53 | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1292  | 53,96 | 6,90  | 0,13 | 1,71 | 0,14    | 0,80  | 0,09  | 15,09 | 17,41 | 2,87    | 0,04    | —       | —       | —    | 99,74  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1293  | 54,32 | 6,88  | 0,15 | 0,98 | 0,11    | 0,65  | 0,01  | 14,15 | 19,29 | 3,11    | 0,08    | —       | —       | —    | 99,73  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1294  | 52,30 | 7,21  | 0,53 | 1,09 | 0,66    | 1,11  | 0,07  | 14,37 | 19,10 | 3,12    | 0,03    | —       | —       | —    | 99,59  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |
| 1295  | 53,54 | 2,17  | 0,29 | 2,45 | 0,39    | 1,64  | 0,01  | 15,93 | 21,39 | 1,89    | 0,03    | —       | —       | —    | 99,73  | —     | —     | —     | —     | —  | —  | —     | —     | — |

(окончание)

| Анализ | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- | Прочие                                | Сумма  | Ng    | Nm    | Np    | Ng-Np | cNg | 2V° | d, г/см <sup>3</sup> |   |
|--------|------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|---------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-----|-----|----------------------|---|
| 1296   | 52,91            | 7,38                           | 0,29             | 2,04                           | 0,12                           | 1,40 | 0,02 | 16,16 | 15,86 | 3,36              | 0,04             | —                 | —                 | —                                     | 99,58  | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1297   | 48,29            | 17,85                          | 0,12             | 1,06                           | 0,17                           | 0,49 | 0,01 | 9,56  | 18,68 | 3,12              | 0,16             | —                 | —                 | —                                     | 99,51  | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1298*  | 55,03            | 14,47                          | 0,35             | 2,29                           | 0,04                           | 0,62 | 0,04 | 8,10  | 11,58 | 6,44              | 0,07             | 1,15*             | —                 | —                                     | 100,18 | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1299   | 55,69            | 11,35                          | 0,07             | 3,21                           | 0,08                           | 0,95 | 0,02 | 8,52  | 13,54 | 5,86              | 0,12             | 0,56              | —                 | —                                     | 99,97  | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1300   | 49,59            | 7,63                           | 0,35             | 4,84                           | 0,11                           | 8,46 | 0,06 | 6,94  | 19,84 | 2,16              | 0,21             | —                 | —                 | —                                     | 100,19 | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1301   | 53,92            | 2,21                           | 0,30             | 3,29                           | 0,37                           | 1,02 | 0,04 | 15,69 | 21,16 | 1,80              | He опр.          | —                 | —                 | —                                     | 99,80  | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1302   | 48,71            | 9,91                           | 1,41             | 3,44                           | 0,08                           | 4,48 | 0,06 | 14,80 | 14,86 | 1,80              | » »              | —                 | —                 | —                                     | 99,55  | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1303   | 53,95            | 5,05                           | 0,49             | 2,08                           | 0,03                           | 1,40 | 0,06 | 15,87 | 17,70 | 3,04              | 0,02             | —                 | —                 | —                                     | 99,69  | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1304   | 53,81            | 14,40                          | 0,19             | 0,34                           | 0,01                           | 1,83 | Сл.  | 9,47  | 13,56 | 6,52              | 0,05             | —                 | —                 | —                                     | 100,18 | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1305   | 56,06            | 10,67                          | 0,19             | 1,05                           | 0,26                           | 0,84 | 0,05 | 11,26 | 14,74 | 4,56              | 0,36             | —                 | —                 | —                                     | 100,04 | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1306   | 55,28            | 12,28                          | 0,16             | 2,03                           | 0,08                           | 1,22 | 0,01 | 9,20  | 13,92 | 5,71              | 0,04             | —                 | —                 | —                                     | 99,93  | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1307   | 54,08            | 9,82                           | 0,29             | 2,36                           | 0,07                           | 1,64 | 0,01 | 10,62 | 16,36 | 4,46              | 0,01             | —                 | —                 | —                                     | 99,72  | —     | —     | —     | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1308   | 55,72            | 11,23                          | 0,16             | 1,18                           | —                              | 1,64 | 0,02 | 9,97  | 14,80 | 5,65              | 0,05             | 0,17              | —                 | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>0,02 | 100,61 | 1,691 | 1,676 | 1,673 | —     | —   | —   | —                    | — |
| 1309   | 55,55            | 5,45                           | 0,16             | 0,06                           | —                              | 1,42 | 0,02 | 14,49 | 19,49 | 3,03              | 0,20             | 0,00              | —                 | —                                     | 99,87  | 1,692 | 1,678 | 1,668 | —     | —   | —   | —                    | — |

Звездочкой помечены анализы, не удовлетворяющие требованиям отбраковки (см. § 4). К анализам 669—675, 680, 697, 738, 764, 844, 866, 909, 920, 938, 949, 963, 994—1000, 1011, 1143, 1155, 1156, 1174, 1185, 1187, 1209, 1210, 1215, 1216, 1226, 1228—1241, 1277, 1283—1310 в первосточниках приведены параметры решетки или рентгенограммы пироксенов. Анализы 632—640—спектрохимические и SiO<sub>2</sub> вычислено. В анализах 624, 651, 677—679 установлены спектральные примеси элементов. В анализе 907 FeO рассчитано приближенно по методу Трегером, в оригинале дано FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В анализах 956—958 приведена сумма FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Содержания (%) прочих компонентов в первосточниках для ряда анализов даны приблизительно, например, в анализах 642 (0,20 SO<sub>3</sub>; 0,28 CO<sub>2</sub>; 0,58 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>); 682 (0,012 NiO; 0,024 CaO, 0,03 CO<sub>2</sub>); 764 (0,05 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,07 SO<sub>3</sub>); 838 (0,13 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,06 S); 846 (0,35 F; 0,01 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>); 847 (0,16 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,04 F); 930 (0,58 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>); 0,21 CO<sub>2</sub>); 949 (0,69 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>); 0,004 NiO; 0,003 BaO; 0,6003 CaO; 0,0008 Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); 1014 (0,06 V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,60 CO<sub>2</sub>).

## ПОЯСНЕНИЯ К АНАЛИЗАМ МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ

### А. Эффузивные породы

#### Спилито-диабазовая формация

1. Моноклинный пироксен из пироксенового порфирита;  $МП + Аб + Хл$ ; Горный Алтай, нижекембрийские вулканиты (Белоусов, Кочкин, Полякова, 1969).
2. Клинопироксен из андезитового порфирита;  $МП + Аб + Амф$ ; Финляндия, Эонтекио (Mergiläinen, 1961).

#### Андезитовая и трахиандезитовая формации

3. Титанавгит из оливинового ( $\Phi_{25}$ ) пироксенового базальта. Япония, о-в Ики (Aoki 1964).
4. Авгит, вкрапленник из туфобрекчин базальта; Япония, преф. Сагэ (Yamauchi, 1964).
5. Авгит, вкрапленник из базальтовой туфобрекчин (Yamauchi, 1964).
6. Авгит из базальта; Япония, Нишигатаке (Niggli, 1943).
7. Авгит из базальта; Япония, преф. Сагэ (Ishibashi, 1962).
8. Авгит из базальта; Япония, Нишигатаке (Кипо, 1954).
9. Салит из базальта;  $МП + РП + Ол$ ; Япония, влк. Тага (Кипо, Sawatari, 1934).
10. Авгит из оливинового базальта; Япония, влк. Тага (Кипо, 1955).
11. Пироксен моноклинный из гиперстен-оливинового базальтового туфа; Япония, преф. Енеяма (Niggli, 1943).
12. Авгит реликтовый из метаморфизованной вулканической породы основного состава;  $МП + Аб + Хл + Сф + Эн + Пумп$  (Seki, 1961).
13. Хромдиопсид из базальта; Япония (Дир и др., 1965).
14. Моноклинный пироксен из базальта;  $МП, \Phi_{10}, Пл$ ; влк. Ключевской (Набоко, Шаврова, 1954).
15. Моноклинный пироксен из базальта; вкрапленники:  $Пл + Ол$ , микролиты:  $Пл + МП + Ол + КПШ + Мт + Пи$ ; вкл. Заречный (Набоко, Шаврова, 1954).
16. Авгит из базальта;  $МП + Пл_{87-94} + \Phi_{14-24}$ , Алеутские о-ва, четвертичные вулканиты (Byers, 1961).
17. Авгит из базальта;  $Авг + Пл + Юл + Мт$ ; США, Нью-Мехико (Clarke, 1915).
18. Авгит из базальта;  $Ол + Авг$ ; США, Монтана (Clarke, 1915).
19. Клинопироксен из базальта (19 — зеленая фракция, 19а — темная фракция); США, Центральная Невада (Witaliano, Harvey, 1965).
20. Моноклинный пироксен из базальта;  $МП + Пл_{77-84} + \Phi_{26}$ ; Карпаты, неогенные вулканиты (В. Соболев, Козлов, Бобревич и др. 1955).
21. Пироксен из базальта;  $МП + Пл_{45-50} + Би$ ; Азербайджанское вулканическое плато, четвертичные лавы (Мамедов, Махмудов, 1957).
22. Авгит длиннопризматический из туфов базальта; Азербайджан, третичные вулканиты (Кашкай, 1944).
23. Авгит короткопризматический из туфов базальта; Азербайджан, третичные вулканиты (Кашкай, 1944).
24. Моноклинный пироксен из базальта; Кавказ, эксплозионный выброс современных лав (Веселовская, 1950).
25. Авгит из щелочного базальта; Япония (Aoki, 1959).
26. Авгит из щелочного базальтоида; Япония, преф. Абу (Oji, 1961).
27. Титанавгит из трахибазальта; Япония, преф. Абу (Oji, 1961).
28. Диопсид-авгит из трахибазальта; Япония, преф. Абу (Oji, 1961).
29. Моноклинный пироксен из нормально-щелочного базальта; Япония (Ishibashi, 1962).
30. Титанавгит алюминийсодержащий из керсутитового трахибазальта; Япония, о-в Ики (Aoki, 1964).
31. Титанавгит из оливинового ( $\Phi_{31}$ ) муджнерита; Япония, о-в Ики (Aoki, 1964).
32. Авгит из оливинового щелочного базальта; Япония, о-в Мисима (Aoki, 1964).
33. Моноклинный пироксен из калневого базальта; Кавказ, эоценовые лавы (Веселовская, 1950).
34. Авгит из анальцимового базальта;  $Авг + Ол + Анц + Мт$ ; США, Колорадо (Niggli, 1943).
35. Авгит из туфа анальцимового базальта; США, Аризона, плиоценовая лава (Williams, 1936).
36. Авгит из гаюнофира, Мелфи (Doelter, 1914).
37. Авгит из лавы, Везувий (Zambonini, 1910).
38. Авгит из лавы (38 — желтая, 38а — темно-зеленая, 38б — черная фракции); Везувий (Zambonini, 1910).
39. Авгит лапилли лейцитового базанита; Везувий (Niggli, 1943).
40. Ферроавгит из лавы; Везувий (Niggli, 1943).
41. Ферроавгит из туфа; Везувий (Müller, 1936).
42. Авгит из базальта; влк. Этна, извержение 1669 г. (Washington, Merwin, 1922). Анализ исправлен с исключением 4% магнетита.
43. Моноклинный пироксен из анальцимового базальта; о-в Сардиния (Niggli, 1943).
44. Авгит из базальта; влк. Стромболи, извержение 1914 г. (Niggli, 1943; Washington, Merwin, 1922).
45. Моноклинный пироксен из андезитового базальта,  $Пл_{48-51} + МП + РП$ ; Камчатка, р. Парамутка, верхчетвертичные

- лавовые излияния (Фаворская, Волчанская, Ниссенбаум, 1963).
46. Моноклинный пироксен из андезито-базальта;  $Мл_{48-51} + МП + РП$ ; Камчатка, р. Парамутка, послесреднемиоценовая лава (Фаворская и др., 1963).
  47. Магнезиальный пижонит из андезита;  $МП + РП$ ; Япония, влк. Хаконе (Купо, 1955).
  48. Авгит из андезита;  $МП + РП + Ол$ ; Япония, влк. Хаконе (Купо, 1955).
  49. Авгит из муджиерит-трахита;  $МП + \Phi_{a_{34}}$ ; Япония, о-в Иво (Аоки, 1964).
  50. Ферропижонит из андезита; Япония, преф. Хуксима (Дир и др., 1965).
  51. Авгит из андезита; Филиппины (Doelter, 1914).
  52. Диопсид и гиперстен из андезита с оливинном  $\Phi_{a_{27}}$ ; США, Колорадо (Laggen, Irving, Gonyer, 1936).
  53. Диопсид из андезита; Камчатка, влк. Шведлuch (Набоко, Шаврова, 1954; Меньяйлов, 1955).
  54. Авгит из андезита;  $МП + Пл + Роg$ , в основной массе:  $Кв + Орт + Пл$ ; США, Колорадо (Clarke, 1915).
  55. Диопсидизированный авгит из латита; Мексика, Церро Меркадо (Niggli, 1943).
  56. Авгит из андезитового туфа; Италия, Монтерано, близ Рима (Niggli, 1943).
  57. Диопсидовый пироксен из гиперстенового андезита; влк. Санторин (Розенбуш, 1934).
  58. Титанавгит, вкрапленник из трахиандезита; Япония, о-в Ики (Аоки, 1964).
  59. Натровый феррогендербит из обсидиана; Италия, Пантеллерия, Кайнозойские вулканы (Carmichael, 1962).
  60. Натровый гендербит из обсидиана; Италия, Пантеллерия, кайнозойские вулканы (Carmichael, 1962).
  61. Авгит основной массы из оливинного базальта; Япония, влк. Тага (Купо, 1955). Анализ исправлен с вычетом 0,5% ильменита.
  62. Субкальциевый авгит основной массы из гиперстенового базальта; Япония, влк. Михараяма, извержение 1778 г. (Купо, 1955).
  63. Субкальциевый авгит основной массы из дупироксенового базальта; влк. Михараяма, извержение 1950 г. (Купо, 1955).
  64. Субкальциевый ферроавгит основной массы из гиперстенового базальта; влк. Михараяма (Купо, 1955). Анализ исправлен с вычетом 0,5% ильменита.
  65. Титанавгит основной массы из муджиерита с оливинном  $\Phi_{a_{31-50}}$ ; Япония, о-в Ики (Аоки, 1964).
  66. Титанавгит основной массы из оливинного ( $\Phi_{a_{33-38}}$ ) муджиерита; Япония, о-в Ики (Аоки, 1964).
  67. Титанавгит основной массы из оливинного ( $\Phi_{a_{32-44}}$ ) щелочного базальта; Япония, о-в Ики (Аоки, 1964).
  68. Титанавгит основной массы из оливинного ( $\Phi_{a_{43-38}}$ ) муджиерита; Япония, р-н Юбуко (Аоки, 1964).
  69. Ферроавгит из фаялитового ( $\Phi_{a_{90-94}}$ ) трахита; Япония, о-в Ики (Аоки, 1964).
  70. Субкальциевый ферроавгит основной массы из гортонолитового ( $\Phi_{a_{73-75}}$ ) трахита; Япония, близ о-ва Ики (Аоки, 1964).
  71. Пижонит основной массы из андезита; Япония, влк. Хаконе (Купо, 1950).
  72. Пижонит основной массы из андезита; Япония, влк. Хаконе (Купо, 1955).
  73. Микровкрапленники пижонита и ортопироксена из андезита; влк. Хаконе (Купо, Nagashima, 1952).

#### Трапповая формация

- 74—77. Авгит из базальта с  $Пл_{53-56}$ ; Украина, р. Мокрая Волноваха (Ормонт, 1956).
78. Моноклинный пироксен из гналобазальта; Урал, Ивдельский р-н, кайнозойские лавы (Авдонин, 1963).

#### Континентальные оливин-базальтовая и щелочно-базальтовая формации

79. Хромсодержащий авгит: ядро (79), кайма (79а) и основная масса (79б) из щелочного оливинного базальта; вкрапленники:  $\Phi_{a_8} + Пл_{59}$ ; ФРГ Хохейфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
80. Хромсодержащий авгит: ядро (80) и кайма вкрапленника (80а) из гавайита;  $МП + \Phi_{a_8} + Пл_{42}$  (основная масса) и титаномagnetит ( $a = 8,475 \text{ \AA}$ ); Хохейфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
81. Хромсодержащий авгит: ядро (81), кайма вкрапленника (81а) и основная масса (81б) из щелочного оливинного базальта;  $МП + \Phi_{a_8}$ ,  $Пл_{40-49} +$  титаномagnetит ( $a = 8,465 \text{ \AA}$ ); Хохейфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
82. Хромсодержащий авгит: ядро (82), кайма вкрапленника (82а) и основная масса (82б) из щелочного оливинного базальта;  $МП + \Phi_{a_9} + Пл_{50} +$  титаномagnetит ( $a = 8,480 \text{ \AA}$ ); Хохейфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
83. Хромсодержащий авгит: ядро (83), кайма вкрапленника (83а) и основная масса (83б) из гавайита;  $МП + \Phi_{a_{20}} + Пл_{42} +$  титаномagnetит ( $a = 8,465 \text{ \AA}$ ); Хохейфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
84. Хромсодержащий авгит: ядро (84) и кайма вкрапленника (84а) из рогообманкового базанитоида; вкрапленники:  $\Phi_{a_8} + Пл_{60-73} +$  керсутит ( $2V = 78^\circ$ ,  $Ng = 1,708$ ), основная масса:  $Пл_{60} + КПШ + Би + Анц$ ; Хохейфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
85. Хромсодержащий авгит: ядро (85), кайма вкрапленника (85а) и основная

- масса (856) из базанитоида; вкрапленники:  $\Phi a_9 + Пл_{59}$ , основная масса:  $Пл_{47-52} + КПШ + Би$  + титаномагнетит ( $a=8,460 \text{ \AA}$ ); Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
86. Хромсодержащий авгит: ядро (86), кайма вкрапленника (86а) и основная масса (86б) из базанитоида; вкрапленники:  $\Phi a_{14} + Пл_{90} + Роc$ , основная масса:  $Пл_{65} + КПШ$  + титаномагнетит ( $a=8,455 \text{ \AA}$ ); Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
87. Микровкрапленник моноклинного пироксена из анкарамита  $МП + \Phi a_{12}$  + титаномагнетит ( $a=8,46 \text{ \AA}$ ); Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
88. Салит хромсодержащий: ядро (88), кайма вкрапленника (88а) из щелочного оливинового базальта;  $МП + \Phi a_{13} + Пл_{47}$  + титаномагнетит ( $a=8,465 \text{ \AA}$ ); Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
89. Салит хромсодержащий: ядро (89) и кайма вкрапленника (89а) из щелочного оливинового базальта;  $МП + \Phi a_{14}$ ; Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
90. Авгит салитизированный, обогащенный натрием: ядро (90), кайма вкрапленника (90а) из муджирита;  $МП + Пл_{53-27}$  + титаномагнетит ( $a=8,455 \text{ \AA}$ ); Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
91. Салит обогащенный титаном и натрием: микровкрапленник (91) и основная масса (91б) из муджирита;  $МП + Пл_{36-41}$  и  $Пл_{25-34}$  (основная масса), «мональбит»; Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
92. Салит титансодержащий: ядро (92), кайма вкрапленника (92а) и основная масса (92б) из гавайита;  $МП + \Phi a_{14}$  + керсутит ( $2 V=76^\circ$ ,  $Ng' = 1,709$ ) + титаномагнетит ( $a=8,460 \text{ \AA}$ ); Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
93. Салит хромсодержащий: ядро (93), кайма вкрапленника (93а) и основная масса (93б) из анкарамита;  $МП + \Phi a_{20}$  + титаномагнетит ( $a=8,465 \text{ \AA}$ ); Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1966).
94. Салит хромсодержащий: ядро (94) и кайма вкрапленника (94а) из базанитоида; вкрапленники:  $МП + \Phi a_{12}$  +  $Пл_{58-60}$  + керсутит, основная масса;  $Пл_{48-50} + КПШ + Анц + Би$ ; Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
95. Салит хромсодержащий: ядро (95) и кайма вкрапленника (95а) из базанитоида; вкрапленники:  $МП$  + ренит,  $\Phi a_{14}$ , основная масса:  $Пл_{45-58}$  + титаномагнетит +  $Анц$ ; Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
96. Салит хромсодержащий: ядро (96) и кайма вкрапленника (96а) из базанитоида; вкрапленники:  $МП + \Phi a_{13}$  +  $Пл_{55-60}$  +  $Роc$ , основная масса:  $Пл_{51-55} + КПШ + \Phi a_{22} + Анц$  + титаномагнетит; Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz, 1965).
97. Салит хромсодержащий: ядро (97) и кайма вкрапленника (97а) из базанитоида; вкрапленники:  $МП + \Phi a_{18}$  +  $Пл_{55}$  + ренит, основная масса:  $Пл_{45-50} + КПШ$  ( $Орт_{42} Аб_{47} Ан_{11}$ ) +  $Анц$  + титаномагнетит; Хохэйфель, область четвертичного вулканизма (Huckenholz 1965).
98. Клинопироксен из базальта; Эйфель, область четвертичного вулканизма (Frechen, 1963).
99. Клинопироксен из базальта; Эйфель, область четвертичного вулканизма (Frechen, 1963).
100. Клинопироксен из базальта;  $\Phi a_3$  +  $МП + РП$  + пикотит; Эйфель, область четвертичного вулканизма (Frechen, 1963).
101. Клинопироксен из базальта;  $\Phi a_9$  +  $МП + РП$  пикотит; Эйфель, область четвертичного вулканизма (Frechen, 1963).
102. Клинопироксен из базальта ( $\Phi a_{14}$ ); Эйфель, область четвертичного вулканизма (Frechen, 1963).
103. Клинопироксен из базальта; Эйфель, область четвертичного вулканизма (Frechen, 1963).
104. Клинопироксен из базальта;  $\Phi a_9$  +  $МП + Рп$  + пикотит; Эйфель, область четвертичного вулканизма (Frechen, 1963).
105. Пироксен из базальта;  $МП + \Phi a_{32-18}$  +  $Пл$  (андезин); Овернь, Франция, неогеновые лавы (Brousse, 1961).
106. Пироксен из «лабрадорита» в лавах с  $\Phi a_{16}$ ; Овернь, Франция, неогеновые лавы (Brousse, 1961).
107. Пироксен из базальта; Франция (Brousse, 1961).
108. Пироксен из базальта с  $\Phi a_9$ ; Овернь, Франция, неогеновые лавы (Brousse, 1961).
109. Пироксен из оливинового ( $\Phi a_9$ ) базальта; Овернь, Франция, неогеновые лавы (Brousse, 1961).
110. Моноклинный пироксен из оливинового базальта; Паллас Грин, Ирландия, верхняя вулканическая группа, карбон (Ashby, 1946).
111. Салит из оливинового базальта; Олд Паллас, Ирландия, верхняя вулканическая группа, карбон (Ashby, 1946).
112. Моноклинный пироксен из оливинового трахизабальта; Дерк Хилл, Ирландия, верхняя вулканическая группа, карбон (Ashby, 1946).
113. Авгит из оливинового базальта, р-н Осло (Saether, 1945).
114. Авгит из базальтового порфирита;  $МП + \Phi a_{25} + Пл_{30-85}$ ; влк. Тингмули,

- Исландия, извержение третичного возраста (Carmichael, 1964).
115. Авгит из базальта; Южная Австралия, Теранг, олигоцен-среднемиоценовые вулканы (Edwards, 1938).
  116. Титанавгит из оливнивого щелочного базальта основной массы; Ю. Корея (Aoki, 1964).
  117. Диопсид из калиевого анкаратита;  $МП + Ол + Нe + лейцит + Руд. + An + +$  перовскит; Юго-Западная Уганда, кратер Ниямунука, четвертичные вулканы (Sahama, 1952).
  118. Моноклинный пироксен из щелочно-известкового базальта,  $МП + \Phi a_{40} + П_{41-50} +$  санидин; Прибайкалье, четвертичная трахибазальтовая формация (Белов, 1963).
  119. Титанавгит из лимбургита; Чехословакия, Татры (Розенбуш, 1934).
  120. Авгит из лейцитового тефрита; Чехословакия, Средне-Богемские горы (Розенбуш, 1934).
  121. Авгит из нефелинового базальта; Чехословакия (Розенбуш, 1934).
  122. Авгит из щелочных базальтоидов с оливином  $\Phi a_{16}$  и плеонастом; Венгрия, р-н оз. Балатон, миоценовые вулканы (Кох, 1956).
  123. Авгит из щелочного базальтоида: Северная Венгрия, миоценовые вулканы (Кох, 1956).
  124. Авгит буровато-фиолетовый из тефрита; ФРГ, Кайзерштуль (Розенбуш, 1934).
  125. Авгит из гаюинофира; ФРГ, Кайзерштуль (Розенбуш, 1934).
  126. Титанавгит из лейцитового нефелин-базальта с вкрапленниками:  $Авг + Ол$  иногда  $Бу$ ; ФРГ, близ Лаахерского озера (Niggli, 1943).
  127. Авгит из нефелинового базальта; ФРГ, Вестфалия (Розенбуш, 1934).
  128. Авгит из нефелинового базальта; ФРГ, Оберлейлейтен, Франконская Юра, вероятно четвертичные вулканы (Doelter, 1914).
  129. Авгит из лимбургита; ФРГ, Лимбург (Розенбуш, 1934).
  130. Авгит из лимбургита; ФРГ, Лимбург (Розенбуш, 1934).
  131. Пироксен из меланократового оливнивого нефеленита;  $МП + \Phi a_8 +$  меллит +  $МТ +$  перовскит; Маймеча-Котуйский комплекс щелочных базальтоидов (Жук-Почекутов и др., 1965).
  132. Моноклинный пироксен из базальтоидов;  $МП + \Phi a_{12}$  (22—25%) +  $РП$  (12—7%) +  $Руд$  (9—10%); Сихоте-Алинь, гора Медвежья, экструзив (Гапеева, 1957).
  133. Пироксен из трахиандезита (дорейта) с 25% вкрапленников:  $П_{40-35} + Рог +$  санидин; Франция, Овернь (Grosse, 1961).
  134. Авгит из эффузивного пикрита; Нассау, ФРГ (Розенбуш, 1934).
  135. Авгит из пикрита с оливином  $\Phi a_{23}$ ; Нассау, ФРГ (Розенбуш, 1934).
  136. Авгит из роговообманкового базальта, Рон. ФРГ (Galkin, 1914).
  137. Авгит из плагиобазальта; Южно-Рейнская вулканическая область, ФРГ (Doelter, 1914).
  138. Диопсидовый пироксен из лабрадорного порфирифта; Вогезы, ФРГ (Розенбуш, 1934).
  139. Авгит из мелафира; Южный Тироль, Австрия (Doelter, 1914).
  140. Титанавгит из трахита;  $МП +$  полевоый шпат +  $Рог + Бу + Ол + С\Phi + АП$ ; ФРГ, близ Лаахерского озера (Niggli, 1943).
  141. Микровкрапленник авгита из трахита; ФРГ, Хохэйфель, Южно-Рейнская вулканическая область (Huckenholz, 1965).
  142. Титанавгитовый микровкрапленник из анальцитового калитрахита;  $МП +$  керсутит ( $2V = 73^\circ$ ,  $Ng' = 1,711$ ) + титаномagnetит ( $a = 8,440 \text{ \AA}$ ) +  $П_{25-20} +$  натровый санидин; ФРГ, Хохэйфель (Huckenholz, 1965).
  143. Титанавгит из фонолита эссексит-фаялитового; вкрапленники: санидин + гаюин +  $Мт$ ; ФРГ, Кайзерштуль (Niggli, 1943).
  144. Авгитовый вкрапленник из риолита; Восточная Исландия (Carmichael, 1963).
  145. Моноклинный пироксен из гиалолипарита; Шотландия, о-в Арран (Наседкин, 1963).
  146. Ферроавгит основной массы из феррогортонолитового ( $\Phi a_{81}$ ) трахита; Ю. Корея (Aoki, 1964).
  147. Эгирин-авгит из лейцитофира; Нижне-рейнская вулканическая область (Розенбуш, 1934).

#### Щелочная оливнибазальтовая формация океанов

148. Пироксен из окисленного гавайита, вкрапленники:  $МП, Пл$ , редко  $\Phi a_{4-46}$ , в основной массе:  $Ол + МП + Мт +$   $Ильм +$  зональный  $Пл$  (до  $П_{100}$ ); Гавайи, Мауна Кеа (Yoder, Tilley, 1962).
149. Моноклинный пироксен из щелочного базальта. Вкрапленники:  $МП + ОЛ$ , в основной массе:  $Авг + Пл + Мт$ ; Гавайи, Хуалалаи (Yoder, Tilley, 1962).
150. Авгит из базальта («лава, производная от пикритового базальта» — по авторам), кристаллы около 0,5 см; Гавайи, Халеакала, «Большой авгитовый поток» (Washington, Mervin, 1922; Macdonald, 1949).
151. Три фракции пироксена (151 — легкая, 151а — средняя, 151б — тяжелая) из щелочного базальта; Маркисские о-ва, Хива Хоа, долина Атуана (Yoder, Tilley, 1962).
152. Две фракции клинопироксена (152 — легкая, 152а — тяжелая) из долерита; вкрапленники и основная масса:  $МП + \Phi a_{16-20} + П_{45-48}$ ; рифтовая зона Средне-Атлантического шва, глубина

- 3370 м, возраст 3—10 млн. лет (Muir, Tilley, 1964).
153. Две фракции клинопироксена (153 — легкая, 153а — тяжелая) из оливинового базальта; вкрапленники и основная масса;  $МП + \Phi a_{16-30} + ПЛ_{75-55}$ ; рифтовая зона Средне-Атлантического шва, глубина 3370 м, возраст менее 1,3 млн. лет (Muir, Tilley, 1964).
154. Титанавгитовый вкрапленник из трахибазальта; вкрапленники и основная масса:  $МП + Ол$  (замещен илдингситом) +  $ПЛ_{63}$  (вкрапленник) +  $ПЛ_{59-42}$  (основная масса) +  $Мт$ ; о-в Гоф, Южная Атлантика, современные лавы Le Maitre, 1962).
155. Пироксен из оливинового базальта; во вкрапленниках:  $МП + ПЛ$  16% +  $Ол$  3% +  $Рудн$  1%; Атлантика, о-ва Тристан да Кунья (Niggli, 1943).
156. Авгит микровкрапленника из оливинового толента; вкрапленники:  $МП + \Phi a_{16}$ , в основной массе,  $ПЛ_{57-59} + Авг + Мт + Ильм$ ; 156а и 156б — более легкие фракции пироксена основной массы этой же породы; Гавайи, Килауэ (Yoder, Tilley, 1962).
157. Пироксен из толента; вкрапленники:  $МП + \Phi a_{20}$ , основная масса: сильно пигментированное стекло частично девитрифицированное, зональный субкальциевый  $Авг$  (157б) +  $ПЛ_{52-44}$ ; Гавайи, доисторический поток Килауэ (Yoder, Tilley, 1962).
158. Авгит из пикритового базальта; вкрапленники:  $Авг + \Phi a_{16} + ПЛ_{30-65}$ , основная масса:  $Авг$  (158б) +  $ПЛ_{40-32}$ ; Гавайи, Мауна Кеа (Muir, Tilley 1963).
159. Две фракции пироксена из оливинового базальта (159 — легкая, 159а — средняя); вкрапленники и основная масса:  $МП + \Phi a_{26-32} + ПЛ_{57-47}$ ; Гавайи, Мауна Лоа, поток 1935 г. (Muir, Tilley, 1963).
160. Клинопироксен из пикритового базальта; вкрапленники:  $МП + \Phi a_{12} + ПЛ_{60}$ , основная масса:  $МП$  (160б) +  $Ол + ПЛ_{52}$ ; Гавайи, Нанавалбэй, поток 1940 г. (Muir, Tilley, 1963).
161. Две фракции клинопироксена (161 — легкая, 161а — тяжелая) из обогащенного оливином долерита; вкрапленники:  $МП + \Phi a_{10} + ПЛ_{88}$ , основная масса:  $\Phi a_{21-30} + ПЛ_{73-52}$ ; рифтовая зона Средне-Атлантического шва, возраст  $3,0 \pm 1,5$  млн. лет (Muir, Tilley, 1964).
162. Две фракции клинопироксена (162 — легкая, 162а — тяжелая) из толенто-вого оливинового базальта; вкрапленники и основная масса:  $МП + \Phi a_{20-30} + ПЛ_{58-46}$ ; рифтовая зона Средне-Атлантического шва, глубина 3370 м, возраст  $18 \pm 6$  млн. лет (Muir, Tilley, 1964).
163. Диопсид-авгитовый вкрапленник из пикритового базальта; вкрапленники и основная масса:  $МП + \Phi a_{15} + ПЛ_{67}$ ; о-в Гоф, Южная Атлантика, современные лавы (Le Maitre, 1962).
164. Пироксен основной массы из щелочного базальта; Маркизские о-ва, Хива-Оа, долина Атуана (Niggli, 1943).
165. Титанавгитовый вкрапленник (165) и пироксен основной массы (165б) из трахиандезита; вкрапленники и основная масса:  $МП + \Phi a_{38} + ПЛ$  (с 7,41 и 1,91 вес. % СаО) +  $Мт$  ( $a=8,433 \text{ \AA}$ ); о-в Гоф, Южная Атлантика (Le Maitre, 1962).
166. Эгирин-авгит из трахита; вкрапленники и основная масса  $МП + \Phi a_{100} + щелочной$  полевой шпат +  $Мт$  ( $a=8,40 \text{ \AA}$ ); о-в Гоф (Le Maitre, 1962).
167. Пижонит основной массы из базальта;  $МП + РП + \Phi a_{14-16} + ПЛ_{57-48}$ ; Гавайи, Оаху (Muir, Tilley, 1963).
168. Пижонит основной массы из базальта;  $МП + РП + \Phi a_{13} + ПЛ_{62-57}$ ; Гавайи, Мауна Лоа, поток 1887 г. (Yoder, Tilley, 1962).

## Б. Интрузивные породы

### Гипербазитовая формация

169. Хромдиопсид из дунита;  $МП + Ол$  (хим. ан.); шт. Вашингтон, США (Ross a. o. 1954, стр. 709, табл. 6, ан. 12).
170. Хромдиопсид из дунита;  $МП + Ол$  (хим. ан.); Вебстер. Северная Каролина (Ross a. o., 1954, стр. 709, табл. 6, ан. 13).
171. Диопсид из дунита (хим. ан.);  $РП$  (хим. ан.) +  $МП + Ол$  (хим. ан.) +  $Хр.$  (хим. ан.); Новая Зеландия (Challis, 1965, обр. 94264).
172. Диопсид из гарцбургита (хим. ан.);  $МП + РП$  (хим. ан.) +  $Ол$  (хим. ан.) +  $Хр.$  (хим. ан.); Новая Зеландия (Challis, 1965, обр. 94270).
173. Диопсид из гарцбургита; Новая Зеландия (Challis, 1965, обр. 94316).
174. Диопсид из пироксенового перидотита; Новая Зеландия (Challis, 1965, обр. 94373).
175. Диопсид из гарцбургитового дунита;  $Ол + МП + РП$  (хим. ан.); Новая Зеландия (Challis, 1965, обр. 94329).
176. Хромдиопсид из перидотита; Хоккайдо, Япония (Yamaguchi, 1961).
177. Хромдиопсид из гипербазита;  $МП + РП$  (хим. ан.)  $Серп + Ол$ ; Минеока, Япония (Onuki, Tiba, 1965, обр. KN-1).
178. Хромдиопсид из гипербазита;  $МП + РП$  (хим. ан.) +  $Серп + Ол$ ; Минеока, Япония (Onuki, Tiba, 1965, обр. KM=20).
179. Моноклинный пироксен из пироксенита (хим. ан.);  $МП + Ол$ ; горы Китаками, Япония (Onuki, 1965, обр. Mi-34).
180. Моноклинный пироксен из пироксенита (хим. ан.);  $МП + Ол$ ; горы Китаками, Япония (Onuki, 1965, обр. Mi-41).



181. Моноклинный пироксен из пироксенита (хим. ан.); *МП+Ол*; горы Китаками, Япония, (Onuki, 1965, обр. Mi-51).
182. Моноклинный пироксен из пироксенита (хим. ан.); *МП+Ол*; горы Китаками, Япония (Onuki, 1965, обр. Mi-52).
183. Моноклинный пироксен из серпентинита (хим. ан.); *Серп+реликты+Ол, МП+Хр*; горы Китаками, Япония (Onuki, 1965, обр. Mi-9).
184. Моноклинный пироксен из пироксенита (хим. ан.); *МП+Ол*; горы Китаками, Япония (Onuki, 1965, обр. Mi-10).
185. Хромдиопсид из вебстерита; Вебстер, Северная Каролина (Hess, 1949).
186. Моноклинный пироксен из роговообманкового пироксенита (хим. ан.); *МП+Рог*; горы Китаками, Япония, (Onuki, 1965, обр. Mi-43).
187. Моноклинный пироксен из горнблендита (хим. ан.); горы Китаками, Япония (Onuki, 1965, обр. Mi-151).
188. Моноклинный пироксен из горнблендита (хим. ан.); горы Китаками, Япония (Onuki, 1965, обр. Mi-101).
- Габбро-пироксенит-дунитовая формация*
189. Моноклинный пироксен из оливинового безрудного пироксенита; Качканар, Урал (Штейнберг и др., 1965, ан. 6).
190. Моноклинный пироксенит из оливинового крупнозернистого пироксенита, Качканар, Урал (Штейнберг и др., 1965, ан. 7).
191. Моноклинный пироксен из оливинита, Гусевозерский массив, Урал (Борисенко, 1966, обр. 1794).
192. Моноклинный пироксен из оливинового пироксенита; Гусевозерский массив, Урал (Борисенко, 1966, обр. 1857П).
193. Моноклинный пироксен из лерцолита; Даврос, Ирландия (Rothstein, 1958).
194. Моноклинный пироксен из гарцбургита (хим. ан.); Даврос, Ирландия (Rothstein, 1958).
195. Моноклинный пироксен из верлита; *Мп+Ол+Шп* (хим. ан.); Даврос, Ирландия (Ротштейн, 1962).
196. Моноклинный пироксен из перидотита; *МП+Ол+РП* (хим. ан.); Бельхельви, Шотландия (Ротштейн, 1962, обр. А).
197. Моноклинный пироксен из перидотита *МП+Ол* (хим. ан.,  $\Phi_{a_{10}}+РП$  (хим. ан.); Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90689).
198. Моноклинный пироксен из перидотита (хим. ан.); *Ол* ( $\Phi_{a_{9,7}}$ ) — 64,5% + *МП* 12,0% + *Шп* 1,0% + *РП* (хим. ан. № 48—22,5%); Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90683).
199. Моноклинный пироксен из перидотита; *Ол* (хим. ан.) — 75,5% + *РП* (хим. ан. № 47) 15% + *МП* 7,5 + *Шп* (хим. ан.) — 2,0%, Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90681).
200. Моноклинный пироксен из перидотита (хим. ан.); Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90692).
201. Моноклинный пироксен из пироксенита; Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 91093).
202. Моноклинный пироксен из перидотита (хим. ан.); *Ол* ( $\Phi_{a_{9,3}}+РП$  (хим. ан. № 45) + *МП*; Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90686).
203. Моноклинный пироксен из перидотита (хим. ан.); *МП+Ол+РП* (хим. ан. № 46); Лизард, Корноуэлл (Green, 1964, обр. 90684).
204. Моноклинный пироксен (зеленый) из рудного пироксенита, Качканар, Урал (Штейнберг и др., 1965, стр. 56, ан. 1).
205. Моноклинный пироксен (зеленый) из рудного пироксенита, Качканар, Урал (Штейнберг и др., 1965, ан. 2).
206. Моноклинный пироксен (зеленый) из рудного пироксенита; Качканар, Урал (Штейнберг и др., 1965, ан. 3).
207. Моноклинный пироксен (зеленый) из рудного пироксенита; Качканар, Урал (Штейнберг и др., 1965, ан. 4).
208. Моноклинный пироксен (зеленый) из рудного пироксенита, Качканар, Урал (Штейнберг и др. 1965, ан. 5).
209. Моноклинный пироксен из мелкозернистого пироксенита; Качканар, Урал (Плошкина, Фоминых, 1963, ан. 16).
210. Моноклинный пироксен из мелкозернистого пироксенита; Качканар, Урал (Плошкина, Фоминых, 1963, ан. 17).
211. Моноклинный пироксен из крупнозернистого пироксенита; Качканар, Урал (Плошкина, Фоминых, 1963, ан. 18).
212. Моноклинный пироксен из пироксенита; Урал, гора Соловьева (Плошкина, Фоминых, 1963, ан. 22).
213. Моноклинный пироксен из пироксенита, образующего кольцо вокруг Тагильского дунитового массива; Урал, гора Соловьева (Плошкина, Фоминых, 1963, ан. 21).
214. Моноклинный пироксен из пироксенита; Урал, Денежкин Камень (Плошкина Фоминых, 1963, ан. 23; Воробьева, и др., 1962, стр. 32).
215. Моноклинный пироксен из пироксенита, образующего полосу среди габбро; Полярный Урал (Морковкина, 1962, ан. 54/52).
216. Моноклинный пироксен из пироксенита; Урал, Гусевозерский массив (Борисенко, 1966, обр. 1740).
217. Моноклинный пироксен из габбро; Урал, Денежкин камень (Воробьева и др., 1962).
218. Моноклинный пироксен из кварцосдержавшего диорита; Полярный Урал, оз. Хойлаты (Морковкина, 1958).
219. Моноклинный пироксен из расслоенного габбро (хим. ан.); *Пл* 60,8% +  $+(МП, РП)$  22,1% + *Шп* 1,4% + *Амф* 13,2% + *Рудн* 2,5%; Северная Норвегия (Oosterom, 1963, ан. 19а).
220. Моноклинный пироксен из расслоенного габбро (хим. ан.); *Пл<sub>78</sub>* 56,0% +

- + (РП, МП) 33,8% + пироксен, Шп 1,4% + Шп 0,2% + Амф 7,6% + Рудн 1,1% + Ол (Ф<sub>а27</sub>); Северная Норвегия (Oosterom, 1963, ан. 123а).
221. Моноклинный пироксен из расслоенного габбро (хим. ан.); Пл<sub>80</sub> 58,6% + Ол (Ф<sub>а23</sub>) 0,7% + Шп, пироксен 5,6% + РП, МП 28,8% + Шп 0,9% + Амф 5,4% + Рудн 0,1% Северная Норвегия, (Oosterom, 1963, ан. 66).
222. Моноклинный пироксен из расслоенного габбро; МП + Пл<sub>84</sub> + РП; Северная Норвегия (Oosterom, 1963, ан. 126).
223. Моноклинный пироксен из оливнивого мелагаббро (хим. ан.); Пл<sub>85</sub> 42,2% + (МП, РП) 40,9% + Ол (Ф<sub>а18,с</sub>) 0,9% + пироксен, Шп 4,3% + Шп 1,6% + Амф (10,1% + Рудн 0,2%); Северная Норвегия (Oosterom, 1963, ан. 65).
224. Моноклинный пироксен из оливнивого мелагаббро; Пл 17,20 + Рп 13,5% + МП 59,7% + Ол (Ф<sub>а17</sub>) 8,2 + пироксен, Шп 7,9% + Шп 2,7% + Амф 4,3% + Рудн 0,2; Северная Норвегия (Oosterom, 1963, ан. 73).
225. Моноклинный пироксен из оливнивого мелагаббро (хим. ан.); Пл<sub>44</sub> 31,2% + РП 9,5% + МП 48,6% + Ол (Ф<sub>а19,с</sub>) 3,5% + пироксен, Шп 9,4% + Шп (0,8% + Амф 6,1 + Рудн 0,4%); Северная Норвегия, (Oosterom, 1963, ан. № 27).
226. Моноклинный пироксен из оливнивого мелагаббро (хим. ан.); Пл 35,3% + Рп, Мп 43,0% + Ол (Ф<sub>а12</sub>) 4,8% + Мп, пироксен, 7,9% + Шп 1,7% + Амф 7,2% + Рудн 0,1%; Северная Норвегия (Oosterom, 1963, ан. 121).
227. Моноклинный пироксен из плагиоклазового перидотита; Пл<sub>78</sub> 7,8% + МП 39,7% + Ол (Ф<sub>а15</sub>) 37,9% + Шп, пироксен 4,1% + Шп 3,7% + Амф 6,6% + Рудн 0,3%; Северная Норвегия (Oosterom, 1963, ан. 88В).
228. Хромавгит из среднезернистого полевошпатового перидотита, который переходит в габбро-пегматит, пересекающий хромовую руду; окраска пироксена в образце светло-зеленая, имеются пластинчатые включения, параллельные (100); Куба, Ориенте, район Моа (Hess, 1949, обр. PG50).
229. Моноклинный пироксен из троктолита; Корноуэлл, Лизард, (Green, 1964, обр. 90974).
230. Моноклинный пироксен из измененного оливнивого габбро; Корноуэлл, Лизард (Green, 1964, обр. 91036).
231. Моноклинный пироксен из крупнозернистого оливнивого пироксенита, образующего мощную жилу в перидотите; окраска пироксена темно-серо-зеленая; Полярный Урал (Морковкина, 1962, обр. 278/51).
232. Зеленый диопсид из жилы пироксенита; Полярный Урал (Морковкина, Гаврилова, 1965, обр. В-5).
233. Зеленый диопсид из жилы крупнозернистого пироксенита в дуните; Полярный Урал (Морковкина, Гаврилова, 1965, обр. М-145-62).
234. Моноклинный пироксен из пироксен-плагиоклазового пегматита в роговиках; Урал, Евсютинское месторождение (Плошкина, Фоминных, 1963, ан. 15).
235. Моноклинный пироксен из осевой рудной зоны зонального габбро-пегматита; Монче-Гундра (Карпов, 1962).
236. Хромистый титанавгит из габбро-пегматитовой дайки в хромовой руде; Куба, Ориенте, район Моа (Hess, 1949, обр. PG10).

#### *Формация древних дифференцированных габбро-норитовых интрузий*

237. Клинопироксен из бронзитита; Бушвельд (Hess, 1960).
238. Авгит из норита; Бушвельд (Hess, 1949).
239. Хромавгит из габбро; Бушвельд (Hess, 1949).
240. Клинопироксен из норита; Бушвельд (Hess, 1960).
241. Авгит из полевошпатового пироксенита; интрузия Стиллоутер (Hess, 1949).
242. Хромавгит из пегматитового габбро; интрузия Стиллоутер (Hess, 1949).
243. Хромавгит из пегматитовой оливни-плагиоклазовой породы; интрузия Стиллоутер (Hess, 1949).
244. Клинопироксен из гиперстенового габбро (хим. ан.): МП + Гип (хим. ан.) + Пл (хим. ан.), интрузия Стиллоутер (Hess, 1960).
245. Клинопироксен из гиперстенового габбро; МП + Гип + Пл (хим. ан.); интрузия Стиллоутер (Hess, 1960).
246. Титанавгит из тонкозернистого биотитового габбро; интрузия Дулт (Hess, 1949).
247. Клинопироксен из жилы норита; Канада (Niggli, 1943).

#### *Габбро-анортозитовая формация*

248. Ферросалит из пегматоидного анортозита; Адирондак (Buddington, 1950).
249. Авгит из анортозитового габбро; Адирондак (Hess, 1949).
250. Авгит из анортозита; Адирондак (Hess, 1949).
251. Ферросалит из габбро-пегматита в анортозите; Адирондак (Hess, 1949).
252. Авгит из дайки габбро в анортозите; Адирондак (Hess, 1949).
253. Ферроавгит из полосы ильменит-магнетитового пироксенита в снените; Адирондак (Hess, 1949).
254. Ферроавгит из включения в гранобластическом меланократовом авгитовом снените; Адирондак (Hess, 1949).

#### *Группа титаноносных габбро*

255. Моноклинный пироксен из косвита; Пл 6,9% + МП 50,9% + Амф 8,2% + па-

- лагонит 2,7% + *Ал* 5,5% + титаномагнетит 25,8; Забайкалье, Ангашанский массив (Лебедев, 1965).
256. Моноклинный пироксен из пироксени-та (хим. ан.); Забайкалье, Ангашанский массив (Лебедев, 1965).
257. Моноклинный пироксен из оливниново-го габбро; Бурятия, хр. Моностой (Богатиков, 1966, ан. 1).
258. Авгит из оливнинового габбро; *Пл*<sub>70-75</sub> 49% + *Ол* (*Фа*<sub>32</sub>) 5% + *Мп* 39% + *Амф* 2% + титаномагнетит 5%; Западный Саян, г. Булка (материалы Д. М. Орлова).
259. Авгит из габбро-перидотита; Кузнецкий Алатау, Большой Таскыл (Кривенко, Гулецкая, 1968, обр. 76).
260. Авгит из габбро-перидотита; Кузнецкий Алатау, Большой Таскыл (Кривенко, Гулецкая, 1968, обр. 110).
261. Авгит из габбро; Кузнецкий Алатау, Большой Таскыл (Кривенко, Гулецкая, 1968, обр. 44).
262. Авгит из габбро-анортозита; Кузнецкий Алатау, Большой Таскыл (Кривенко, Гулецкая, 1968, обр. 80).
263. Авгит из лейкократового габбро; Кузнецкий Алатау, Большой Таскыл (Кривенко, Гулецкая, 1968, обр. 111).
264. Авгит из оливнинового габбро-диорита; Кузнецкий Алатау, Большой Таскыл (Кривенко, Гулецкая, 1968, обр. 1410).
265. Авгит из оливнинового габбро-диорита; Кузнецкий Алатау, Большой Таскыл (Кривенко, Гулецкая, 1968, обр. 1407).
266. Авгит из габбро (хим. ан.), *Ол* (*Фа*<sub>32</sub>) (хим. ан.), *Мп* + *Пл*<sub>66,5</sub> (хим. ан.); Аляска (Rossman, 1963, обр. 52 A Rmd 40).
267. Авгит из габбро (хим. ан.); Аляска (Rossman, 1963, обр. 52 A Rmd 36).
268. Авгит из оливнинового габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 1).
269. Авгит из оливнинового габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 2).
270. Авгит из оливнинового габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 3).
271. Авгит из оливнинового габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 4).
272. Авгит из оливнинового габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 5).
273. Авгит из оливнинового габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 6).
274. Авгит из оливнинового габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 7).
275. Авгит из оливнинового габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 8).
276. Авгит из габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 9).
277. Авгит из габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 10).
278. Авгит из габбро; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 11).
279. Моноклинный пироксен из ларвикита; щелочной полевой шпат 82,86% + *Ол* 0—1,2% + *Мп* 1,6—12% + титаномагнетит 0,7—1,2%; Восточный Саян, Кизирский плутон (Лебедев, Богатиков, 1963).
280. Моноклинный пироксен из оливниново-го диорита; Кузнецкий Алатау, Большой Таскыл (Кривенко, Гулецкая, 1968, обр. 726).
281. Моноклинный пироксен из пироксен-биотитового сениита; Кузнецкий Алатау, Большой Таскыл (Кривенко, Гулецкая, 1968, обр. 314).
282. Моноклинный пироксен из лейкократового плагиосеннита; Кузнецкий Алатау, Большой Таскыл (Кривенко, Гулецкая, 1968, обр. 184).
283. Эгирин из щелочной породы; Кольский п-ов, плутон Гремяха-Вурмес (Полканов, 1940).
284. Ферроавгит из гранофира; Гренландия (Deer, Abbott, 1965, ан. 12).
285. Моноклинный пироксен из норита; Забайкалье, Ангашанский массив (Лебедев, 1965).

#### Трапповая формация

286. Клинопироксен из оливнинового долерита; Сибирская платформа (Виленский, 1967, табл. 4).
- 287—290. Клинопироксен из оливнинового габбро-долерита; Сибирская платформа (Виленский, 1967, табл. 4).
- 291—296. Клинопироксен из габбро-долерита; Сибирская платформа (Виленский, 1967, табл. 4).
297. Клинопироксен из оливнинового габбро-долерита; Сибирская платформа (Виленский и др., 1964).
298. Клинопироксен из оливнинового долерита (хим. ан.); *Мп* + *Пл*<sub>70-55</sub> (хим. ан.) + *Фа*<sub>48</sub> (хим. ан.) + *Рп* + *Мт*; Сибирская платформа, р. Курейка (Виленский и др., 1964).
299. Клинопироксен из оливнинового габбро-долерита; *Мп* + *Пл*<sub>63</sub> (хим. ан.) + *Фа*<sub>44</sub>; Сибирская платформа, р. Курейка (Виленский и др., 1964).
300. Клинопироксен из оливнинового габбро-долерита (хим. ан.), *Фа*<sub>52</sub>, *Пл*<sub>72-58</sub>; Сибирская платформа, р. Курейка (Виленский и др., 1964).
301. Клинопироксен из габбро-диабазы; Норильск, Сибирская платформа (Генкин и др., 1963).
302. Титанавгит из габбро; район Пижон-Пойнт, Миннесота (Hess, 1949).
303. Клинопироксен из габбро-долерита; Сибирская платформа, р. Н. Тунгуска (Кудряшова, 1962).
304. Клинопироксен из траппа; Сибирская платформа, р. Н. Тунгуска (Кудряшова, 1962).
305. Клинопироксен из габбро-диабазы; Сибирская платформа, Норильск (Веселовская, 1950).
306. Авгит из оливнинового диабазы (хим. ан.); *Пл*<sub>64-62</sub>, *Фа*<sub>40</sub>. Финляндия (Savolahti, 1964).
307. Авгит из габбро-диабазы; Норильский район, Сибирская платформа (Яковлева, 1947).
308. Авгит из кварцевого долерита; Кольский п-ов (Синицын, 1965).

309. Авгит из кварцевого долерита; Кольский п-ов (Синицын, 1965).
310. Ферроавгит из кварцевого долерита; Кольский п-ов (Синицын, 1965).
311. Авгит из кварцевого долерита; Кольский п-ов (Синицын, 1965).
312. Ферроавгит из кварцевого долерита (хим. ан.),  $Pl_{62}, K\theta, K\text{ПШ}$ ; Тасмания (Mc Dougall, 1961).
313. Авгит из кварцевого долерита (хим. ан.);  $Avг + Пиж$  (хим. ан., см. № 381) +  $Pl_{65} + K\theta + K\text{ПШ}$ ; Тасмания (Mc Dougall, 1961, стр. 670, ан. 3).
314. Авгит из диабаза;  $МП + Пл + титаномagnetит + K\theta + K\text{ПШ}$ ; Колорадо (Wahlstrom, 1956).
315. Авгит из диабаза;  $Avг + Pl_{55-60} + титаномagnetит + K\theta + K\text{ПШ}$ ; Колорадо (Wohlstrom, 1956).
316. Авгит из диабаза; Дилсбург (Hess, 1949).
317. Авгит из диабаза;  $Avг + Пиж$  (хим. ан., см. № 380); Ламбертвилль (Hess, 1949).
318. Ферроавгит из феррогаббро; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
319. Ферроавгит из гортонолитового габбро; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
- 320—322. Ферроавгит из гортонолитового феррогаббро; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
323. Ферроавгит из феррогортонолитового феррогаббро; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
324. Ферроавгит из феррогортонолитового феррогаббро (хим. ан.) из работ Уэджера и Дири; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
325. Ферроавгит из феррогортонолитового феррогаббро; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
326. Коричневый клинопироксен из феррогортонолитового феррогаббро; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
- 327—328. Зеленый клинопироксен из феррогортонолитового феррогаббро; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
329. Зеленый клинопироксен из фаялитового феррогаббро; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
330. Ферроавгит из гортонолитового феррогаббро; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
331. Авгит из феррогаббро; пижонит (хим. ан., см. № 383); интрузия Скаергард (Muir, 1951).
- 332—334. Авгит из феррогаббро; интрузия Скаергард (Muir, 1951).
335. Зеленый клинопироксен из геденбергитового андезита (хим. ан.) массивной («unlaminated») слонстой серни верхней части интрузии Скаергард (Muir, 1951).
336. Коричневый феррогеденбергит из фаялитового ферродиорита; интрузия Скаергард (Brown, Vincent, 1963).
337. Зеленый феррогеденбергит из фаялитового ферродиорита; интрузия Скаергард (Brown, Vincent, 1963).
338. Зеленый феррогеденбергит из фаялитового ферродиорита; интрузия Скаергард (Brown, Vincent, 1963).
- 339—340. Ферроавгит из ферродиорита; интрузия Скаергард (Brown, Vincent, 1963).
341. Зеленый феррогеденбергит из гранофира; интрузия Скаергард (Brown, Vincent, 1963).
- 342—344. Феррогеденбергит из меланогранофира; интрузия Скаергард (Brown, Vincent, 1963).
345. Ферроавгит из фаялитового гранофира (хим. ан.);  $Pl_{61} + Фа + K\theta + K\text{ПШ}$ ; Тасмания (Mc Dougall, 1961).
346. Феррогеденбергит из гранофира (хим. ан.);  $Pl_{50-15} + K\text{ПШ} + K\theta$ ; Тасмания (Mc Dougall, 1961).
347. Ферроавгит из гранофир-долерита; Кольский п-ов (Синицын, 1965).
348. Феррогеденбергит из гранофира; Кольский п-ов (Синицын, 1965).
349. Титанавгит из пегматитовой зоны в габбровом силле; оз. Супериор (Hess, 1949).
350. Авгит из диабазового пегматита, пижонит (хим. ан., см. № 384);  $Pl$ ; Гузе Крик (Hess, 1949).
351. Субкальциевый авгит из долеритового пегматита (хим. ан.); Южная Африка, долериты Карру, г. Артур (Уокер и Польшдверт, 1950, стр. 71).
352. Клинопироксен из пегматитового траппа (хим. ан.);  $Pl_{40-34}$ , микропегматит, рудный; Сибирская платформа, р. Чуна (Унксов, 1934).
353. Клинопироксен из пегматонидного долерита; Сибирская платформа, Холомолахская интрузия (Масайтис, 1958).
354. Титанавгит из пироксенита (хим. ан.); Сибирская платформа, р. Курейка (Олейников, 1962).
355. Клинопироксен из пород закаленной закраины интрузии Скаергард (Muir, 1951).
356. Авгит из габбро-пикрита интрузии Скаергард (Muir, 1951).
357. Клинопироксен из пикритового габбро-долерита (хим. ан.);  $МП + Фа_{28-32}$  (хим. ан.) +  $Pl_{61}$  (хим. ан.) +  $РП$ ; Сибирская платформа, р. Курейка (Виленский и др., 1964).
358. Клинопироксен из оливиновых габбро-долеритов; Сибирская платформа (Виленский, 1967).
359. Клинопироксен из оливиновых долеритов; Сибирская платформа (Виленский и др., 1964).
360. Титангеденбергит из габбро; Пижон-Пойнт, Миннесота (Niggli, 1943).
- 361—362. Клинопироксен из габбро средней части интрузии Скаергард (Muir, 1951).
363. Клинопироксен из габбро средней части (переходная слоистая серия) интрузии Скаергард (Muir, 1951).
364. Анализ 359 после вычитания 9,8% гиперстена ( $Of\ 50$ ) и пересчета на 100% (Muir, 1951).
365. Анализ 361 после вычитания 8,4% гиперстена ( $Of\ 58$ ) и пересчета на 100% (Muir, 1951).

366. Авгит из габбро средней части интрузии Скаергард (Brown, 1957).
367. Авгит из габбро средней части интрузии Скаергард; пижонит (хим. ан., см. № 385) (Brown, 1957).
368. Клинопироксен из габбро эндоконтактной зоны интрузии Скаергард (Muir, 1951).
369. Клинопироксен из оливин-пироксенового габбро эндоконтактной зоны интрузии Скаергард (Muir, 1951).
- 370—372. Клинопироксен из гиперстен-оливинового габбро нижней части интрузии Скаергард (Muir, 1951).
373. Анализ 368 после вычитания 14,8% гиперстена (*Of* 44) и пересчета на 100% (Muir, 1951).
374. Анализ 369 после вычитания 20% гиперстена (*Of* 45) и пересчета на 100% (Muir, 1951).
375. Анализ 370 после вычитания 23% гиперстена (*Of* 49) и пересчета на 100% (Muir, 1951).
376. Авгит из оливинового габбро нижней части интрузии Скаергард (Brown, 1957).
377. Авгит из оливинового габбро нижней части интрузии Скаергард; *Пиж* (хим. ан., см. № 386); (Brown, 1957).
- 378—379. Пижонит из долерита; Кольский п-ов (Синицын, 1965).
380. Пижонит из диабазы; *Авг* (хим. ан., см. № 315); Ламбертвилль (Hess, 1949).
381. Пижонит из кварцевого долерита (хим. ан.); *Пла<sub>65</sub>+Авг* (хим. ан., см. № 313) + *Кв+КПШ*; Тасмания (Mc Dougall, 1961).
382. Пижонит из долерита; Пакистан (Bilgrami, 1956).
383. Пижонит из феррогаббро интрузии Скаергард (Brown, 1957).
384. Пижонит из диабазового пегматита; *Авг* (хим. ан., см. № 350); *Пл*; Гузе Крик (Hess, 1949).
385. Пижонит из габбро средней части интрузии Скаергард; *Авг* (хим. ан., см. № 367) + *Пиж*; (Brown, 1957).
386. Пижонит из оливинового габбро нижней части интрузии Скаергард; *Авг* (хим. ан., см. № 377) + *Пиж* (Brown, 1957).

*Континентальная оливинбазальтовая формация*

387. Клинопироксен из пегматоидного обособления в пикрите; *Фа<sub>16</sub>*, *Пла<sub>65</sub>*; Шиянтские о-ва, силл Габр Эйлен (Murray, 1954, стр. 22, № P<sub>1</sub>).
388. Клинопироксен из ферроавгито-феррогортонолито-ортофировой жилы; *Аб*, *Фа<sub>75</sub>*, *Рудн*; Шиянтские о-ва (Murray, 1954, стр. 22, № P<sub>3</sub>).
389. Клинопироксен из пикродолерита; *Ол*, *Пл*, *Рудн*; Шиянтские о-ва, силл Гарб Эйлен (Murray, 1954).
390. Клинопироксен из пикродолерита; *Ол*, *Пл*, *Рудн*; Шиянтские о-ва, силл Гарб Эйлен (Murray, 1954, стр. 22, № 17).
391. Клинопироксен из пикрита; *Ол*, *Пл*, *Рудн*; Шиянтские о-ва, силл Гарб Эйлен (Murray, 1954, стр. 22, № 1).
392. Клинопироксен из слоистой зоны в подошве силла Гарб Эйлен; *Пл*, *Рудн*; цеолиты (вторичные по *Пл*); Шиянтские о-ва (Murray, 1954, стр. 22).
393. Субкальциевый авгит из оливинового долерита; Ирландия (Harris, 1937).
394. Клинопироксен из гибридной дайки; Австралия, Новый Южный Уэльс (Voesen, 1964).
395. Клинопироксен из долерита; Ирландия, Карлингфорд (Hagg, 1954).
396. Клинопироксен из пироксенитсезых включений в нефелиновом монцоните; лабрадор-битовит, титаномagnetит, *Ап*; Австралия, Новый Южный Уэльс (Voesen, 1964).
397. Клинопироксен из дайки полевошпатового пироксенита; Австралия, Новый Южный Уэльс (Voesen, 1964).
398. Клинопироксен из дайки полевошпатового пироксенита; битовит, *Ол* титаномagnetит, *Би*, *Ап*; Австралия, Новый Южный Уэльс (Voesen, 1964).
399. Клинопироксен из долерита; Франция, Мов Дор (Brousse, 1961).
400. Клинопироксен из монцонита; *МП+Пл+КПШ+Амф+Би+Кв*; Австралия, Новый Южный Уэльс (Voesen, 1964).
401. Клинопироксен из банатита; *МП+Пл+КПШ+Амф+Би+Кв*; Австралия, Новый Южный Уэльс (Voesen, 1964).
402. Авгит из щелочного базальтоида; Сахалин (Yagi, 1953).
- 403—404. Титанавгит из щелочного базальтоида; Сахалин (Yagi, 1953).
- 405—407. Титанавгит из эссекит-порфирита; Штэффель, Вестервальд (Holzner, 1934).
408. Салит из тешенита; Новая Зеландия (Hutton, 1943).
409. Клинопироксен из кринанита (тешенита по Тернеру и Ферхугену, 1961, стр. 159); *МП+Фа<sub>37-96</sub>+Пла<sub>80-30</sub>+Рудн+Апц*; Шиянтские о-ва, силл Гарб Эйлен (Murray, 1954, стр. 22, № 25).
410. Клинопироксен из кринанита; *МП+Фа<sub>37-96</sub>+Пла<sub>80-30</sub>+Рудн+Апц*; Шиянтские о-ва, силл Гарб Эйлен (Murray, 1954, стр. 22, № 29).
411. Легкая фракция клинопироксена (ядра зерен) из кринанита; *МП+Ол+Пл+Рудн+Апц*; Шиянтские о-ва, силл Гарб Эйлен (Murray, 1954, стр. 22, № 31L).
412. Тяжелая фракция клинопироксена (кайма зерен) из кринанита; *МП+Ол+Пл+Рудн+Апц*; Шиянтские о-ва, силл Гарб Эйлен (Murray, 1954, стр. 22, № 31n).
413. Клинопироксен из жилы в пикродолеритах; *МП+Ол+Пл+Апц+Серп+Рудн*; Шиянтские о-ва, силл Гарб Эйлен (Murray, 1954, стр. 22, № P<sub>2</sub>).
414. Клинопироксен из шонкинита; *МП+КПШ+Ол+Не* + титаномagnetит +

- +An; Австралия, Новый Южный Уэльс (Voesen, 1964).
415. Клинопироксен из «ийолита»;  $МП + КПШ + Пл + Не + Би + Амф + Гр + An + Ка$ ; Австралия, Новый Южный Уэльс (Voesen, 1964).
416. Клинопироксен из «ийолита»; Австралия, Новый Южный Уэльс (Voesen, 1964).
417. Клинопироксен из нефелинового монцонита;  $МП + андезин + КПШ + Не + Амф + Би + ангидрит$ ; Австралия, Новый Южный Уэльс (Voesen, 1964).
- 418—419. Клинопироксен из нефелинового монцонита; Австралия (Voesen, 1964).
- 420—423. Титанавгит из нефелинового долерита; г. Лобауэр Фогельсберг (Holzner, 1934).
424. Титанавгит из нефелинита; Фогельсберг (Holzner, 1934).
- 425—427. Титанавгит из нефелинового долерита; г. Лобауэр (Holzner, 1934).
428. Титанавгит из нефелинита;  $МП + Не + санидин + Мт + Ст + An$ ; г. Лобауэр (Niggli, 1943).
429. Богатая магниевой фракция клинопироксена из тешенита (хим. ан.);  $Фa_9$ ,  $Пл_6$ ,  $Рудн$ , цеолит и мезостази; Австралия, Новый Южный Уэльс (Wilkinson, 1957).
430. Валовой клинопироксен из тешенита (см. № 429).
431. Клинопироксен из тешенита (хим. ан.);  $МП + Пл_{50} + цеолит + Ол + Рудн + An$ ; Австралия, Новый Южный Уэльс (Wilkinson, 1957).
432. Титанавгит из меллитового нефелинового долерита; Ирландия (Niggli, 1943).
- Щелочно-базальтоидная формация*
433. Авгит из шонкинита;  $КПШ + Не$ ; Колорадо (Larsen, 1942).
434. Авгит из тингуанта (хим. ан.). Колорадо (Clarke, 1915).
435. Клинопироксен из тералита;  $Орт + Не + содалит + Мт + титанит$ ; Монтана (Niggli, 1943).
436. Авгит из шонкинита (хим. ан.); Монтана (Niggli, 1943).
437. Авгит из жилы тингуанта;  $Кпш + Амф + Мт + мезостази$ ; Колорадо (Niggli, 1943).
438. Титанавгит из биотит-пироксенового нефелинового долерита; Маймеч-Котуйский р-н, Сибирская платформа (Бутакова, Егоров, 1962).
439. Титанавгит из оливинового тешенита; Маймеч-Котуйский р-н, Сибирская платформа (Бутакова, Егоров, 1962).
- Формация щелочно-ультрасосновых пород*
440. Моноклиный пироксен из перидотита; север Сибирской платформы, Гулинская интрузия (Егоров и др., 1961, обр. 353).
441. Моноклиный пироксен из мелкозернистого оливинита;  $Ол + МП + меллит +$  титаномагнетит ( $МП$  — позднейший минерал, развивается по  $Ол$  или меллиту); Кольский п-ов, Африканда (Кухаренко, 1962, ан. 1).
442. Моноклиный пироксен из пироксенита; Кольский п-ов, Африканда (Кухаренко, 1962, ан. 3).
443. Моноклиный пироксен из пироксенита; Кольский п-ов, Африканда (Кухаренко, 1962, ан. 4).
444. Моноклиный пироксен из рудного пироксенита; Кольский п-ов, Африканда (Кухаренко, 1962, ан. 5).
445. Моноклиный пироксен из рудного пироксенита; Кольский п-ов, Африканда (Кухаренко, 1962, ан. 6).
- 446—448. Моноклиный пироксен из пироксенита; Кольский п-ов, Африканда (Морковкина, 1964).
449. Черный пироксен из пироксенита; Кольский п-ов, Африканда (Морковкина, 1964).
450. Авгит-диопсид из рудного пироксенита; Кольский п-ов, Салмагорский массив (Кухаренко, 1962, ан. 2).
451. Авгит-диопсид из пироксенита; Кольский п-ов, Ковдорский массив (Кухаренко, 1962, ан. 7).
452. Авгит-диопсид из пироксенита; Кольский п-ов, Ковдорский массив (Кухаренко, 1962, ан. 8).
453. Авгит-диопсид из пироксенита; Кольский п-ов, Ковдорский массив (Кухаренко, 1962, ан. 9).
454. Авгит-диопсид из пироксенита; Кольский п-ов, Ковдорский массив (Кухаренко, 1962, ан. 10).
455. Авгит-диопсид из крупнозернистого пироксенита; Кольский п-ов, Себель-Яврский массив (Кухаренко, 1962, ан. 11).
456. Моноклиный пироксен из рудного пироксенита; север Сибирской платформы, Гулинская интрузия (Егоров и др., 1961, обр. 361).
457. Моноклиный пироксен из рудного пироксенита;  $Ол + МП + АП + СФ + сульфиды + Флог + Би + Ка + Амф + Рудн$  5—30%; север Сибирской платформы, Гулинская интрузия (Егоров и др., 1961, обр. 1252).
458. Моноклиный пироксен из якупирангита; Кольский п-ов, Ковдорский массив (Кухаренко, 1962, ан. 13).
459. Моноклиный пироксен из якупирангита; Турый п-ов (Кухаренко, 1962, ан. 15).
460. Моноклиный пироксен из ийолита; Кольский п-ов, Салмагорский массив (Кухаренко, 1962, ан. 16).
461. Моноклиный пироксен из ийолит-мельтейгита; Кольский п-ов, Ковдорский массив (Кухаренко, 1962, ан. 17).
462. Моноклиный пироксен из ийолита; Кольский п-ов, Ковдорский массив (Кухаренко, 1962, ан. 18).
463. Моноклиный пироксен из ийолита; Кольский п-ов, Ковдорский массив (Кухаренко, 1962, ан. 19).
464. Диопсидовый эгирин-авгит из мельтейгита; север Сибирской платформы,

- Маймеча-Котуйский р-н, интрузия Быхты (Бутакова, Егоров, 1962).
465. Эгирин-диопсид из ийолита; Маймеча-Котуйский р-н, массив Урукит (Бутакова, Егоров, 1962, обр. 710).
466. Эгирин-ферроавгит из ийолита; Тува, Сангилен, Дахунурская интрузия (Кононова, 1961).
467. Эгирин-ферроавгит из ийолита; Тува, Сангилен, Дахунурская интрузия (Кононова, 1961).
- 468—470. Титанистый ферроавгит из ийолита; Тува, Сангилен, Дахунурская интрузия (Кононова, 1961).
471. Авгит из ийолита (хим. ан.);  $МП + He$  (хим. ан.)  $+ Ka + An + Cф + Мт$ ; Тува, Сангилен, р. Тарбагатай (Яшина, 1962, обр. 544).
472. Авгит из ийолита;  $МП$  60—65%  $+ He$  36—45%  $+ Ka$  1—2,5%  $+ (An, Cф, Мт)$ ; Тува, Сангилен (Яшина, 1962).
473. Пироксен из мельтейгита (хим. ан.);  $He$  15,5%  $+ МП$  75,3%  $+ Амф$  8,7%  $+ Би$  (хим. ан.) 0,5%; Финляндия (Maupo Lehijärv, 1960, обр. 32/54).
474. Пироксен из канкринит-ийолита; Финляндия (Maupo Lehijärv, 1960, обр. 5737).
475. Пироксен из ийолита (хим. ан.);  $He$  57%  $+ канкринит$  2,2%  $+ МП$  38,8%  $+ акцессорные$  1,9; Финляндия (Maupo Lehijärv, 1960).
476. Пироксен из малиньгита; Турий п-ов (Кухаренко, 1962, ан. 22).
477. Эгирин-авгит из полевошпатового ийолита (хим. ан.); Тува, Сангилен (Яшина, 1962, обр. 537).
478. Эгирин-геденбергит из нефелинового сиенита (хим. ан.);  $He$  24,7%  $+ Орт$  59,0%  $+ МП$  10,9%  $+ Амф$  1,8%  $+ Ka$  2%  $+ (Cф, Мт)$ ; Тува, Сангилен, Харлинский массив (Яшина, 1962, обр. 616).
479. Натровый геденбергит из нефелинового сиенита; Тува, Сангилен, Баянкольская интрузия (Кононова, 1962).
480. Пироксен из нефелинового сиенита; Тува, Сангилен (Кононова, 1965).
481. Пироксен из щелочного сиенита; Тува, Сангилен (Кононова, 1965).
482. Пироксен из щелочного пегматита; Кольский п-ов, Африканда (Кухаренко, 1962, ан. 26).
- Формация аглаитовых сиенитов*
483. Эгирин-авгит из мелкозернистого ийолита; Хибинь, г. Юкспор (Дудкин и др., 1964).
484. Эгирин-авгит из апатитового ийолита; Хибинь, г. Юкспор (Дудкин и др., 1964).
485. Эгирин-авгит из ийолита с апатитом; Хибинь, г. Кукусвумчорр (Дудкин и др. 1964).
486. Эгирин-авгит из ийолита; Хибинь, г. Рисчорр (Дудкин и др., 1964).
487. Эгирин-диопсид из ийолита;  $He$  47,6%  $+ МП$  50,4%  $+ Cф$  0,7%  $+ An$  0,4%; Енисейский кряж (Самойлова, 1962).
488. Эгирин из мезократового ляуврита; Кольский п-ов, Ловозерский массив (Яшина, 1962).
489. Эгирин из содалитового сиенита; Кольский п-ов, Ловозерский массив (Власов и др., 1959).
490. Эгирин из фойяита; Кольский п-ов, Ловозерский массив (Герасимовский и др., 1966).
- 491—494. Эгирин из ляуврита; Кольский п-ов, Ловозерский массив (Герасимовский и др., 1966).
- 495—496. Эгирин из нефелиновой породы; Хибинь (Конев, 1962).
497. Эгирин из нефелинового сиенита; Енисейский кряж, Заангарье (Свешникова, 1965).
498. Эгирин из нефелинового сиенита; Енисейский кряж, Средне-Татарский массив (Свешникова, 1960).
499. Эгирин из альбитизированного сиенита; Енисейский кряж, Средне-Татарский массив (Свешников, 1960).
500. Акмит из нефелинового сиенита; Гренландия (Washington, Merwin, 1927).
501. Эгирин из пегматита; Ловозерский массив (Семенов, Капитонова, 1964).
- 502—503. Эгирин из пегматита; Ловозерский массив (Семенов, Капитонова, 1964).
504. Эгирин 1-й генерации из пегматита; Ловозерский массив (Семенов, Капитонова, 1964).
505. Эгирин 1-й генерации из пегматита; Хибинь (Дудкин и др., 1964).
- 506—507. Эгирин 2-й генерации из пегматита; Хибинь (Дудкин и др., 1964).
- 508—510. Эгирин из поздней эндогенной жилы; Хибинь (Дудкин и др., 1964).
- Породы, формационная принадлежность которых не установлена*
511. Пироксен из перидотита; Алданский шит, Чадский массив (Богомолов, Кицул, 1964, обр. 41).
512. Пироксен из перидотита;  $МП + ОЛ + титаномагнетит + Би + Амф$ ; Алданский шит, Чадский массив (Богомолов, Кицул, 1964, обр. 36).
513. Пироксен из пироксенита. Австралия, Новый Южный Уэльс (Wilshire, Binns, 1961).
514. Диопсид из жилы, секущей серпентиниты;  $МП + Хл$ ; Япония (Seki, Kuri-jagawa, 1962).
515. Пироксен из пироксенита;  $МП + Мт$  (Веселовская, 1950).
516. Диаллаг из габбро; Висконсин (Clarke, 1915, обр. E).
517. Диаллаг из метаморфизованного габбро; Пьемонт (Niggli, 1943, ан. 55).
518. Пироксен из алливалита (хим. ан.); Пл (хим. ан.) (Grown, 1956, обр. 5049).
519. Моноклинный пироксен из габбрового шифа; Вольнь, р-н Володарска (П. И. Лебедев, 1936).
520. Авгит из дайки метагаббро; Лумумбаши (Hess, 1949, обр. 5641b).

521. Моноклинный пироксен из «порфири-  
тового габбро» (хим. ан.); *МП+Ол*  
( $\Phi_{a11}$ ) + *ПП* (хим. ан.) + *Пл* ( $A_{H_{64-68}}$ );  
Килауэа (Muir, Tilleу, 1957).
522. Титанистый авгит из оливинсодержа-  
щего габбро; Кузнецкий Алатау  
(Андреева, 1962).
523. Авгит из дайки порфирита, секущей  
габбро-диабазы; Крым (Лебединский,  
1961).
524. Ферроавгит из богатого железом диа-  
база (хим. ан.); *МП+Пл* ( $A_{H_{44}}$ ) + *Ол*  
( $\Phi_{a_{80}}$ ) хим. ан. + *Лиж* ( $Ca : Mg : Fe =$   
 $= 9 : 27 : 64$ ), *РП+Ан*; Миннесота  
(Muir, 1954).
525. Авгит из диабазы (Niggli, 1943,  
ан. 28).
526. Титанавгит из долерита; Гренландия  
(Niggli, 1943, ан. 72).
527. Титанавгит из включения в норите;  
Абердиншир (Niggli, 1943, ан. 75).
528. Авгит из оливинового долерита (хим.  
ан.); *Ол* (хим. ан.), *МП* > 50%, офи-  
товая основная масса с *Пл*, *МП*, *Ол*,  
*Мт*; Азорские о-ва (Esenwein, 1929;  
Niggli, 1943, ан. 42).
529. Салит из оливинового эвкрита в бло-  
ке туфа; Япония, о-в Изи, влк. Тода  
(Купо, 1955).
530. Авгит из долерита; Япония (Yama-  
guchi, 1964).
531. Диаллаг из габбро; Япония, преф.  
Киото (Yamaguchi, 1964).
532. Пироксен из долерита; Хоккайдо  
(Ishibashi, 1962).
533. Авгит из долерита; Япония, преф.  
Ямагата (Aoki, 1962).
534. Субкальциевый авгит из долерита;  
Япония, преф. Ямагата (Aoki, 1962).
535. Субкальциевый ферроавгит из доле-  
рит-пегматита; Япония (Aoki, 1962).
536. Щелочной диопсид из роговообман-  
кового диорита; Нью-Йорк (Niggli,  
1943).
537. Авгит из андезитового эссексита;  
Юго-Западная Африка (Дир и др.,  
1965).
538. Титанавгит из тералита; Сиам (Nigg-  
li, 1943).
539. Титанавгит из щелочного долерита;  
Япония, преф. Акита (Aoki, Miyagi,  
1962).
540. Титанавгит из керсутитового тешени-  
та; Центральная Япония (Aoki, 1964).
541. Титанавгит из монзонитового теше-  
нита; Польша (Дир и др., 1965).
542. Титанавгит из мончикита (Niggli,  
1943).
543. Пироксен из минетты (Niggli, 1943).
544. Салит из щелочного камптонита;  
Восточная Гренландия (Дир и др.,  
1965).
545. Авгит из сненитового лампрофира;  
Колорадо (Niggli, 1943).
546. Ферроавгит из мончикита; Хибины  
(Дир и др., 1965).
547. Титанавгит из нефелиновой породы  
(Niggli, 1943).
548. Титанистый ферроавгит из уррита;  
Кузнецкий Алатау (Андреева, 1962).
549. Эгирин из нефелинового сненита;  
Бразилия (Niggli, 1943).
550. Эгирин из нефелинового сненита;  
Трансвааль (Niggli, 1943).
551. Пироксен из тералитового канадита  
(хим. ан.); *He+Пл* (олизоклаз — ан-  
дезин) + *МП+Амф*; Онтарио (Tilley,  
Gittins, 1961).
552. Пироксен из тералитового канадита  
(хим. ан.); *He+Пл* ( $A_{H_{35}}$ ) + *МП* +  
+ *Амф*; Онтарио (Tilley, Gittins,  
1961).
553. Эгирин из дайки нефелинового сие-  
нита; Шотландия (Дир, Хауи, Зус-  
ман, 1965).
- 554—555. Геденбергит-акмит из нефели-  
нового сненита-пегматита; Арканзас  
(Washington, Merwin, 1927).
556. Геденбергит-акмит из нефелинового  
сненита; Норвегия (Washington, Mer-  
win, 1927).
557. Геденбергит-акмит из крупнозерни-  
стого нефелинового сненит-пегмати-  
та; Норвегия (Washington, Merwin  
1927).
558. Акмитовый диопсид-геденбергит из  
нефелинового сненита (Washington,  
Merwin, 1927).
559. Геденбергит из кварцсодержащего  
умптекита (Розеибуш, 1934, стр. 122).
560. Моноклинный пироксен из оливино-  
вого меланонефелинита; Уганда (Hy-  
tönen, 1959).
561. Эгирин-авгит из основной массы нат-  
ролититингуанита; Уганда (Hytönen,  
1959).
562. Эгирин-авгит из нагролитового тин-  
гуанита (хим. ан.); Уганда (Hytönen,  
1959).
563. Натриевый геденбергит из нефели-  
нового сненита (хим. ан.); *He* 24% +  
+ микропертит (*Орт* 48,4, *Аб* 19,1,  
*Ан* 2,5) 55% + (*МП+Амф*) 16% + *Мт*  
4% + *Ол* 1% Онтарио (Tilley, Gittins,  
1961, обр. 65270).
564. Авгит из сненита (Niggli, 1943,  
ан. 92).
565. Титанавгит из сненита (Niggli, 1943,  
ан. 37).
566. Ферроавгит из сненита (Hess, 1949).
567. Эгирин-авгит из сненита; Колорадо  
(Дир и др., 1965).
568. Ферроавгит из сненита; Юго-Запад-  
ная Африка (Дир и др., 1965).
569. Моноклинный пироксен из сненит-  
анатектита; Кольский п-ов (Бонда-  
ренко, Дагелайский, 1960).
570. Эгирин-авгит из святоносита; При-  
байкалье (Куллетский, 1937).
571. Ферроавгит из кварцевого сненита  
(Hess, 1949).
572. Эгирин из щелочного сненита; Цен-  
тральный Туркестано-Алай (Перчук,  
1964).
573. Эгирин из нефелинового сненита;  
Центральный Туркестано-Алай (Пер-  
чук, 1964).
- 574—583. Моноклинные пироксены из щел-  
очных пород; Восточный Саян, Бо-  
тогольский массив (Костюк, 1964).



- 584—595. Эгирины из щелочных пород (2 хим. ан. мариуполита); Восточное Приазовье, Октябрьский массив (Елисейев, Кушев, Виноградов, 1965).
- 596—601. Пироксены из сненитов Ильменских гор (2 хим. ан. роговой обманки); Урал (Ротман, 1956).
602. Эгирин-авгит из сненит-пегматита; Урал, Ильменские горы (Дир и др., 1965).
603. Эгирин из рибекитового гранита; Нигерия (Дир и др., 1965).
604. Феррогеденбергит из гранофира (хим. ан.); ортоклазпертит в сростании с  $K_2$ ,  $Pl_{12-20}$ ,  $Фa_{87}$ ; о-в Скай (Anwar, 1955).
605. Феррогеденбергит из гранофира; о-в Скай (Anwar, 1955).
606. Диаллаг из пегматита; Вольты (П. И. Лебедев, 1936).
607. Пижонит из пегматита; Онежское озеро (Лебедев П. И., 1936).
- 608—609. Пироксены из габбро-пегматитов; Южный Урал, Копанский массив (Морковкина, 1964).
610. Титанавит из диабазового пегматита (Hess, 1949).
- 611—613. Пироксены из щелочных пегматитов; Витимское плоскогорье (Конецв, 1962).
- 614—617. Пироксены из щелочных пегматитов (Niggli, 1943).
618. Марганцевый эгирин-авгит из контаминированного пегматита; Индия (Дир и др., 1965).
619. Эгирин-авгит из ийолит-пегматита; Кения (Дир и др., 1965).
620. Эгирин из пегматитовой дайки в шонкинните; Монтана (Дир и др., 1965).
621. Эгирин-авгит из сненит-пегматита; Монтана (Дир и др., 1965).

## В. Метаморфические породы

### Ультраосновные породы гранулитовой фации

622. Авгит из перидотита;  $МП + РП$  (Хим. ан. № 92) +  $Ол + Амф + Шп + Мт$ ; Шотландия, Скури, аналитик О'Хара (O'Naga, 1961b, X=282).
623. Клинопироксен из пироксенита:  $МП + РП$  (хим. ан. № 94) +  $Рог + Шп$  (зеленая) +  $Би + Ол$  ( $Фa_{11}$ ); Шотландия, Скури, аналитик Дж. Скуи (Muir, Tilley, 1958).
624. Клинопироксен из пироксенового гранулита;  $МП + РП$  (хим. ан. № 91) +  $Ол$  ( $Фa_{27}$ ) +  $Мт$ ; Шотландия, Ардиамурчан, Эйлин Карач (Muir, Tilley, 1958).
625. Диопсид-авгит из ультраосновного гнейса (эденита), (хим. ан.);  $МП + РП$  (хим. ан. № 89) +  $Ол$  (хим. ан.) +  $Рог + Шп$  (зеленая) +  $Мт$ ; Шотландия, Лох Оссигари, Южный Харрис, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1964, обр. R=62).
626. Пироксен из амфибол-двупироксенового кристаллического сланца;  $МП + РП$  (хим. ан. № 86) +  $Амф$ ; Ана-
- барский массив, аналитик З. Ф. Парина (Лутц, 1962, Л-58-126).
627. Пироксен из ультраосновного кристаллического сланца;  $РП$  (хим. ан.) +  $Амф$  (хим. ан.) +  $МП$  (Кицул, 1966, ан. 28).
628. Авгит из пироксенитовой дайки (хим. ан.);  $МП$  22,9% +  $Рог$  4,3% +  $РП$  (хим. ан. № 105) 64,2% +  $Мт$  7,7% +  $Шп$  (зеленая) 0,5% +  $Ап$  0,4%; Индия, Мадрас, Паммал-Хилл, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1955, № 4645).
629. Авгит из ультрабазитовой породы;  $МП$  25,40% +  $РП$  (хим. ан. № 106) 56,4% +  $Рог$  (хим. ан.) 8,7% +  $Мт$  (хим. ан.) 5,1% +  $Шп$  (зеленая) (хим. ан.) 4,2% +  $Ап$  0,2%; Индия, Мадрас, Паммал Хилл, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1955, № 3709).

### Двупироксеновые гнейсы

630. Диопсид из гранулитов (хим. ан.);  $МП + РП$  (хим. ан.) +  $Pl_{62} + Би, Орт, Мт$ ; Финляндия, Лапландия, Харкёсёлкё, аналитик Е. Норденсван (Eskola, 1952, № 3/26).
631. Диопсид из гранулитов (хим. ан.);  $МП + РП$  (хим. ан. № 113)  $Pl_{32} + Рог + Мт$ ; Финляндия, Лапландия, Коддигвари, аналитик Е. Норденсван (Eskola, 1952, № 3/27).
632. Пироксен из габбро-гнейса;  $МП + РП$  (хим. ан. № 116) +  $Pl + Дис + Би$  (+  $Рт + Сф + Цир$  + сульфиды); Норвегия, Финнмарк (Oosterom, 1963, № P-24).
633. Пироксен из габбро-гнейса; ( $МП + РП$ ) 45,5% +  $Pl$  48,4% +  $Рог$  4,8% +  $Шп$  1,1% +  $Рудн$  0,2%; Норвегия, Финнмарк (Oosterom, 1963, T3/62).
634. Пироксен из габбро-гнейса; ( $МП + РП$ ) 52,5% +  $Pl$  33,8% +  $Шп$  0,6% +  $Рог$  9,4% +  $Рудн$  1,9% +  $Би$  0,6% + ( $Шп$  + пироксен) 0,9%; Норвегия, Финнмарк (Oosterom, 1963, T 4.4).
635. Пироксен из габбро-гнейса;  $МП + РП + Рог + Pl + Шп + Рудн$ ; Норвегия, Финнмарк (Oosterom, 1963, T3.82).
636. Пироксен из габбро-гнейса;  $МП + РП + Рог + Pl + Шп$ ; Норвегия, Финнмарк (Oosterom, 1963, T3.69).
637. Пироксен из габбро-гнейса; ( $МП + РП$ ) 34,8% +  $Pl$  48,4% +  $Рог$  12,1% +  $Рудн$  4,6%; Норвегия, Финнмарк (Oosterom, 1963, № T4.123в).
638. Пироксен из габбро-гнейса;  $МП + РП + Pl + Шп + Рог$ ; Норвегия, Финнмарк (Oosterom, 1963, обр. T4.57).
639. Пироксен из габбро-гнейса; ( $МП + РП$ ) 38,3% +  $Pl$  50,4% +  $Шп$  1,8% +  $Рог$  4,0% +  $Рудн$  0,12% + ( $Шп + МП$ ) 5,4%; Норвегия, Финнмарк (Oosterom, 1963, обр. T4.75).
640. Пироксен из габбро-гнейса; ( $РП + МП$ ) 19,8% +  $Рог$  10,8% +  $Рудн$  5,7% +  $Pl$  63,6%; Норвегия, Финнмарк (Oosterom, 1963, обр. T4.11i).

341. Клинопироксен из гнейса;  $МП+РП$  (хим. ан. № 121) +  $Пл+Би$  + окислы; Шотландия, Скури, аналитик Дж. Скун (Muir, Tillee, 1958, № 5).
342. Диопсид из основного чарнокита;  $МП+РП$  (хим. ан. 123) +  $Рог$  (хим. ан.) +  $Би$  (хим. ан.) +  $Пл+Мт$ ; Западное Приазовье, бассейн р. Токмак (Хмарук, Щербиков, 1965, № 3/64).
343. Клинопироксен из двупироксенового амфиболита;  $МП+РП$  (хим. ан. № 129) +  $Рог$  + ( $Пл+Кв?$ ); южная окраина Алданского щита, аналитик Т. Митюшина (Маракушев, 1965, № А-543).
344. Пироксен из амфибол-двупироксенового сланца;  $МП+РП$  ( $N_g=1,713$ ;  $N_p=1,700$ ) +  $Амф$  (хим. ан.) +  $Пл_{46}$ ; левый берег Алдана, 0,5 км ниже кл. Сагжой, аналитик Г. Т. Матросова (Кицул, 1966, № 221/1).
345. Пироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $МП+РП$  (хим. ан.) +  $Амф$  ( $j=58$ ) +  $Пл_{65}$ ; правый берег Алдана, 1 км ниже Курумкана, верхнеалданская свита, аналитик Г. Т. Матросова (Кицул 1966, № 21/11).
346. Пироксен из амфибол-двупироксенового сланца;  $МП+РП$  (хим. ан.) +  $Пл_{38}$  +  $Амф$  (хим. ан.); правый берег Алдана, 3 км ниже рч. Нимчеркан, верхнеалданская свита, аналитик Г. Т. Матросова (Кицул, 1966, № 223/3).
347. Пироксен из кристаллического сланца;  $МП+РП+Би$  (хим. ан.) +  $Пл_{41}$ ; Алданский щит, правый берег р. Амеди, 1,5 км ниже рч. Тонрак, верхнеалданская свита, аналитик М. А. Тимофеева (Кицул, 1966, № 29с).
348. Пироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $МП+РП$  ( $N_g=1,745$ ,  $N_p=1,733$ ) +  $Пл_{47}$  + ( $Амф$ ); правый берег Алдана, 3,5 км выше р. Чампула, верхнеалданская свита, аналитик Г. Т. Матросова (Кицул, 1966, № 230/1).
349. Пироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $МП+РП$  (хим. ан.) +  $Рог$  (хим. ан.) +  $Би$  (хим. ан.) +  $Пл_{35-45}$ ; Восточный Саян, архей Охотско-Бельской глыбы, аналитик Е. Е. Зевелева (Никитина и др., 1964, № 554).
350. Авгит из «норита»;  $МП$  19,4% +  $РП$  (хим. ан.) 30,0% +  $Пл$  37,8% +  $Рог$  (хим. ан.) 9,3% +  $Мт$  (хим. ан.) 3,2% +  $Ап$  0,3% +  $Ильм$  (хим. ан.); Индия, Мадрас, Нагарамалаи, Салем, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1955, № 2941).
351. Авгит из гиперстенового гранулита;  $МП$  24,8% +  $РП$  (хим. ан.) 25,2% +  $Рог$  (хим. ан.) 0,9% + антипертит (хим. ан.) +  $Пл$  45% +  $Мт$  (хим. ан.) 3,7% +  $Ап$  0,4%; Индия, Мадрас, Паллаварам, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1955, № 4642 А).
352. Пироксен из основного чарнокита («норита»);  $МП+РП$  (хим. ан.) +  $Пл±Мт$ ; Индия, шт. Адра-Прадеш, Висахапатнам (Murty, 1965).
653. Клинопироксен из гранулита;  $МП+РП$  (хим. ан. № 147) +  $Рог$  (хим. ан.) +  $Пл+Кв+Ильм+Ап$ ; Австралия, Брокен Хилл зона С, 0,5 миль к северо-востоку от Мидл Биннейл, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1962, № С-1).
654. Клинопироксен из гранулита;  $МП+РП$  (хим. ан. № 148) +  $Рог$  (хим. ан.) +  $Пл+Кв+Ильм$ ; Австралия, Брокен Хилл, там же, где № 653, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1962, № С-2).
655. Клинопироксен из гранулита;  $МП+РП$  (хим. ан. № 149) +  $Рог$  (хим. ан.) +  $Пл+Кв+Мт+Ильм$ ; Австралия Брокен Хилл, Северный Рудник, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1962, № С-3).
656. Клинопироксен из гранулита;  $МП+РП$  (хим. ан. № 150) +  $Рог$  (хим. ан.) +  $Пл+Ильм$ ; Австралия, Брокен Хилл, западная сторона Блэк Блифф, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1962, № С-4).
657. Клинопироксен из гранулита;  $МП+РП$  (хим. ан. № 151) +  $Пл+Ильм$ , местами со следами роговой обманки; Австралия, Брокен Хилл, восточная сторона Блэк Блифф, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1962, № С-5).
658. Клинопироксен;  $МП+РП$  (хим. ан. № 152) +  $Рог$  (хим. ан.) +  $Пл+Кв+Мт+Ильм$ ; Австралия, Брокен Хилл, 2 мили к востоку от Торндейл, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1962, № С-6).
659. Клинопироксен;  $МП+РП$  (хим. ан.) +  $Рог$  (хим. ан.) +  $Пл+Кв+Мт+Ильм$ ; Австралия, Брокен Хилл, 2 мили к востоку от Торндейл, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1962, № С-7).
660. Клинопироксен из гранулита;  $МП+РП+Рог+Пл+Кв+Ильм$ ; Австралия, Брокен Хилл, зона С, аналитик Р. А. Биннс (Binns, 1962, № С-8).
661. Пироксен из двупироксенового гранулита (хим. ан.);  $МП$  11,5% +  $РП$  (хим. ан.) 22,5% +  $Пл$  89,33% +  $Скап$  5,3% +  $Рудн$  0,5% + вторичные продукты 27,1%; включение в базальтовой брекчии трубки Делегейт, Австралия, Новый Южный Уэльс (Lovering а. о., 1964, № R-18).
662. Пироксен из двупироксенового гранулита (хим. ан.);  $МП$  14,9% +  $РП$  (хим. ан.) 24,7% +  $Пл$  56,6% +  $Рог$  2,3% +  $Рудн$  1,5% +  $Ап$  0,2%; включение в базальтовой брекчии трубки Делегейт, Австралия (Lovering а. о., 1964, № 112).
663. Пироксен из амфибол-двупироксенового гнейса (хим. ан.);  $МП+РП$  (хим. ан. № 141) +  $Пл+Рог$  (хим. ан.) +  $Рудн+Ильм$  (хим. ан.); Нью-Йорк, Адирондак, р-н Колтой (Engel а. о., 1964, № А-10).
664. Пироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $МП+РП$  (хим. ан.)

- 142) +  $Pl_{7,8} + P_{02}$  (хим. ан.) +  $Mt$ ; Нью-Йорк, Адирондак, р-н Колтон (Engel a. o., 1964, № А-104).
665. Пироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $MP + RP$  (хим. ан. № 143) +  $Pl + P_{02}$  (хим. ан.) +  $Ильм$ ; Нью-Йорк, Адирондак (Engel a. o., 1964, № А-105).
666. Пироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $MP + RP$  (хим. ан. № 144) +  $P_{02}$  (хим. ан.) +  $Pl$ ; Нью-Йорк, Адирондак, р-н Колтон (Engel a. o., 1964, № АС-358-а).
667. Пироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $MP + RP$  (хим. ан. № 145) +  $P_{02}$  (хим. ан.) +  $Pl + Ильм$ ; Нью-Йорк, Адирондак, р-н Колтон (Engel a. o., 1964, № АС-341).
668. Пироксен из амфибол-двупироксенового гнейса;  $MP + RP$  (хим. ан. № 146) +  $P_{02}$  (хим. ан.) +  $Pl$  (хим. ан.) ±  $Ильм$ , Би; Нью-Йорк, Адирондак, р-н Колтон (Engel a. o., 1964, № АС-362).
669. Диопсид из метагаббро;  $MP$  21% +  $RP$  (хим. ан.) 15% +  $Pl_{52}$  60% +  $Mt$  4% +  $An$  1%; Пенсильвания, Верхний Мост, р. Крум-Крик (Norton, Clavan, 1959, № 35-1N).
670. Авгит из метагаббро-норита;  $MP$  9% +  $RP$  (хим. ан.) 10% +  $P_{02}$  21% +  $Pl_{55}$  55% +  $Mt$  5% +  $An$  4% + вторичный  $Xл < 1\%$ ; Делавер, Западный Честер, Вилмингтон (Norton, Clavan, 1959, № 35-5N).
671. Авгит из «метагаббро»;  $MP$  7% +  $RP$  (хим. ан. № 136) 10% +  $P_{02}$  3% +  $Pl_{56}$  64% +  $Kв$  10% +  $Mt$  5% +  $An < 1\%$ ; Делавер, Вилмингтон (Norton, Clavan, 1959, № 35-6N).
672. Авгит из «метагаббро»;  $MP$  9% +  $RP$  (хим. ан. № 137) 5% +  $Pl_{45}$  56% +  $Kв$  26% +  $Mt$  3% +  $An < 1\%$ ; Делавер, Вилмингтон (Norton, Clavan, 1959, № 35-8N).
673. Клинопироксен из «метагаббро»;  $MP$  23% +  $RP$  (хим. ан.) 9% +  $Pl_{55}$  64% +  $Mt$  4% +  $An < 1\%$ ; Делавер, Вилмингтон (Norton, Clavan, 1959, № 35-9N).
674. Клинопироксен из «метагаббро»;  $MP$  23% +  $RP$  (хим. ан. № 139) 17% +  $P_{02}$  13% +  $Pl_{75}$  46% +  $Mt < 1\%$ ; Делавер, Западный Честер (Norton, Clavan, 1959, № 35-19N).
675. Клинопироксен из «метагаббро»;  $MP$  16% +  $RP$  (хим. ан.) 49% +  $P_{02}$  5% +  $Pl_{80}$  28% +  $Mt$  2% +  $Серп$  1%; Пенсильвания, Честер (Norton, Clavan, 1959, № 35-32N).
- Эклогитоподобные породы с гиперстеном (гранатовые гранулиты)
676. Ферроавгит из гранулита;  $MP + PA + Gr + Pl + Kв$ ; Юго-Западная Норвегия, Хитерё, аналитик Р. А. Хауи (DNZ, № 18-3; Howie, 1955).
677. Авгит из гранат-авгитового гнейса (хим. ан.);  $MP + RP$  (хим. ан.) +  $Gr$  (хим. ан.) +  $Pl ± Амф$ ,  $P_{удн}$ , Би; Шотландия, Скури (O'Naga, 1961, № X-646).
678. Авгит из гнейса;  $MP$  20,2% ±  $RP$  (хим. ан.) 11,6% +  $Pl_{45}$  63,9% +  $Gr$  0,2% +  $P_{удн}$  2,9% +  $An$  1,2%; Шотландия, Скури (O'Naga, 1961, № X-291).
679. Авгит из контактового гнейса (контакт между гипербазитами и гнейсами);  $MP + RP$  (хим. ан. № 164) +  $Gr$  ( $N=1,768$ ) +  $Амф + Шп + Pl$ ; Шотландия, Скури (O'Naga, 1961, № X-819).
680. Клинопироксен из «метагаббро»;  $MP$  16% +  $RP$  (хим. ан.) 29% +  $Pl_{44}$  44% +  $Би$  1% +  $Gr$  6% +  $Mt$  4% +  $An < 1\%$  + вторичный  $Xл < 1\%$ ; Пенсильвания, Норристаун (Norton, Clavan, 1959, 35-13 N).
681. Пироксен из эклогитоподобной породы;  $MP + RP$  ( $Ng=1,717$ ) +  $Gr$  (хим. ан.) ( $N=1,777$ ) +  $Pl_{55} + P_{02}$  (хим. ан.); Украина, Среднее Побужье, аналитик В. В. Мирская (Щербаков, 1962).
682. Пироксен из пироксенового гранулита;  $MP$  29,5% +  $RP$  (хим. ан.) 28,5% +  $Pl$  32,5% +  $Gr$  3,3% +  $Ильм$  4,4% +  $Орт$  0,5% +  $Mt$  0,4% +  $An$  0,9%; Саксония, Хартмансдорф (Phillipsborn, 1930, цит. по Niggli, 1943, № 43).
683. Пироксен из пироксенитового гранулита;  $MP$  29,5% +  $RP$  28,5% +  $Pl$  32,5% +  $Gr$  3,3% +  $Ильм$  4,4% +  $Орт$  0,5% +  $Mt$  0,4% +  $An$  0,9%; Саксония, Хартмансдорф (Phillipsborn, 1930, цит. по Niggli, 1943, № 44).
684. Пироксен из эклогитоподобных пород;  $MP + RP + P_{02} + Pl_{50} + Gr$  (хим. ан.,  $f=67,8$ ) +  $Mt$ ; Алданский щит, Сутамский р-н (Маракушев, 1964, № 248).
685. Пироксен из включений эклогитоподобных пород;  $MP$  16% +  $Pl$  ( $Ng=1,552$ ,  $Np=1,546$ ) 40% +  $Gr$  (хим. ан.) 38% +  $P_{02}$  6%; Якутия, трубка «Сытыканская», аналитик Ю. В. Шевченко (Бобревич и др., 1964).
686. Пироксен из эклогитоподобной породы (хим. ан.);  $MP$  48,9% +  $Gr$  (хим. ан.) 20,7% +  $Pl_{47}$  20,4% +  $Скап$  0,5% +  $P_{удн}$  1,2% +  $An$  0,3%; включения в базальтовой брекчии трубки Делегейт, Австралия (Lovering a. o., 1964, № 130).
687. Пироксен из эклогитоподобной породы;  $MP + Gr + Pl_{76} + Скап + An + P_{удн}$ ; включение в базальтовой брекчии трубки «Руби Хилл», Австралия, аналитик Х. Уайт (Card, 1902, цит. по Lovering a. o., 1964, № VI).
688. Авгит из метагаббро (гранулита);  $MP + Gr$  + олигоклаз; Нью-Йорк, Адирондак, 1 миля к западу от Лумумбаши, аналитик Л. Пек (Hess, 1949, № 14-1 5641 в; Buddington, 1952).
689. Пироксен из эклогитоподобной породы;  $MP + Gr$  70% (хим. ан.) ( $Pl + КПШ$ ) 20% + ( $Эн + An + P_{удн} + Сф$ ) 10%; Австралия, Новый Южный Уэльс, горы Драмдэри (Voesen, 1964).

690. Пироксен из гранатосодержащего гнейса (хим. ан.);  $MP + RP$  (хим. ан.) +  $Pl_{45} + Ro_{2}$  (хим. ан.) +  $Kv + Rудн$  (*Ильм, Мт*) +  $An + Gr$  (0,7%); Судан, гора Лафит, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1958, № 7286).
701. Зеленый геденбергит из эвлизита (хим. ан.); Кольский п-ов (Бондаренко, 1964, № 127а).

#### Промежуточные чарнокиты

691. Диопсид из кислого чарнокита;  $MP + RP$  (хим. ан.) +  $Ro_{2} + Бу$  (хим. ан.) +  $Pl_{37} + КПШ + Kv$ ; Западное Приазовье, р. Токмак, аналитик А. А. Стеценко (Хмарук, Щербаков, 1965, № 155).
692. Авгит из чарнокитовой жилы; Индия, Мадрас, гора Св. Томаса, аналитик Раджагопалан (Howie, 1955, № Mst/16).
693. Ферроавгит из промежуточной породы;  $MP$  2,1% +  $RP$  (хим. ан.) 4,9% +  $Kv$  20,8% +  $КПШ$  34,4% +  $Pl_{33}$  31,1% +  $Ro_{2}$  (хим. ан.) 1,7% +  $Бу$  (хим. ан.) 1,0% +  $Мт$  3,4% +  $An$  0,6%; Индия, Мадрас, Намбран, Парамба, Тинневелли, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1955, № 115).
694. Авгит из промежуточной породы (хим. ан.);  $MP$  13,7% +  $RP$  (хим. ан.) 5,5% +  $Kv$  6,1% +  $КПШ$  (хим. ан.) 3,8% +  $Pl$  (хим. ан.) 52,9% +  $Ro_{2}$  (хим. ан.) 1,4% +  $Бу$  (хим. ан.) 7,9% +  $Мт$  (хим. ан.) 4,6% +  $An$  1,1% + *Ильм* (хим. ан.); Индия, Мадрас, Салем, аналитик Р. А. Хауи (Howie, 1955, № 2270).

#### Известково-силикатные гнейсы и скарноиды

695. Ферроавгит из чарнокитового адаметита («магматит?»);  $MP + RP$  (хим. ан.) +  $КПШ + Pl + Kv$ ; Австралия, Мусгрэйв, Алака (Wilson, 1964, № 1).
696. Ферроавгит из «сиенитового гнейса»;  $MP + Бу + Pl + КПШ + Kv$ ; Адирондак, оз. Муди, аналитик Л. К. Пек (Buddington, 1952, DHZ, 18-6).
697. Клинопироксен из «метагаббро»;  $MP$  3% +  $Ro_{2}$  4% +  $Pl_{25}$  11% +  $КПШ$  13% +  $Kv$  66% +  $Мт$  1% +  $Сф$  2%; Пенсильвания, Честер (Norton, Clavan, 1959, № 35—24 N).
698. Клинопироксен из «метадiorита»;  $MP$  18% +  $Pl_{26}$  4% +  $Kv$  26% +  $Бу$  49% +  $Сф$  1% +  $An$  1% +  $Цир$  1% ±  $КПШ$ ; Пенсильвания, Честер, известковый карьер (Norton, Clavan, 1959, 32-25N).
699. Клинопироксен из чарнокитов;  $MP$  2% +  $Ort$  13% +  $Pl_{31}$  53% +  $Kv$  13% +  $Фа + RP$  3% +  $Ro_{2}$  16% ±  $Цир, An$ ; Антарктида, Земля Королевы Мод, Массив Заварицкого (Равич, Соловьев, 1966, № 1145а).
700. Диопсид-геденбергит из гнейса;  $MP + Kv + Pl + Ka + Скап$  (мейонит) +  $Сф$  + графит; Финляндия, Паксало, Лохия, аналитик К. Паррас (Parras, 1958).
701. Диопсид-геденбергит из кальциевого гнейса;  $MP + Ka + Волл + КПШ + Kv$ ; Финляндия, Кирвела-Корппила, Вихти, аналитик Оянпере (Parras, 1958).
702. Паргас-диопсид из кальциевого гнейса; Финляндия, Эрши, аналитик А. Лайтакари (Laitakari, 1921, цит. по Eскегтан, 1922).
703. Зеленый геденбергит из геденбергитового гранулита (хим. ан.);  $Гед$  46,2% +  $An$  10,6% +  $Kv$  37,4% +  $Скап$  3,2% +  $Рудн$  1,4% +  $Сф$  1,2%; Кольский п-ов (Бондаренко, 1964, № 10).
704. Салит из «скарна» в гиперстеновом гнейсе; Западная Гренландия, Амердлог-фиорд, аналитик А. Х. Ниельсен (Pauly, 1948; DHZ, 5-28).
705. Диопсид из кальциевого гнейса; Южный Харрис, Родил, аналитик В. Х. Хердсман (Davidson, 1943, DHZ, N 5-7).
706. Диопсид из диопсидового гнейса; Украина, с. Райгород, аналитик А. Слущенко (Кононова, 1965, обр. 6146/5 № 2).
707. Диопсид;  $MP + Скап + Kv$ ; Украина, с. Никифоровка, анал. А. Слущенко (Кононова, 1965, обр. 6128/1 № 3).
708. Пироксен из «мраморов»;  $MP + Ka + Волл + Скап + Pl + Сф + Kv$ ; Украинский массив, аналитик С. М. Цвик (Костюк, 1955).
709. Пироксен из скарноидов среди мигматитов;  $MP + Pl + Kv$ ; Зап. Приазовье, аналитики Б. В. Мирская, С. А. Панченко (Хмарук, Щербаков, 1963, № 3100).
710. Пироксен из пироксен-плагноклазовых пород среди мигматитов;  $MP + Pl + Kv$ ; Западное Приазовье, аналитики Б. В. Мирская и С. А. Панченко (Хмарук, Щербаков, 1963, № 136).
711. Пироксен из пироксен-плагноклазовых пород среди мигматитов;  $MP +$

#### Железистые породы

700. Зеленый геденбергит из скаполит-геденбергит-гранатового гранулита (хим. ан.);  $Гед$  26,3% +  $Скап$   $Gr$  (хим. ан.) 26,5% +  $Ka$  9,8% +  $Kv$

- +*Пл*; Западное Приазовье, аналитик Б. В. Мирская и С. А. Панченко (Хмарук, Щербаков, 1963, № 134).
716. Пироксен из пироксен-плагиоклазовых пород среди чарнокитов; *МП+Пл+Пл*; Украина, Побужье, аналитики Б. В. Мирская, С. А. Панченко (Хмарук, Щербаков, 1963, № 321).
717. Пироксен из мезократового диопсидового гнейса; *МП+Пл+Рудн* (много)  $\pm Kв$  (?); Анабарский щит, аналитик А. З. Шпиндлер (Рабкин, 1959).
718. Пироксен из крупнозернистой скаполит-пироксеновой породы; *МП+Скап+Сф+Орт*; Анабарский щит, аналитик М. В. Алпатьева (Рабкин, 1959).
719. Пироксен из гнейсовидной ортоклаз-пироксеновой породы; *МП+Скап+Пл+Орт+Рудн+Ап+Сф*; Анабарский щит, аналитик С. В. Таманова (Рабкин, 1959).
720. Пироксен из кальцифира, богатого диопсидом; *МП+Ка+Скап+Сф*; Анабарский щит, аналитик М. В. Алпатьева (Рабкин, 1959).
721. Пироксен из пироксенового плагиогнейса; *МП+Пл<sub>30</sub>+Сф+Кв*; Алданский щит, аналитик Е. Я. Бондарева (Копылов, 1966, № К-276-62).
722. Пироксен из пироксен-скаполитового метасоматита; *МП+Скап+Сф+Кв+Пл*, Алданский щит, верховье р. Курунг-Хоонку, аналитик Е. Я. Бондаренко (Копылов, 1966, № К-64-62).
723. Пироксен из скаполит-пироксенового метасоматита; *МП+Скап+Сф*; Алданский щит, верховье р. Курунг-Хоонку, аналитик Кутяева (Копылов, 1966, № К-166-62).
724. Пироксен из пироксен-скаполитового метасоматита; *МП+Скап+Сф+Кв*; Алданский щит, правый берег р. Тимптона, верховье рч. Горелый, аналитик Е. Я. Бондарева (Копылов, 1966, № К-415-63).
725. Геденбергит из скарноида; *МП+Гр+Ан*, Юго-Западный Памир, Харгуш, аналитик А. Н. Аксельрод (материалы Буданова, № 1623-2).
726. Пироксен из скарноида; *МП+Гр* (гроссуляр-альмандин)  $+Ан$ ; Юго-Западный Памир, Харгуш, материалы Буданова, № 1618а).
727. Пироксен из скарноидов; *МП+АП* (зеленый)  $+Орт+Скап+графит+Сф$ ; Канада, Квебек, округ Папимэн, Тэмплтон, аналитик Б. Дж. Харрингтон (Harrington, 1879, № 1877-22; цит. по Chem. Anal. Cap., 1965, № 1000).
728. Пироксен из диопсид-амфибол-плагиоклазового сланца; *МП+Амф* (хим. ан.)  $+Пл<sub>35</sub>$ ; левый берег Алдана, 4 км ниже р. Чуги, верхнеалданская свита, аналитик М. П. Тимофеева (Кицул, 1966, № 213/13).
729. Пироксен из диопсид-амфибол-плагиоклазового сланца; *МП+Амф* (хим. ан.)  $+Пл$ ; левый берег Алдана, 1,5 км ниже Курумкана, верхнеалданская свита, аналитик Д. А. Кулагина (Кицул, 1966, № 114/14).
730. Пироксен из амфибол-диопсид-плагиоклазового сланца; *МП+Амф* (хим. ан.)  $+Пл$ ; правый берег Алдана, 1,5 км ниже Курумкана, верхнеалданская свита, аналитик Г. Т. Матросова (Кицул, 1966, № 114/3).
731. Пироксен из амфибол-диопсид-плагиоклазового сланца; *МП+Амф* (хим. ан.)  $+Пл<sub>34</sub>$ ; Алданский щит, р. Большой Ыльмах, 0,5 км выше р. Юкунгра, федоровская свита, аналитик Д. А. Кулагина (Кицул, 1966, № 15/1).
732. Пироксен из амфибол-диопсид-плагиоклазового сланца; *МП+Амф* (хим. ан.)  $+Пл<sub>4</sub>$ ; Алданский щит, Эмельджак, рч. Горелый, федоровская свита, аналитик Д. А. Кулагина (Кицул, 1966, № 34/6).
733. Пироксен из амфибол-пироксенового сланца (гнейса); *МП+Амф* (хим. ан.)  $+Пл<sub>53</sub>$ ; Алданский щит, Правый Ыльмах, 1,5 км ниже рч. Каталлах, федоровская свита, аналитик Г. Т. Матросова (Кицул, 1966, № 6/1).
734. Авгит из контаминированного гранито-гнейса; Адирондак, шт. Нью-Йорк, Львиные горы, аналитик Л. Пек (Hess, 1949, № 20-TrM2).
735. Ферроавгит из меланократового контаминированного «сиенитового гнейса»; Адирондак, шт. Нью-Йорк, квадрат Сарапае, оз. Муди, аналитик Л. Пек (Hess, 1949, № 17, 5657а).
736. Ферроавгит из пироксенита в «сиенитовом гнейсе»; *МП+Мт+Ильм*; Адирондак, квадрат Освегатчи, аналитик Л. Пек (Hess, 1949, № 15, № 5977).
737. Пироксен из скарноидов (кальциевых гнейсов); *МП+Пл+Флог+Сф+Рудн+Шп*; Восточная Антарктида, оазис Бангера (Равич и др., 1965, № 4356).

#### Амфиболитовая фация

(ультраосновные породы и амфиболиты)

738. Пироксен из пироксенита; *МП+РП* (хим. ан.)  $+Рог$ ; Украина, р. Южный Буг, выше с. Завалья (Усенко, 1958).
739. Пироксен из амфибол-пироксенового метасоматита; *МП+Амф*; Алданский щит, правый берег р. Тимптон, рч. Икс, аналитик Е. Я. Болдырева (Копылов, 1966, № К-316-63).
740. Пироксен из пироксеносодержащих пегматитовых жил; *МП+Пл+Кв+Амф*; Северная Карелия, Порожечная Варака, аналитик В. А. Егоров (Лебедев, 1949).
741. Пироксен из пироксеносодержащих пегматитовых жил; *МП+Пл+Кв+Амф*; Северная Карелия, Порожечная Варака, аналитик В. И. Лебедев (1955).
742. Пироксен из пегматитовой жилы; *МП+Пл+Кв+Амф*; Забайкалье,

- Родэ (Сердюченко и др., 1961, по материалам С. С. Смирнова, 1928).
743. Авгит из амфиболита;  $МП+Пл+Рог$  (хим. ан.); Япония, плато Абакума, Ибараги, аналитик Х. Харамура (Shido, 1958, DHZ, 17-19, обр. № FS-54C9).
744. «Саяит» из амфиболита; Япония, плато Абакума, р-н Госайсио-Такануки, аналитик Х. Харамура (Miyashiro, 1958; DHZ, 27).
745. Диопсид из пегматита; Западная Австралия, Невория (Simpson 1931-32, цит. по Niggli, 1943, № 1).
746. Диопсид, реакционная зона между доломитом и магнетитовым кварцитом;  $МП+Рог+Мт$  (Kranck, 1961, № F-73).

#### Эклогитоподобные породы без гиперстена

747. Пироксен из плагиоклазового эклогита;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Пл$ ; Ирландия, р-н Донегал, аналитик Х. Вилк (Church, 1964, № 12.7).
748. Пироксен из плагиоклазового эклогита;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Пл$ ; Ирландия, р-н Донегал, аналитик О. ван Кнорринг (Church, 1964, № 12.6с).
749. Пироксен из гранатового метагббро;  $МП+Пл+Гр$  (хим. ан.) +  $Рог+Рудн$ ; Ирландия, р-н Донегал, аналитик О. ван Кнорринг (Church, 1964, № 12.4в).
750. Пироксен из гранатового метагббро;  $МП+Пл+Гр$  (хим. ан.) +  $Рудн$ ; Ирландия, р-н Донегал, аналитик Х. Вилк (Church, 1964, обр. 23а 6).
751. Фассаит из эклогита;  $МП+Рог$  (хим. ан.) +  $Гр$  (хим. ан.) +  $Цо$  + соссюрит +  $Шп+Рудн$  + вторичный диаспор; Шотландия, Кнокормал, аналитик Аллен (Blokam, Allen, 1960; DHZ, 25-4).
752. Пироксен из лабрадоритовой породы;  $МП+Пл+Гр+Би + Ильм + Мт + Ап+Пи$ ; Норвегия, Алверстромен (Eskola, 1921, цит. по Niggli, 1943).
753. Пироксен из эклогитоподобной породы (включения в гнейсах);  $МП+Гр+Рог+Пл_{21}+Кв$ ; Чешский массив, Западная Моравия, Куримское Нове Веси (Novotny, 1958, № 33/54).
754. Пироксен из эклогитоподобной породы;  $МП+Гр+Рог+Пл+Кв$ ; Чешский массив, Западная Моравия (Novotny, 1958, № 37/54).
755. Фассаит;  $МП+Гр+Пл+Рог$ ; Украина, с. Хошеватое (Шербаков, 1963, № 29).
756. Пироксен из гранатового амфиболита;  $МП+Амф+Гр$  (хим. ан.) +  $Пл$ ; Анабарский массив, аналитик В. В. Гамянина (Лутц, 1962, № Л-58-141).
757. Пироксен из эклогитоподобных пород;  $МП+Мт+Рог+Альм$ ; Алданский щит, Сутамский р-н (Маракушев, 1964, № 168).
758. Пироксен из гранат-пироксеновых гнейсов;  $МП 45\% + Пл_{76-83} 37\% + Гр$  (хим. ан.)  $15\% + Скап 3\%$ ; Восточный Саян, Хамар-Дабанская глыба,

- нижнее течение р. Иркутта (Крылов, Мануйлова и др., 1962).
759. Пироксен из гранат-пироксен-скаполитового «гнейса» (хим. ан.);  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Рог$  (хим. ан.) +  $Скап+Кв$ ; Гана, Мампонг, Золотой Берег, аналитик О. ван Кнорринг (Knorring, Kenedy, 1958).
760. Клинопироксен из гранулита;  $МП+Пл+Кв+Ильм+Гр$  (хим. ан.) +  $Рог$  (хим. ан.) +  $Мт$  (хим. ан.); Австралия, Брокен Хилл, зона С (Binns, 1965, № С10).
761. Клинопироксен из гранулита;  $МП+Рог+Пл_{21}+Кв+Ильм+Гр$  (хим. ан.); Австралия, Брокен Хилл, зона В (Binns, 1964, № С26).
762. Пироксен из эклогитоподобной породы;  $МП+Пл+Гр+Скап+Ап+Рудн+Дис$ ; Якутия, трубка «Зарница», аналитик Ю. В. Шевченко (Бобривич и др., 1964).
763. Пироксен из эклогитоподобной породы, богатой плагиоклазом;  $МП+Гр+Пл$ ; Якутия, трубка «Зарница», аналитик Ю. В. Шевченко (Бобривич и др., 1964).

#### Железистые кварциты

764. Саяит из рудного кварцита;  $МП+РП$  (хим. ан.); Украина, Ивановский участок, аналитик С. А. Панченко (Половко и др., 1960).
765. Щелочной пироксен из магнетитовых кварцитов;  $МП+Амф+Кв+Мт$ ; Приднепровье, аналитик А. С. Акельева (Шендерова, Соколова, 1958).
766. Эгирин-геденбергит из амфибол-пироксен-магнетитового роговика; Украина, Кривой Рог, участок Артемовский (Елисеев и др., 1961).
767. Ферроавгит из железистой формации;  $МП 10\% + РП$  (хим. ан.)  $45\% + Кв 10\% + Кум 20\% + Ка 15\%$ ; Канада, Квебек (Kranck, 1961, № Н-9).
768. Ферроавгит из железистой формации;  $Fe-Авг 15\% + Кв 55\% + Мт 15\% + Кум 10\%$ ; Канада, Квебек (Kranck, 1961, № Н-3).
769. Ферроавгит из пород железистой формации;  $МП 70\% + Кум 30\%$ ; Канада (Kranck, 1961, № В-18).
770. Пироксен из железистой формации;  $МП+Кум$  (хим. ан.) +  $Акт+Мт$ ; Канада, Восточно-Центральный Квебек (Müller, 1960).
771. Пироксен из железистой формации;  $МП+Кум+Мт+Кв$ ; Восточно-Центральный Квебек (Müller, 1960, № 6В).
772. Ферроавгит из пород железистой формации;  $МП+РП$  (хим. ан.) +  $Мт+Кв$ ; Квебек (Kranck, 1961, № Н-7).
773. Ферроавгит из пород железистой формации;  $МП 30\% + РП$  (хим. ан.)  $50\% + Ка 10\% + Кв 10\%$ ; Квебек (Kranck, 1961, № Н-4).
774. Эгирин-геденбергит из пород железистой формации;  $МП 20\% + РП$  (хим.

- ан.) 10% +  $Al_2O_3$  20% +  $MgO$  20%;  $Al_2O_3$  (Кранск, 1961, № А-50).
775. Ферроавгит из пород железистой формации;  $MP$  25% +  $PP$  (хим. ан.) 35% +  $Kv$  30% +  $Ka$  10%; Квебек (Кранск, 1961, № В1-21).
776. Ферроавгит из пород железистой формации;  $MP$  25% +  $PP$  (хим. ан.) 30% +  $Kv$  35% +  $Ka$  10% + следы графита; Квебек (Кранск, 1961, № В1-6).
777. Ферроавгит из пород железистой формации;  $MP$  30% +  $PP$  (хим. ан.) 30% +  $Ka$  25% +  $Kv$  15%; Квебек (Кранск, 1961, № В1-3).

#### Глубинные скарны

778. «Авгит» (фассаит) из железных руд среди мигматитов и гнейсов;  $MP$  +  $Gr$  +  $Ves$ ; Норвегия, Арендаль (Doelter, 1878, цит. по Tilley, 1938, № 5).
- 779—780. Зеленый пироксен из пироксен-андрадитового скарна; Якутия, месторождение Таежное, аналитик О. Я. Николаева (Свешникова, Шабынин, 1961).
781. Зеленый пироксен из пироксенового скарна; Якутия, Комсомольское месторождение, аналитик О. Я. Николаева (Свешникова, Шабынин, 1961).
782. Диопсид-геденбергит-авгит из пироксен-магнетитовой породы среди кристаллических сланцев;  $MP$  +  $Mt$  + вторичная  $Рог$ ; Южная Якутия, р-н Неричи, аналитик Ф. Л. Старосельская (Сердюченко, 1960).
783. Пироксен из гроссуляр-пироксеновой породы среди гнейсов;  $MP$  +  $Ka$  +  $Gr$ ; Южная Якутия, р. Большой Саалах, аналитик Т. А. Маномахова (Сердюченко, 1960, № С-6086/1954).
784. Диопсид из диопсидового гранитизированного скарна;  $MP$  +  $Рог$  +  $ПШ$ ; Алдан, Неричи, аналитик Е. И. Ломейко (материалы Д. С. Коржинского, обр. 804, цит. по Жарикову, Власовой, 1961).
785. Салит из скарна, выше магнетитовой руды;  $MP$  +  $Gr$  (хим. ан.) +  $Флог$ ; Клифтон Майн, окр. Св. Лаврентия, аналитик Л. Пек (Hess, 1949, цит. по Leonard, Buddington, 1964, № 38—№ CN2814).
786. Ферросалит из пироксенового скарна, 0,3 м ниже магнетитового тела;  $MP$  +  $Андр$  +  $Ka$  +  $ПШ$  ±  $Mt$ ; Адирондак, Ауафит Майн, квадрат Старк, окр. Св. Лаврентия, аналитик Л. Пек (Hess, 1949, № 39-NOF115).
787. Салит из пироксенового скарна, внутри безрудного скарна с андрадитом и прослоями мрамора;  $MP$  +  $Би$ ; Адирондак, Клифтон Майн, окр. Св. Лаврентия, аналитик Н. Давидсон (Hess, 1949, № 37-CN 69, 1, цит. по Leonard a. o., 1964).
788. Ферросалит из скарна, включение в анортозите; Адирондак, шт. Нью-Йорк, квадрат Вилсборо, 1,9 миль к юго-западу от моста Вилсборо, аналитик Р. Эллестад и Л. Пек (Hess, 1949, № 25—№ 6020А).
789. Ферросалит из скарна; Адирондак, шт. Нью-Йорк (Hess, 1949, № 9-10, цит. по Жарикову, Власовой, 1955).
790. Салит из автоскарна (включение в анортозите); Адирондак, шт. Нью-Йорк, р-н озера Плэйсид, из карьера 2,5 мили к юго-юго-западу от Верхн. Джай, аналитик Р. Эллестад (Hess, 1949, № 23—№ 6102).
791. Пироксен из автоскарна;  $MP$  +  $Kv$  +  $Pl$  +  $КПШ$  ±  $Рог$ ,  $Сф$ ; Квебек, Гренвилл, Гранд Калумет, аналитик О. Ингамеллс (Show a. o., 1963, № Q3).
792. Ферросалит, скарн (?) из слоя мрамора в анортозите;  $MP$  +  $Gr$  +  $Ka$ ; Адирондак, шт. Нью-Йорк, квадрат Аузейбл, аналитик Л. Пек (Hess, 1949, № 16—№ 1197a).

#### Флогопитовые месторождения и магнезиальные скарны

793. Клинопироксен из магнезиального скарна (флогопитового);  $MP$  +  $Флог$  +  $Акт$ ; Алдан, месторождение Таежное, аналитик Е. И. Ломейко (материалы Шабынина, обр. 6532).
794. Клинопироксен из магнезиального скарна (флогопитового);  $MP$  +  $Флог$ ; Алдан, месторождение Таежное, аналитик О. А. Алексеева (коллекция А. А. Маракушева, материалы Л. И. Шабынина, обр. 2112a).
795. Диопсид из магнезиального скарна;  $MP$  +  $Флог$  +  $Mt$  +  $Серп$ ; Алдан, месторождение Таежное, скв. 29-Т, глубина 158,4 м, аналитик Е. И. Ломейко (Жариков, Власова, 1961, материалы Л. И. Шабынина).
796. Диопсид из форстеритового скарна;  $MP$  +  $Фор$  +  $Mt$ ; Алдан, месторождение Таежное, аналитик Т. М. Митюшина (материалы Л. И. Шабынина).
797. Диопсид из магнезиального (?) скарна;  $MP$  +  $Mt$  (±  $Флог$ ?); Алдан, месторождение Таежное, аналитик Т. М. Митюшина (материалы Н. Н. Перцева).
798. Диопсид из скарнированных кристаллических сланцев, гнезда;  $MP$  +  $Mt$  +  $Флог$  +  $Амф$ ; Южная Якутия, уч. Медвежий, месторождение Таежное, скв. 10-Т, аналитик Ф. Л. Старосельская (Сердюченко, 1960, № С-199/1952).
799. Пироксен из скарнированных кристаллических сланцев, гнезда;  $MP$  +  $Скап$  +  $Флог$ ; Алданский шит, верховьев р. Большой Хатым, месторождение Сивагли, аналитик Ф. Л. Старосельская (Сердюченко, 1960, № С-77).
800. Диопсид из флогопитовой жилы;  $MP$  +  $Флог$  +  $Амф$ ; Алданский шит, Эмельджанское флогопитовое месторождение (Галюк, 1957).
801. Диопсид из флогопитового кальцифидра;  $MP$  +  $Флог$  +  $Ka$ ; Алдан, Эмельджанское месторождение (Галюк, 1957).

802. Диопсид из флогопитовой жилы в гранит-пегматите;  $МП+Флог+ПШ$ ; Алдан, Эмельджанское месторождение (Галюк, 1957).
803. Диопсид из флогопитового месторождения;  $МП+паргасит+Флог+Шл$  (плеонаст)  $\pm Ka+Фор$  (ед. зерна); Южная Якутия, р. Колтыкон, аналитик В. А. Молева (Сердюченко, 1960, № С-17).
804. Пироксен из флогопитового месторождения;  $МП+Флог+Ka$ ; Алданский щит, месторождение Леглиер Тамптонской группы, карьер I, аналитик М. Г. Замуруева (Лицарев, 1961, № 211/53, цит. по Копылову, 1966).
805. Пироксен из флогопит-диопсидовой жилы;  $МП+Флог$ ; правый берег Тимптона, 4 км выше рч. Рыбный, аналитик Е. Я. Бондарева (Копылов, 1966, № К-341-63).
806. Пироксен из амфибол-пироксенового метасоматита;  $МП+Амф+Флог$ ; Алданский щит, верховье р. Курунг-Хонку, 1 км выше рч. Унча-Курунг-Хонку, аналитик Кутяева (Копылов, 1966, К-86-62).
807. Пироксен из метасоматических пород;  $Ди+Флог+Ап+Скап$ ; Слюдянка (Копылов, 1966).
808. Пироксен из диопсид-флогопитовой жилы № 11;  $МП+Флог$ ; аналитик Л. Б. Турмилович (Веселовская, 1950).
809. Байкалит (диопсид); Южное Прибайкалье (Смирнов, 1928).
810. Байкалит (диопсид); Южное Прибайкалье, флогопитовое месторождение, аналитик С. Я. Войт (Смирнов, 1928).
811. Диопсид; Забайкалье, аналитик Б. С. Копелевич (Шендерова, Соколова, 1958).
812. Диопсид из магнезиальных скарнов (высокотемпературных);  $МП+РП+Турм+Ka+Флог$ ; КНДР, месторождение Пхосу, аналитик М. Г. Погорелова (Маракушев, 1964, № Э-858).
813. Диопсид из флогопит-диопсидового скарна;  $МП+Флог$  (5%)  $+Ka$ ; ниже располагается орудное тело ( $МП+Мт+Ka$ ); Бруннер Хилл вблизи Колтона, квадрат Сток, окр. Св. Лаврентия, 2,8 мили к запад-северо-западу от гор Катамаунт, коллекция Б. Ф. Леонарда, аналитик Л. Пек (Hess, 1949, цит. по Leonard, Buddington, 1964, № 35—№ ВН-1, 23).
814. Пироксен из флогопитового месторождения;  $МП+Флог+Ka$ ; Канада, Квебек, округ Аргентенил, слюдяные рудники Гренвилл, аналитик Б. Харрингтон (Harrington, 1876, цит. по Chem. Anal. Can., 1965, № 987).
815. Пироксен из скарноидов;  $МП+Сл+Ka+Ап+Пи+медь+вильсонит$ ; Канада, Онтарио, окр. Ланарк, Батхурст, аналитик Т. Хант (Hunt, 1854, цит. по Chem. Anal. Can., 1965, № 988a).
816. Диопсид из магнезиальных скарнов;  $МП+Флог+Дол$  (?), р. Ассор-Зугванд, Памир (материалы Буданова, № 2760).
817. Диопсид из флогопитового месторождения; Мадагаскар (Lacroix, 1941, цит. по Свешниковой, Шабынину, 1961).

#### Глубинные экзокскарны и скарноиды

818. Диопсид из скарноидов;  $МП+Ka+Эп+Грос+Бу+Кв$ ; Финляндия, Хельсинки (Lokka, 1943).
819. Диопсид из кристаллического известняка;  $МП+Вез+Ka+Грос+Скап+Кв$ ; Швеция, Мансье, аналитик Х. Экерман (Eckerman, 1922).
820. Диопсид из кристаллического известняка (диопсидитита);  $МП+Серп$ ; Украина, Побужье, с. Завалье, аналитик А. О. Стеценко (Щербаков, 1963).
821. Диопсид из мраморов; Украина, месторождение Гнивани (Бобровник, цит. по Костюку, 1958).
822. Пироксен из скарноида;  $МП+Ka+Скап$ ; Алданский щит, р. Куранах, аналитики Л. В. Букасова и Т. В. Соколова (Шмакин, 1961, № 1639; цит. по Копылову, 1966).
823. Диопсид из диопсидового скарна;  $МП+графит+Ka$ ; Клифтон Майн, квадрат Старк, окр. Св. Лаврентия, аналитик Л. Пек (Hess, 1949, № 36-CN 20. 4, цит. по Leonard a. o., 1964).
824. Пироксен из скарна;  $МП+Скап$  (хим. ан.); Квебек, Гренвилл, Ходдерсфилд, аналитик О. Ингамеллс (Show a. o., 1963, № Q19DS13).
825. Пироксен из диопсидового скарна; Квебек, аналитик С. О. Ингамеллс (Show a. o., 1963, № Q31A).
826. Пироксен из диопсидового скарна; Квебек, Хаддерсфилд, аналитик С. О. Ингамеллс (Show a. o., 1963, № Q19DS14).
827. Пироксен из скарна;  $МП+Скап$  (хим. ан.)  $+Ka$ ; Квебек, Хаддерсфилд, аналитик С. О. Ингамеллс (Show a. o., 1963, № Q87).
828. Пироксен из скарна;  $МП+Скап$  (хим. ан.)  $+Ka$ ; Онтарио, Монмаут, аналитик С. О. Ингамеллс (Show a. o., 1963, № ON6).
829. Диопсид из скарноида;  $МП$  45%  $+Кв$  35%  $+Амф$  (зеленый) 15%; Квебек, Канада (Kranck, 1961, R-7).

#### Мраморы и кальцифиры

830. Диопсид из известняка (кристаллический); Финляндия, Юва, аналитик А. Юуринен (Juurinen, Hytönen, 1952, DHZ, 5-1).
831. Паргас-диопсид из мраморов; Финляндия, Сторгард, аналитик Н. Норденскёльд (Nordenskiöld, 1920, цит. по Eckerman, 1922).
832. Синевато-голубой диопсид из эндоконтакта карбонатного ксенолита;  $МП+Ka\pm$  брусит; в габбро-нритках Иоко-Довыренского плутона, Северное



- Прибайкалье (Гурулев, Костюк и др., 1965, № 3).
833. Белый диопсид из кварц-диопсидовой породы в мраморах; Прибайкалье, Слюдянка (Гурулев, Костюк и др., 1965, № 7).
834. Диопсид из кристаллического известняка; Украинский щит, с. Тывров, аналитик Стеценко (Кононова, 1965, обр. 36/2, № 4).
835. Диопсид из мраморов;  $MP+Ka$ +акцессорные (*Al*, неизвестный); северный берег о-ва Тири, Гебриды, Балефетриш, аналитик Халлимонд (Hallitmond, 1947, № 1037 [S32453]).
836. Диопсид из диопсидового кальцифира; Слюдянка, жила № 16, аналитик Л. Б. Турмилович (Веселовская, 1950).
837. Диопсид из мраморов;  $MP+Ka$ ; Юго-Западный Памир, Богуш-Дара (материалы Буданова, № 2671в).
838. Диопсид из мрамора; Юго-Западный Памир, Богуш-Дара (материалы Буданова, № 1822).
839. Пироксен из кристаллического известняка; Канада, Оттава, Онтарио, аналитик Хант (Chem. Anal. Can., 1965, № 922).
840. Диопсид из контактового тремолитового мрамора;  $MP+Tr+Ka$ , в контакте с гранитами; Италия, Монте Спиноза около Кампиглезе (Rodolico, 1935).
841. Диопсид из метаморфизованного известняка; Аляска, о-ва Хэм (Allen, White, 1909).
- Низкотемпературные породы*
842. Эгирин темно-зеленый, 1-й генерации, из железистых кварцитов; Курская магнитная аномалия (КМА), аналитик О. Я. Николаева (Глаголев и др., 1959).
843. Эгирин, 2-й генерации, зеленый из магнетитового эгиринита; Кривой Рог, Анновская полоса, аналитик М. М. Стуканова (Половинкина, 1951, цит. по Елисееву и др., 1961).
844. Эгирин светло-зеленый; КМА, аналитик Л. Исаева (Шендерова, Соколова, 1958, цит. по Ковалеву, Соколовой и др., 1959).
845. Эгирин светло-зеленый, радиально-лучистый из железистого кварцита; КМА, аналитик О. Я. Николаева (Глаголев и др., 1959).
846. Эгирин зеленый, лучисто-призматический (2-й генерации) из магнетитового роговика; Кривой Рог, рудник им. Красной Гвардии, аналитик М. М. Стуканова (материалы Никольского; Елисеев и др., 1961).
847. Эгирин 2-й генерации из эгиринита;  $MP+Mt+Pib$  (хим. ан.); Кривой Рог, Желтореченская полоса (Кушев, 1960, цит. по Елисееву и др., 1961).
848. Метасоматический эгирин из эгиринита;  $MP+Mt+Pib$ ; Кривой Рог, рудник им. Ленина, аналитик А. В. Служенко (Стрыгин, 1959б, цит. по Елисееву и др., 1961).
849. Эгирин из роговика;  $MP+Mt+Gem+Spm$ ; КМА, Михайловский р-н (Стрыгин, 1959б, цит. по Елисееву и др., 1961).
850. Эгирин бесцветный 3-й генерации из эгиринита; КМА, Михайловский р-н (материалы М. М. Шубульской, цит. по Елисееву и др., 1961).
851. Эгирин бесцветный из магнетитового роговика; КМА (материалы А. А. Глаголева, цит. по Елисееву и др., 1961).
852. Эгирин спутанно-волоконистый 4-й генерации из эгиринита. Кривой Рог, Анновская полоса (Половинкина, 1951, цит. по Елисееву и др., 1961).
853. Эгирин 4-й генерации из эгиринита; Кривой Рог, Нетесовский карьер (Аникеева, 1955, цит. по Елисееву и др., 1961).
854. Эгирин 4-й генерации из эгиринита; Кривой Рог (Половинкина, 1951, цит. по Елисееву и др., 1961).
855. Эгирин зеленый из магнетитового эгиринита; Кривой Рог, Мало-Белозерская магнитная аномалия, аналитик М. Э. Ермолаева (Елисеев и др., 1961).
856. Эгирин зеленый из эгиринита; Кривой Рог, Мало-Белозерск, аналитик Б. В. Мирская (Елисеев и др., 1961).
857. Эгирин из жилы среди породы железистой формации;  $MP+Kv$ +сидерит; Миннесота, Кайона-рейндж, аналитик Л. Пек (Grout, 1946; DHZ, № 12-1).
858. Акмит (тактонит) из железистой формации; Миннесота, Кайона-рейндж, аналитик Л. Пек (Grout, 1946; DHZ, № 12-2).
859. Диопсид из хлоритового сланца;  $MP+Shn$ +амезит; Урал, Ахматовская копь (Фаворский, 1939, цит. по Плошкиной, Фоминых, 1963).
860. Диопсид из хлоритового сланца;  $MP+Gros$ +клинохлор+Вез; Урал, Ахматовская копь (Фаворский, 1939, цит. по Плошкиной, Фоминых, 1963).
861. Диаллаг из зеленых сланцев; Албания, Румс (Rodolico, 1935, цит. по Niggli, 1943).
862. Диопсид-авгит из пренитизированного габбро; Радаутал (Uhlrig, 1914, цит. по Niggli, 1943).
863. Диопсид из рондингита в серпентинитах;  $MP+Xl+Ka+Gros$ ; Япония, Каиасаки, горы Канто, аналитик С. Курягава (Seki, Kurigagawa, 1962).
864. Диопсид из жилы в серпентинитах;  $MP+Ka$  или *Дол*; Канада, Квебек, округ Мегантис, хромовый рудник Монте-реал (Portevin, Graham, 1918, цит. по Chem. Anal. Can., 1965, № 991).
865. Пироксен из плагиоклаз-диопсидовой породы в серпентините;  $MP+Pl$ ; Канада, Квебек, округ Мегантис, аналитик Р. Фабри (Cooke, 1935, цит. по Chem. Anal. Can., 1965, № 986).
866. Диопсид из нефрита в серпентинитах; Охотский массив, Восточный Саян (Колесник, 1965).

867. Диопсид из нефрита, Гарц (Uhlig, 1910, цит. по Колесник, 1965).
868. Диопсид из жилы в серпентинитах, Северный Кавказ, р. Карачай (Сердюченко, 1937, цит. по ДНЗ).
- Эклогитовая фация*
869. Пироксен из эклогита в гипербазитах;  $МП$  55% +  $Гр$  (хим. ан.,  $f=30$ ) 44,8% + аксессуарные ( $Кв$ ,  $Рт$ ,  $Сл$ ); Норвегия, Алмкловдален, Родхауген, аналитик П. Ескола (Eskola, 1921).
870. Клинопироксен из гранат-рогообманково-пироксеновой (ультраосновной) породы;  $МП$  31% +  $РП$  (хим. ан.) 25% +  $Гр$  (хим. ан.) 22% +  $Амф$  17% +  $Мт$  4% +  $Ап$  +  $Сф$  1%, вторичный голубой  $Амф$ ,  $Та$ ,  $Кум$ ,  $Ант$ ; Шотландия, Гленелг (О'Нага, 1960b).
871. Омфацил из эклогита в ультраосновном массиве; Саксония, Гильсберг (Hentschel, 1937, цит. по Медведевой, 1965).
872. Пироксен из эклогитов среди перидотитов;  $МП$  +  $Гр$  (хим. ан.) +  $Рог$  +  $Эп$ ; Япония, р-н Бесси. Гонген-Яма (Shido, 1959, цит. по Медведевой, 1965).
873. Клинопироксен из эклогитов среди перидотитов; Япония, Гонген-Яма, р-н Бесси, аналитик Х. Харамура (Shido, 1959).
874. Омфацил из каринтинового эклогита среди перидотитов;  $МП$  33,9% +  $Гр$  (хим. ан.) 23,4% + каринтин (хим. ан.) 42,5% +  $Рт$  0,2%; Полярный Урал, Слюдяная горка, аналитик Д. А. Пчелинцев (Удовкина, 1966, № 183).
875. Омфацил светло-зеленый из жил алмандинового эклогита в гипербазитах;  $МП$  63% +  $Гр$  30% +  $Цо$  6,1% +  $Рт$  0,9%. Полярный Урал, Слюдяная горка, аналитик Д. А. Пчелинцев (Удовкина, 1966, № 333).
876. Пироксен из дистенового эклогита; трубка «Чомур», аналитик Ю. В. Шевченко (Бобриевич и др., 1964).
877. Омфацил из кианит-цоизитовых эклогитов;  $МП$  20% +  $Гр$  30% + каринтин (хим. ан.) 44% +  $Дис$  1% +  $Цо$  3% +  $Кв$  1,5% +  $Рт$  0,5%; Полярный Урал, Слюдяная горка, аналитики Д. А. Пчелинцев, Р. А. Телешева (Удовкина, 1966, № 66-11).
878. Пироксен из дистенового эклогита;  $МП$  +  $Гр$  (хим. ан.) +  $Дис$ ; Полярный Урал, восточный склон, бассейн рек Локют-Юган и Кемур-Юган, аналитик В. В. Гамянина (Лутц, 1964, № УР-1).
879. Омфацил из дистенового эклогита;  $МП$  31,3% +  $Гр$  27% + каринтин 25% +  $Дис$  10% +  $Цо$  6% +  $Сл$  1,3% +  $Рт$  0,7% +  $Кв$  0,4%; Полярный Урал, хр. Марун-Кей, аналитики Р. А. Телешева и А. С. Абрамова (Удовкина, 1964, обр. 327).
880. Омфацил из дистенового эклогита;  $МП$  31,8% +  $Гр$  10% + каринтин 8,4% +  $Кв$  19,6% +  $Сл$  6% +  $Цо$  13,1% +  $Дис$  10%; Полярный Урал, хр. Марун-Кей, Слюдяная горка, аналитик Т. М. Митюшина (Удовкина, 1964, обр. 430).
881. Вторичный омфацил из эклогита;  $МП$  +  $Дис$  +  $Амф$  (хим. ан.) +  $Гр$ ; Полярный Урал, Слюдяная Горка, аналитик Д. А. Пчелинцев (Удовкина, 1966, № 220).
882. Пироксен из кианитового эклогита;  $МП$  +  $Дис$  +  $Гр$  (хим. ан.); ФРГ, массив Мюнхберг, Зильбербах, аналитик Дж. Скун (Yoder, Tilley, 1962, № 958).
883. Омфацил из дистенового эклогита;  $МП$  +  $Гр$  (хим. ан.) +  $Дис$  +  $Цо$  +  $Кв$  +  $Рт$  +  $Fe$ -руда; Бавария, Вайссенштейн (?) или Зильбербах (Tilley, 1936, цит. по Yoder, Tilley, 1962, № 224).
884. Пироксен из эклогита (с дистеном?);  $МП$  +  $Гр$  +  $Дис$  (?) +  $Рт$  +  $Ап$ ; Франция, Фэй, аналитик Раулт (Briegle, 1920, цит. по Niggli, 1943, № 83).
885. Пироксен из эклогита;  $МП$  57% +  $Гр$  34% + ( $Кв$  +  $Сл$ ) 7—9% +  $Рт$  0,3%; Норвегия, Нордфиорд, Силден, аналитик П. Ескола (Eskola, 1921).
886. Авгит из эклогита; Норвегия, Нордфиорд (Eskola, 1921, цит. по Niggli, 1943, № 82).
887. Хлормеланит из эклогита;  $МП$  38% +  $Цо$  55% + ( $Мт$  +  $Рт$  +  $Ап$  15% + вторичный диопсид-плагноклазовый симплектит); Норвегия, Ванелвсдален, Сендмёре, аналитик Л. Томассен (Eskola, 1921).
888. Пироксен из эклогита;  $МП$  +  $Гр$  (хим. ан.) 90% +  $Рог$  +  $Рт$  +  $Кв$ ; Шотландия, Гленелг, аналитик Дж. Скун (Yoder, Tilley, 1962).
889. Пироксен из эклогита;  $МП$  56,6% +  $Гр$  36,6% +  $Кв$  5,7% +  $Рт$  1,1%; Шотландия, Гленелг, аналитик А. Олдерман (Alderman, 1936, цит. по Niggli, 1943, № 81).
890. Пироксен из эклогита;  $МП$  +  $Гр$  (хим. ан.) 90%; Шотландия, графство Росс-Энд-Крамарти, Лох-Дьюнч, аналитик Дж. Скун (Yoder, Tilley, 1962).
891. Пироксен из эклогита  $МП$  +  $Гр$  +  $Рог$ ; Гренландия, Харри Инлет (Sahlstein, 1935, цит. по Niggli, 1943, № 60).
892. Пироксен из эклогита в парагнейсах;  $МП$  +  $Гр$  (хим. ан.) +  $Рог$  +  $Рт$  +  $Рудн$  +  $Цо$  +  $Кв$  +  $Бу$  +  $Дис$ ; Тироль Отцгаль, Бургштейн, аналитик Л. Хецнер (Hezner, 1903, цит. по Niggli, 1943, № 79).
893. Пироксен из эклогита в гнейсах в связи с перидотитами; Австрия, Мюнхбергский массив, Фихтельгебирге (Rosenbusch, 1923).
894. Омфацил из эклогита в гнейсах совместно с амфиболитами;  $Омф$  +  $Гр$  (хим. ан.); Австрия, Каринтия, Гертруск (Angel, Schaidler, 1950).
895. Моноклиный пироксен из эклогитов среди гнейсов; Польша, Восточные Судеты, массив Снежник (Kozlowski, 1958, цит. по Медведевой, 1965).
896. Омфацил из каринтинового эклогита;  $Омф$  +  $Гр$  +  $Рт$  + каринтин +  $Цо$ ; Поль-

- ша, Судеты, массив Снежник (материалы Бокун-Чубаровой, цит. по Удовкиной, 1966, № 63 е).
897. Омфацил из эклогита в гнейсах;  $Омф$  45,9% +  $Гр$  (хим. ан.;  $N=1,756$ ) 44,1% и симплектитовый вторичный агрегат 4,9% +  $Амф$  2,5% +  $Рт$  0,8 +  $Мт$  0,1% +  $Амф$  (вторичный) 1,8%; Восточные Судеты, массив Снежник, Нова Вель, аналитик Х. Пендиас (Smulikowski, 1960).
898. Омфацил из эклогита среди кристаллических сланцев;  $Омф$  34,0% +  $Гр$  40,7% + агрегат по  $Омф$  19,2% +  $Цо$  0,3 +  $Кв$  5% +  $Рт$  0,7 +  $Fe$ -руда 0,1%; Восточные Судеты, массив Снежник, Бицилице, аналитик Ст. Россол (Smulikowski, 1960).
899. Омфацил из эклогита;  $МП+Гр+Рог+Рт+Кв$ ; Казахстан, Кокчетавский массив, Северный Кулет, аналитик Р. П. Скринская (материалы И. А. Ефимова, цит. по Добрецову, Пономаревой, 1964а).
900. Омфацил из эклогита;  $МП+Гр+Рог+Рт+Кв$ ; Кокчетавский массив, аналитик Р. П. Скринская (материалы И. А. Ефимова).
901. Омфацил из эклогита;  $МП+Гр+Дис+Кв+Сл$ ; Кокчетавский массив, аналитик Р. П. Скринская (материалы И. А. Ефимова, 1962, цит. по Добрецову, Пономаревой, 1964а).
902. Омфацил (зеленый) из эклогита;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Рог+Кв+Рт$ ; Кокчетавский массив (Трусова, 1956).
903. Омфацил (бесцветный) из эклогита;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Рог+Кв+Рт+Пл$ ; Кокчетавский массив (Трусова, 1956).
904. Омфацил из эклогита;  $Омф+Гр+Рт+Кв+Цо+Рог+Аб$ ; Полярный Урал, хр. Марун-Кеу, Слюдяная горка, аналитик Т. М. Митюшина (Удовкина, 1964, № 127).
905. Омфацил из биметасоматических алмандиновых эклогитов;  $Омф+Гр$  (хим. ан.) +  $Кв+Амф$  (хим. ан.), оторочка вокруг жилы ( $Кв+Аб+Цо+Гр+Би+Муск$ ); Полярный Урал, Слюдяная горка, аналитики Р. Л. Телешева и А. С. Абрамова (Удовкина, 1966, № 298).
906. Омфацил из биметасоматических алмандиновых эклогитов;  $Омф+Гр$  ( $a=11,585$ ,  $N=1,776$ ) +  $Кв+Рт+Амф$ ; Полярный Урал, Слюдяная горка, аналитик Р. Л. Телешева (Удовкина, 1966, № 205).
907. Омфацил из эклогитовой оторочки вокруг ксенолита в мусковитовом плагиогнейсе;  $Омф$  (зеленый) +  $Гр+Рт+Кв+Цо$ ; Полярный Урал, Марун-Кеу, аналитик О. А. Алексеева (Удовкина, 1964, обр. 408).
908. Омфацил из эклогита, ассоциирующегося с метаморфизованными пиллоулавами;  $МП+Гр$  (хим. ан.) + псевдоморфозы по  $МП$  и  $Та$  66%; Швейцарские Альпы, аналитик Х. Швандер (Bearth, 1965).
909. Омфацил из эклогита;  $Омф+Гр+Рт+Гл$  (хим. ан.) +  $Сф$ ,  $Эп$ ,  $Муск$ ; Южный Урал, Шубино (Архипенкова, 1965).
910. Омфацил из крупнозернистого гранат-пироксенового участка в эклогите;  $МП+Гр+Рт$  + вторичные минералы; Южный Урал, Максютковский комплекс (Ленных, 1968, № 17-7).
911. Омфацил из нерудного эклогита (хим. ан.); Южный Урал, Шубино (Чесноков, 1959, № 3; цит. по Ленных, 1968, № 3-чес.).
912. Диопсид-жадеит из мусковитизированного эклогита (хим. ан.);  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Рт+Муск$  (хим. ан.); Южный Урал (Ленных, 1968, № 25-18).
913. Диопсид-жадеит из парагонитового эклогита (хим. ан.);  $Мп+Гр$  + парагонит (хим. ан.) +  $Кв+Рт$ ; Южный Урал (Ленных, 1968, № 5316-1).
914. Диопсид-жадеит из диопсид-жадеитового эклогита;  $МП$  (преобладает) +  $Гр+Рт$ ; Южный Урал (Ленных, 1968, К-61-1).
915. Диопсид-жадеит из омфацитового эклогита (хим. ан.);  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Рт$  + вторичные минералы; Южный Урал (Ленных, 1968, № 46-11).
916. Хлормеланит из хлормеланитового эклогита (хим. ан.);  $МП$  (преобладает) +  $Гр$  (хим. ан.) +  $Гл+Кв$ ; Южный Урал (Ленных, 1968, № 5003а).
917. Омфацил из рутилового эклогита;  $МП+Гр+Гл+Рт+Муск+Эп$ ,  $Кв$ ,  $Акт$ ,  $Хл$ ,  $Сф$ ,  $Пц$ , пирротин, халькопирит,  $Ап$ ,  $Аб$ ; Южный Урал, Шубино (Чесноков, 1959, цит. по Архипенковой, 1965).
918. Омфацил из гранатового амфиболита;  $Омф+Гр+Рог+Рт+Кв$ ; р-н Бесси, Сикоку, зона Санбогава (Ваппо, 1964, обр. SB 59-Д-122).
919. Омфацил из гранатового амфиболита;  $Омф+Муск+Рт+Гр$  (хим. ан.) +  $Рог$  (хим. ан.); Япония, р-н Бесси, Сикоку, зона Санбогава (Ваппо, 1964, обр. SB 60-Г1).
920. Пироксен из эклогита в глаукофановых сланцах;  $Омф+Гр$  (хим. ан.) +  $Муск+Эп+Сф+Рт$  ( $Хл$  и  $Лав$  по  $Гр$ ); Калифорния, п-ов Тибурон около Сан-Франциско (Coleman а. о., 1965, № 100-RGC-58).
921. Пироксен из эклогита (хим. ан.) в глаукофановом сланце; Калифорния (Coleman а. о., 1965, № 113-RGC-58).
922. Пироксен из эклогита (хим. ан.) в глаукофановых сланцах;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Сф+Муск$  (редко) +  $Хл$  (вторичный); Калифорния, Вэлли Форд (Coleman а. о., 1965, № 207-RGC-58; Bloxam, 1959).
923. Пироксен из эклогита (хим. ан.) в глаукофановом сланце;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Амф$  + порфиробласты +  $Гл$  +  $Сф+Рт+Эп$ ; Калифорния, Сонома Каунти, Вард Криик (Coleman а. о., 1965, № 62-RGC-58).

924. Пироксен из эклогита в глаукофановом сланце;  $МП+Гр+Гл+Сф+Рт+Хл$  по  $Гр+Пи$ ; Калифорния, Сонома Каунти, Джанкин Скул (Coleman a. o., 1965, № 102-RGC-58; Switzer, 1945; Borg, 1956).
925. Пироксен из эклогита (хим. ан.) в глаукофановом сланце;  $МП+Гр$  (хим. ан.),  $Амф$  (хим. ан.) +  $Сф$  ( $Рт$ ) +  $Эп$  +  $Аб$  +  $Муск$ ; Новая Каледония, гальки около Эмос Стрим (Coleman a. o., 1965, № 36-NC-62).
926. Акимитовый диопсид-жадеит из эклогита;  $МП+Гр$  (хим. ан.) + акцессорные:  $Хл+Рт+Сф$  + халькопирит +  $Пи+Гл$ ; Калифорния, Хелдсбург, аналитик Ф. Гоньер (Switzer, 1945, цит. по Borg, 1956; Медведева, 1965).
927. Акимит-диопсид-жадеит из эклогита;  $МП+Гр+Муск$  (вторичный) +  $Хл$ ,  $Рт$ ,  $Сф$ ; Калифорния, Вэлли Форд, аналитик Т. Блоксэм (Влохат, 1959).
928. Омфациит из гранат-глаукофановой породы (измененный эклогит);  $Омф$  3% +  $Гр$  20% +  $Гл$  (хим. ан.) 34% +  $Акт$  21% +  $Сф$  8% + (брукит, анатаз) 5% +  $Хл$  4% +  $Аб$  3% +  $Рудн$  2%; Северная Италия, долина Ала виа ди Сиамарелла, аналитик М. Л. Бланчетт (Nicolas, Gagny, 1964).
929. Омфациит из эклогита;  $МП+Гр$  (хим. ан.) + акцессорные  $Кв+Рт+Роз$  (втор.); Северный Тянь-Шань, Макбальское поднятие, аналитик И. М. Бендер (Медведева, 1960).
930. Омфациит из омфациитовой породы;  $Омф$  94% +  $Ап$  4% +  $Роз+Хл+Рт+Кв+Карб+Гр$ ; Итальянские Альпы, Лаго ди Сигнана, аналитик Х. Швандер (Veagh, 1959).
931. Омфациит из цоизитового эклогита; ФРГ, Фихтельгебирге, аналитик Е. Эбернус (Wolf, 1942, DHZ, № 23-7).
932. Омфациит из цоизитового эклогита;  $МП+Гр+Цо+Кв$ ; ФРГ, Фихтельгебирге, Зильбербах, аналитик Е. Эбернус (Wolf, 1942, DHZ № 23-6).
933. Пироксен из эклогита (хим. ан.) среди гранат-дистен-двуслюдяных сланцев;  $МП$  25% +  $Гр$  (хим. ан.) 38% +  $Муск$  18% +  $Амф$  10% +  $Кв$  6% + ( $Цо$ , акцессорные  $Рт$ ) 0,3%; Тасмания, Лайел Хайвей, аналитик Х. Асари (Spry, 1963).

#### Основные глаукофановые сланцы

934. Клинопироксен промежуточный между жадеитом и эгирином в лавсонит-глаукофановых сланцах;  $Гл+МП+Лав+Муск+Ка+Хл+Аб+Сф+$  + реликты  $Авз$ ; Япония, Санбогава, р-н Коту-Бизан, Субери-дани, аналитик Харамура (Iwasaki, 1960, 1963, № 5).
935. Хлормеланит из метабазита;  $МП+Хл+Эп+Аб+Пумп$  (реликты  $Авз$ ); Япония, р-н Коту-Бизан, Танигути, аналитик И. Ивасаки (Iwasaki, 1963, № 7212 [5806212]).

936. Хлормеланит из эпидот-хлорит-пироксеновой породы;  $МП+Хл+Эп+Аб+Сф+Муск$  + реликты  $Авз+Пи$ ; Япония, Коту-Бизан, Танигути, Коядайрамура, аналитик И. Ивасаки (Iwasaki, 1963, № 7213 [5807213]).
937. Омфациит из жилок в метадиабазе; Япония, горы Канто (Hashimoto, 1964).
938. Пироксен из метабазальта II типа;  $МП+Лав+Гл+Хл$  + арагонит +  $Сл+Кв+Сф$ ; Калифорния, Вард Криик (Coleman a. o., 1965, № 15-CZ-60).
939. Пироксен из глаукофанового сланца (метабазальта III типа);  $Пумп+Му-ж+Хл$  + акцессорный  $Лав$ ,  $Сф$ ,  $Кв$ ,  $Пи$ ; Калифорния, Вард Криик (Coleman a. o., 1965, № 15-CZ-59).
940. Пироксен из глаукофанового сланца (метабазальта III типа, хим. ан.);  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Гл+Эп+Муск$  + акцессорный  $Рт+Сф+Ап$ ; Калифорния, Вард Криик (Coleman a. o., 1965, № 56-CZ-59).
941. Жадеит из жилки в метагаббро среди серпентинитов;  $Жд+Аб+Хл+Анц+Кв+Грос$ , аналогичный жадеит в метагаббро:  $МП+Пумп+Лав+Хл+Вез+Грос+Аб+Муск+Ка+Кв+Сф$ ; Япония, зона Санбогава, р-н Сибукава (Seki a. o., 1960).

#### Метапелиты и метаграувакки в глаукофансланцевой толще

942. Хлормеланит из слюдяных сланцев; Южный Урал, Максютковский комплекс (Ленных, 1968, № 161-1).
943. Хлормеланит обрастает обломочный авлет в метаграувакке; Гоут, Калифорния (Essen, Tyfe, 1967, № 601-1001E).
944. Хлормеланит в слюдяных сланцах;  $МП+Сл+Аб+КПШ+Кв+Сф+Ап+Гем$ ; Япония, зона Санбогава, р-н Йимори, аналитик Х. Харамура (Kanechiga, Banpo, 1960).
945. Эгирин-авгит из кварцито-сланца в зоне D;  $МП$  + магнезиоарфведсонит (хим. ан.) +  $Кв+Гем+Ап+Гр+Аб$ ; Япония, Сикоку, зона Санбогава, р-н Бесси (Banpo, 1964, обр. SB 57072424).
946. Пироксен (бесцветный, ядро зонального кристалла) из глаукофановых кварцито-сланцев;  $МП$  3% +  $Кв$  52,9% +  $Гл$  (хим. ан.) 21,4% + фенгит (хим. ан.) 12,1% + пьезомонтит 3,9% + спессартин 2,0% +  $Гем$  4,5% +  $Ап$  0,2%; Япония, район Коту, толща Каватаяма, аналитик Х. Харамура (Iwasaki, 1960, № 2017, Ernst, 1964).
947. Хлормеланит из глаукофановых сланцев;  $МП+Гл$  (хим. ан.) 5,4% +  $Кв$  79% + спессартин 6,1% +  $Муск$  (хим. ан.) 0,6% + окислы 4,7%; Япония, Сикоку, р-н Коту Бизан, аналитик Х. Харамура (Iwasaki, 1963; Banpo, 1964).
948. Жадеит из нодуля (псевдоморфозы по  $ПШ$ ) в мусковитовом сланце;

- $Жд+Кв+Муск+Аб+Хл+КПШ+Сф+Ап$ ; Франко-Итальянские Альпы, антиклиналь Ассельо, Св. Анна (Leifevge, Michard, 1965).
949. Жадеит из метаграувакка (хим. ан.);  $Жд+Кв+Лав+Муск+Гл+графит+Хл+Карб$  (аргонит или  $Ка$ ) +  $Аб$  в жилках; Калифорния, о-в Ангела, аналитики Р. Стивенс, А. Чодос и др. (Coleman, 1965).
950. Жадеит из метаграувакка;  $Жд+Кв+Гл+Лав+Сл$  или  $Хл+Карб+реликты Аб$ ; Калифорния, аналитик Ослунд (Влохат, 1959).
951. Жадеит из метаграувакка (кварцита);  $Жд+Кв+Лав+Муск+Аб$  (поздние) +  $Хл, Сф, Рт$ ; Целебес (Сулавеси), г. Помпангге, р. Коесек, аналитик Дж. Скун (de Roeve, 1956).
- Жадеитовые породы*
952. Диопсид-жадеит голубой из обломка; Гватемала, аналитик Ф. Фахей (Foshag, 1957).
953. Жадеит зеленый из альбититов в серпентинитах; Япония, р-н Котаки, преф. Ниигата (Kawano, 1939).
954. Жадеит белый из альбититов в серпентинитах; Япония, р-н Котаки, преф. Ниигата (Kawano, 1939).
955. Жадеит из жилки в глаукофановых сланцах, включение в серпентиниты;  $МП+Аб+Серп+Ка$ ; Калифорния, Кловвердейл, аналитик Ослунд (Wolfe, 1955).
956. Жадеит из обломка; Коста-Рика, Сардинал, аналитик Ф. Кларк (Clarke, 1915).
957. Жадеит; Мексика, Оаксака, Заачита, аналитик Ф. Кларк (Clarke, 1915).
958. Жадеит; Мексика, Оаксака, аналитик Ф. Кларк (Clarke, 1915).
959. Жадеит изумрудно-зеленый и белый из жадеитовой породы; Центральная Америка, горы Мауа в Северном Юкатане (Washington, 1922).
960. Жадеит серый и зеленый из жадеитовых пород; Центральная Америка, аналитик Х. Вашингтон (Washington, 1922).
961. Жадеит; Швейцария, аналитик У. Груберман (Doelter, 1914).
962. Жадеит; Сербия или Греция, Сира, аналитик К. Ктенас (Doelter, 1914).
963. Жадеит из жилки в альбит-кросситовом сланце ( $МП+Аб+Гл$ ), включенном в серпентинитах; Калифорния, пик Санта Рита около Нью-Идрия (Prewitt, Burnham, 1966).
964. Жадеит (белый с зелеными пятнами); Бирма (Lacroix, 1930).
965. Жадеит;  $Жд+Аб+Амф$ ; Бирма, аналитик И. Циес (Yoder, 1950).
966. Жадеит (белый); Бирма (Lacroix, 1930).
967. Жадеит (яблочно-зеленый); Бирма (Lacroix, 1930).
968. Жадеит; Бирма, Таммау, аналитик Лорка, Кренер (Doelter, 1914).
969. Жадеит (плотная серовато-белая порода высокой твердости); Тибет, Музей ЛГИ, № 792-5 (Ковалев и др., 1959).
970. Жадеит (зеленовато-серая порода); Китай, аналитик П. Валден (Doelter, 1914).
971. Жадеит (белая с зеленым порода); Китай, аналитик П. Валден (Doelter, 1914).
972. Жадеит (светло-серая с голубым, местами коричневатой-белая порода, иногда содержит альбит); Китай, аналитик П. Валден (Doelter, 1914).
973. Жадеит (белый); Китай, аналитик П. Валден (Doelter, 1914).
974. Жадеит из жадеитовой породы; Центральная Америка, аналитик Вашингтон (Washington, 1922).
975. Жадеит из светло-зеленой статуетки; Гватемала, аналитик Фахей (Foshag, 1957).
976. Жадеит;  $МП+Рог+Пл$ ; Гватемала, Манзаналь (Foshag, 1955).
977. Жадеит из гальки;  $МП+Сл+Пл$ ; Гватемала, Каминьяльпул, аналитик Фахей (Foshag, 1957).
978. Хлормеланит из зеленовато-серой статуетки; Гватемала, аналитик Фахей (Foshag, 1957).
979. «Голубой жадеит» («олмек»);  $МП+$  + аксессуарные; Мексика, аналитик Фахей (Foshag, 1957).
980. Диопсид-жадеит («Тукстлит из статуетки Тукстла»); Мексика, аналитик Х. Вашингтон (Washington, 1922, цит. по Foshag, 1957).
981. Жадеит (зеленый и белый); Пьемонт, аналитик Л. Мражес (Doelter, 1914).
982. Хлормеланит; Пьемонт, Сизаталь, Риволи, аналитик Пнотти (Doelter, 1914).
983. Жадеит; Швейцария, Билерзее, аналитик В. Хирши (Doelter, 1914).
984. Жадеит; Швейцария, аналитик В. Хирши (Doelter, 1914).
985. Хлормеланит; Швейцария (Doelter, 1914).
986. Хлормеланитовая галька; Швейцария, Квичи, Луизанна, аналитик Дамур (Damour, 1881, цит. по Doelter, 1914).
987. Жадеит из альбитита среди серпентинитов;  $МП, Аб, Муск, Сф, КЦ$ ; Центральная Япония, Канасаки, горы Канто, аналитик Секи (Seki, 1961).
988. Жадеит (белый; Северное Прибалхашье, аналитики А. С. Запорожец, В. К. Коноплева, В. М. Завязина (Москалева, 1958, № 5112а).
989. Жадеит белый; Северное Прибалхашье, аналитики А. С. Запорожец, В. К. Коноплева, В. М. Завязина (Москалева, 1958, № 146).
990. Диопсид-жадеит из жадеитов среди гипербазитов; Северное Прибалхашье, аналитики А. С. Запорожец, В. К. Коноплева, В. М. Завязина (Москалева, 1958, № 5132/2).
991. Жадеит с магнетитом; Прибалхашье, аналитик Л. С. Тюленева (Добрецов, Пономарева, 1965, № 449а).

2. Жадеит из жадеитов среды гипербазитов (голубовато-зеленый);  $МП + Аб + Сл + Цо$ ; Полярный Урал, аналитик В. М. Некрасова (Морковкина, 1960).
3. Жадеит белый; Полярный Урал, Левый Кеч-Пель, аналитик Л. С. Тюленева (Добрецов, Пономарева, 1965, № 527в).
4. Крупнозернистая жилка в альбитизированных жадеититах; Полярный Урал (Добрецов, Пономарева, 1965, № 265в).
5. Жадеит из мономинеральной породы среды гипербазитов;  $МП + Аб + Сл + Акт$ ; Западный Саян, аналитик Е. И. Ломейко (Добрецов, 1963, № 36).
6. Диопсид-жадеит;  $МП + Аб + Сл + Акт$ ; Западный Саян, аналитик Е. И. Ломейко (Добрецов, 1963, № 43).
7. Темно-зеленый пироксен с жадеитом и альбитом;  $МП + Жд + Аб + Сл$ ; Западный Саян, аналитик Л. С. Тюленева (Добрецов, Пономарева, 1965, № 76).
8. Хлормеланит, отдельные тела в серпентините;  $МП + Пл$ ; Калифорния, аналитик Ослунд (Coleman, 1961).
9. Жадеит (бесцветный) из альбит-жадеитовых жил во включениях глаукофановых сланцев в серпентините;  $МП + Пл + Анц$ ; Калифорния, Сан-Бенито, Новая Идрия, аналитик В. Хердсман (Coleman, 1961).
100. Жадеит (белый) из альбит-жадеитовых жил во включениях кросситовых сланцев среди серпентинитов;  $МП + Пл + Анц + кроссит$ ,  $Эг + Сл$ ; Калифорния, Сан-Бенито, Новая Идрия, аналитик Ослунд (Coleman, 1961).
101. Жадеит из черной породы;  $Жд + Гл + бесцветный минерал (Аб?) + Рудн(?)$ ; Мексика, аналитик П. Валден (Doelter, 1914).

#### Бланфордиты

102. Бланфордит из гондитов;  $МП + КПШ + Мп$ -арфведсонит (хим. ан.) +  $Мп + Хл + браунит$ ; Индия, Голдгонгри, р-н рудника Тироди (Nayak, Neuvonen, 1964).
103. Na-Mп-пироксен из Мп-пород (бланфордит из гондита), спессартин-альмандин ( $N=1,811$ ,  $a=11,585$ ) +  $Кв + Амф$  (тиродит или винчит) + пьомонит + пирролюзит; Индия, Северный Тироди, р-н Балахат, аналитик Б. Гупта (Roy, Mitra, 1964).
104. Бланфордит из гондитов в ставролит-дистеновой зоне,  $МП + спессартин + Кв + Амф + пьомонит$ ; Индия, р-н Шикла (рудник) (Bilgrami, 1956, цит. по Roy, Mitra, 1964).
105. Бланфордит из гондита; Индия, Паунья (Kiprady, 1960, цит. по Roy, Mitra, 1964).
106. Мп-пироксен из гондитов (и пегматитовых жил);  $МП + Кв + родонит +$

$+ ПШ$  или  $Сл + Амф$  (тиродит, хим. ан.); Индия, р-н Тироди-Ситапаторе, аналитик Б. Гупта (Roy, Mitra, 1964).

1007. Жадеитовый эгирин-авгит из рудомещающей брекчии;  $МП + Кв + Ка + Сл$ ; Боулдер Каунти, Колорадо (Wahlstrom, 1940).

#### Контактные и контактово-метаматические породы

1008. Пижонит из роговика или ксенолита метадолерита (хим. ан.)  $МП 5\% + РП 52,7\% + Пл_{30} 41,6\% +$  непрозрачные  $0,7\%$ ; Стиллутер (Hess, 1960, № EB89).
1009. Клинопироксен из роговика;  $МП + РП$  (хим. ан.) +  $Пл + Рог + Би + Рудн$ ; Норвегия, р-н Осло, Аарволд Кюарр (Muir, Tilley, 1958, № 10).
1010. Клинопироксен из метаморфизованного базальта;  $МП + РП$  (хим. ан.) +  $Пл + Ол + Рудн$ ; Килауэа, Гавайи, аналитик Скун (Muir, Tilley, 1957, № X).
1011. Виолант, зеленый пироксен из кедабекитов (ороговикованных пород);  $МП + Пл + Ка + Гр + Би + Сил + Мг$  (аксессуарный и вторичный); Кавказ, Кедабек, аналитик А. Купфер (Федоров, 1901, цит. по Свешниковой, Шабьину, 1961 и Керимову, 1963).
1012. Виолант, зеленый пироксен из кедабекитов;  $МП + Пл + Кв + Гр + Би + Сил + Мт$  (аксессуарный и вторичный); Кавказ, Кедабек, аналитик А. Купфер (Федоров, 1901; Свешникова, Шабьин, 1961; Керимов, 1963).
1013. Пироксен из пироксен-плагноклазового роговика; Урал, Евсютинское месторождение (Плошкина, Фоминых, 1963).
1014. Пироксен из пироксен-плагноклазовых пегматитов в роговиках; Урал, Евсютинское месторождение (Плошкина, Скаут);  $МП + Не + меллилит$ ; Скаут
1015. Титанавгит из плагноклаз-пироксенового ксенолита, образовавшегося по известняку в норитах;  $МП + Пл + Сф + Мт$ ; Шотландия, Абердиншир, интрузия Хаддо, аналитик Кеннеди (Dixon, Kennedy, 1933).
1016. Салит из пироксенита в долерите, контакт щелочных пород с известняками;  $МП + Не + меллилит$ ; Скаут Хилл, аналитик Фрезениус (Tilley, Hagwood, 1931, DHZ, № 5-19).
1017. Титанавгит из включений в долерите (в связи с керсутитами);  $МП 18,0\% + Пл_{38} 33\% +$  (нонтронит +  $Би$ )  $38,8\% + Ильм 4\% + Хл 3\% + Ка 1,3\% + Анц 1,2\% +$  натролит  $0,3\%$ ; Гренландия, Каерсут (Drescher, Krueger, 1928, цит. по Niggli, 1943).
1018. Клинопироксен из метаморфизованного шонкинита;  $МП + Волл + Кв$ ; ФРГ, Оденвальд, Катзенбукель, Мичелсберг, аналитик Дж. Скун (Yoder, Tilley, 1962).

1010. Граниты и по-ортооксидового ксенолита в базальте, Венгрия (Maugritz, 1910, цит. по Niggli, 1943).
1020. Пироксен из скарнированного ксенолита в долеритовой интрузии; Восточная Сибирь, р. Подкаменная Тунгуска, аналитик К. П. Соколова (Хрянина, 1962).
1021. Фассаит из гнейсоподобного агрегата в мраморе;  $MP+Pog$  (хим. ан.) +  $Bi$  (хим. ан.) + измененный  $Скап$  + немного  $An$ ; Гебридские о-ва, о-в Тири, Балфетриш, аналитик Халлимонд (Hallimond, 1947 № 532451).
1022. Пироксен из магnezияльного скарна;  $MP+Шп+Mt$ ; Килбридж, о-в Скай, аналитик Дж. Скун (Tilley, 1951, DHZ, № 5-5).
1023. Пироксен белый из контактового скарна;  $MP+Шп$ ; Килбрид, о-в Скай, аналитик Дж. Скун (Tilley, 1951, DHZ, № 5-3).
1024. Фассаит из контакта известняков с гранитоидами;  $MP+Шп$  (хим. ан.) +  $Ka$ ; Италия, долина р. Фасса, Тироль, Монцони, аналитик Винсент (Tilley, 1938, DHZ, № 25-3).
1025. Фассаит из карбонатных пород со шпинелью в контакте с гранитоидами; Италия, Тироль, Монцони, Тоал делла Фойя (Doelter, 1914, цит. по Tilley, 1938, № 9).
1026. Фассаит из контактово-метаморфической породы «морейн»;  $MP+Bi+Ka+Шп$ ; Вал дэ Солда, Венеция, Ламбарди, аналитик Л. Томаси (Tomasi, 1940; DHZ, № 25-5; цит. по Tröger, 1951).
1027. Фассаит из контактово-метаморфизованного доломита; Монте Костоне, Адамелло, аналитик М. Сессо (Hieke, 1945; DHZ, № 25-2).
1028. Фассаит; Венгрия, Ходрушбания (Zsivny, 1923, цит. по Tilley, 1938).
1029. Фассаит (зеленая краевая зона) из эндоконтакта долеритов (траппов) и доломитов; Якутия, р. Большая Ботуобия, аналитик П. Н. Ниссенбаум (Надеждина, Юдина, Яковлевская, 1962).
1030. Фассаит (бурое ядро зонального кристалла);  $MP+Gr+Эп+Серп+Хл+Ka$ ; Якутия, р. Большая Ботуобия, бассейн р. Вилой, аналитик П. Н. Ниссенбаум (Надеждина, Юдина, Яковлевская, 1962).
1031. Фассаит из шпинель-пироксеновой породы, контакт габбро-долеритов и доломитов;  $MP+Шп+Флог+Вез+Gr$ ; Сибирская платформа, р-н Норильска (Юдина, 1965).
1032. Фассаит из пироксен-шпинелевого скарна;  $MP+Флог+Шп+Ka$ ; Горная Шория, месторождение Леспромхозное (Синяков, 1967).
1033. Диопсид крупнокристаллический;  $MP+Флог+Шп$ ; Эмельджакское флогопитовое месторождение, аналитики Г. В. Соколова, А. В. Букалова (Галук, 1957).
1034. Пироксен из пироксен-шпинелевого скарна по гнейсу;  $MP+Шп+Амф$  (паргасит) + серицит; Якутия, Алданский р-н, Эмельджак, аналитики О. А. Алексеева, Е. М. Ломейко (материалы Л. И. Шабьнина, № 3017).
1035. Фассаит из шпинелевого скарна по гнейсу;  $MP+Шп+Амф$  (паргасит) +  $Флог+Pl$  (лабрадор) +  $Турм$ ; Алдан, месторождение Таежное (материалы Л. И. Шабьнина).
1036. Фоссаит метаморфический;  $MP+Шп$  (хим. ан.) +  $Ka$ ; Цейлон, Адхеканвела, аналитик Х. Винсент (Tilley, 1938).
1037. Фассаит из флогопит-диопсидового скарна;  $MP+Флог+Шп$ ; о-в Мадагаскар (Lacroix, 1941).
1038. Пироксен из известняковых роговиков;  $MP+Грос+Ди+Волл$  + вторичные:  $Рог+ЭП=ШП$  (хим. ан.) +  $Сф+MP$  (хим. ан.) +  $АП+Ka$ ; Япония, о-в Мэдзин, Сисака, (Кипо, 1960).
1039. Фассаит метаморфический из линзы скарна (по карбонатной породе) между оливковыми габбро и гранулитами;  $MP+Шп$  (хим. ан.) +  $Gr$  (хим. ан.) + клинтопит (хим. ан.); США, Монтана, батолит Баулдер, Хелена, аналитик Ослунд (Kporf, Lee, 1957).
1040. «Диопсид» (фассаит); Колорадо, Итальянские горы, окр. Гуннисон Коурти (Gross, Shanon, 1927; цит. по Tilley, 1938 и Tröger, 1951).
1041. Пироксен (фассаит) в контакте известняка (?) и гранита;  $MP+Gr+Ka+Шп$ ; Мехико, гранит Рилейджо (Wittich, Kratzert, 1922, цит. по Tilley, 1938).
1042. Ферроавгит из железорудного пироксен-гранатового скарна, на контакте с диабазами;  $MP+Анд+Bi$ ; Северный Урал, 1-й Северный рудник, аналитик В. А. Рудницкая (Овчинников, 1960, цит. по Свешниковой, Шабьнину, 1961).
1043. Пироксен из скарна, контакт с гранодиоритовым массивом;  $MP+Gr+$  + вторичные:  $Акт+Ka+Kв$ ; Северный Урал, 3-й Северный рудник (Овчинников, 1960, цит. по Плоскиной, Фоминых, 1963).
1044. Пироксен из скарна, связанного с габбро-норитами;  $MP+Gr+Шп$ ; Урал, Евтюнинское железорудное месторождение (материалы Л. Н. Овчинникова, цит. по Плоскиной, Фоминых, 1963).
1045. Пироксен из скарна; Урал, Лебяжинское железорудное месторождение (Овчинников, 1960, цит. по Плоскиной, Фоминых, 1963).
1046. Пироксен из скарна; Урал, Лебяжинское месторождение, аналитик Д. И. Меттих (Овчинников, 1960, цит. по Плоскиной, Фоминых, 1963).
1047. Пироксен из скарна; Урал, Лебяжинское месторождение, аналитик Л. И. Меттих (Овчинников, 1960,

- цит. по Плошкиной, Фоминых, 1963).
1048. Пироксен из железорудного скарна; Зауралье, Кустанай, аналитик О. П. Острогорская (материалы Г. А. Соколова, цит. по Морковкиной, 1965).
  1049. Крупнозернистый пироксен из эпидот-гранат - пироксен - магнетитового скарна, Кустанай, месторождение Соколовское, аналитик Е. И. Ломейко (Онтоев, 1958, цит. по Морковкиной, 1965).
  1050. Пироксен из пироксен-гранат-магнетитового скарна; Кустанай, месторождение Соколовское, аналитик Д. Н. Князева (Онтоев, 1958, цит. по Морковкиной, 1965).
  1051. Пироксен из магнетитового скарна; Кустанайская обл., месторождение Сарбайское, аналитик Д. Н. Князева (материалы Прохорова, цит. по Морковкиной, 1965).
  1052. Пироксен 2-й генерации из скаполит-магнетитового скарна; Кустанай, месторождение Качарское, аналитик О. П. Острогорская (Онтоев, 1958).
  1053. Пироксен из гранат-пироксен-магнетитового скарна; Тургай, месторождение Куржункуль (материалы А. М. Дымкина).
  1054. Пироксен из гранат-пироксен-магнетитового скарна; Тургай, месторождение Качарское (материалы А. М. Дымкина).
  1055. Пироксен из железорудного скарна; Кустанайская обл., месторождение Куржункуль (Яковлева, 1963).
  1056. Пироксен из скарнов; Алмалыкское месторождение, аналитик З. И. Астапович (материалы В. В. Вахрушева).
  1057. Пироксен из железорудных скарнов; Алтай, Инское месторождение, аналитик З. И. Астапович (материалы В. В. Вахрушева).
  1058. Пироксен из известкового скарна, образовавшегося по магнезиальным скарнам; Якутия, хр. Черского (материалы И. Я. Некрасова).
  1059. Диопсид-геденберит из пироксен-гранатового рудного скарна; Ангаро-Илимский р-н, месторождение Коршуновское, аналитик Е. И. Ломейко (Чирков, 1960, цит. по Морковкиной, 1964).
  1060. «Геденберит» (фассаит) из железорудного скарна; Китай, Анкин, р. Янцзы (Hsieh, 1935; цит. по Tilley, 1938 и Niggli, 1943).
  1061. Геденберит из скарна; США, Нью-Гемпшир (Hess, 1949, цит. по Жарикову, Власовой, 1955).
  1062. «Геденберит» (фассаит) из скарна; Онтарио, Ренфрю (Wulping, 1895, цит. по Tilley, 1938).
  1063. Геденберит из железорудного скарна; Эльба, месторождение Тигнитойо (Federico, Fornaseri, 1953).
  1064. Ферросалит из железорудного скарна; Швеция, Херренг, рудник Фабиан, аналитик Г. Ассарсон (Magnusson, 1940).
  1065. Зеленый пироксен из пироксеновой околорудной породы; Северный Урал, Кумбинский массив, аналитик О. Я. Николаева (Свешникова, Шабынин, 1961).
  1066. Диопсид из серпентин-диопсидового магнезиального скарна; Средняя Азия, р. Дабаза-Сай и Кан-Сай, аналитик О. Я. Николаева (Жариков, 1959).
  1067. Клинопироксен из магнезиального экзоскарна;  $МП+Флог+клиногумит$ ; Северный Казахстан, месторождение Жолдыбай (Малинко, 1967).
  1068. Клинопироксен из магнезиального экзоскарна;  $МП+Флог+Ка$ ; Киргизия, Актерекский массив (Перчук, 1962).
  1069. Диопсид из экзоскарна;  $МП+Цо+Амф+Ка$ ; Шотландия, Лохан ан Сгурр Гаюте, Глен Уркварт, Инвернисс-шир, аналитики Д. Ботвелл и К. Чаперлин (Francis, 1958).
  1070. Салит из скарна;  $МП+Рог+Цо+Ка+пренит$ ; Шотландия, Сгурр Гаюте, Глен Уркварт, аналитик Ж. Франсис (Francis, 1958).
  1071. Диопсид из контактовых мраморов скарноидов;  $МП+Рог+Би+Волл+Грос$  (хим. ан.)+Вез; Швейцаро-Итальянская граница, массив Бергелл, Гризона-Сандро (Weibel, Locher, 1964).
  1072. Пироксен из пироксенового экзоскарна; Средний Урал, Турьинское месторождение, аналитик П. С. Лазаревич (материалы М. З. Кантор, цит. по Морковкиной, 1964).
  1073. Диопсид из экзоскарна; Центральный Казахстан, Батыстау, аналитик Т. М. Митюшина (материалы Н. Н. Смольяниновой, цит. по Морковкиной, 1964).
  1074. Диопсид из апатит-пироксеновых жил в скарнах;  $МП+Мт+Рог$  (хим. ан.)+Ап (хим. ан.), примесь Эн; Восточный Саян; месторождение Таятское (Калинин и др., 1962).
  1075. Мп-ферросалит; Англия, Корнуолл, марганцевый рудник Требулленд, аналитик Винсент (Tilley, 1949).
  1076. Йохансенит из Мп-известняков;  $МП+Кв+Ка+$  родонит +  $Мт+Рт+$  +сульфиды+окислы Мп; Монте Сивеллине, Висенца, Италия (Schivianto, 1953).
  1077. Йохансенит; Венеция, Италия (Schaller, 1938, цит. по Жарикову и Власовой, 1955).
  1078. Йохансенит столбчатый и радиальнолучистый из скарнов;  $МП+родонит+Ка+сульфиды+Кв$ ; Бориево, Юго-Восточные Родопы, Болгария (Падера, Минчева-Стефанова, 1964).
  1079. Пироксен из полиметаллических скарнов;  $МП+Гр+Эн+Тр+$  родонит+Кв+Волл, Вез; месторождение Алтын-Топкан, Таджикская ССР,



1080. Мангансалит из известняковых скарнов;  $MP+Ka+Kv+Ильм$ +сфалерит+родонит+ильваит; месторождение Алтын-Топкан, Таджикская ССР, аналитик А. А. Разбийнская (Жариков, Власова, 1955).
1081. Пироксен из скарнов; месторождение Алтын-Топкан, Таджикская ССР, аналитик Е. Ф. Касьянова (Сквалецкая Л. В., 1958).
1082. Йохансенит из Мп-скарноидов с  $Zn$ -сульфидами, в известняках; Аравайпа, Аризона, Блэк Хоул, аналитик Е. Мунсон (Simons, Munson, 1963, № 59K-S-245).
1083. Ферро-йохансенит; Ганновер, Нью-Мексико (Spenser, Paige, 1935, цит. по Жарикову и Власовой, 1955).
1084. Ферройохансенит из метасоматизированного известняка; Нью-Мексико, Стар Майн (Allen, Fahey, 1953).
1085. Ферройохансенит бледно-зеленый призматический из Мп-пород;  $MP+$ +бустамит+манганпиросманит; Брокен Хилл, Австралия (Hutton, 1956).
1086. Йохансенит в родонит-кальцитовых жилах, секущих риолиты; шт. Пуэбло Мексика, аналитик Штейгер (Schaller, 1938).
1087. Мангансалит; Нью-Мексико, Ванadium (Allen, Fahey, 1953, цит. по Жарикову и Власовой, 1955).
1088. Йохансенит из Мп-скарноидов с  $Zn$ -сульфидами, Блэк Хоул, Аравайпа, аналитик Е. Мунсон (Simpson, Munson, 1963).
1089. Геденбергит призматический, зеленовато-черный; Урал, Туринские скарново-медные месторождения, аналитик Е. А. Свержинская (Ковалев, Смирнова и др., 1959).
1090. Мангансалит из известковых скарнов; Курусай, хр. Карамазар, Средняя Азия, аналитики М. Н. Забавникова, А. А. Разбийнская, Б. М. Френкель (материалы Ф. И. Вольфсона, цит. по Жарикову и Власовой, 1955).
1091. Пироксен из скарновой зоны; Средняя Азия, хр. Карамазар, месторождение Джангалык, аналитик Ю. С. Нестерова (материалы Ф. И. Вольфсона, цит. по Морковкиной, 1965).
1092. Пироксен из зоны скарнов; Средняя Азия, хр. Карамазар, месторождение Джангалык, аналитик Ю. С. Нестерова (материалы Ф. И. Вольфсона, цит. по Морковкиной, 1965).
1093. Пироксен из скарновой зоны; Средняя Азия, хр. Карамазар, месторождение Джангалык, аналитик Ю. С. Нестерова (материалы Ф. И. Вольфсона, цит. по Морковкиной, 1965).
1094. Пироксен из мономинерального пироксенового скарна; Средняя Азия, Гиссарский хр., истоки р. Майхура, аналитик О. Я. Николаева (Жариков, Власова, 1961).
1095. Геденбергит из метасоматитов в
1096. Мангангеденбергит из скарново-полиметаллического месторождения Тетюхе, Сихотэ-Алинь, аналитик Фрейман (Мозгова, 1959).
1097. Геденбергит из метасоматитов в скарнах; Тетюхе (Копылов, 1966).
1098. Мангангеденбергит (плотная разность) из зоны скарнов в известняках; Приморье, Тетюхе, аналитик П. Н. Ниссенбаум (материалы В. Ф. Козлова, цит. по Радкевич, 1960).
1099. Мангангеденбергит из зоны скарнов в известняках; Приморье, Тетюхе, аналитик Т. Л. Покровская (материалы Ф. В. Козлова, цит. по Морковкиной, 1965).
1100. Геденбергит из пироксен-гранат-магнетитового скарна в контакте с гранитами; Приморье, Ольгинский р-н, месторождение Першинское, аналитик Т. М. Митюшина (материалы Г. М. Лобанова, цит. по Морковкиной, 1965).
1101. Геденбергит II генерации из Мп-известнякового скарна; Сихотэ-Алинь, аналитик Е. А. Свержинская (Соловьев, 1953).
1102. Геденбергит из скарна; Калифорния, Хераулт, аналитик Е. Шеферд (Wyskoif а. о., 1925, цит. по Hess, 1949).
1103. Мп-геденбергит из Мп-руд;  $MP+Ab+Mn=Рог$  (хим. ан.)+ $Mn+Gr$ +пирротин+ $Ka$ ; рудник Касо, Япония (Yosimura, 1939).
1104. Мп-геденбергит из Мп-пород;  $MP+Pog$  (хим. ан.)+ $Gr$  (спессартин, хим. ан.)+ $Bi$ ; рудник Касо, Япония (Yosimura, 1939).
1105. Пироксен из экзоскарнов; Майхура, Средняя Азия (Абдуллаев, 1947, цит. по Жарикову и Власовой, 1961).
1106. Пироксен из экзоскарнов; Средняя Азия, Майхура (Баратов, Блохина, 1957, цит. по Жарикову и Власовой, 1961).
1107. Пироксен из автоскарна (скарнированная дайка аплита в известняке); Средняя Азия, Чаш-Тепе (Абдуллаев, Мацокина, 1952).
1108. Пироксен из контактовой скарновой залежи (аллоскарн); Средняя Азия, Чаш-Тепе (Абдуллаев, Мацокина, 1952).
1109. Салит из скарнов;  $MP+Gr+Vez+Ka+Oрт$ ; Приморье, скарново-полиметаллическое месторождение, аналитик Т. Филиппова (материалы Г. Н. Степанова).
1110. Геденбергит из скарнов;  $MP+Gr+Vez+Эл+Ka$ ; Приморье, скарново-полиметаллическое месторождение, аналитик Т. Филиппова (материалы Г. Н. Степанова).
1111. Джефферсонит ( $Zn$ -мангансалит) оливково-зеленый из контакта пегматита с известняками; США, Франклин, Нью-Джерси, аналитик Г. Штейгер (Palache, 1937).

1112. Zп-салит (Zп-шефферит) из скарна, США, Франклин, Нью-Джерси, аналитик В. Гиллебранд (Pallache, 1937).
1113. Zп-шефферит светло-серый (Zп-мангандиоксид) из скарнов;  $МП+Гр$ ; Бытыстау, Центральный Казахстан, Карагандинская обл., аналитик В. А. Молева (материалы Н. Н. Смольяниновой).
1114. Zп-магнезиоюхансенит, кристаллы; США, Франклин, Нью-Джерси, аналитик Файрчилд (Schaller, 1938, цит. по Жарикову и Власовой, 1955).
1115. Ванадийсодержащий диопсид — акмит из кварцевой жилы; Монтана, Либби, Райнкрик, аналитик Хант (Larsen, Hunt, 1913, цит. по Washington, Merwin, 1927).
1116. Ванадийсодержащий акмитовый диопсид; Монтана, Либби, аналитик Хант (Larsen, Hunt, 1913, цит. по Washington, Merwin, 1927).
1117. «Лавровит»,  $МП+Кв$  = жила (Hintze, Herman, цит. по Смирнову, 1928).
1118. Эгирин I генерации, буро-коричневый из эгиринита в Fe-кварцитах, Кривой Рог, Желтореченская полоса, аналитик М. М. Стукалова (материалы А. П. Никольского; цит. по Елисееву и др., 1961).
1119. Пироксен из кальцит-амфибол-диопсидовых пород; Кольский п-ов, массив Африканда, аналитик Н. И. Влодавец (Куплетский, 1938, цит. по Кухаренко, 1962).
1120. Пироксен из кальцит-амфибол-диопсидовых пород; Кольский п-ов, массив Африканда, аналитик О. П. Бояршинова (Кухаренко, 1962).
1121. Пироксен из кальцит-амфибол-диопсидовых пород; Кольский п-ов, массив Африканда, аналитик В. А. Сержинская (материалы С. И. Талдыкина, цит. по Кухаренко, 1962).
1122. Пироксен из кальцитового карбоната; Кольский п-ов, Себль-Яврский массив, аналитик В. М. Ковязина (Кухаренко, 1962).
1123. Пироксен из пироксен-кальцитовых пород; Кольский п-ов, массив Озерная Варака (материалы О. М. Римской-Корсаковой, цит. по Кухаренко, 1962).
1124. Na-авгит из экзоконтактового кальцифира; Тува, Сангилен, Харлинский массив (Яшина, 1962).
1125. Пироксен из кальцифира; Тува, Чиртойский массив (Кононова, 1965).
1126. Клинопироксен из апосланцевого карбоната (метасоматита); Туркестано-Алтай (Перчук, 1962).
1127. Эгирин-авгит из серпентинизованного известняка в экзоконтакте щелочного массива; Алайский хребет, р. Ходжа-Ачкан, аналитик П. Н. Ниссенбаум (материалы Б. И. Омеляненко).
1128. Темный пироксен из метасоматической породы;  $МП+Грос$ +пренит+реликты *Вола*; Ботогол, аналитик А. И. Покровская (Костюк, Базарова, 1966).
1129. Осветленный, обесцвеченный пироксен из метасоматической породы;  $МП+Гр$ +пренит; аналитик А. И. Покровская (Костюк, Базарова, 1966).
1130. Пироксен из фенитов; Кольский п-ов, Ковдорский массив (материалы Н. Д. Соболева, цит. по Кухаренко и др., 1965, № 31).
1131. Пироксен из фенитов; Кольский п-ов, массив Vuorijarvi, аналитик В. В. Фирилина (материалы А. С. Сергеева, цит. по Кухаренко и др., 1965, № 32).
1132. Пироксен из метасоматического нефелинового «диорито-сиенита»; Кузнецкий Алатау, Батеневский кряж, Тырданов Улус, аналитик К. К. Гумбар (материалы Е. К. Станкевич).
1133. Эгирин из рибекит-эгиринового метасоматита зоны ощелачивания среди пироксен-амфиболовых сиенитов; Приазовье, балка Калмыцкая по р. Кальмиусу (Елисеев и др., 1965).
1134. Эгирин из альбит-амфибол-эгиринового метасоматита зоны ощелачивания среди гранитов анатольского типа; Приазовье, р. Кальчик (Елисеев и др., 1965).
1135. Эгирин из эгиринового альбита зоны фенитизации; Приазовье, балка Потапова, Октябрьский массив (Елисеев и др., 1965).
1136. Эгирин-авгит из альбита по диабазу;  $МП+Аб+Амф$  (хим. ан.) +  $+Сф+Мт+Бу+Рог+Ка$ ; Финляндия, Ваха-Куркио, аналитик П. Оджанперё (Meriläinen, 1961, № 151).

#### *Шпинель-оливиновые нодулы в базальтах*

1137. Диопсид из оливиновых нодул в базальтах;  $МП+Ол$  (хим. ан.) +  $РП$  (хим. ан.) + пикотит; Чехословакия, Козаков (Farsky, 1876, цит. по Ross a. o., 1954, № 1a).
1138. Пироксен из включения в нефелиновом базальте;  $МП+Рп$  (хим. ан.) +  $+Ол$  (хим. ан.) + пикотит; Унтервайсенбах, Стирия, Австрия (Schadler, 1914, цит. по Ross a. o., 1954, № 3a).
1139. Хромдиопсид из включений в базальтах;  $МП+РП$  (хим. ан.) +  $Ол$  (хим. ан.) +  $Шп$  (хим. ан.); Драйвер Вайхер, Эйфель, ФРГ, аналитик М. Фостер (Froehner, 1948, цит. по Ross a. o., 1954, № 4).
1140. Пироксен из нодул в мелитовом базальте;  $МП+РП+Ол$ +хромшпинель; Вестберг, к северу от Касселя, ФРГ (Эрнст, 1936, цит. по Ross a. o., 1954, № 8a).
1141. Хромдиопсид из включений в базальте;  $МП+РП$  (хим. ан.) +  $Ол$  (хим. ан.) + пикотит; Штемпель, вблизи Марбурга, ФРГ (Baueg, 1891, цит. по Ross a. o., 1954, № 9a).

1142. Пироксен зеленый из оливиновых нодулей в базальте;  $MP+PP$  (хим. ан.)+ $Ol$  (хим. ан.)+пикотит (хим. ан.); Конка де Джанас, Восточная Сардиния (Lauro, 1940, цит. по Ross a. o., 1954, № 11a).
1143. Пироксен из оливинового нодуля (хим. ан.) в базальте;  $MP+PP$  (хим. ан.)+ $Ol$  (хим. ан.)+ $Шп$  (хим. ан.); Шотландия, Дербишир, Калтон Хилл, аналитик С. Хамад (Hamad, 1963).
1144. Хромдиопсид из включений в оливиновом базальте;  $MP+PP$  (хим. ан.)+ $Ol$  (хим. ан.)+хромшпинель; США, Калифорния, округ Сан Бернардино Лудлов, аналитик М. Фостер (Ross a. o., 1954, № 2).
1145. Хромдиопсид из включений в базальтовой брекчии трубки Перидот Коув;  $MP+PP$  (хим. ан.)+ $Ol+Шп$ ; США, Аризона, аналитик М. Фостер (Ross a. o., 1954, № 3).
1146. Хромдиопсид из ксенолита в щелочной трубке Булл Карк; Аризона, рядом с трубкой Грин Кноб (Allen' Balk, 1954, цит. по O'Naga, Мерсу, 1966).
1147. Пироксен из лерцолитового нодуля в щелочной трубке Грин Кноб;  $MP+PP$  (хим. ан.)+ $Ol$  (хим. ан.); Аризона, Красное озеро (O'Naga, Мерсу, 1966, № GK3).
1148. Хромдиопсид из обломков в базальте;  $MP+PP$  (хим. ан.)+ $Ol$  (хим. ан.)+хромшпинель (хим. ан.); Камарго, Чихуахуа, Мексика, аналитик М. Фостер (Ross a. o., 1954, № 1).
1149. Хромдиопсид из нодулей в базальтах;  $MP+Ol$  (хим. ан.), преобладает  $Рог$  (хим. ан.)+хромшпинель (хим. ан.); Гавайские о-ва, Солт Лэйк Крайтер, Оаху, аналитик М. Фостер (Ross a. o., 1954, № 8).
1150. Хромдиопсид из нодулей в базальтах (серии Колоа);  $MP+PP$  (хим. ан.)+ $Ol$  (хим. ан.)+хромшпинель (хим. ан.); Кауаи, Гавайские о-ва, аналитик М. Фостер (Ross a. o., 1954, № 10).
1151. Хромдиопсид из нодулей в базальтах (поток 1801 г. Каупулеху);  $MP+Ol$  (преобладает)+хромшпинель; Гавайские о-ва, Хуалалаи (Stearns, Macdonald, 1946, цит. по Ross a. o., 1954, № 11).
1152. Хромдиопсид из включений в базальтах;  $MP+PP$  (хим. ан.)+ $Ol$  (хим. ан.)+хромшпинель (хим. ан.); Япония, преф. Акита, Ичиномегата, аналитик М. Фостер (Ross a. o., 1954, № 7).
1153. Клинопироксен из перидотита (включение в оливиновом базальте);  $МП$  8,4—11,8%+ $PP$  ( $N_g=1,678$ ) 9—21%+ $Ol$  ( $N_g=1,692$ ) 66—72%+ $Шп$  2—3%; Австралия, Новый Южный Уэльс, тригопункт Дрогхеда, аналитик М. Пайл (Wilshire, Binns, 1961, № 2).
1154. Клинопироксен из перидотита (включение в дайке мончикита);  $MP$  8,6—14,5%+ $PP$  20—33%+ $Ol$  52—67%+ $Шп$  1%; Австралия, Новый Южный Уэльс, 2 мили к югу от Киама, аналитик М. Пайл (Wilshire, Binns, 1961, № 1).
- Плагиоклазсодержащие включения в базальтах*
1155. Al-авгит из включения пироксенита в базальте;  $MP+пикотит±Ol$  ( $2V=82-86°$ ) +  $Pl$  ( $2V=78°$ ) +  $PP$ ; на краю включения губчатая текстура со стеклом и магнетитом; Япония, преф. Сага, залив Каратсу, Такашима, аналитик Т. Катсура (Yamaguchi, 1964, № 1, ТК 01-2).
1156. Al-авгит из включения вебстерита в пикритбазальте;  $MP+PP$  (хим. ан.)+ $Pl$ +вторичный  $MT$ +пикотит+ $Ol$  по  $PP$ +губчатая текстура; Япония, преф. Окаяма, Ночи, аналитик Т. Катсура (Yamaguchi, 1964, № 3, кв. 11a-1).
1157. Al-титанавгит из перидотитового включения в оливиновом щелочном базальте; Япония, Комаки, о-в Ики (Aoki, 1964).
1158. Al-титанавгит из включения габбро ( $MP+PP+Pl$ +герцинит) в оливиновом щелочном базальте; Япония, Комаки, о-в Ики (Aoki, 1964).
1159. Al-титанавгит из включения пироксенита ( $MP+PP+Ol$ +герцинит) в оливиновом щелочном базальте; Япония, Комаки, о-в Ики (Aoki, 1964).
1160. Al-титанавгит из включения пироксенита в трахиандезите; Япония, Йокоучи, о-в Ики (Aoki, 1964).
1161. Al-титанавгит из включения пироксенита ( $MP+PP+Ol+Pl$ ) в оливиновом щелочном базальте; Япония, Комаки, о-в Ики (Aoki, 1964).
1162. Al-титанавгит из включения габброидов ( $MP+PP+керсутит+Pl$ ) в щелочном базальте; Япония, Комаки, о-в Ики (Aoki, 1964).
1163. Клинопироксен из включения габброидов в оливиновом базальте;  $MP$  2—49%+ $Ol+PP$  8—20%+ $Mt$  2,4%+ $Pl$  24—85%; Австралия, Новый Южный Уэльс, Дундас, аналитик М. Пайл (Wilshire, Binns, 1961, № 7).
1164. Клинопироксен из включения габброидов, в дайке мончикита;  $MP$  28,7%+ ( $Ol+PP$ ) 12,7%+ $PP$  1,0%+ $Mt$  4,4%+ $Pl_{53}$  2%; Австралия, Новый Южный Уэльс, карьер Бомбо, аналитик М. Пайл (Wilshire, Binns, 1961, № 6).
1165. Клинопироксен из пироксенита (включение в дайке мончикита);  $MP$  46—59%+ ( $Ol+Pn$ ) 6—21%+ $Mt$  18%+ $Cl$  0,2—12%+ $An$  0,3—7%+ $Рог$  ( $N_p=1,675$ ,  $N_m=1,693$ ,  $N_g=1,700$ ) 7—30%; Австралия, Новый

- Южный Уэльс, карьер Бомбо, 1 миля к северу от Киама, аналитик М. Пайл (Wilshire, Binns, 1961, № 5).
1166. Клинопироксен из ксенокристалла в лампрофировом силле, там же включение перидотита —  $MP + Ol + Mt + Cl$ ; Австралия, Новый Южный Уэльс, горы Нандевар, аналитик М. Пайл (Wilshire, Binns, 1961, № 3).
1167. Клинопироксен из пироксенита (включение в дайке мончикита);  $MP$  46—59% +  $Ol + PP$  6—21% +  $Mt$  18% +  $Cl$  0,2—12% +  $Amf$  7—38% +  $Ap$  0,3—7%; Австралия, Новый Южный Уэльс, карьер Бомбо, 1 миля к северу от Киама, аналитик М. Пайл (Wilshire, Binns, 1961, № 4).
1168. Пироксен из включения (хим. ан.) в щелочном оливиновом базальте (хим. ан.);  $MP + Poz$  (хим. ан.) +  $Pl_{93-95} + Mt$ ; Япония, Ихиномигата, преф. Акита, аналитик Х. Онуки (Imazaki a. o., 1966, № Ihg.-2).
1169. Авгит из включения габбро в базальте;  $MP + PP$  (хим. ан.) +  $Pl_{55} + Mt + Ol$  (мало); о-в Гоф, Южная Атлантика (Le Maitre, 1965, № G30S).
1170. Авгит из включения габбро в базальте;  $MP + PP$  (хим. ан.) +  $Pl + Mt + Ol$  ( $f=25$ ); о-в Гоф, Южная Атлантика (Le Maitre, 1965, № G30T).
1171. Авгит из включения габбро в базальте;  $MP + Pl + Ol$  ( $f=23$ ) +  $Mt$ ; о-в Гоф, Южная Атлантика (Le Maitre, № X15C1).
1172. Авгит из включения габбро в базальте;  $MP + Pl_{54} + Ol$  ( $f=24$ ) +  $Mt$ ; о-в Гоф, Южная Атлантика (Le Maitre, 1965, № X18E).
1173. Пироксен из гиперстенового эклогита, ксенолит из туфа, щелочного базальта;  $MP + PP$  (хим. ан.) +  $Gr$  (хим. ан.) +  $Bi + Poz + Mt$ ; Гавайские о-ва, Оаху, Солт Лэйк Кратер, аналитик Дж. Скун (Yoder, Tilley, 1962, № 66118).
1178. Пироксен из кимберлитовых брекчий; Якутия, трубка «Искорка» (материалы Сарсадских; Ковальский, 1963, цит. по Харьков, 1964).
1179. Диопсид бутылочно-зеленый, крупный желвак из кимберлита; Якутия, трубка «Чомур», аналитик Шевченко, Туркевич (Бобривич и др., 1964, № 4-2-3).
1180. Пироксеновая фракция нодуля в кимберлите; Южная Африка, трубка «Ягерсфонтейн», аналитик Парри (Williams, 1932).
1181. Диопсид из диопсидовой «конкреции» в кимберлите; Южная Африка, Базутоланд, трубка «Премьер» (Nichol a. o., 1963, № S-89).
1182. Диопсид из гранатового перидотита; Норвегия, Алмкловдален (Eskola, 1921, цит. по Niggli, 1943).
1183. Хромдиопсид из гранатового перидотита или эклогита (?), включение в кимберлитах; Южная Африка, аналитик А. Кноп (Holmes, 1937).
1184. Диопсид-омфацит из гранатового верлита;  $MP + Ol$  ( $Ng=1,696$ ) +  $Gr$  (хим. ан.) +  $Xr$ ; Якутия, Анабаро-Оленекский район, трубка «Чомур», аналитик С. В. Таманова (Вишневский, Табунов, 1959; цит. по Милашеву, Крутойарскому и др., 1963, № Ч-2-490).
1185. Пироксен из гранатового перидотита в кимберлите;  $MP + PP$  (хим. ан.) +  $Gr$  (хим. ан.) +  $Ol$ ; Якутия, трубка «Мир», аналитик З. Ф. Паринова (Лутц, 1964, № M-114).
1186. Пироксен из включений пиропового перидотита в связующей массе кимберлита;  $MP + PP + Ol + Pir + хромшпинелид + Флог$ ; Якутия, трубка «Дальняя», аналитик В. К. Коноплева (Сарсадских и др., 1959).
1187. Хромовый омфацит из гранатового вебстерита;  $Amf$  50% +  $PP$  15% +  $Pir$  (хим. ан.) 35% +  $Pudn$ . 6—10%; Якутия, трубка «Обнаженная», аналитик Т. М. Саблина (Милашев, 1960).
1188. Пироксен (MP-1) из хромсодержащего гранатового вебстерита (хим. ан.);  $MP_1 + MP_2 + Gr$  (хим. ан.) +  $Ol$  + «хромит»; Якутия, трубка «Обнаженная», аналитик И. К. Кузнецова (Соболев, Кузнецова, 1965, № 36).
1189. То же, MP-2, две зоны с разным содержанием хрома в одном образце (Соболев, Кузнецова, 1965, № 46).
1190. Пироксен из гранатового лерцолита, в кимберлитах;  $MP + PP$  (неполный хим. ан.) +  $Ol$  (хим. ан.) +  $Gr$  (хим. ан.) + вторичный *Флог*; Южная Африка (О'Нага, Мегсу, 1963, № АЗ-10596).
1191. Гранатовый вебстерит в кимберлитах;  $MP + PP$  (хим. ан.) +  $Gr$  и  $Ol$  (аксессуары); Южная Африка (О'Нага, Мегсу, 1963, № А-17-10597).
1192. Хромдиопсид из гранатового пироксена в кимберлите;  $MP$  35% +  $Ol$

*Включения в кимберлитах и гранатомые перидотиты*

1174. Диопсид из шпинель-гранатового перидотита;  $MP + PP$  (хим. ан.) +  $Ol$  (хим. ан.) +  $Mt$  (хим. ан.) +  $Gr$ ; Якутия, трубка «Слюдянка» (Лутц, 1965, № сл.-63).
1175. Диопсид из желвака пироксенита в кимберлите; Якутия, трубка «Дружба» (Бобривич и др., 1964, № ДП-1).
1176. Пироксен из ксенокристаллов в связующей массе кимберлита; Якутия, трубка «Загадочная», аналитик В. К. Коноплева (Бобривич и др., 1964).
1177. Хромдиопсид из кимберлитовых брекчий;  $MP + Cl + Флог + Gr$  + пикотит + перовскит +  $Xr$  + алмаз; Якутия, трубка «Загадочная» (Ковальский, 1963).

- 20% + Гр (хим. ан.) с келифитовой оболочкой 20% + РП 25%; Южная Африка, Базутоланд, Дютотспан (Nixon a. o., 1963, № G12).
1193. Хромдиопсид из лерцолитового нодуля (хим. ан.) в кимберлитах; МП 11% + Ол 66% + РП (хим. ан.) 15% + Гр (хим. ан.) 3% + келифит 5%; Южная Африка, Базутоланд, трубка «Таба Путсоа» (Nixon a. o., 1963, № E3).
1194. Диопсид из гранатового перидотита в кимберлитах; Южная Африка, трубка «Дютотспан» (Mac Gregor, Ringwood, 1964, № DTP-2).
1195. Пироксен из пиропового верлита; МП + РП ( $Np=1,670$ ,  $Nm=1,674$ ,  $Ng=1,677$ ;  $2V=+89^\circ$ ) + Ол (хим. ан.) + Гр (хим. ан.); Норвегия, Тафиорд, массив Калскарет (O'Naga, Мерсу, 1963, № 26-10273).
1196. Пироксен из гранатового вебстерита; МП + РП (хим. ан.) + Гр (хим. ан.) + Амф ( $Ng=1969$ ;  $Np=1,635$ ) + Гр + Ильм; Норвегия, Тафиорд, Калскарет, аналитик Леерси (O'Naga, Мерсу, 1963, № 23-10270).
1197. Пироксен из гранатового пироксениита; МП + РП (хим. ан.) + Гр (хим. ан.) + Амф (хим. ан.); Норвегия, Алмкловдален (O'Naga, Мерсу, 1963, № 71-10318).
1198. Пироксен из гранатовых лерцолитов; МП + РП (хим. ан.) + Гр (хим. ан.) + Ол (хим. ан.) + Амф ( $Ng=1,654$ ,  $2V=+82^\circ$ ,  $cNg=20^\circ$ ) + немного пирротина и Ильм; Норвегия, Алмкловдален (O'Naga, Мерсу, 1963, № 69-10316).
1199. Пироксен из гранатового лерцолита; МП + РП (хим. ан.) + Гр (хим. ан.) + Ол (хим. ан.) + Амф ( $2V=80^\circ$ ,  $cNg=18^\circ$ ); Норвегия, Алмкловдален (O'Naga, Мерсу, 1963, 70-10317).
1200. Омфацил (хромдиопсид) из гранатовых перидотитов; Чехословакия, Кржемже, аналитик А. Шрауф (Doelter, 1914).
1201. Пироксен из гранатовых лерцолитов; МП + РП (хим. ан.) + Ол (хим. ан.) + Гр (хим. ан.) + немного Амф ( $2V=85^\circ$ ,  $cNg=23^\circ$ ); Швейцария, Беллинзона, Алпе Арами (O'Naga, Мерсу, 1963, № A2).
- Якутия, трубка «Чомур», аналитики Ю. В. Шевченко, Туркевич (Бобрневич и др., 1964, № ЭМ-п-1х).
1205. Хромдиопсид изумрудно-зеленый из эклогитов (вебстеритов); МП + Гр + Хр; Якутия, трубка «Русловая», аналитик Ю. В. Шевченко (Бобрневич и др., 1964, № Р-7/1).
1206. Хромдиопсид светло-зеленый из включений «магматического» эклогита; Якутия, трубка «Чомур», аналитик Ю. В. Шевченко (Бобрневич и др., 1964, № Ч-4-1).
1207. Хромдиопсид изумрудно-зеленый из включений магматического эклогита; МП + Гр (Пир) ± Эн; Якутия, трубка «Обнаженная», аналитик Э. Колесникова (Бобрневич и др., 1964, № Об-Э-Х).
1208. Хромдиопсид изумрудно-зеленый из включений «магматического» эклогита; МП + Гр (Пир) ± Эн; Якутия, трубка «Мир», аналитик Ю. В. Шевченко (Бобрневич и др., 1964, № ИП-3Х).
1209. Хромдиопсид изумрудно-зеленый из включений «магматического» эклогита; МП + Гр (Пир) + Серп; Якутия, трубка «Мир», аналитик Ю. В. Шевченко (Бобрневич и др., 1964, № М-12пп).
1210. Жадентсодержащий диопсид из эклогита; МП 80% + Гр (хим. ан.) 15% + РП 5%; Якутия, трубка «Обнаженная», р. Оленек, аналитик Т. М. Саблина (Милашев и др., 1963).
1211. Омфацил из эклогитового нодуля в кимберлите; МП 70% + Гр (хим. ан.) 27% + келифит 2% + Рт 0,5% + натролит 0,5% Южная Африка, Базутоланд, трубка «Као», аналитик М. Керр (Nixon a. o., 1963).
1212. Диопсид-жадент из эклогита; Южная Африка, трубка «Ягерсфонтейн» (Hoimes, 1937).
1213. Пироксен из метаморфического эклогита; МП + Гр + ПШ и Фло; Якутия, трубка «Ленинград», аналитик А. З. Шпидлер (Духанин и др., 1958, цит. по Милашеву и др., 1963).
1214. Пироксен из эклогита, ассоциирующего с гросспидитами, в кимберлитах; Якутия, трубка «Загадочная» (Sobolev a. o., 1968).
1215. Пироксен из эклогита (хим. ан.) в контакте с корундовым эклогитом; МП + Гр (хим. ан.) + Рт; Якутия, трубка «Обнаженная», аналитик И. К. Кузнецова (Соболев, Кузнецова, 1965, № 26).
1216. Пироксен из корундового эклогита; МП + Гр (хим. ан.) + Корд + Дис + Рт; Якутия, трубка «Обнаженная», аналитик И. К. Кузнецова (Соболев, Кузнецова, 1965, № 16).
1217. Омфацил серовато-зеленый из включений метаморфических эклогитов; МП + Гр + Серп (по РП) + вторичные Ка, Мт; Якутия, трубка «Обнажен

*Включения эклогитов и гросспидитов в кимберлитах*

1202. Диопсид из включений «магматического» эклогита; Якутия, трубка «Сытыканская», аналитики Ю. В. Шевченко и Туркевич (Бобрневич и др., 1964, № Ст-126Х).
1203. Хромдиопсид изумрудно-зеленый из включений «магматического» эклогита; Якутия, трубка «Чомур», аналитики Ю. В. Шевченко, Туркевич (Бобрневич и др., 1964, № 2-94).
1204. Диопсид изумрудно-зеленый из включений «магматического» эклогита;

- ная», аналитики Шевченко и Туркевич (Бобривич и др., 1964).
1218. Омфацил бутылочно-зеленый из включений метаморфического эклогита; Якутия, трубка «Дружба», аналитики Шевченко и Туркевич (Бобривич и др., 1964, № Д-4-Эп).
1219. Диопсид светло-зеленый из включений эклогитов; Якутия, трубка «Чомур», аналитики Шевченко и Туркевич (Бобривич и др., 1964, № Ч-62-П).
1220. Диспид серовато-зеленый из включений эклогитов; Якутия, трубка «Чомур», аналитики Шевченко и Туркевич (Бобривич и др., 1964, № 2-77п).
1221. Омфацил из эклогитового нодула в кимберлите; *МП+Гр* (хим. ан.); Южная Африка, Базутоланд, трубка «Каалваллей» (Nixon a. o., 1963, № E16).
1222. На-авгит — ксенокристаллы из брекчи вулканической трубки; Юго-Западная Африка, трубка «Оконджедже», аналитик Е. Симпсон (Simpson, 1954).
1223. Пироксен из эклогитового ксенолита в щелочной трубке взрыва; *МП* 78% + *Гр* (хим. ан.) 20% + *Рт* 2% + следы *Гем. Сл. Пи*; США, шт. Юта, трубка «Гарнет Ридги» (O'Naga, Мерсу, 1966).
1224. Пироксен из ксенолита «эклогита» в щелочной трубке, в серпентинизированной брекчи; *МП* 97% + *Гр* 2% (хим. ан.) + *Рт*; Аризона, трубка «Грин Кноб», аналитик Е. Мерси (O'Naga, Мерсу, 1966, № GK6).
1225. Пироксен из ксенолита № 3 алмазоносных эклогитов в кимберлите; Якутия, трубка «Мир» (Соболев и др., 1966, № 3).
1226. Пироксен из ксенолита № 1 алмазоносных эклогитов; Якутия, трубка «Мир» (Соболев, Кузнецова, 1966).
1227. Пироксен из алмазоносных эклогитов; Южная Африка, трубка «Нью-Лэнд» (Соболев, Кузнецова, 1966, 84661).
- 1228—1241. Пироксены из гросспидитов; *МП+Гр* (хим. ан.) + *Дис+Корд*; Якутия, трубка «Загадочная», аналитик И. Н. Кузнецова (Sobolev a. o., 1968; № 3-8, 24, 3, 13, 37, 49, 28, 60, 52, 43, 6, 34, 38, 33).
1242. Вкрапленник пижонита из бронзит-оливин-пижонитового толенга; влк. Фунагата, Япония (Aoki, 1966).
- 1243б. Пироксен резко зональный, из основной массы оливин-бронзит-пижонитового толенга; влк. Фунагата, Япония (Aoki, 1966).
1244. Вкрапленник авгита из риолита (гиперстен из этой же породы); Новая Зеландия (Ewart, 1967).
1245. Титанавгит, магнезиальная (1245) и железистая (1245б) фракции из базальта; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
1246. Вкрапленник (1246) и магнезиальная фракция (1246б) авгита из базальта; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
- 1247б. Титанавгит магнезиальный из основной массы базальта; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
- 1248б. Титанавгит основной массы из базальта; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
1249. Титанавгит, вкрапленник из трахибазальта; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
1250. Вкрапленник (1250) и магнезиальная фракция титанавгита основной массы (1250б) из муджерита; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
1251. Авгит, вкрапленник из трахиандезита; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
1252. Авгит, вкрапленник из гиперстен-авгитового трахита; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
1253. Авгит зональный до ферроавгита, вкрапленник из ферроавгитового трахита; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
1254. Геденбергит, вкрапленник (1254) и основная масса (1254б) из оливин-геденбергитового трахита; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
1255. Геденбергит, вкрапленник (1255) и основная масса (1255б) из оливин-геденбергитового трахита; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
1256. Геденбергит, вкрапленник из фаялит-геденбергитового трахита; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
1257. Геденбергит, вкрапленник из фаялит-геденбергитового трахита; о-в Оки, Япония (Uchimizu, 1966).
- 1258—1265. Пироксены из чарнокитового комплекса Кондапалли, шт. Андхра-Прадеш, Индия, аналитик Лиланандам (Leelanandam, 1967) (1258 — обр. 323, 1259 — обр. 472 (*МП+РП+Пл*), 1260 — обр. Д-14, 1261 — обр. 61, 1262 — обр. 617, 1263 — обр. 474, 1264 — обр. 28, 1265 — обр. А-18).
- 1266—1270. Пироксены из архейского комплекса Восточного Саяна, аналитик Е. Е. Зевелева (Никитина и др., 1967) (1266 — обр. 229, 1267 — обр. 2093, 1268 — обр. 554, 1269 — обр. 595, 1270 — обр. 227 г).
- 1271—1272. Пироксены из гранулитового комплекса района Лютцов-Хольмбукта, Антарктида, аналитик Т. Катсура (Ваппо а. о., 1964) (1271 — обр. 101, 1272 — обр. 4).
1273. Пироксен из железистых кварцитов; *МП+РП+Мт+Кв*; Приазовье, с. Верхний Токмак, аналитик О. А. Стеценко (Кравченко, Хмарук, 1966, обр. 426).

#### Дополнительные анализы

1242. Вкрапленник пижонита из бронзит-оливин-пижонитового толенга; влк. Фунагата, Япония (Aoki, 1966).
- 1243б. Пироксен резко зональный, из основной массы оливин-бронзит-пижонитового толенга; влк. Фунагата, Япония (Aoki, 1966).
1244. Вкрапленник авгита из риолита (гиперстен из этой же породы); Новая Зеландия (Ewart, 1967).

1274. Пироксен из эвлизита;  $МП+РП$  (хим. ан.) +  $Гр+Мт+Кв$ ; Приазовье, Мангуская магнитная аномалия, скв. 13, глубина 78,0 м, аналитик Б. В. Мирская (Кравченко, Хмарук, 1966).
1275. Пироксен из железистого кварцита;  $МП+РП+Мт+Кв$ ; Приазовье, аналитик Б. В. Мирская (Кравченко, Хмарук, 1966).
1276. Пироксен из гранат-амфиболового пироксенита (хим. ан.);  $МП$  45% +  $Гр$  (хим. ан.) 22% +  $Рог$  (хим. ан.) 17% +  $Пл+Кв$ ; Южные Харрис, Внешние Гебридские о-ва, Левербург Пост оффис, аналитик А. Ливингстон (Livingstone, 1967).
- 1277—1278. Омфациты из дистенового эклогита (хим. ан.);  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Амф$  + парагонит (хим. ан.) +  $Цо+Дис+Рт+Кв$ ; Франция, Фей де Бретань, аналитик П. Блот (Velde, 1966) (1277 — магнитная фракция, среднее из двух проб; 1278 — немагнитная фракция, среднее из двух проб).
1279. Авгит из керсутит-пироксенитового включения в трахитбазальте;  $МП$  65% +  $Рог$  (хим. ан.) 74,9% +  $Ст$  0,1% +  $РП$  0,1%; Япония, Таке-ноцуджи, о-в Ики, аналитик К. Аоки (Аоки, 1967).
1280. Клинопироксен из скарноподобной породы (контакт аплита и мрамора);  $МП+Грос-Альм$  (хим. ан.) +  $Пл$ ; Юго-Западный Памир, месторождение Кухилал, аналитик О. П. Остроградская (материалы И. А. Зотова).
1281. Клинопироксен из эклогитоподобной породы;  $МП+Гр$  (частичный хим. ан.) +  $Би$  (хим. ан.) +  $Рог+Пл+КПШ+Кв$ ; Юго-Западный Памир, р. Дарай Санг, даршайская свита, аналитики Р. Л. Телешева и Л. С. Абрамова (материалы И. А. Зотова, обр. 160А).
1282. Синевато-голубой диопсид из скарнированных доломитизированных известняков;  $МП+Волл+Монт+Ка$ ; Кузнецкий Алатау, контакт Андатской интрузии, аналитик Ю. С. Трофимова (Гурулев и др., 1965).
1283. Омфацит из эклогита;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Рог+Рт+Эп, Сл, Кв$ ; Актюз, Северный Тянь-Шань, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. Л. Добрецова и Н. В. Соболева, обр. 534в).
1284. Омфацит из эклогита;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Рог+Рт+Кв$ ; Кокчетавский массив, Казахстан, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. Л. Добрецова и Н. В. Соболева, обр. К-44).
- 1285—1291. Клинопироксены из включений в кимберлитовой трубке «Мир»; р. Малая Батуобия, Якутия, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева) (1285 — обр. М-45, алмазоносный эклогит,  $МП+Гр$  (хим. ан.) + алмаз; 1286 — обр. М-30, эклогит,  $МП+Гр$  (хим. ан.); 1287 — обр. М-60, пироповый пироксенит,  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $РП$ ; 1288 — обр. М-63, пироповый перидотит,  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Ол$ ; 1289 — обр. М-99, то же,  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Ол$ ; 1290 — обр. М-100, эклогит с графитом,  $МП+Гр$  (хим. ан.) + графит; 1291 — обр. М-201, пироповый перидотит,  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Ол$  + вторичные).
- 1292—1297. Клинопироксены из включений в кимберлитовой трубке «Обнаженная», р. Оленек, Якутия, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева) (1292 — обр. 0-145; 1293 — обр. 0-309; 1294 — обр. 0-467; 1295 — обр. 0-379 — гранатовые вебстериты,  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $РП$ ; 1296 — обр. 0-166, эклогит,  $МП+Гр$  (хим. ан.); 1297 — обр. 0-700, эклогит, близкий к корундово-му эклогу, хотя корунд не отмечен;  $МП+Гр$ ).
1298. Омфацит из эклогита;  $МП+Гр$  (хим. ан.) + вторичные, включение в кимберлитах; трубка «Удачная», Якутия, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева, обр. У-1).
1299. Омфацит из эклогита, ассоциирующегося с гроссидитами,  $МП+Гр$  (хим. ан.); трубка «Загадочная», Якутия, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева, обр. з-18).
1300. Клинопироксен из включения эклогита (пироксенита) в лейцитовых фергусит-порфирах;  $МП+Гр$  (хим. ан.) ±  $Флог$ , трубка взрыва на Юго-Западном Памире, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Э. А. Дмитриева и Н. В. Соболева, обр. Д-1).
1301. Клинопироксен из «бронзитового пиропита»;  $МП+Гр+РП$ ; Салем, Мадрас, Индия, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева, обр. 83/г).
1302. Клинопироксен из «эклогита»;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Шп$ , эруптивная брекчия Какануи; Новая Зеландия, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева, обр. NZ-2).
1303. Омфацит из «эклогита»;  $МП+Гр$  (хим. ан.) ±  $РП$ , жилы в пироповом перидотите; Зёблиц, Саксония, ФРГ, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева, обр. Z-1).
1304. Омфацит из эклогита в гнейсах; Хеллеслэт, Южная Норвегия, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева, обр. НРВ-1).
1305. Омфацит из кианитового эклогита в гнейсах;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Дис+Кв+Рт$ ; Эппенрайх, Мюнхбергский массив, Саксония, ФРГ, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева, обр. ФРГ-1).

1306. Омфацит из кианитового эклогита;  $МП+Гр+Дис+Кв+Рт$ ; Беллинзона, Швейцария, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева, обр. SW-1).
1307. Омфацит из эклогита;  $МП+Гр+Кв+Рт$  ± вторичные; Тирольские Альпы, Австрия, аналитик И. К. Кузнецова (материалы Н. В. Соболева, обр. PVB-718).
1308. Омфацит из эклогита;  $МП+Гр$  (хим. ан.) +  $Рог+Муск+Кв+Рт+Рудн$ , Фихтельгебирге, ФРГ, аналитик Харамура (Ваппо, 1967, обр. 456).
1309. Омфацит из эклогита,  $Шп+Гр$  (хим. ан.) +  $Рт$  + сульфиды; Зильбербах, Фихтельгебирге, ФРГ, аналитик Х. Харамура (Ваппо, 1967, обр. 330).



# ОГЛАВЛЕНИЕ

---

|  |     |
|--|-----|
| Введение . . . . .   | 5   |
| Глава 1. <b>Обзор работ по пироксенам.</b> <i>Н. Л. Добрецов</i> . . . . .   | 10  |
| § 1. Обзор экспериментальных работ . . . . .   | 10  |
| § 2. Обзор статистических работ . . . . .  | 31  |
| Глава 2. <b>Методика работы</b> . . . . .  | 35  |
| § 3. Статистическая обработка материала. <i>Н. Л. Добрецов</i> . . . . .   | 35  |
| § 4. Отбор материала и пересчет анализов. <i>Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин</i> . . . . .                                  | 45  |
| Глава 3. <b>Кристаллохимия пироксенов и корреляция между катионами</b> . . . . .   | 48  |
| § 5. Кристаллическая структура пироксенов. <i>Н. Л. Добрецов</i> . . . . .   | 48  |
| § 6. Законы распределения катионов в пироксенах. <i>Н. Л. Добрецов, Н. С. Маковская</i> . . . . .                        | 53  |
| § 7. Корреляция между катионами и роль отдельных катионов в пироксенах. <i>Коллектив авторов</i> . . . . .               | 65  |
| § 8. Пересчет анализов пироксенов на миналы и классификация пироксенов. <i>Н. Л. Добрецов</i> . . . . .                  | 99  |
| Глава 4. <b>Пироксены эффузивных пород.</b> <i>Ю. Н. Кочкин</i> . . . . .  | 108 |
| § 9. Пироксены орогенных (андезитовой и трахиандезитовой) формаций . . . . .   | 110 |
| § 10. Пироксены континентальных оливин-базальтовой и щелочно-базальтоидной формаций . . . . .                            | 114 |
| § 11. Пироксены океанической оливин-базальтовой формации . . . . .   | 116 |
| § 12. Пироксены сплит-диабазовой и трапповой формаций. Некоторые выводы о составах пироксенов эффузивных пород . . . . . | 117 |
| Глава 5. <b>Пироксены интрузивных пород.</b> <i>А. П. Кривенко, В. А. Кутолин, В. М. Фролова</i> . . . . .               | 120 |
| § 13. Пироксены гипербазитовой формации . . . . .  | 120 |
| § 14. Пироксены габбро-пироксенит-дунитовой формации . . . . .   | 123 |
| § 15. Пироксены формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий и анортозитовой формации . . . . .                 | 126 |
| § 16. Пироксены титаноносных габбро . . . . .  | 127 |
| § 17. Пироксены трапповой формации . . . . .   | 128 |
| § 18. Пироксены интрузивных пород континентальной оливин-базальтовой формации . . . . .                                  | 132 |

|   |     |
|---|-----|
| § 19. Пироксены интрузивных пород щелочнобазальтоидной формации . . . . .   | 131 |
| § 20. Пироксены формации щелочных и ультраосновных пород . . . . .  | 135 |
| § 21. Пироксены формации агпайтовых нефелиновых сиенитов . . . . .  | 137 |
| <b>Глава 6. Парагенетические типы метаморфических пироксенов. Н. Л. Добрецов</b> . . . . .  | 139 |
| § 22. Пироксены фации двупироксеновых гнейсов (гранулитовой) . . . . .  | 142 |
| § 23. Пироксены биотит-силлиманитовой (амфиболитовой) фации и низкотемпературных пород . . . . .  | 153 |
| § 24. Пироксены эклогитовой фации . . . . .   | 160 |
| § 25. Пироксены низкотемпературных эклогитов, глаукофановых сланцев и жадеитовых пород . . . . .  | 164 |
| § 26. Пироксены контактовых и контактово-метасоматических пород . . . . .   | 172 |
| <b>Глава 7. Пироксены глубинных ксенолитов. Н. Л. Добрецов</b> . . . . .  | 181 |
| § 27. Пироксены глубинных включений в базальтах . . . . .   | 181 |
| § 28. Пироксены глубинных включений в кимберлитах и кимберлитоподобных породах . . . . .  | 192 |
| <b>Глава 8. Сравнение пироксенов и зависимость их состава от состава и условий образования вмещающих пород</b> . . . . .                  | 200 |
| § 29. Сравнение пироксенов из пород сходного состава, но разных условий образования. <i>Коллектив авторов</i> . . . . .                   | 200 |
| § 30. Железистость, хромистость, титанистость пироксенов и их зависимость от состава пород. <i>Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин</i> . . . . . | 214 |
| § 31. Роль глиноземистости пироксенов. <i>Н. Л. Добрецов</i> . . . . .  | 219 |
| § 32. Кальциевость и щелочность пироксенов. <i>Н. Л. Добрецов</i> . . . . .   | 227 |
| <b>Глава 9. Распределение катионов между пироксенами и сосуществующими минералами</b> . . . . .   | 230 |
| § 33. Краткое теоретическое рассмотрение. <i>Н. Л. Добрецов</i> . . . . .   | 230 |
| § 34. Равновесие кальциевый клинопироксен—ортопироксен. <i>Н. Л. Добрецов, В. А. Кутолин</i> . . . . .                                    | 235 |
| § 35. Сосуществующие пироксены и оливин. <i>Н. Л. Добрецов, А. П. Кривенко</i> . . . . .  | 250 |
| § 36. Сосуществующие пироксены и амфиболы. <i>Н. Л. Добрецов</i> . . . . .  | 257 |
| § 37. Сосуществующие пироксены и гранаты. <i>Н. Л. Добрецов</i> . . . . .   | 262 |
| § 38. Сосуществующие пироксены и биотит. <i>Н. Л. Добрецов</i> . . . . .  | 266 |
| § 39. Сосуществующие пироксены и плагиоклазы. <i>Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин</i> . . . . .   | 270 |
| <b>Глава 10. Физические свойства ромбических пироксенов. Н. Л. Добрецов</b> . . . . .   | 273 |
| § 40. Параметры решетки ромбических пироксенов . . . . .  | 273 |
| § 41. Показатели преломления, двупреломление и удельный вес ромбических пироксенов . . . . .  | 277 |
| § 42. Угол оптических осей и прочие свойства ортопироксенов . . . . .   | 284 |
| § 43. Влияние изоморфных замещений на свойства ортопироксенов и свойства пироксенов конечного теоретического состава . . . . .            | 285 |
| § 44. Определение состава ортопироксенов по свойствам . . . . .   | 288 |
|   | 453 |

|   |     |
|---|-----|
| § 45. Параметры решетки моноклинных пироксенов . . . . .  | 290 |
| § 46. Показатели преломления и двупреломления и удельный вес моноклинных пироксенов . . . . .                                   | 294 |
| § 47. $2V$ и $CNg$ клинопироксенов . . . . .  | 299 |
| § 48. Влияние изоморфных замещений на свойства клинопироксенов и свойства пироксенов конечного теоретического состава . . . . . | 305 |
| § 49. Определение состава клинопироксенов по свойствам . . . . .  | 312 |
| <br>  |     |
| Заключение . . . . .  | 315 |
| Литература . . . . .  | 317 |
| Приложения . . . . .  | 344 |
| Приложение 1 . . . . .  | 345 |
| Приложение 2 . . . . .  | 369 |

Н. Л. ДОБРЕЦОВ, Ю. Н. КОЧКИН, А. П. КРИВЕНКО, В. А. КУТОЛИН  
**ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ПИРОКСЕНЫ**

*Утверждено к печати институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР*

Редактор *В. В. Ершов*. Редактор издательства *А. И. Жилина*  
Художник *А. Б. Кобрин*. Технический редактор *И. А. Макогонова*

Сдано в набор 1/II 1971. Подписано к печати 22/V 1971. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Усл. печ. л. 39,9. Уч.-изд. л. 46,5. Тираж 1300 экз. Т-09212. Бумага № 1. Тип. зак. 4475  
Цена 3 р. 66 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21  
2-я типография Издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10