

Российская академия наук  
Уральское отделение  
Ильменский государственный заповедник  
им. В. И. Ленина

Б. Н. Пермяков

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ  
ГРАНИТОИДОВ  
ИЛЬМЕНОГОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ  
(Южный Урал)**

Миасс  
2002

УДК 552.1 : 553.3

**Пермяков Б. Н.** Петрохимические типы палеозойских гранитоидов Ильменогорского антиклинория (Южный Урал). Екатеринбург – Миасс: УрО РАН, 2002. – 258 с.  
ISBN 5-7691-1230-1

Впервые для территории Южного Урала проведена петрохимическая типизация разновозрастных гранитоидных комплексов. В вводной главе работы освещены вопросы, касающиеся основ петрохимической типизации, магматических ассоциаций. В последующих главах охарактеризованы три группы: ультраметаморфогенных гранитоидов, представленная дифференцированным известково-щелочным – субщелочным существенно натриевым типом мигматит-гнейсогранитной ассоциации (чашковский комплекс); гранитоидов – производных щелочнобазальтовой и базальтовой магмы, включающая субщелочной натриевый тип монцодиорит-гранитной ассоциации (увильдинский комплекс) и известково-щелочной высоконатриевый тип плагиогранитной (габбро-плагиогранитной) ассоциации (уразбаевский, пустозеровский, кундравинский комплексы); гранитоидов – производных палингенной коровой магмы, подставленная субщелочным калиево-натриевым типом гранит-лейкогранитной ассоциации (сабанайский и «послемиаскитовый» комплексы). Описаны структурные особенности гранитных массивов и вещественный состав каждого петрохимического типа гранитоидов, дана оценка их потенциальной рудоносности по петрохимическим признакам. Приведены результаты сопоставления петрохимических типов палеозойских гранитоидов Ильменогорского антиклинория и отмечены их отличительные черты.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов геологического профиля, студентов и преподавателей вузов.

Ответственный редактор

*доктор геолого-минералогических наук В. А. Попов*

Рецензент

*доктор геолого-минералогических наук А. И. Белковский*

П ПРП-2001-141(01) ПВ-2002  
8П6(03)-1998

ISBN 5-7691-1230-1

© ИГЗ УрО РАН, 2002

---

---

## ВВЕДЕНИЕ

В последние три десятилетия произошел существенный прогресс в совершенствовании методов петрохимического исследования магматических горных пород, что значительно расширило границы применения петрохимии в магматической геологии. Петрохимический анализ позволяет выявить закономерности в разнообразии химического состава магматитов и в значительной мере усиливает критерии классификационного порядка; содействует установлению специфических признаков явлений магматической дифференциации, гибридизма, метасоматоза и гранитизации; обеспечивает эффективность сопоставления составов магматических комплексов и определения их формационной принадлежности; способствует диагностической оценке потенциальной рудоносности магматических ассоциаций.

Авторский метод петрохимического анализа магматических пород, базирующийся на закономерностях в отношениях атомных количеств определенных групп петрогенных элементов и их взаимосвязи, отвечает следующим требованиям: возможность применения метода для оценки петрохимических особенностей магматических комплексов при ограниченном числе операций, связанных с пересчетами; пригодность для систематики и петрохимической типизации магматитов и их формационного анализа; использование метода в целях петрохимической оценки потенциальной рудоносности магматических ассоциаций [167, 170, 171, 173, 175, 178–180].

Описанию магматических и метаморфических комплексов Южного Урала, геологической и геохронологической истории этого региона посвящена многочисленная литература [6, 11, 12, 26, 28, 34, 40, 59, 68, 69, 70, 71, 80, 99, 131, 156, 158, 189, 194, 196, 213, 219, 235, 236, 247–249, 252, 265 и др.].

В данной работе впервые для Южноуральского региона приведена петрохимическая типизация разновозрастных гранитоидных комплексов и охарактеризованы петрохимические признаки их потенциальной рудоносности. В основу выделения петрохимических типов положены такие критерии, как общность происхождения, ряд щелочности и щелочной уклон магматитов. По первому критерию выделены гранитные ассоциации, относящиеся к следующим генетическим группам: ультраметаморфогенной, производных глубин-

ной базальтовой и щелочнобазальтовой магмы, производных палингенной коровой магмы. Группа ультраметаморфогенных гранитоидов включает чашковский мигматит-гнейсогранитный комплекс (Чашковско-Еланчиковский, Кисегачский, Кыштымский массивы, косогорский субкомплекс); группа производных базальтовой и щелочнобазальтовой магмы – увильдинский монцоидорит-гранитный комплекс (Увильдинский и Аргазинский массивы), а также плагиограниты уразбаевского, пустозеровского и кундравинского комплексов; группа палингенных коровых гранитоидов – сабанайский и «послемиаскитовый» гранит-лейкогранитные комплексы.

По второму и третьему критериям выделены известково-щелочная, субщелочная и щелочная серии, а также калиевая, калиево-натриевая и натриевая серии магматитов.

Химические анализы горных пород пересчитаны на петрохимические модули, а результаты вынесены на диаграммы с выделением петрохимических групп, подгрупп и серий магматических ассоциаций. В основу петрохимической характеристики магматитов положены граничные содержания кремнекислоты [81] и числовые значения модулей относительной кремнекислотности, известковистости, степени щелочности, железистости и типа щелочности [175, 178–180]. При геохимической оценке магматических и метаморфических пород использованы кларки элементов по А. П. Виноградову (1962)\* и коэффициенты накопления микроэлементов в породах по Д. М. Шоу [246].

Характерной особенностью петрохимических типов магматитов является их повторяемость во времени и пространстве, то есть сходные петрохимические типы с близкой эндогенной рудной и редкометальной минерализацией могут возникать в разные эпохи развития земной коры. В названиях конкретных петрохимических типов гранитоидов отражены такие признаки, как формационная принадлежность, ряд и тип щелочности. Признаки степени щелочности и железистости применены для подразделения петрохимических типов на подтипы.

При описании петрохимических типов гранитоидных ассоциаций Ильменогорского антиклинория использованы как личные материалы автора, так и сведения, содержащиеся в опубликованных работах и рукописных отчетах предыдущих исследователей, ссылки на которые приведены в тексте и таблицах.

---

\*Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962, № 7. С. 555–571.

Силикатные анализы горных пород выполнены в лаборатории Института минералогии УрО РАН (аналитики Т. В. Батуева, Л. А. Ганеева, М. Н. Маляренко, Н. В. Пастухова, М. С. Свиренко, Т. В. Семенова).

Полуколичественный спектральный анализ пород осуществлен в Центральных лабораториях Челябинского и Уральского геолкомов. Часть проб была проанализирована рентгено-флуоресцентным методом в лаборатории комплексных методов исследований минералов Института минералогии УрО РАН (аналитики Р. Г. Ахмерова и Т. В. Батуева).

В процессе многолетнего изучения гранитных массивов Ильменогорского антиклинория, автор имел возможность плодотворного обсуждения некоторых проблем магматической геологии с А. Г. Баженовым, И. Н. Бушляковым, А. С. Варлаковым, В. А. Поповым, М. С. Рапопортом. Существенная помощь в полевых экспедициях оказана научным сотрудником И. А. Пермяковой. Значительная работа по оформлению монографии сделана редакционно-издательской группой ИГЗ в составе Г. В. Губко, О. Л. Заушичиной, Т. А. Левановой, Л. Б. Новокрещеновой, В. В. Слета. Постоянное содействие в проведении научных исследований оказывалось директором Ильменского заповедника П. М. Вализером и ученым секретарем П. П. Трескиным.

В книге использованы следующие основные термины и понятия.

*Магматический комплекс* – совокупность пространственно сопряженных тел близко возрастных пород, образованных в сходной геологической обстановке и характеризующихся определенными петрографическими, минералогическими и петро-геохимическими особенностями.

*Формационный тип* и *магматическая формация* – соответствуют описанию Ю. А. Кузнецова [103].

*Геохимический тип* – соответствует представлениям Л. В. Таусона [222].

Петрохимические характеристики приведены в работе [179].

$$q = \frac{\text{Si} - [0.2\text{Al} + 0.8(\text{K} + \text{Na}) + 0.7\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}]}{\text{Si}} - \text{относительная кремнекислотность};$$

$$c = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} - \text{известковистость};$$

$$\alpha = \frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}} - \text{степень щелочности};$$

$$f = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} - \text{степень железистости};$$

$$n = \frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{K}} - \text{тип щелочности}.$$

---

---

## Глава 1

# ОСНОВЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ (ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ) ТИПИЗАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В настоящее время в геологической науке общепризнанным является то, что в литосфере Земли распространены гранитоиды трех основных генетических групп: 1) производные базальтоидной и щелочнобазальтоидной магмы; 2) палингенные (палингенно-анатектические); 3) ультраметаморфогенные.

Описанию гранитоидов вышеперечисленных групп посвящена многочисленная отечественная и зарубежная литература [7, 10, 16, 17, 33, 36, 41, 43, 55, 56, 58, 61, 62, 64, 65, 73–76, 98, 102, 104–107, 110, 117, 121–126, 136, 138–140, 152, 164, 187, 188, 192, 193, 209, 212, 231, 233–235, 250, 251, 253–258, 260, 261, 264, 266 и др.].

*Гранитоиды первой группы*, известные в литературе как «мантейные» или «базальтоидные», по уровню глубинности образования исходных магм относятся к типу «подкорковых и нижнекорковых» и обычно распространены в составе габбро-плагиогранитной, плагиогранитной, габбро-диорит-гранодиоритовой, габбро-сиенит-гранитной, габбро-монцонит-граносиенит (гранодиорит)-гранитной и монцодиорит-гранитной ассоциаций. Формирование этих гранитоидов связывается с дифференциацией и фракционной кристаллизацией расплавов, генерированных или в верхней мантии, или же в базальтовом слое и затем перемещенных в более верхние горизонты земной коры (вплоть до гипабиссальной фации глубинности). При этом в процессе миграции фронта магмообразования и взаимодействия расплавов основного состава с сиалическими толщами земной коры происходит в той или иной мере гибридизация и раскисление расплавов, окончательная дифференциация которых может осуществляться внутри магматических камер на месте становления интрузивов.

*Гранитоиды второй группы* обычно формируются в континентальной коре в результате анатексиса и палингенеза сиалических толщ, то есть генерирование магматических расплавов происходит на более высоких «среднекорковых» уровнях с участием субстрата повышенной кремнекислотности. Подобные гранитоиды входят в состав диорит-гранодиорит-гранитных, гранодиорит-гранитных и гранит-лейкогранитных ассоциаций.

*Третья генетическая группа* представлена гранитоидами, возникшими в результате «магматического замещения» (по Д. С. Коржинскому), гранитизации и метасоматического преобразования осадочно-метаморфических толщ в нижних горизонтах земной коры в условиях высоких ступеней метаморфизма (ультраметаморфизма). Ультраметаморфогенные гранитоиды, как правило, образуют мигматит-гнейсоплагиогранитные и мигматит-гнейсогранитные формации, наиболее широко распространенные на кристаллических щитах и в геосинклинально-складчатых областях.

Употребляемые нами термины «подкоровые», «нижнекоровые» и «среднекоровые» гранитоиды определяют не только уровень глубинности возникновения исходных магм, но и возможный состав субстрата, за счет которого произошла генерация магмы. В этом отношении выделенные генетические группы гранитоидов соответствуют I- и S-типам (а также переходным А и М-типам) гранитоидов по систематике Б. Чепела и А. Уайта [259, 266].

Процесс формирования магматических пород обусловлен целым рядом факторов: конвективными потоками в астеносферном слое, тектоническим режимом, глубиной возникновения магматического очага, особенностями перемещения фронта плавления, химическим составом вмещающей среды и характером взаимодействия с ней интрателлурических потоков вещества и флюидов, термобарическими условиями магмообразования. Влияние этих факторов сказывается прежде всего на перераспределении химических компонентов в вещественных комплексах земной коры, что приводит не только к возникновению магматических пород разного петрографического состава, но и к образованию даже среди петрографически однотипных магматитов таких разновидностей, которые отличаются по величинам атомных отношений определенных групп петрогенных элементов. В этом, вероятно, и заключается суть химизма магматических процессов, которые предопределяются не столько колебаниями массовых содержаний петрогенных элементов, сколько их атомными соотношениями.

Главными компонентами химического состава магматических пород являются Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K. По степени близости кристаллохимических, физико-химических и энергетических свойств ионы минералообразующих элементов можно объединить в определенные группы, роль которых в процессах формирования минералов установлена вполне однозначно: в кристаллической решетке алюмосиликатов алюминий способен замещать кремний, сохраняя при этом связь со щелочными металлами, а при их недостатке – с

кальцием; натрий взаимосвязан с калием, кальцием и окисным железом; магний обнаруживает связь с кальцием и закисным железом; трехвалентное железо может частично замещать алюминий, а двухвалентное железо – магний. Обратная корреляционная зависимость устанавливается между содержанием кремния, с одной стороны, и алюминия, железа, магния и кальция, с другой стороны; возрастание глиноземистости ведет к повышению железистости и известковистости; увеличение количества щелочей вызывает перераспределение в содержаниях железа, магния и кальция. Но в то же время отмечается независимость количества щелочей от содержаний остальных петрогенных элементов.

Еще в 1919 г. швейцарский петрограф П. Ниггли предложил в целях классификации изверженных горных пород метод пересчета химических анализов по некоторым петрохимическим группировкам, названным «магмами». Как справедливо отметил С. Д. Четвериков [242], химический состав пород ни в коей мере не может адекватно отражать состав магматического расплава, из которого они были образованы, и поэтому термин «магма» здесь надо понимать условно в смысле петрохимического типа породы.

По соотношению глинозема и суммы щелочей П. Ниггли выделены нормальные и пересыщенные щелочами типы магм, а по щелочности – известково-щелочные, натровые и калиевые ряды. Характеризуя составы магм по «кварцевому числу», П. Ниггли различает магмы: пересыщенные кремнеземом (породы содержат кристаллический кварц); промежуточные (или средние), состоящие из силикатов, насыщенных  $\text{SiO}_2$  (полевых шпатов и темноцветных минералов без оливина); недосыщенные кремнеземом (породы содержат оливин и фельдшпатоиды). В свою очередь, ряды магм по величине суммы щелочей подразделены на группы, а группы – на типы пород.

С учетом естественных взаимоотношений элементов в минералах изверженных горных пород академиком А. Н. Заварицким [60] был предложен новый метод петрохимического анализа, согласно которому магматические породы подразделялись на классы (по величине кремнекислотности), а классы – на группы и подгруппы (по соотношению щелочей, извести и глинозема, а также фемическому показателю). А. Н. Заварицким выделены генетические и петрохимические серии естественных вулканических ассоциаций (типы Мартиники, Йеллоустонского парка, Этны, Гавайских островов и др.), составы которых по настоящее время служат петрохимическими

эталоны при изучении серий магматических (прежде всего вулканических) пород.

Дальнейшее развитие и совершенствование петрохимических и геохимических методов исследования изверженных горных пород, выявление геохимической истории редких элементов и летучих компонентов, изучение роли эманационной дифференциации магм послужили основой для геохимической типизации гранитоидов и позволили создать теорию их потенциальной рудоносности и рудной продуктивности [82–86, 221–224]. По данным В. И. Коваленко [82], среди гранитоидов могут быть выделены следующие геохимические типы: стандартных гранитов, гранитов повышенной щелочности и редкометалльных (плюмазитовых литий-фтористых) гранитов. При этом В. И. Коваленко под геохимическим типом понимает группу пород, близких по химическому и минеральному составу, распределению редких элементов, поведению петрогенных и редких элементов. Породы одного геохимического типа способны формировать самостоятельные интрузивные массивы с определенным набором поздних интрузивных фаз и постмагматических образований, в том числе и рудных.

Л. В. Таусон [222] различие геохимических типов гранитоидов видел прежде всего в их генетических особенностях. По его определению, геохимический тип магматических пород, в том числе и гранитоидов, – это группа пород, отличающихся общностью способа образования и геологического положения, что может проявляться в близости химического и минерального состава и формировании сходных рудно-магматических комплексов в разные периоды геологической истории.

Среди гранитоидов – производных базальтоидных магм – Л. В. Таусон выделил четыре геохимических типа: плагиограниты толеитового ряда, плагиограниты известково-щелочного ряда, граниты монцонитового (латитового) ряда и агпаитовые редкометалльные граниты. Палингенные гранитоиды были подразделены также на четыре геохимических типа: известково-щелочного ряда, плюмазитовые редкометалльные лейкограниты, гранитоиды щелочного ряда и редкометалльные гранитоиды щелочного ряда. В особый геохимический тип выделены ультраметаморфические гранитоиды. По мнению Л. В. Таусона, каждый геохимический тип гранитоидов характеризует состав и содержание летучих компонентов, а также общий и редкометалльный состав в исходных магмах.

П. Г. Недашковский [150, 151], изучая гранитоиды Дальнего Востока, пришел к выводу о целесообразности выделения петроге-

охимических типов. Понятие, которое вкладывает П. Г. Недашковский в термин «петрогеохимический тип», совершенно идентично понятиям «геохимического типа» В. И. Коваленко и Л. В. Таусона. По особенностям вещественного состава и характеру редкоземельной нагрузки П. Г. Недашковский выделяет шесть петрогеохимических типов и одиннадцать подтипов гранитоидов: базальтоидный, андезитовый (с известково-щелочным и латитовым подтипами), риодацитовый (с лейкогранитным и агпаитовым подтипами), чарнокитовый, мигматит-гранитный (ультраметаморфогенный с плагиогранитным, гранитным и пегматоидным подтипами) и гранодиорит-гранитный (палингенный с известково-щелочным и плюмазитовым подтипами).

В основу петрохимической типизации гранитоидов автором положены следующие критерии: способ образования пород и уровень глубинности генерации исходной магмы, кремнекислотность, ряд и тип щелочности гранитоидов [175, 177, 178]. Ниже кратко охарактеризуем эти критерии.

*Способ образования гранитоидов и уровень глубинности генерации исходной магмы* были рассмотрены выше. Здесь же еще раз подчеркнем, что гранитоиды могут быть образованы в результате дифференциации и гравитационной кристаллизации основной магмы; анатексиса и палингенеза сиалического вещества земной коры; ультраметаморфизма и гранитизации древних толщ, залегающих в основании земной коры. По уровню генерации исходной магмы выделяются «подкоровые и нижнекоровые», а также «среднекоровые» гранитоидные ассоциации.

*По степени кремнекислотности* (содержанию  $\text{SiO}_2$ , мас. %) магматические породы подразделены на крайне низкокремнекислые (30–44), весьма низкокремнекислые (44–53), низкокремнекислые (53–64), умеренно кремнекислые (64–69), высококремнекислые (69–73) и весьма высококремнекислые ( $> 73$ ) [135].

*Количество извести и щелочей*, содержащихся в основной магме, непосредственным образом сказывается на составе конечных продуктов ее дифференциации. Так, плагиограниты обычно являются производными толеитовых известково-щелочных магм. Монцитонитоидные и агпаитовые граниты, как правило, связаны с латитовыми и щелочнобазальтоидными магмами.

Гранитоиды, образованные в результате палингенного плавления вещества земной коры, в зависимости от состава корового субстрата и степени его метаморфизма могут относиться или к известково-щелочному ряду (в областях с низкой степенью метаморфизма

осадочных толщ), или к щелочному ряду (в областях с высокой степенью метаморфизма корового субстрата [222]).

Для определения ряда щелочности гранитоидных ассоциаций автором использованы граничные значения известково-щелочного показателя (*модуль известковистости «с»*, [178]), расчет которого производится в атомных количествах элементов (см. «Введение»). Величина модуля известковистости имеет обратную зависимость от степени кремнекислотности, так как с возрастанием основности пород увеличивается количество анортитовой составляющей в полевых шпатах и в целом извести за счет появления амфиболов и пироксенов. По величине модуля «с» выделяются три ряда щелочности магматических пород со скользящими границами: известково-щелочной, субщелочной и щелочной.

Все разновидности магматических пород, относящиеся к различным щелочным рядам, связаны между собой крайними граничными величинами модуля известковистости, то есть значения последнего закономерно изменяются как в пределах одной и той же группы пород при изменении ряда щелочности, так и при смене породных групп. Одновременное уменьшение количества кремнекислоты и щелочей, а также уменьшение содержания щелочей при постоянной степени кремнекислотности, приводит к возрастанию известковистости магматитов.

*Тип щелочности* магматитов является устойчивым сериальным признаком, позволяющим типизировать гранитоиды даже в том случае, если для них сходны первые два критерия. По этому признаку выделяются существенно калиевые, калиево-натриевые и натриевые серии магматических образований, нередко последовательно дифференцированные от основных до кислых породных групп. Формирование устойчивых серий магматитов, различающихся по типу щелочности, во многом обусловлено фактором унаследованности химизма разновозрастными гранитоидами в процессе эволюции магматического очага (очагово-купольной структуры или же системы этих структур) [172, 174].

*Модуль типа щелочности «п»* определяется отношением атомных количеств натрия к сумме щелочей (см. «Введение»). Граничные величины этого модуля для калиевой, калиево-натриевой и натриевой серий магматитов приведены в работах [178, 179].

Изучение щелочной сериальности магматических пород особенно важно при металлогенических исследованиях, поскольку с гранитоидами калиевой или же натриевой серий ассоциирует разная рудная минерализация.

Дифференцированным, сложным по составу магматическим комплексам свойственно различное сочетание калиевых и натриевых разновидностей пород, в связи с чем в таких ассоциациях целесообразно выделять натриево-калиевую (при преобладании калиевых типов) и калиево-натриевую (при преобладании натриевых типов) серии магматитов.

Такие петрохимические показатели, как степень щелочности (а) и железистость (f), использованы для разделения петрохимических типов на подтипы (см. «Введение»).

*Модуль степени щелочности «α»* известен как коэффициент агпайтности, но в нашем петрохимическом анализе этот параметр определяет степень насыщения щелочами магматических пород. Взаимосвязь щелочей и алюминия играет важную роль в петрохимических процессах. Если в ультрабазитах и базитах, обладающих низкой кремнекислотностью, эта связь не столь четко выражена, то в породах среднего и кислого состава она приобретает весомое значение в определении степени щелочности. По величине модуля «α» среди щелочных пород выделяются весьма высокощелочной и высокощелочной типы; среди субщелочных пород – высокощелочной и умеренно щелочной; среди известково-щелочных пород – умеренно щелочной и низкощелочной [178, 179].

Согласно А. Н. Заварицкому [60], магматические породы подразделяются на разновидности, пересыщенные щелочами ( $Na + K > Al$ ), пересыщенные алюминием ( $Al > 2Ca + Na + K$ ) и нормального ряда ( $2Ca + Na + K > Al > Na + K$ ). Эти неравенства можно выразить через используемые нами модули известковистости «с» и степени щелочности «α». Введя в указанные условия формулы этих модулей и поделив левую и правую части неравенств на  $Al$ , будем иметь для пород:

пересыщенных щелочами	$\alpha > 1;$
пересыщенных алюминием	$1 > \frac{\alpha(1+c)}{1-c};$
нормального ряда	$\frac{\alpha(1+c)}{1-c} > 1 > \alpha.$

Следовательно, в петрохимическом типе можно выделить подтипы агпайтовых гранитов, плюмазитовых гранитов и гранитов нормального ряда.

*Модуль железистости «f»* является сериальным показателем и выражает величину отношения атомных количеств железа к сумме железа и магния (см. «Введение»).

Наименьшие значения этого модуля, свидетельствующие о ведущей роли магнезиальных компонентов в магматическом расплаве, а следовательно и о более высокой температуре его застывания, характерны для ультрамафитов и мафитов. По мере повышения кремнекислотности пород возрастает и модуль железистости. Сравнение величин модуля «f» для составов вулканических и plutонических пород показывает, что для средних и основных эффузивов свойственны более высокие значения железистости, чем для их интрузивных аналогов, чего нельзя определенно сказать по отношению к кислым излившимся и глубинным породам.

По величине «f» выделяются железистая и магнезиальная серии магматических ассоциаций, граничные значения железистости которых приведены в работах [178, 179].

В гранитоидах, являющихся продуктами дифференциации базальтовой магмы, параметр железистости обычно ниже, чем в гранитоидах палингенного происхождения.

Исходя из вышеизложенного, *под петрохимическим типом понимается группа магматических пород, сходных по своему происхождению, близких по химическому составу и минералого-геохимическим особенностям, поведению (граничному атомному соотношению) петрогенных элементов и проявлению однотипной рудной минерализации. Сходные петрохимические типы магматитов могут возникать в разные эпохи развития земной коры, то есть повторяться во времени и пространстве.*

В каждом петрохимическом типе магматитов выделяются петрохимические группы и подгруппы.

*Петрохимическая группа* – совокупность разновидностей магматических пород строго определенной (в пределах граничных значений) степени кремнекислотности, распространенных соответственно среди основных, средних или кислых пород.

*Петрохимическая подгруппа* – часть петрохимической группы, представленная разновидностями магматитов, принадлежащих к какому-либо одному ряду щелочности (известково-щелочному, субщелочному или же щелочному).

В группе весьма низкокремнекислых ассоциаций ( $\text{SiO}_2 = 44\text{--}53\%$ ) выделены три петрохимические подгруппы; в группе низкокремнекислых ассоциаций ( $\text{SiO}_2 = 53\text{--}64\%$ ) – шесть; в группах умеренно кремнекислых ( $\text{SiO}_2 = 64\text{--}69\%$ ), высококремнекислых ( $\text{SiO}_2 = 69\text{--}73\%$ ) и весьма высококремнекислых ( $\text{SiO}_2 > 73\%$ ) ассоциаций – по три петрохимические подгруппы [178].

Таблица 1

**Основные петрологические признаки  
гранитоидов разных генетических групп**

Петрологические признаки	Генетическая группа гранитоидов	
	Производные основной магмы	Палингенные коровые гранитоиды
1	2	3
Фация глубинности	Гипабиссальная, мезоабиссальная	Гипабиссальная, мезоабиссальная
Геодинамический режим	Островодужный, активных континентальных окраин, рифтогенный	Внутриконтинентальных поднятий
Структурное положение массивов	Зоны вулканогенных прогибов и рифтогенных структур Контроль со стороны глубинных разломов	Зоны антиклинальных структур и сводовых поднятий
Магматические формации	Габбро-плагиогранитная, габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-монзонит-граносиенит-гранодиорит-гранитная, сиенит-щелочногранитная	Диорит-гранодиорит-гранитная, гранодиорит-гранитная, гранит-лейкогранитная, риолит-гранитная
Связь с вулканизмом	Относительно часто комагматичны трахибазальт-трахиандезит (латит)-трахириолитовой и трахит-трахириолитовой формациям	Относительно редко, комагматичны андезит-дацит-риолитовой и дацит-риолитовой формациям
Фация	Интрузивная, субвулканическая	Интрузивная, параавтохтонная
Петрохимические особенности	Пониженная кремнекислотность, повышенная магниальность, известковистость, натровость	Повышенная кремнекислотность, железистость, калиевость, пониженная известковистость

1	2	3
Геохимические особенности гранитоидов	Повышенные средние содержания Sr, Cu, Ti, V, Au, Mg, Ca, Ni, Co, (Zn, Mo)	Повышенные средние содержания Be, Li, Rb, Zr, Ta, Nb, Pb, Cs, Sn, W, F (Zn,Mo)
Геохимические особенности минералов: биотит плагноклаз калишпат кварц магнетит	Ti Mo, W Rb, Cs, Ti, Zr Pb, Cu Ti, V, Cr, Ni, Co	Zn, Li, Rb TR, Pb, Be, Li, Rb W, Mo, Be, Pb, F, Rb W, Mo, Be, Sn, Li Sn, Mo, W
Характерные акцессорные минералы	Магнетит, титаномагнетит, сфен, пирит, циркон, сподумен	Тантало-ниобаты, монацит, ортит, торит, флюорит, молибденит, касситерит, турмалин, гранат, ильменит, циркон
Месторождения	Полиметаллические, золото-полиметаллические, золото-молибденовые, молибденовые, (редкоземельные) тантало-ниобиевые	Оловянно-вольфрамовые, вольфрамовые, молибден-вольфрамовые, молибденовые, бериллий-литий-фтористые, тантало-ниобиевые, (золоторудные)
Геохимический тип по [222]	Толеитовый, андезитовый, латитовый, агпайтовый	Известково-щелочной, плюмазитовый, щелочно-гранитоидный
Классификационный тип по [259, 266]	I – тип (переходные А – и М – типы)	S – тип

В общем случае петрохимический тип полно дифференцированной магматической ассоциации сложного состава может включать пять петрохимических групп и 18 петрохимических подгрупп изверженных пород [179].

В названиях конкретных петрохимических типов гранитоидов отражены такие признаки, как формационная принадлежность и состав магматической ассоциации, ее щелочной ряд и тип щелочности, а в названиях подтипов – степень щелочности и железистости магматитов и при необходимости – их агапитность и глиноземистость.

*Петрохимическая серия* магматических пород выделяется по ряду и типу щелочности (щелочная, субщелочная, известково-щелочная серии; калиевая, калиево-натриевая и натриевая серии) и по железистости (железистая, магнезиально-железистая, магнезиальная серии). С учетом кремнекислотности пород петрохимические серии могут быть неконтрастными последовательно дифференцированными (от крайне низкокремнекислой до высококремнекислой), прерывисто дифференцированными (когда из серии выпадает какая-либо петрохимическая группа или подгруппа), контрастными (серия представлена двумя крайними петрохимическими группами или подгруппами магматитов).

Автор предлагает следующую схему петрохимической типизации гранитоидов разных генетических групп.

*А. Группа ультраметаморфогенных гранитоидов.*

Известково-щелочной калиево-натриевый (существенно натриевый) тип мигматит-гранит-плагиигранитной (мигматит-гнейсоплагиигранитной) ассоциации.

Субщелочной натриево-калиевый тип мигматит-гранитной (мигматит-гнейсогранитной) ассоциации.

*Б. Группа гранитоидов – производных базальтовой и щелочнобазальтовой магмы («подкоровые и нижнекоровые» гранитоиды).*

Известково-щелочной натриевый тип габбро-плагиигранитной ассоциации.

Известково-щелочной натриевый тип плагиигранитной ассоциации.

Субщелочной калиево-натриевый (существенно натриевый) тип монцонитоидных гранитоидов.

Щелочной калиево-натриевый тип агапитовых гранитоидов.

*В. Группа палингенных гранитоидов («среднекоровые» гранитоиды).*

Известково-щелочной калиево-натриевый тип гранодиорит-гранитной ассоциации.

Известково-щелочной натриево-калиевый (существенно калиевый) тип плюмазитовых лейкогранитов.

Субщелочной калиево-натриевый тип диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации.

Субщелочной калиево-натриевый тип сиенит-граносиенит-гранитной ассоциации.

Субщелочной натриево-калиевый (существенно калиевый) тип гранит-лейкогранитной ассоциации.

Основные отличия интрузивных гранитоидов, относящихся к генетическим группам Б и В, приведены в табл. 1.

Как следует из табл. 1, гранитоиды разных генетических групп формируются в разных геодинамических обстановках, занимают разное структурное положение и различаются по своим петро-геохимическим и металлогеническим особенностям. Отдельные вопросы петрогенезиса магматических комплексов рассмотрены в работах [3, 19-21, 51, 53, 118, 168, 183, 199, 200, 245, 263 и др.].

---

---

---

---

## Глава 2

### ГРУППА УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ

#### 2.1. Дифференцированный известково-щелочной – субщелочной натриевый тип мигматит-гнейсогранитной ассоциации

Представлен гранитоидами ранне-среднеордовикского чашковского комплекса, слагающими Чашковско-Еланчиковский, Кисегачский, Кыштымский массивы и послойные тела в ильменогорской и еланчиковской метафорических толщах. Сведения о чашковских гранитоидах содержатся в отчете В. Н. Юрецкого и др. (1982)\* а также в опубликованных работах [25, 27, 29, 111–114, 160–163, 240, 241 и др.]. Подробная характеристика Кисегачского и Чашковско-Еланчиковского массива приведена автором в монографиях [176, 177]. Здесь же дано обобщенное описание мигматит-гнейсогранитной ассоциации в рамках рассматриваемой проблемы.

##### 2.1.1. Структурные особенности и вещественный состав мигматит-грейсогранитных массивов Ильменогорского антиклинория

Мигматит-гнейсогранитные массивы приурочены к восточной и южной периферическим частям Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория вблизи его сочленения с Арамилско-Сухтелинским синклинирем (рис. 1).

*Чашковско-Еланчиковский массив* расположен на южном замыкании Ильменогорского антиклинория. Предыдущими исследователями здесь выделялись два самостоятельных массива (Чашковский и Еланчиковский), разделенных неширокой (до 500 м) субмеридиональной полосой метаморфических пород. Проведенные нами петрологические исследования и геологическое картирование масштаба 1:25 000 в районе развития Чашковского и Еланчиковского массивов, не подтвердило наличия между ними сплошной перемычки метаморфических пород. Согласно полученным материалам, мета-

---

\* Юрецкий В. Н., Петров В. И., Кузнецов Г. П. и др. «Отчет Ильменогорского геолого-съемочного отряда о результатах геологического доизучения масштаба 1:50 000 Ильменогорской площади ... за 1976–1982 годы». Архив Ильменского заповедника, 1982.



Рис. 1. Схема геологического положения палеозойских гранитоидных массивов Ильменогорского антиклинория. (Составлена с использованием материалов В. Н. Юрецкого и др., 1982)

1–4 – структурные ярусы: 1 – архей-протерозойский, 2 – протерозойский, 3 – венд-кембрийский, 4 – силурийский; 5–9 – магматические ассоциации: 5 – плагиогранитная (габбро-плагиогранитная), 6 – мигматит-гнейсогранитная, 7 – щелочная мicasкитовая, 8 – монцодиоритгранитная, 9 – гранит-лейкогранитная; 10 – массивы (цифры в кружках): 1 – Акакульский, 2 – Сабанайский, 3 – Увильдинский, 4 – Аргазинский, 5 – Якумбаевский, 6 – Уразбаевский, 7 – Ильменогорский, 8 – Кисегачский, 9 – Чашковско-Еланчиковский, 10 – Пустозеровский; 11 – разломы.

морфиты, представленные амфиболитами, плагиогнейсами и кварцитами кыштымской толщи, в виде узких (300–700 м) «заливов» протяженностью 2.5–2.7 км вдаются с юга и севера в Еланчиковский массив. Между этими «заливами» в субмеридиональном направлении распространены лишь отдельные, согласные со структурой массива удлиненной формы ксенолиты метаморфических пород, содержащиеся в мусковитовых и двуслюдяных гранитах, а непосредственный контакт еланчиковских и чашковских гранитов проходит западнее прерывистой полосы метаморфитов [177].

Таким образом, в данном районе развито одно гранитное тело (названное нами Чашковско-Еланчиковским), имеющее неправильную подковообразную форму с обращенной на юг выпуклой стороной и выклинивающимися в северном направлении западным и восточным флангами (рис. 2).

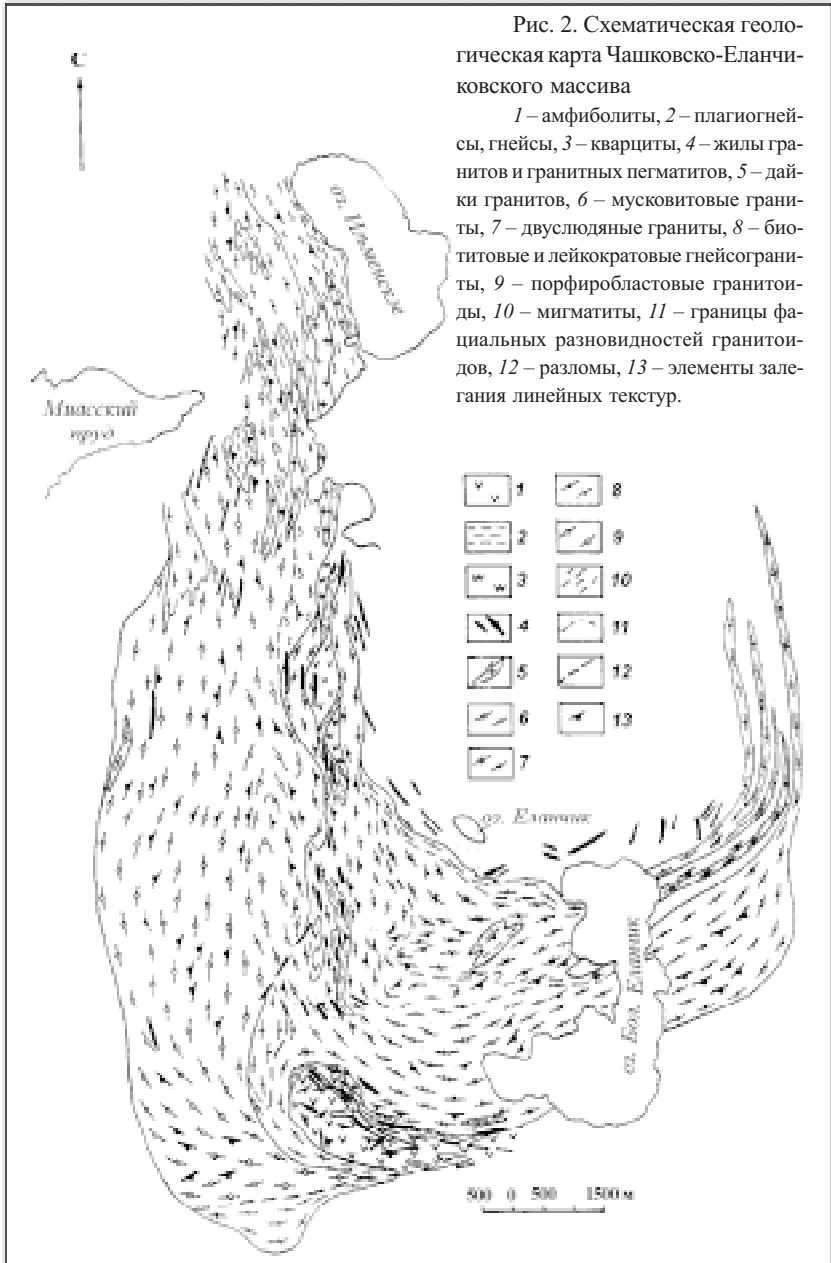
Массив состоит из двух разноглубинных выступов: западного Чашковского антиклинального, сложенного гранитоидами более высокого (близкровлевого) уровня формирования массива и юго-восточного Южно-Еланчиковского (бывшего Еланчиковского массива), представленного более глубинными двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, в морфологическом отношении образующими апофизу, отходящую в восточном направлении от Чашковского выступа и полусогласно вписывающуюся в структуру Еланчиковского гнейсового купола.

Ч а ш к о в с к и й в ы с т у п расположен к юго-западу от оз. Ильменское в пределах одноименных гор. Выступ простирается в субмеридиональном направлении примерно на 16 км при ширине 2.5–3.5 км и в структурном отношении представляет собой антиклиналь, с запада граничащую с Игишской синклиналью по дугообразному разлому. В северной части Чашковский выступ кулисообразно приключается к Ильменогорскому антиклинальному выступу и выклинивается на широте северной оконечности оз. Ильменское. Южное «носовидное» окончание выступа имеет разворот на восток согласно с общим замыканием структур Ильменогорского антиклинория.

Чашковский выступ имеет, как и все классические гранитогнейсовые купола [119, 120, 155, 197, 220], оболочку и ядро, что в свое время было отмечено С. В. Чесноковым [240]. Выделяются две оболочки Чашковской структуры: внешняя, сложенная амфиболитами кыштымской толщи, и внутренняя, представленная плагиогнейсами, в разной степени гранитизированными и переходящими в линзовидно-полосчатые мигматиты, которые постепенно сменяются порфиробластовыми гнейсогранитами.

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Чашковско-Еланчиковского массива

1 – амфиболиты, 2 – плагиогнейсы, гнейсы, 3 – кварциты, 4 – жилы гранитов и гранитных пегматитов, 5 – дайки гранитов, 6 – мусковитовые граниты, 7 – двуслюдяные граниты, 8 – биотитовые и лейкократовые гнейсограниты, 9 – порфиробластовые гранитоиды, 10 – мигматиты, 11 – границы фациальных разновидностей гранитоидов, 12 – разломы, 13 – элементы залегания линейных текстур.



Ядро Чашковского выступа зональное. Верхняя зона образована биотитовыми и лейкократовыми гнейсогранитами, средняя – двуслюдяными гранитами, а внутренняя – мусковитовыми гранитами. Гранитным материалом внутренней и средней зоны сложена Южно-Еланчиковская апофиза, развитая на южном периклинальном замыкании Еланчиковского гнейсового купола.

Для Чашковского выступа характерно южное погружение и воздымание в северном направлении, вследствие чего в северной части выступа обнажена верхняя зона ядра, представленная мелко-среднезернистыми биотитовыми и лейкократовыми гнейсовидными гранитами.

Граница ядра и оболочки относительно резкая. Граниты, слагающие ядро, образуют в породах оболочки многочисленные согласные и секущие жильные инъекции.

Чашковский антиклинальный выступ имеет асимметричное поперечное строение с пологим ( $30-45^\circ$ ) западным крылом и более крутым ( $50-80^\circ$ ) восточным. Антиклиналь осложнена мелкими складками, осевые линии которых смещены к ее восточной части. Поэтому в данной структуре отсутствует единая осевая плоскость, так как замковая часть антиклинали представлена целым рядом сближенных линейных, часто кулисообразно расположенных складок более низкого порядка.

Основной объем Чашковского выступа (примерно 80 % его площади) занимают гранитоиды 1-го этапа, представленные порфиробластовыми породами гнейсовидной и, нередко, линзовидно-полосчатой текстуры, состав которых изменяется от амфибол-биотитовых гранодиоритов и граносиенитов до биотитовых и лейкократовых гранитов. В северо-восточной части выступа вблизи его контакта с метаморфитами еланчиковской и кыштымской толщ относительно широко развиты полосчатые и линзовидно-полосчатые мигматиты, по валовому составу соответствующие кварцевому монцодиориту – кварцевому сиениту и имеющие постепенные переходы к порфиробластовым гранитоидам, с одной стороны, и мезократовым плагиогнейсам и гранитизированным амфиболитам, с другой. Мигматиты образуют восточную контактовую зону Чашковского выступа шириною 750–800 м, прослеживающуюся в южном направлении по западному борту котловины оз. Ильменское до урочища Каменный Брод и часто содержат согласные инъекции мелкозернистых биотитовых гранитов.

Мелкозернистые и мелко-среднезернистые биотитовые и лейкократовые граниты 2-го этапа формирования массива развиты пре-

имущественно в северной части Чашковского выступа, где обнажаются в ядрах антиклинальных складок или же образуют дайкоподобные тела. Небольшие по площади выходы этих гранитов наблюдаются в южной части выступа и по его границе с Южно-Еланчиковской апофизой, где они переходят в биотит-мусковитовые и мусковитовые нередко интенсивно рассланцеванные граниты.

Южно-Еланчиковская апофиза (прежнее название – Еланчиковский массив) расположена на юго-востоке Чашковского выступа и восточнее оз. Бол. Еланчик, делает разворот в северном направлении, расщепляясь на ряд гранитных инъекций (см. рис. 2). В плане апофиза согласно вписывается в южную периклиналь Еланчиковского гнейсового купола. Граница сочленения ее с Чашковским выступом проходит западнее прерывистой полосы метаморфических пород, структурно относимых предыдущими исследователями к Шумихинской синформе, и трассируется по резкой смене чашковских порфиробластовых биотитовых гнейсогранитов еланчиковскими среднезернистыми двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, слагающими апофизу.

Южно-Еланчиковская апофиза в структурном отношении представляет собой дугообразный выступ, осложненный мелкими, запрокинутыми на север линейными складками. Угол падения опрокинутого (подвернутого) крыла антиклинальных складок, как правило, более крутой ( $50-60^\circ$ ), чем угол падения нормального крыла ( $30-40^\circ$ ). Осевые линии многих складок изменяют свое направление от субмеридионального на юго-восточное и далее через субширотное до северо-восточного, то есть имеют дугообразную форму, согласную в общих чертах с южной периклиной Еланчиковского гнейсового купола.

Наиболее протяженная сквозная антиклинальная складка прослеживается через южную часть Южно-Еланчиковской апофизы, пересекает ранее выделявшуюся Шумихинскую синформу и далее фиксируется в субмеридиональном направлении в порфиробластовых гнейсогранитах Чашковского выступа.

Характерной особенностью складчатой структуры Южно-Еланчиковской апофизы является то обстоятельство, что при изменении субмеридионального простирания складок на субширотное происходит их опрокидывание в северном направлении, подчеркивая тем самым общую тенденцию надвига структурных элементов Ильменогорского антиклинория с юга на север (так же, как и с востока на запад).

Южная и западная часть апофизы сложена мусковитовыми гранитами, сменяющимися в северном направлении биотит-мускови-

товыми разновидностями. Непосредственно в контакте с Еланчиковским гнейсовым куполом двуслюдяные граниты переходят в биотитовые граниты, гнейсовидность которых падает на юг под углом 60–65°.

В ядрах синклиналиных складок, развитых в двуслюдяных гранитах, отмечаются реликтовые выходы порфиробластовых гранитоидов и линзовидно-полосчатых мигматитов повышенной основности.

Таким образом, в Чашковском выступе и Южно-Еланчиковской апофизе четко проявлена линейная складчатость, направление которой подчинено общему структурному плану этих выступов. Часть складок имеет сквозной характер, то есть прослеживается из одной структуры в другую, что свидетельствует об одновременности проявления складчатой дислокации как в Чашковском антиклинальном выступе, так и его Южно-Еланчиковской апофизе.

*Кисегачский массив* расположен в восточной части Ильменогорского антиклинория в пределах Суундукско-Челябинской палеоконтинентальной зоны Магнитогорско-Челябинского мегаблока [160, 227] и вытянут в субмеридиональном направлении согласно с основными структурами района. Породы массива обнажаются по бортам котловин озер Чебаркуль, Еловое, Теренкуль, Табанкуль, Бол. и Мал. Кисегач, Бол. и Мал. Сунукуль, Бараус, Бол. и Мал. Миассово. Это наиболее крупное (до 130 км<sup>2</sup>), ранее включенное предыдущими исследователями в состав увильдинского комплекса, гранитное тело, которое совместно с Аразинским и Увильдинским массивами образует цепочку интрузивов, протягивающуюся в северном направлении почти на 100 км (рис. 3).

В структурном отношении Кисегачский массив приурочен к ядру запрокинутой на запад линейной субмеридиональной антиклинальной складки, с востока ограниченной Чебаркульским разломом. Для массива характерно конформное залегание в структурах вмещающих метаморфических толщ; отсутствие интрузивных контактов, зон ороговикования и скарнирования; наличие мигматитовых зон в контактовых частях; развитие полосчатых и гнейсовидных гранитоидов, а также «очковых» и порфиробластических гнейсогранитов; присутствие многочисленных реликтов («ксенолитов» и «скиа-литов») метаморфических пород в периферической части массива, сохранивших структурный план, согласный со структурами вмещающих метаморфических толщ; развитие мигматит-гранитных куполов второго порядка; проявление небольших инъекций гранитов в виде апофиз и жильных образований в более ранних гранитоидах и метаморфических породах; структурные изменения в гранитах 2-го



Рис. 3. Схема геологического положения Кисегачского массива. (Составлена с использованием материалов В. Н. Юрецкого и др., 1982, с дополнениями)

1–3 – метаморфические породы: 1 – протерозойские, 2 – вендские, 3 – силурийские; 4, 5 – базиты: 4 – вендские, 5 – силурийские; 6 – плагиограниты Уразбаевского массива; 7–9 – породы Кисегачского массива: 7 – порфиробластовые гранитоиды и мигматиты, 8 – гнейсограниты, 9 – дайки и жилы гранитов и гранитных пегматитов; 10 – разломы.

этапа на контакте с метаморфическими породами и в небольших апофизах; контактовая гранитизация и метасоматоз вмещающих толщ; полифаціальность состава и разнообразие структурно-текстурных особенностей гранитоидов, слагающих массива.

Вышеперечисленные признаки позволяют отнести гранитоиды Кисегачского массива к параавтохтонной

серии X. Рида [192, 193], то есть к гранитоидам, образованным на месте своего залегания в процессе гранитизации и метасоматоза вмещающих пород и претерпевшим в отдельных частях массива локальный анатексис и незначительные перемещения в пространстве без существенного нарушения структуры рамы.

Кисегачский массив (особенно его центральная часть) имеет зональное строение (от периферии и центра):

- полосчатые мигматиты, приуроченные непосредственно к контактовой части массива. Обычно распространены вдоль границы гранитоидов с мелано- и мезократовыми метаморфическими породами. Нередко полосчатые мигматиты проявлены в крупных «ксенолитах» метаморфитов, где они представлены чередующимися прослоями, по составу соответствующими габбро-диоритам, диоритам и кварцевым диоритам (палеосомы) и гранодиоритам – гранитам (неосомы);

- линзовидно-полосчатые мигматиты, распространенные в эндоконтакте массива вблизи границы с амфибол-биотитовыми мезократовыми плагиогнейсами. По валовому составу эта разновидность мигматитов отвечает гранодиоритам и граносиенитам;

- неравномернозернистые порфиробластовые биотитовые гнейсограниты, сходные с гранитами, распространенными на «Горелом мысе» северной части массива;

- среднезернистые и мелко-среднезернистые гнейсовидные биотитовые и лейкократовые граниты;

- среднезернистые лейкократовые граниты массивной текстуры;

- граниты с «теневогой» полосчатостью, подобные гранитам района оз. Бараус и обычно обнажающиеся в центральной части куполовидных структур низких порядков.

Первые три разновидности гранитоидов были образованы в 1-й этап, а три последних разновидностей – во 2-й этап формирования Кисегачского массива.

Согласно В. Н. Юрецкому и др. (1982), наиболее ранними породами в составе Кисегачского массива являются габброиды (I фаза), наблюдаемые в виде ксенолитов в граносиенитах района оз. Чебаркуль. По нашим данным [176], породы этих ксенолитов по петро- и геохимическим признакам сходны с вмещающими массив амфиболитами кыштымской толщи и значительно отличаются от габброидов Аргазинского и Увильдинского массивов, то есть представляют собой не интрузивные основные породы увильдинского комплекса, а вероятно реликты перекристаллизованных амфиболитов метаморфической толщи.

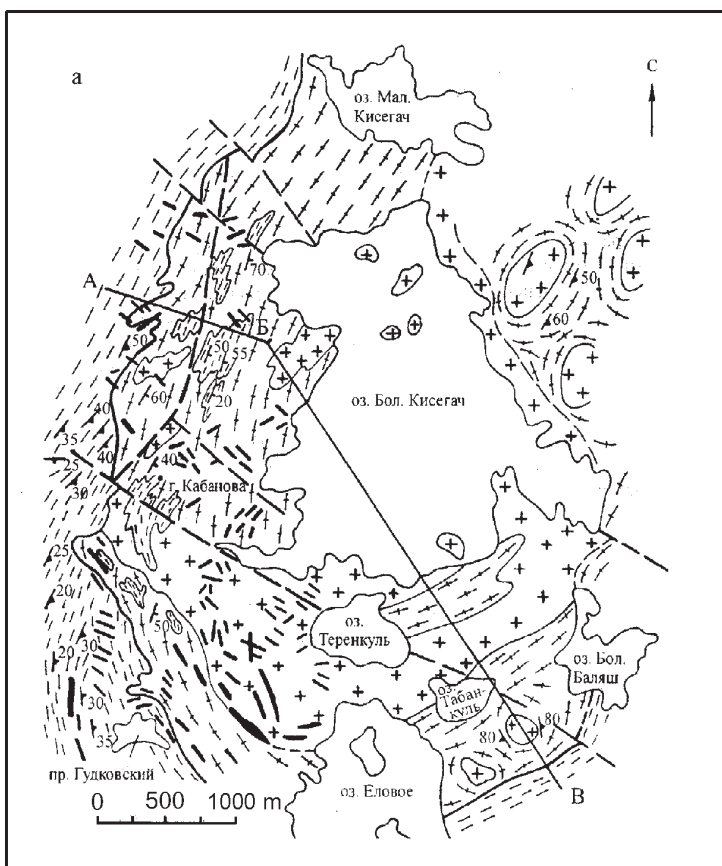
Центральная часть Кисегачского массива в плане имеет «вихре-», или «спиралеподобную» структуру (рис. 4): в ядре массива в виде огромной «запятой» (внутреннего витка «спирали») развиты граниты 2-го этапа, которые оконтурены внешним витком, сложенным гранитоидами 1-го этапа. Судя по полукольцевому расположению различных фаций гранитоидов и элементам залегания, их гнейсовидности и полосатости, можно констатировать наличие в центральной части массива опрокинутого на запад крупного куполовидного выступа, северная граница которого проходит на широте озер Мал. Кисегач – Мал. Сунукуль, а южная – по водораздельной части озер Еловое и Чебаркуль. В районе оз. Чебаркуль от этого купола отходит апофиза, сужающаяся в южном направлении.

Вероятно, северная часть Кисегачского массива представляет собой второй куполовидный выступ, граница которого проходит по котловинам озер Мал. Сунукуль – Мал. Кисегач – Бол. Миассово – Мал. Миассово, что подчеркивается, во-первых, кольцевым расположением озер, во-вторых, подтверждается геофизическими данными, свидетельствующими о наличии пережима в вертикальной мощности гранитной интрузии на широте оз. Бараус.

Помимо крупных куполовидных выступов, Кисегачский массив осложнен целым рядом куполовидных структур более низкого порядка, широко развитых по восточному и южному бортам котловины оз. Бол. Кисегач. Наиболее детально изучено Табанкульское куполовидное тело, расположенное на водоразделе озер Табанкуль и бол. Баляш и вскрытое двумя уступами каменного карьера примерно на 1/4 часть своей площади на глубину порядка 30 м. Купол имеет несколько вытянутую в северо-северо-западном направлении форму и размеры 400x300 м. Ядро купола сложено гранитами 2-го этапа, а крылья, падающие под углом 20–30° и выполаживающиеся в апикальной части купола до 3–8°, представлены порфиробластовыми гранитами 1-го этапа [176].

По данным геофизических количественных расчетов (В. Н. Юрецкий и др., 1982), мощность Кисегачского массива увеличивается с запада на восток до 2,5 км, причем западные контакты относительно пологие (35–50°), погружающиеся под массив, а восточные – вертикальные или крутопадающие (70–85°) на восток, что в целом подчеркивает опрокинутость на запад Кисегачской асимметричной куполовидной структуры.

Формирование гранитоидов рассматриваемого петрохимического типа происходило в два этапа, отражающие основные рубежи развития мигматит-гнейсогранитной ассоциации.



1-й этап: калий-натриево-кремниевая стадия гранитизации мелано- и мезократовых метаморфических пород (амфиболитов, амфибол-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов), приведшая к образованию полосчатых и линзовидно-полосчатых мигматитов и мигматит-плагиогранитов в краевых контактовых зонах массивов, постепенно сменяющихся во внутренних их частях порфиробластовыми амфибол-биотитовыми гнейсогранодиоритами, гнейсовидными кварцевыми сиенитами, гнейсограносиенитами, биотитовыми и лейкократовыми гнейсогранитами.

2-й этап: калиево-кремниевая стадия гранитизации и анатексиса метаморфических пород и гранитоидов 1-го этапа с формированием инъекционно-метасоматических и теневых мигматитов гранитного состава, мелко-среднезернистых биотитовых и лейкократовых гней-



Рис. 4. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) центральной части Кисегачского массива

1 – метаморфические породы, 2 – гранитоиды 1-го этапа, 3 – граниты 2-го этапа, 4 – жилы и дайки гранитов и гранитных пегматитов, 5 – разломы, 6 – геологические границы, 7 – куполовидные структуры второго порядка; 8, 9 – элементы залегания: 8 – полосчатости, 9 – гнейсовидности. А-Б – линия геологического разреза.

согранитов и гранитов; магматическая мусковитизация гранитов, приведшая к образованию двуслюдяных и мусковитовых разновидностей.

Дайковая и жильная серия пород: граниты, аплиты, гранитные пегматиты и пегматоидные граниты.

Примечательной особенностью вещественного состава мигматит-гнейсогранитной ассоциации является полифаціальность гранитоидов, выражающаяся в многообразии как петрографических, так и структурно-текстурных разновидностей, образованных в процессе формирования массивов этой ассоциации [176, 177].

Наблюдения в области контактов мигматитов и порфиробластовых гнейсогранитов 1-го этапа выявили заметную изменчивость в минеральном составе и структурно-текстурных особенностях гранитоидов и наличие следующих переходных зон:

– полосчатые мигматиты, состоящие из чередующихся прослоев кварц-полевошпатового и существенно биотитового (амфибол-биотитового) агрегатов. Валовый химический состав этих мигматитов соответствует диориту, а соотношение меланосом и лейкосом оценивается как 1.5 : 1;

– линзовидно-полосчатые мигматиты гранодиоритового состава;

– порфиробластовые биотитовые гнейсограниты с неравномернозернистой основной массой.

Отмечаются постепенные переходы от биотитовых линзовидно-полосчатых мигматитов к биотитовым порфиробластовым гнейсогранитам и в то же время относительно резкие контакты между амфибол-биотитовыми и лейкократовыми разновидностями этих пород.

Между главными фациальными разновидностями гранитов 2-го этапа (лейкократовыми, биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми) существуют постепенные переходы. Переход биотитовых гранитов в мусковитовые осуществляется обычно в интервале 120–150 м. При этом количество кварца и полевого шпата в этих разновидностях гранитов практически сохраняется, но меняется содержание или биотита, или мусковита. Наблюдаются следующие переходные зоны между биотитовыми и мусковитовыми гранитами:

- биотитовый гранит (биотит 10–18 %, мусковит – ед. знаки);
- мусковит-биотитовый гранит (мусковит 4–6, биотит 12–15 %);
- биотит-мусковитовый гранит (мусковит 15–17, биотит 8–10 %);
- мусковитовый гранит (мусковит 15–25 %, биотит – ед. знаки).

В двуслюдяных разновидностях гранитов биотит обычно мусковитизирован. Кроме того, между зонами биотит-мусковитовых и мусковит-биотитовых гранитов распространены двуслюдяные граниты примерно с равным (по 10–12 %) содержанием биотита и мусковита.

Иногда же общая зона перехода мусковитовых гранитов к биотитовым более сложная и более протяженная (до 1150 м), причем в ее пределах отмечается неоднократное чередование полос, сложенных биотитовыми и двуслюдяными гранитами при доминирующей роли последних разновидностей.

Характер взаимоотношения гранитоидов 1-го и 2-го этапов разнообразен. Резкие секущие и согласные контакты гранитов 2-го этапа наблюдаются обычно с мезократовыми порфиробластовыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами и граносиенитами. С биотитовыми гнейсогранитами граниты 2-го этапа нередко имеют постепен-

ные переходы, что свидетельствует о временной близости проявления первого и второго этапов формирования массивов мигматит-гнейсогранитной ассоциации.

В результате воздействия гранитов 2-го этапа на гранитоиды 1-го этапа часто фиксируется некоторое раскисление последних с образованием контактовой зоны в несколько десятков метров с явно выраженным кварцевым метасоматозом, сопровождавшимся выносом фемических компонентов и перекристаллизацией основной массы гнейсогранитов.

Нередко в результате послойных внедрений гранитов 2-го этапа возникают мигматиты инъекционного типа с различной степенью проявления контактовых изменений вмещающих и внедренных пород.

Взаимоотношения гранитоидов 1-го этапа с вмещающими метаморфическими толщами часто выражены в образовании переходных петрографических зон. Так, в северной части Чашковского гранитного выступа в местах его сочленения с южной периклиналью Ильменогорского антиклинального выступа фиксируются следующие зоны (от вмещающих пород к гранитоидам): мезократовые биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы → полосчатые биотитовые гнейсы и гранитогнейсы → линзовидно-полосчатые неравномернозернистые биотитовые мигматиты → порфиробластовые, нередко линзовидные биотитовые гнейсогранодиориты → порфиробластовые биотитовые гнейсограниты → лейкократовые гнейсограниты с редкими порфиробластами полевого шпата.

Ширина мигматитовых зон может достигать нескольких сот метров, но сам переход от мигматизированных плагиогнейсов к гранитоидам осуществляется в пределах первых десятков метров, при этом линзовидно-вытянутые агрегаты полевого шпата сменяются относительно изометричными порфиробластовыми выделениями, а полосовидные агрегаты биотита распадаются на отдельные тонкие линзовидные скопления мелких чешуй биотита. Дальнейшая гранитизация субстрата, вызванная щелочно-кремниевым метасоматозом и дебазификацией, приводит к смене биотитовых порфиробластовых гнейсогранодиоритов биотитовыми, а затем и лейкократовыми гнейсогранитами с сохранением основных структурно-текстурных особенностей пород.

В области контакта гранитов 2-го этапа с мезократовыми плагиогнейсами также проявлены разнообразные переходные зоны. В экзоконтакте относительно однородные биотитовые плагиогнейсы нередко сменяются полосчатыми, линзовидно-полосчатыми и

теньевыми мигматитами и очковыми гнейсами, а в контакте с мусковитовыми гранитами подвергнуты мусковитизации. В эндоконтактовой части среднезернистые лейкократовые граниты постепенно переходят в средне-мелкозернистые и мелкозернистые биотитовые разновидности гнейсовидной текстуры.

Контакты гранитов 2-го этапа с амфиболитами в подавляющем большинстве случаев резкие. В экзоконтакте амфиболиты подвергнуты рассланцеванию и мелкой складчатости и нередко инъецированы различно ориентированными полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми прожилками и линзочками. Характерно развитие гнезд и жил пегматитов и пегматоидных гранитов. В эндоконтакте в гранитах наблюдается уменьшение зернистости основной массы, обогащение биотитом и наличие явлений «пегматитизации».

### **2.1.2. Жильные граниты и гранитные пегматиты**

Многочисленные жильные образования, представленные гранитными пегматитами, пегматит-аплитами, разнозернистыми гранитами, развиты преимущественно в западной и южной частях Кисегачского массива, а также во вмещающих метаморфических толщах. Очень много мелких пегматитовых прожилков распространено в гранитах, слагающих центральную часть Табанкульского купола [176].

Жилы пегматитов и гранитов имеют преобладающее северо-западное простирание, но отмечается и субмеридиональное их направление. По структуре выделяются две основные разновидности пегматитов: грубозернистые (гигантозернистые) блочные и среднекрупнозернистые графические. Первые на флангах жил часто переходят в неравномернозернистые пегматоидные граниты.

В пределах Чашковско-Еланчиковского массива выделяются две протяженные зоны жильных образований, представленные мелкозернистыми, мелко-среднезернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами, пегматитами, пегматоидными гранитами и аплитами. Первая зона протягивается в субмеридиональном направлении от северо-восточного борта долины р. Миасс, далее на юго-юго-восток через водораздел оз. Ильменское – Миасский пруд в районе сочленения Чашковского и Южно-Еланчиковского гранитных выступов. Вторая зона жильных гранитов и гранитных пегматитов приурочена к северному контакту Южно-Еланчиковской апофизы с плагиогнейсами еланчиковской толщи [177].

В северной части Чашковского выступа распространены преимущественно гранитные жилы, пространственно тяготеющие к

крупному выходу мелкозернистых биотитовых гнейсовидных гранитов, особенно к контактовым частям этого тела.

В районе сочленения Чашковского массива и его Южно-Еланчиковской апофизы распространена серия тел гранитов и пегматитов, тяготеющих к контактам ксенолитов метаморфических пород. На этом участке жилы представлены мелко- и среднезернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами, пегматитами, пегматоидными и аплитовидными гранитами. Жилы ориентированы субмеридионально или в северо-западном направлении, имеют размеры от десятков сантиметров до 5–10 м по мощности и от первых метров до 200–300 м по протяженности.

В области контакта гранитов Южно-Еланчиковской апофизы с метаморфическими породами наблюдается интенсивное развитие секущих и согласных прожилков, линз и неправильной формы обособлений пегматоидных гранитов и пегматитов, которые приурочены или к зонам дробления и смятия, или к зонам трещиноватости.

В южной части Чашковско-Еланчиковского массива многочисленные жильные тела гранитов и пегматитов приурочены к крупному выходу метаморфических пород (преимущественно амфиболитов), образующих «залив», вдающийся в мусковитовые граниты Южно-Еланчиковской апофизы. Здесь развито дайкообразное, с многочисленными боковыми инъекциями тело мелкозернистых биотитсодержащих и лейкократовых массивных гранитов в общем плане согласно интродуцирующим амфиболитовую толщу.

### **2.1.3. Петро- и геохимические особенности ассоциации**

В основу петрохимической классификации магматитов автором положены граничные величине содержания кремнекислоты [81] и модуля известковистости [179], что отражено в табл. 2.

По особенностям химического состава в мигматит-гнейсогранитной ассоциации выделяются следующие петрохимические группы пород (табл. 3, рис. 5, 6).

*Петрохимическая группа низкремнекислых ассоциаций*  
( $SiO_2 = 60-64 \%$ )

В эту группу входят гранитоиды 1-го этапа.

Подгруппа VIII ( $c = 0.21-0.25$ ) включает мигматиты Чашковского выступа и косогорского субкомплекса, по валовому химическому составу отвечающие кварцевым монцоидоритам и кварцевым монзонитам. Это субщелочные породы умеренной и высокой степени щелочности, низкожелезистого и низконатриевого типа. Харак-

Таблица 2

**Схема петрохимической классификации магматических пород (в координатах «SiO<sub>2</sub> – известковистость»)**

Петрохимическая группа	Петрохимическая подгруппа		
	Известково-щелочной ряд	Субщелочной ряд	Щелочной ряд
А. Весьма низкокремнекислая SiO <sub>2</sub> = 44–53 %	I. Габбро SiO <sub>2</sub> = 44–53 % с > 0.40	II. Субщелочной габбро, монцогаббро SiO <sub>2</sub> = 44–53 % с = 0.25–0.70	III. Щелочное габбро, эссексит, тешенит, тералит, шонкинит SiO <sub>2</sub> = 44–53 % с < 0.50
Б. Низкокремнекислая SiO <sub>2</sub> = 53–64 %	IV. Диорит SiO <sub>2</sub> = 53–57 % с > 0.36	V. Монцодиорит, монцонит SiO <sub>2</sub> = 53–57 % с = 0.20–0.40	VI. Миаскит, луюврит SiO <sub>2</sub> = 53–58 % с < 0.23
	VII. Кварцевый диорит SiO <sub>2</sub> = 57–64 % с > 0.23	VIII. Кварцевый монцодиорит, кварцевый монцонит, сиенит SiO <sub>2</sub> = 57–64 % с = 0.13–0.36	IX. Щелочной сиенит SiO <sub>2</sub> = 54–64 % с < 0.20
В. Умеренно кремнекислая SiO <sub>2</sub> = 64–69 %	X. Гранодиорит с > 0.18	XI. Кварцевый сиенит, граносиенит с = 0.10–0.23	XII. Щелочной кварцевый сиенит, щелочной граносиенит с < 0.12
Г. Высококремнекислая SiO <sub>2</sub> = 70–73 %	XIII. Гранит с > 0.13	XIV. Субщелочной гранит с = 0.05–0.18	XV. Щелочной гранит с < 0.09
Д. Весьма высококремнекислая SiO <sub>2</sub> > 73 %	XVI. Лейкогранит с > 0.09	XVII. Субщелочной лейкогранит с = 0.03–0.13	XVIII. Щелочной лейкогранит, аляскит с < 0.05

теризуются средне-крупнозернистой структурой и линзовидно-полосчатой текстурой. Соотношение меланосом и лейкосом в среднем составляет 3:1, но отмечаются разновидности мигматитов примерно с равным соотношением меланократовых и лейкократовых прослоев.

В табл. 4 приведен химический состав меланосом и лейкосом мигматитов. Меланосомы (ан. № 1, 2) по составу отвечают субщелочному габбро или же монцогаббро умеренной и высокой щелочности, низкой железистости и низкой натриевости. Лейкосомы (ан. № 5, 6) представлены умеренно- и высоконатриевыми субщелочными и известково-щелочными трондъемитами, обладающими низкой железистостью и умеренной степенью щелочности. Характерно, что натровость лейкосом заметно выше, чем меланосом, то есть процессы гранитизации амфиболитов в данном случае сопровождались существенным привнесом натрия.

Подгруппа IX ( $c = 0.03-0.08$ ) представлена щелочными кварцевыми сиенитами Кисегачского массива, распространенными по западному борту котловины оз. Бол. Кисегач в составе меланосом эндоконтактных мигматитов. Это нечетко порфиоровидные с мелкозернистой основной массой породы желтовато-розового цвета, массивного сложения, существенно биотитовые. Порфиоровидные выделения полевого шпата имеют неправильную форму и размер от 0.5 до 0.8 см по удлинению. Количество их не превышает 15 % объема породы. Биотит мелкочешуйчатый, распределен в основной массе неравномерно и содержится в количестве 10–15 %. Кварцевые сиениты относятся к высоко- и весьма высокощелочным породам низкожелезистого, низко- и умеренно натриевого типа ( $f = 0.55-0.64$ ;  $n = 0.64-0.69$ ).

*Петрохимическая группа умеренно кремнекислых ассоциаций  
( $SiO_2 = 64-69\%$ )*

Представлена гранитоидами 1-го этапа.

Подгруппа X ( $c = 0.18-0.20$ ) включает известково-щелочные порфиробластовые гнейсогранодиориты, характеризующиеся повышенной известковистостью, умеренной степенью щелочности ( $\alpha = 0.61$ ), высокой натровостью ( $n = 0.76$ ) и низкой железистостью ( $f = 0.61$ ). В мигматит-гнейсогранитной ассоциации гнейсогранодиориты развиты в крайне ограниченном количестве и по распространенности в значительной мере уступают грейсограносиенитам.

Подгруппа XI ( $c = 0.09-0.15$ ) объединяет кисегачские субщелочные среднезернистые и средне-крупнозернистые биотитовые

### Средний химический состав гранитоидов

№ п. п.	Петрохим. группа	Петрохим. п/под группа	Массив, комплекс	Кол-во анализ.	Оксиды (масс. %) / дисперсия				
					SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O	FeO
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1-й этап гранитообразования									
1	Б	VIII	Ксгр	1	61.88	0.57	16.77	2.70	3.23
2			Чшк	2	<u>60.86</u> 0.583	<u>0.97</u> 0.005	<u>17.00</u> 0.74	<u>1.95</u> 0.23	<u>3.46</u> 0.30
3		IX	Ксгч	2	<u>63.20</u> 0.32	<u>0.34</u> 0.0013	<u>19.18</u> 0.13	<u>1.01</u> 0.01	<u>1.24</u> 0.005
4	В		X	Чшк	1	68.37	0.54	15.43	1.44
5		XI	Чшк	2	<u>66.48</u> 0.01	<u>0.72</u> 0.2	<u>16.56</u> 2.54	<u>0.88</u> 0.065	<u>2.23</u> 0.58
6			Ксгр	1	68.40	0.44	16.00	1.28	1.90
7		Ксгч	Чшк	2	<u>67.02</u> 1.55	<u>0.57</u> 0.01	<u>14.56</u> 0.37	<u>2.27</u> 0.02	<u>1.80</u> 0.19
8			Чшк	1	68.98	0.45	15.26	2.0	1.17
9		XII	Чшк	1	67.30	0.26	13.98	1.09	4.14
10			Ксгч	7	<u>68.31</u> 0.54	<u>0.39</u> 0.003	<u>15.06</u> 0.43	<u>1.80</u> 0.11	<u>1.68</u> 0.13
11		XIII	Чшк	1	69.33	0.57	11.60	2.40	3.45
12			Г	Ксгр	5	<u>70.44</u> 0.46	<u>0.39</u> 0.24	<u>13.91</u> 0.62	<u>1.58</u> 0.66
13		Чшк		4	<u>71.33</u> 1.21	<u>0.30</u> 0.004	<u>14.81</u> 0.059	<u>0.35</u> 0.112	<u>1.81</u> 0.09
14	XIV	Ксгр		6	<u>70.86</u> 1.493	<u>0.39</u> 0.27	<u>14.36</u> 1.24	<u>1.24</u> 0.341	<u>2.02</u> 1.351
15		Чшк		5	<u>71.69</u> 2.287	<u>0.35</u> 0.028	<u>14.31</u> 0.778	<u>0.62</u> 0.102	<u>1.40</u> 0.026
16	Чшк	Ксгч		14	<u>72.07</u> 1.244	<u>0.30</u> 0.009	<u>14.06</u> 0.409	<u>0.97</u> 0.366	<u>1.58</u> 0.11
17		Ксгч		19	<u>71.80</u> 1.10	<u>0.27</u> 0.01	<u>14.21</u> 0.29	<u>1.14</u> 0.22	<u>1.31</u> 0.22
18	XV	Чшк		1	71.71	0.12	16.10	0.52	0.45
19		Чшк		1	69.70	0.12	12.22	1.69	3.85
20		Ксгч		11	<u>71.20</u> 0.85	<u>0.28</u> 0.01	<u>14.20</u> 0.30	<u>1.57</u> 0.29	<u>1.33</u> 0.13

Таблица 3

## мигматит-гнейсогранитной ассоциации

Оксиды (масс. %)/ дисперсия				Петрохимические модули				
MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	q	c	α	f	n
11	12	13	14	15	16	17	18	19
1-й этап гранитообразования								
<u>2.57</u>	<u>3.71</u>	<u>4.58</u>	<u>2.48</u>	<u>0.58</u>	<u>0.25</u>	<u>0.61</u>	<u>0.55</u>	<u>0.73</u>
<u>2.31</u>	<u>3.46</u>	<u>4.82</u>	<u>3.68</u>	0.58	0.21	0.70	0.55	0.66
0.06	0.82	0.002	1.34					
<u>0.85</u>	<u>1.41</u>	<u>6.64</u>	<u>5.10</u>	0.62	0.05	0.86	0.60	0.67
0.08	0.05	0.37	0.08					
1.23	2.41	4.40	2.10	0.72	0.19	0.61	0.61	0.76
<u>1.63</u>	<u>2.45</u>	<u>5.28</u>	<u>3.03</u>	0.67	0.15	0.73	0.51	0.72
0.4	0.80	0.54	1.68					
1.0	2.0	3.47	3.62	0.72	0.16	0.60	0.63	0.59
<u>1.40</u>	<u>1.81</u>	<u>3.94</u>	<u>4.25</u>	0.69	0.13	0.80	0.58	0.53
0.68	0.06	0.55	0.05					
0.43	1.32	3.98	4.80	0.73	0.09	0.77	0.78	0.56
0.45	1.35	4.20	4.90	0.69	0.09	0.88	0.87	0.56
<u>1.03</u>	<u>1.21</u>	<u>3.92</u>	<u>5.34</u>	0.70	0.08	0.80	0.67	0.56
0.4	0.06	0.2	0.24					
1.96	2.69	2.65	2.50	0.75	0.25	0.61	0.62	0.60
<u>0.90</u>	<u>2.28</u>	<u>4.23</u>	<u>2.36</u>	0.73	0.18	0.69	0.67	0.74
0.011	0.104	0.493	1.504					
<u>0.75</u>	<u>1.92</u>	<u>4.11</u>	<u>3.04</u>	0.75	0.16	0.68	0.62	0.67
0.158	0.31	0.21	0.85					
<u>0.75</u>	<u>1.45</u>	<u>3.95</u>	<u>3.74</u>	0.74	0.11	0.74	0.71	0.63
0.166	0.052	0.399	2.464					
<u>0.64</u>	<u>1.27</u>	<u>3.98</u>	<u>4.93</u>	0.74	0.08	0.85	0.64	0.54
0.103	0.126	0.788	1.611					
<u>0.36</u>	<u>1.13</u>	<u>3.92</u>	<u>4.38</u>	0.76	0.08	0.80	0.79	0.57
0.018	0.024	0.319	1.373					
<u>0.40</u>	<u>1.14</u>	<u>3.72</u>	<u>4.82</u>	0.75	0.08	0.80	0.77	0.53
0.03	0.06	0.23	0.22					
0.05	0.25	6.12	3.87	0.74	0.01	0.87	0.93	0.71
0.57	0.69	3.60	4.60	0.73	0.05	0.89	0.85	0.54
<u>0.38</u>	<u>0.83</u>	<u>3.53</u>	<u>5.20</u>	0.75	0.06	0.82	0.80	0.50
0.04	0.02	0.22	0.40					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
21	Д	XVI	Чшк	5	<u>74.13</u>	<u>0.16</u>	<u>13.72</u>	<u>0.65</u>	<u>1.20</u>	
					0.469	0.002	0.721	0.195	0.362	
22		XVII	Чшк	1	73.90	0.16	13.50	0.85	1.08	
23					Ксгр	1	73.38	0.27	13.11	1.06
24			Чшк	14			<u>74.70</u>	<u>0.18</u>	<u>13.17</u>	<u>0.59</u>
					0.744	0.003	0.496	0.131	0.143	
25	Ксгч	6	<u>74.43</u>	<u>0.22</u>	<u>13.24</u>	<u>0.94</u>	<u>1.18</u>			
			0.55	0.02	0.28	0.23	0.58			
2-ой этап гранитообразования										
26	Г	XIII	Ксгр	2	<u>70.76</u>	<u>0.20</u>	<u>14.81</u>	<u>0.93</u>	<u>0.75</u>	
					1.261	0.8	0.455	0.25	0.296	
27					Чшк	3	<u>71.85</u>	<u>0.28</u>	<u>15.46</u>	<u>0.20</u>
		0.570	0.02	0.084			0.022	0.215		
28		Чшк	1	72.77	0.18	14.23	0.86	1.20		
29				XIV	Ксгр	4	<u>71.18</u>	<u>0.27</u>	<u>14.73</u>	<u>0.71</u>
		2.049	0.006				0.453	0.37	0.279	
30		Чшк	17				<u>71.39</u>	<u>0.39</u>	<u>14.42</u>	<u>0.75</u>
				0.94	0.044	0.455	0.191	0.133		
31		Кшт	5	<u>71.23</u>	<u>0.31</u>	<u>14.44</u>	<u>0.53</u>	<u>1.29</u>		
				0.632	0.04	0.15	0.146	0.213		
32		Чшк	10	<u>72.35</u>	<u>0.31</u>	<u>14.05</u>	<u>0.56</u>	<u>1.15</u>		
				2.315	0.016	0.722	0.151	0.288		
33		Чшк	20	<u>72.47</u>	<u>0.22</u>	<u>14.26</u>	<u>0.48</u>	<u>1.22</u>		
				0.247	0.006	0.12	0.033	0.092		
34		Ксгч	27	<u>71.43</u>	<u>0.30</u>	<u>14.15</u>	<u>1.37</u>	<u>1.55</u>		
				0.89	0.01	0.18	0.17	0.15		
35		XV	Ксгр	3	<u>71.92</u>	<u>0.42</u>	<u>13.30</u>	<u>1.84</u>	<u>1.62</u>	
					0.04	0.042	0.073	0.119	0.349	
36					Чшк	1	71.35	0.113	14.30	0.61
37	Чшк						2	71.50	0.11	14.42
					2.376	0		1.066	0.013	0.0008
38	Ксгч	12	<u>71.83</u>	<u>0.24</u>	<u>13.96</u>	<u>1.25</u>	<u>1.24</u>			
			0.89	0.01	0.22	0.28	0.10			
39	Д	XVI	Чшк	9	<u>75.29</u>	<u>0.12</u>	<u>13.52</u>	<u>0.48</u>	<u>0.89</u>	
					0.837	0.03	0.721	0.108	0.03	
40					Чшк	4	<u>74.21</u>	<u>0.11</u>	<u>14.12</u>	<u>0.22</u>
		0.903	0.0003	0.197			0.049	0.087		
41		XVII	Ксгр	4	<u>74.89</u>	<u>0.11</u>	<u>13.21</u>	<u>0.51</u>	<u>1.03</u>	
					1.973	0.0015	1.22	0.135	0.214	
42					Чшк	17	<u>75.42</u>	<u>0.13</u>	<u>12.87</u>	<u>0.57</u>
		1.453	0.002	0.445			0.13	0.18		
43		Чшк	2	<u>73.71</u>	<u>0.25</u>	<u>13.75</u>	<u>0.73</u>	<u>1.01</u>		
				0.192	0.034	0.32	0.32	0.336		

Продолжение табл. 3

11	12	13	14	15	16	17	18	19
<u>0.76</u>	<u>1.94</u>	<u>4.90</u>	<u>1.56</u>	0.76	0.17	0.71	0.61	0.84
0.368	0.518	1.064	3.312					
0.48	1.69	4.26	3.87	0.77	0.12	0.82	0.68	0.63
0.60	1.09	3.93	4.70	0.76	0.09	0.89	0.68	0.56
0.31	0.87	4.29	3.76	0.78	0.06	0.85	0.79	0.63
0.032	0.02	0.409	0.734					
<u>0.19</u>	<u>0.88</u>	<u>3.77</u>	<u>4.24</u>	0.78	0.08	0.80	0.85	0.57
0.01	0.10	0.05	0.63					
2-ой этап гранитообразования								
<u>0.18</u>	<u>2.60</u>	<u>3.41</u>	<u>4.50</u>	0.76	0.19	0.71	0.80	0.53
0.014	0.09	0.029	0.314					
<u>0.52</u>	<u>2.10</u>	<u>3.68</u>	<u>3.80</u>	0.76	0.16	0.65	0.60	0.59
0.019	0.025	0.02	0.008					
0.19	1.46	2.82	4.16	0.79	0.13	0.64	0.87	0.50
<u>0.45</u>	<u>1.25</u>	<u>3.67</u>	<u>5.19</u>	0.74	0.09	0.81	0.78	0.52
0.125	0.222	0.103	0.386					
0.48	<u>1.38</u>	<u>4.00</u>	<u>4.73</u>	0.76	0.09	0.82	0.70	0.56
0.042	0.095	0.114	0.864					
<u>0.59</u>	<u>1.43</u>	<u>3.79</u>	<u>5.36</u>	0.74	0.10	0.83	0.67	0.50
0.074	0.006	0.03	0.43					
<u>0.33</u>	<u>1.00</u>	<u>3.87</u>	<u>4.76</u>	0.77	0.07	0.81	0.74	0.55
0.015	0.115	0.747	0.572					
<u>0.38</u>	<u>1.03</u>	<u>3.80</u>	<u>4.74</u>	0.77	0.07	0.80	0.74	0.55
0.019	0.016	0.14	0.096					
<u>0.54</u>	<u>1.18</u>	<u>3.44</u>	<u>4.87</u>	0.75	0.09	0.78	0.78	0.52
0.18	0.09	0.09	0.15					
<u>0.32</u>	<u>0.65</u>	<u>3.07</u>	<u>5.52</u>	0.75	0.05	0.83	0.85	0.45
0.015	0.02	0.542	0.724					
0.32	1.09	4.60	5.80	0.78	0.06	0.97	0.68	0.54
0.22	0.90	3.95	6.28	0.74	0.06	0.092	.81	0.49
0.0002	0.02	0.005	1.73					
<u>0.44</u>	<u>0.84</u>	<u>3.72</u>	<u>5.36</u>	0.76	0.05	0.86	0.75	0.51
0.07	0.05	0.13	0.35					
<u>0.31</u>	<u>1.38</u>	<u>3.60</u>	<u>3.66</u>	0.80	0.11	0.73	0.70	0.60
0.016	0.033	0.248	0.546					
<u>0.34</u>	<u>1.55</u>	<u>3.76</u>	<u>3.82</u>	0.79	0.12	0.73	0.70	0.60
0.071	0.076	0.045	0.198					
<u>0.21</u>	<u>0.93</u>	<u>3.37</u>	<u>5.00</u>	0.79	0.07	0.83	0.80	0.50
0.016	0.103	0.199	0.094					
<u>0.34</u>	<u>0.71</u>	<u>3.79</u>	<u>4.19</u>	0.79	0.05	0.83	0.77	0.58
0.17	0.08	0.507	1.216					
<u>0.26</u>	<u>0.93</u>	<u>3.35</u>	<u>4.65</u>	0.78	0.07	0.77	0.73	0.53
0.032	0.002	0.245	0.045					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
44			Чшк	8	<u>74.15</u> 0.244	<u>0.17</u> 0.006	<u>13.58</u> 0.304	<u>0.38</u> 0.35	<u>0.98</u> 0.036
45			Ксгч	12	<u>73.78</u> 0.35	<u>0.15</u> 0.01	<u>13.63</u> 0.22	<u>1.22</u> 0.12	<u>0.85</u> 0.03
46		XVIII	Чшк	1	73.38	0.04	14.51	0.74	0.14
47			Ксгч	8	<u>73.69</u> 0.20	<u>0.12</u> 0.004	<u>13.75</u> 0.27	<u>0.96</u> 0.04	<u>0.96</u> 0.14
Жильные граниты и гранитные пегматиты									
48	В	ХII	Чшк	1	68.93	0.05	16.40	0.37	0.55
49	Г	ХIII	Чшк	1	70.96	0.32	16.03	0.07	1.60
50		ХIV	Чшк	1	73.04	0.06	15.18	0.17	0.83
51			Ксгч	4	<u>71.42</u> 1.1	<u>0.26</u> 0.007	<u>14.50</u> 0.46	<u>1.70</u> 0.26	<u>1.15</u> 0.05
52		ХV	Ксгч	2	<u>72.21</u> 0.92	<u>0.07</u> 0	<u>14.57</u> 0.04	<u>0.38</u> 0	<u>0.85</u> 0.31
53		Ксгч	4	<u>71.99</u> 0.50	<u>0.17</u> 0.016	<u>14.33</u> 0.056	<u>1.23</u> 0.21	<u>0.88</u> 0.07	
54	Д	ХVI	Чшк	2	<u>77.15</u> 2.247	<u>0.04</u> 0.0008	<u>12.73</u> 2.29	<u>0.28</u> 0.097	<u>0.63</u> 0.045
55			Ксгч	2	<u>76.35</u> 19.6	<u>0.11</u> 0.006	<u>13.52</u> 8.08	<u>0.45</u> 0.036	<u>0.97</u> 0.135
56			Ксгч	2	<u>75.54</u> 0.02	<u>0.15</u> 0.001	<u>13.02</u> 0.92	<u>0.89</u> 0.06	<u>0.96</u> 0.26
57		ХVII	Чшк	5	<u>74.67</u> 2.311	<u>0.10</u> 0.004	<u>13.56</u> 0.841	<u>0.51</u> 0.039	<u>0.80</u> 0.011
58			Чшк	2	<u>74.88</u> 0.218	<u>0.01</u> 0	<u>14.07</u> 0.135	<u>0.34</u> 0.034	<u>0.67</u> 0.029
59			Ксгч	2	<u>74.95</u> 3.15	<u>0.11</u> 0.005	<u>13.41</u> 0.07	<u>1.08</u> 0.82	<u>0.84</u> 0.04
60			Ксгч	13	<u>74.01</u> 0.34	<u>0.10</u> 0.003	<u>13.75</u> 0.14	<u>1.15</u> 0.05	<u>0.81</u> 0.08
61			ХVIII	Ксгч	1	73.22	0.05	14.02	0.83
62	Ксгч	12		<u>74.04</u> 0.9	<u>0.11</u> 0.005	<u>13.68</u> 0.26	<u>0.79</u> 0.1	<u>0.75</u> 0.04	

Примечание. Название петрохимических групп и подгрупп см. табл. 2. Массивы: Чшк – Чашковско-Еланчиковский, Ксгч – Кисегачский, Кшт – Кыштымский; Ксгр – косогорский субкомплекс.

Анализируемые породы. 1-й этап гранитообразования: 1–3, 5–7, 9, 10, 12–15, 18, 21, 23 – мигматиты; 4, 8, 11, 16, 17, 19, 20, 22, 24, 25 – порфириобластовые гранитоиды. 2-й этап гранитообразования:

Окончание табл. 3

11	12	13	14	15	16	17	18	19
<u>0.40</u> 0.04 <u>0.26</u> 0.01	<u>0.99</u> 0.03 <u>0.90</u> 0.04	<u>3.46</u> 0.137 <u>3.48</u> 0.16	<u>4.88</u> 0.637 <u>4.84</u> 0.29	0.78  0.78	0.07  0.07	0.81  0.81	0.70  0.82	0.52  0.52
<u>0.26</u> <u>0.20</u> 0.006	<u>0.40</u> <u>0.60</u> 0.02	<u>4.14</u> <u>3.71</u> 0.24	<u>4.21</u> <u>5.05</u> 0.12	0.79 0.78	0.03 0.04	0.79 0.85	0.69 0.84	0.60 0.52
Жильные граниты и гранитные пегматиты								
0.19	0.86	2.10	11.0	0.71	0.05	0.94	0.71	0.23
0.42	2.20	4.00	2.43	0.77	0.18	0.58	0.70	0.71
0.07 <u>0.36</u> 0.01	1.17 <u>1.05</u> 0.015	4.40 <u>3.66</u> 0.206	4.60 <u>4.56</u> 0.305	0.77 0.76	0.08 0.08	0.80 0.76	0.87 0.80	0.59 0.55
<u>0.25</u> 0	<u>0.10</u> 0	<u>2.0</u> 0.1	<u>8.75</u> 0.13	0.71	0.01	0.91	0.72	0.25
<u>0.31</u> 0.03	<u>0.70</u> 0.02	<u>3.27</u> 0.10	<u>5.55</u> 0.72	0.76	0.05	0.79	0.78	0.47
<u>0.27</u> 0.0008	<u>1.22</u> 0.289	<u>3.19</u> 0.01	<u>3.72</u> 0.336	0.81	0.10	0.73	0.71	0.56
<u>0.29</u> 0.02	<u>1.62</u> 0.26	<u>5.29</u> 1.0	<u>0.85</u> 0.001	0.80	0.13	0.72	0.70	0.90
<u>0.10</u> 0	<u>1.13</u> 0.03	<u>3.34</u> 1.08	<u>4.10</u> 0.02	0.80	0.10	0.76	0.87	0.55
<u>0.31</u> 0.009	<u>0.92</u> 0.047	<u>4.58</u> 0.54	<u>4.42</u> 0.277	0.78	0.06	0.91	0.71	0.60
<u>0.35</u> 0.005	<u>1.01</u> 0.045	<u>4.16</u> 0.007	<u>3.92</u> 0.013	0.79	0.07	0.78	0.60	0.62
<u>0.12</u> 0.001	<u>0.86</u> 0.0004	<u>5.24</u> 0.16	<u>2.49</u> 2.5	0.78	0.07	0.85	0.87	0.67
<u>0.25</u> 0.015	<u>0.86</u> 0.027	<u>3.64</u> 0.23	<u>4.51</u> 0.23	0.78	0.07	0.79	0.82	0.55
0.10 <u>0.23</u> 0.01	0.66 <u>0.51</u> 0.03	2.0 <u>3.87</u> 0.34	8.0 <u>5.06</u> 1.01	0.77 0.78	0.05 0.04	0.80 0.87	0.90 0.84	0.27 0.54

26, 27, 29–31, 34–36, 38, 39, 41, 42, 45, 47 – биотитовые и лейкократовые гнейсограниты; 28, 32, 43 – двуслюдяные граниты; 33, 37, 40, 44, 46 – мусковитовые граниты. Жильные граниты и гранитные пегматиты: 51, 53, 56, 57, 60, 62 – граниты; 48, 49, 50, 52, 54, 55, 58, 59, 61 – пегматиты.

Исходный материал см. [176, 177]; В. Ю. Юрецкий и др. (1982).

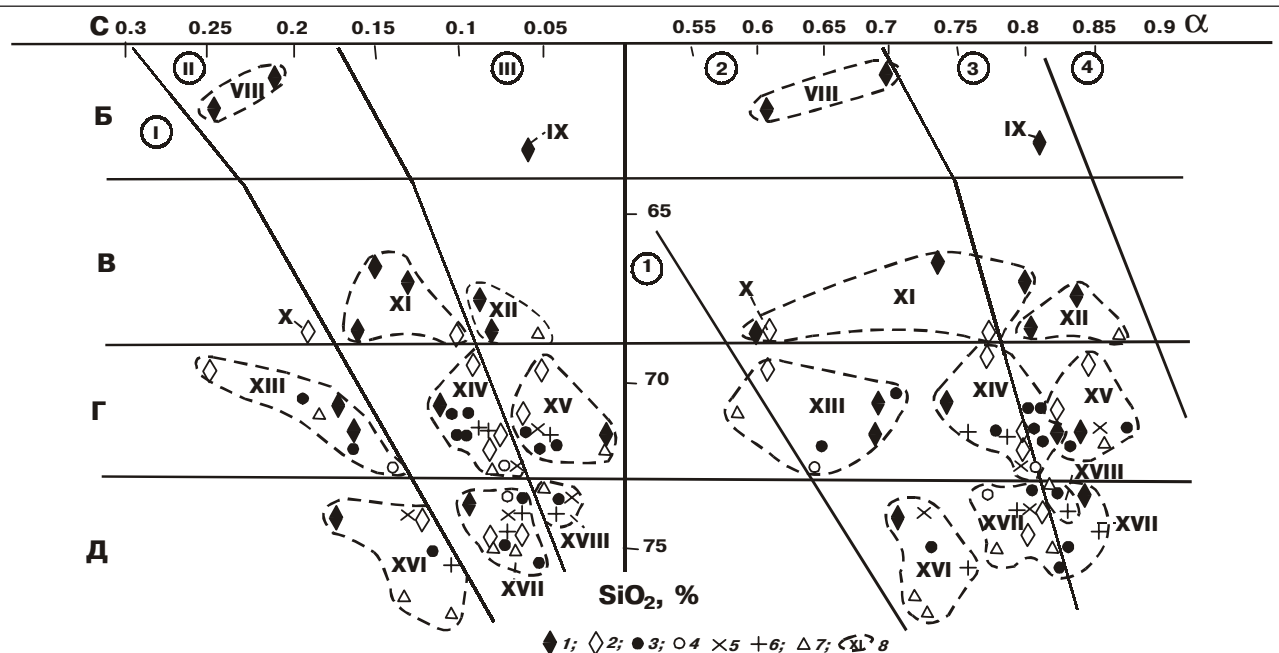


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма  $s - \text{SiO}_2 - \alpha$  средних составов пород мигматит-гнейсогранитной ассоциации  
 1 – мигматиты, 2 – порфиробластовые гнейсогранитоиды, 3 – биотитовые гнейсограниты, 4 – двуслюдяные граниты, 5 – мусковитовые граниты, 6 – жильные граниты, 7 – гранитные пегматиты, 8 – ареал петрохимической подгруппы и ее номер (состав подгрупп см. табл. 5).

Здесь и далее на петрохимических диаграммах: А-Д – петрохимические группы (А – весьма низкокремнекислая, см. рис. 14), Б – низкокремнекислая, В – умеренно кремнекислая, Г – высококремнекислая, Д – весьма высококремнекислая). Цифры в кружках: I-III – серии пород (I – известково-щелочная, II – субщелочная, III – щелочная); 1-4 – степень щелочности пород (1 – низкая, 2 – умеренная, 3 – высокая, 4 – весьма высокая).

гнейсограносиениты, содержащие вытянутой формы (согласно с гнейсовидностью) порфиробласты розового полевого шпата размером  $0,4 \times 1$  см, количество которых достигает 20 % объема породы.

Гнейсограносиениты характеризуются высокой и умеренной щелочностью, низкой железистостью (до низкомагнезиальных типов,  $f = 0,49-0,60$ ) и низкой натриевостью ( $n = 0,58-0,59$ ), но отмечаются также и натриево-калиевые разновидности.

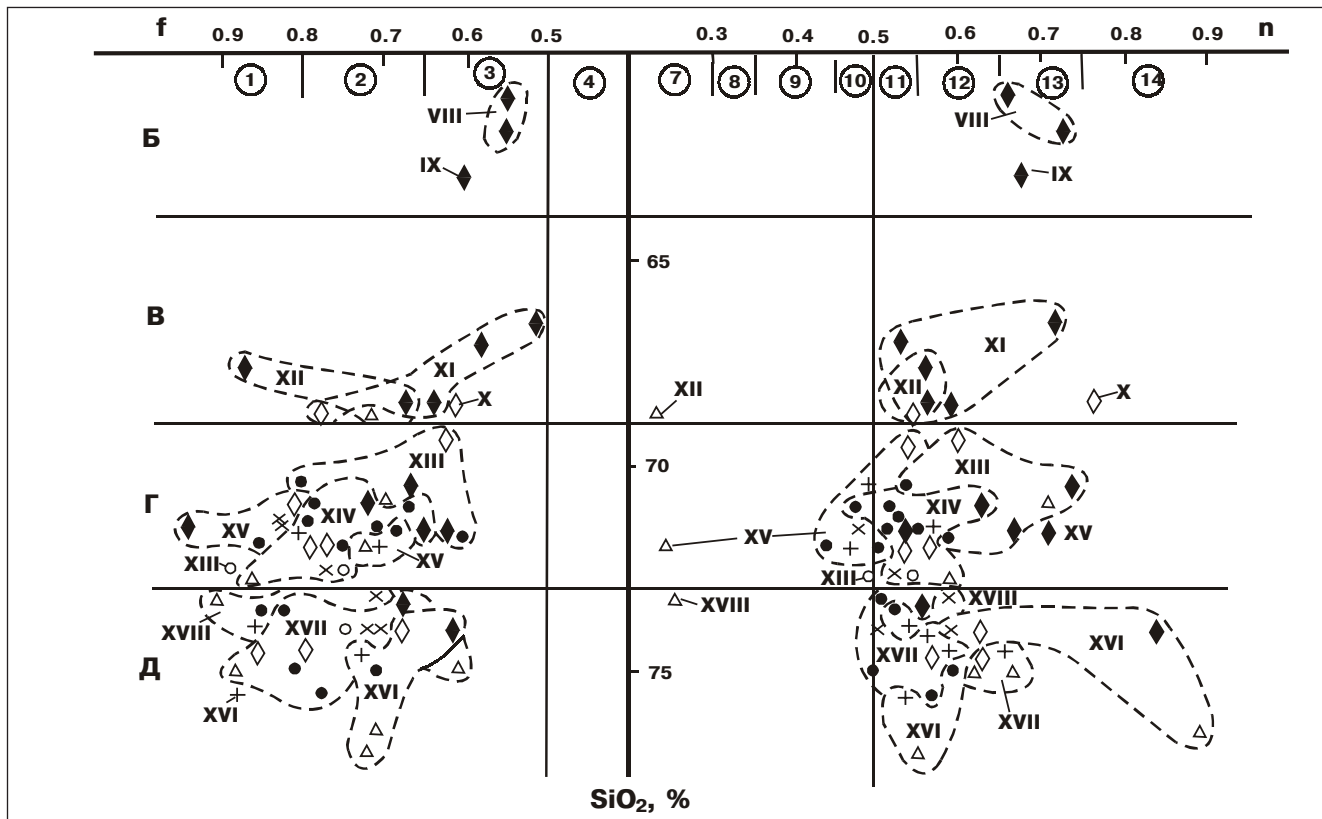
К этой же подгруппе относятся чашковские мигматиты и порфиробластовые гнейсограносиениты. Мигматиты по валовому химическому составу отвечают субщелочным кварцевым сиенитам и граносиенитам, характеризующимся умеренной степенью щелочности, низкой железистостью умеренной и высокой натриевостью. По структурно-пространственному положению подобные мигматиты занимают переходную зону между линзовидно-полосчатыми мигматитами и порфиробластовыми гранитоидами. В этих мигматитах наряду с линзовидными и прерывисто-полосчатыми обособлениями биотит-кварц-полевошпатового состава развиты мелкие «очки» и более крупные (до 2–2,5 см) порфиробласты калиевого полевого шпата, замещающие агрегаты плагиоклаза, распространенного в лейкосомах мигматитов.

Меланосомы описываемых мигматитов соответствуют составу монцодиоритов и монцонитов (см. табл. 4, ан. № 3, 4), для которых характерны высокая степень щелочности, низкая железистость и низконатриевый тип щелочности. Лейкосома (ан. № 7, 8) представлена калиево-натриевыми низко- и умеренно железистыми субщелочными лейкогранитами.

По сравнению с кисегачскими гнейсограносиенитами, чашковские гнейсограносиениты характеризуются среднезернистой, средне-крупнозернистой структурой. Порфиробласты полевого шпата (преимущественно плагиоклаза) размером от  $0,5 \times 0,8$  до  $1 \times 2,5$  см имеют вытянутую форму и ориентированы параллельно друг другу. Количество их колеблется от 20 до 40 %. Зерна светло-серого кварца образуют линзовидные скопления ( $0,1 \times 2$  см), ассоциирующиеся с мелкочешуйчатым биотитом. Содержание последнего достигает 17–20 %.

Чашковские гнейсограносиениты относятся к породам умеренной степени щелочности, для которых характерны высокая железистость ( $f = 0,75-0,80$ ) и калиево-натриевый тип щелочности ( $n = 0,55-0,57$ ).

Подгруппа XII ( $c = 0,07-0,10$ ) включает кисегачские щелочные граносиениты среднезернистой и неравномернозернистой струк-



туры с четкими порфиробластами розового полевого шпата размером до 1 см, количество которых составляет 15–20 % объема породы. По степени щелочности – это высокощелочные образования (сумма щелочей 9–10 %), но ввиду повышенного содержания в них глинозема (15–16 %) величина степени щелочности граносиенитов оказывается несколько заниженной. Характерна низкая и умеренная железистость и калиево-натриевый тип щелочности.

*Петрохимическая группа высококремнекислых ассоциаций*  
( $SiO_2 = 69–73 \%$ )

В данной и последующей петрохимических группах выделяются по три подгруппы, представленные известково-щелочными, субщелочными и щелочными гранитоидами 1-го и 2-го этапов, а также жильными гранитами и гранитными пегматитами.

Подгруппа XIII ( $c = 0.13–0.13$ ) объединяет известково-щелочные мигматиты, биотитовые гнейсограниты и частично пегматиты Чашковского-Еланчиковского массива. Мигматиты представлены среднезернистой разновидностью, содержащей относительно крупные ( $3 \times 15$  мм) порфиробласты розового калиевого полевого шпата, обычно приуроченные к лейкосомам, и сложены субпараллельно расположенными линзовидными агрегатами кварца (30 %), желтовато-белого плагиоклаза (60–65 %) и мелкочешуйчатого биотита (8–10 %). Для мигматитов характерны умеренная степень щелочности, широкие вариации в величинах железистости (от низкодо высокожелезистых типов), калиево-натриевый и низконатриевый уклон.

Мелкозернистые биотитовые гнейсограниты имеют умеренную степень щелочности, низкую железистость и низконатриевый тип щелочности, причем отмечаются стабильные величины практически всех петрохимических модулей. Распространены в эндоконтакте Южно-Еланчиковской апофизы с плагиогнейсами еланчиковской толщи.

---

Рис. 6. Петрохимическая диаграмма  $f - SiO_2 - n$  средних составов пород мигматит-гнейсогранитной ассоциации.

Условные обозначения см. рис. 5. Здесь и далее на петрохимических диаграммах (цифры в кружках): 1–6 – степень железо-магнезиальности (1 – высокожелезистая, 2 – умеренно железистая, 3 – низкожелезистая, 4 – низкомагнезиальная, 5 – умеренно магнезиальная, 6 – высокомагнезиальная); 7–14 – тип щелочности (7 – высококалиевый, 8 – умереннокалиевый, 9 – низкокалиевый, 10 – натриево-калиевый, 11 – калиево-натриевый, 12 – низконатриевый, 13 – умереннонатриевый, 14 – высоконатриевый).

Таблица 4

**Химический состав меланосом и лейкосом  
линзовидно-полосчатых и полосчатых мигматитов**

Оксиды, петрохи- мические модули	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	48.23	50.45	55.62	58.55	69.80	71.62	73.48	74.53
TiO <sub>2</sub>	2.89	2.31	2.10	1.96	0.30	0.27	0.20	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.12	14.62	14.71	13.88	13.23	13.06	13.42	13.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.24	4.75	3.62	3.08	1.42	1.53	0.87	0.65
FeO	6.20	5.88	4.24	4.15	2.68	2.34	1.92	1.70
MnO	0.20	0.15	0.17	0.15	0.10	0.08	0.05	0.05
MgO	4.46	3.95	3.23	3.21	1.72	1.60	0.80	0.27
CaO	6.15	6.10	5.18	5.05	2.12	2.18	1.07	1.18
Na <sub>2</sub> O	3.85	3.22	3.85	3.90	4.83	3.94	3.90	3.30
K <sub>2</sub> O	3.66	4.17	3.90	3.53	2.74	2.62	4.27	4.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.45	0.33	0.35	0.28	0.24	0.18	0.12	0.08
п.п.п	4.25	3.92	3.60	2.00	1.48	1.33	0.40	0.54
Сумма	99.78	99.85	100.57	99.74	100.66	100.75	100.50	100.03
q	0.31	0.37	0.49	0.53	0.70	0.73	0.76	0.79
c	0.35	0.36	0.31	0.31	0.15	0.17	0.08	0.09
α	0.73	0.68	0.71	0.74	0.79	0.72	0.83	0.76
f	0.58	0.59	0.57	0.54	0.57	0.56	0.65	0.84
n	0.62	0.54	0.60	0.63	0.76	0.69	0.58	0.53
al'	0.89	1.0	1.33	1.33	2.27	2.39	3.74	5.06

Примечание. Мигматиты монцодиоритового состава: 1, 2 – меланосома; 5, 6 – лейкосома. Мигматиты кварц-сиенитового состава: 3, 4 – меланосома; 7, 8 – лейкосома.

Известково-щелочные гранитные пегматиты имеют повышенную известковистость, низкую степень щелочности ( $\alpha = 0.55-0.58$ ), умеренную железистость и умеренную натриевость. По петрохимическим показателям (кроме типа щелочности) пегматиты близки к мелкозернистым биотитовым гранитам 2-го этапа формирования Чашковско-Еланчиковского массива, отличаясь только более высокой натриевостью ( $n = 0.70-0.71$  против  $0.59-0.65$ ).

Подгруппа XIV ( $c = 0.06-0.15$ ) включает теневые мигматиты и порфиробластовые гнейсограниты 1-го этапа, мелкозернистые лейкократовые, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты 2-го этапа Чашковско-Еланчиковского, Кисегачского и Кыштымского массивов. Мигматиты по валовому химическому составу соот-

ветствуют субщелочным гранитам. Представляют собой породы, состоящие из чередующихся прерывистых кварц-полевошпатовых (лейкосомы) и биотит-полевошпатовых (меланосомы) полос шириною 0.7–1 см. Обладают высокой степенью щелочности, умеренной железистостью, калиево-натриевым типом щелочности. Отмечаются отдельные разновидности мигматитов низко- и умеренно калиевого уклона.

По сравнению с мигматитами, распространенными в составе кыштымской толщи, мигматиты контактовых зон гранитных массивов характеризуются пониженной известковистостью, более высокой степенью щелочности и железистости и пониженной натриево-стью.

Субщелочные порфиробластовые гнейсограниты обладают умеренной и высокой степенью щелочности, умеренной и высокой железистостью. Для них характерен калиево-натриевый и низконатриевый тип щелочности ( $n = 0.50-0.65$ ). Гнейсограниты с содержанием  $SiO_2 = 69-69.5 \%$  по многим петрохимическим параметрам близки к граносиенитам подгруппы XI.

Порфиробластовые гнейсограниты имеют мелкозернистую и мелко-среднезернистую основную массу, в которой развиты овально вытянутые порфиробласты полевого шпата (преимущественно плагиоклаза) размером от 0.5x1 до 0.8x2 см, количество которых достигает 30–35 % объема породы. Биотит (12–15 %) обычно образует мелкочешуйчатые скопления вокруг порфиробластов полевого шпата. Содержание кварца составляет 20–22 %.

К этой же подгруппе относятся субщелочные биотитсодержащие мелко- и мелко-среднезернистые нечеткопорфиробластовые граниты Кисегачского массива, обладающие умеренной и высокой степенью щелочности и железистости, натриево-калиевым, калиево-натриевым и низконатриевым типом щелочности.

Мусковитовые и двуслюдяные граниты Южно-Еланчиковской апофизы отличаются от других вышеперечисленных разновидностей гранитов подгруппы XIV пониженной известковистостью ( $s = 0.06-0.09$ ), меньшими величинами степени щелочности ( $\alpha = 0.76-0.84$ ), повышенной железистостью ( $f = 0.70-0.82$ ) и повышенной калиево-стью (калиево-натриевый тип,  $n = 0.51-0.57$ ). Мелкозернистые биотитовые граниты Кыштымского массива характеризуются относительно широким диапазоном величин степени щелочности (от умеренно- до высокощелочных типов,  $\alpha = 0.76-0.90$ ), железистости (от низко- до высокожелезистых типов,  $f = 0.51-0.82$ ), но по типу щелочности сходны с мусковитовыми гранитами.

Аналогичные граниты Чашковского выступа имеют устойчивый низконатриевый уклон ( $n = 0.59-0.65$ ), низкую и умеренную железистость ( $f = 0.62-0.74$ ), пониженную степень щелочности ( $\alpha = 0.67-0.79$ ) и заметные вариации в величинах известковистости ( $c = 0.09-0.14$ ). Мелкозернистые лейкократовые гнейсограниты Чашковского выступа и Южно-Еланчиковской апофизы характеризуются существенными колебаниям в величинах практически всех петрохимических модулей ( $c = 0.06-0.12$ ;  $\alpha = 0.73-0.88$ ;  $n = 0.45-0.63$ ).

В составе подгруппы XIV распространены кисегачские граниты, представленные субщелочными умеренно щелочными, умеренно и высокожелезистыми, преимущественно калиево-натриевыми, в меньшей мере, низконатриевыми разновидностями мелко-среднезернистой структуры и обычно массивной текстуры.

К данной подгруппе относятся также мелко-среднезернистые биотитовые и частично лейкократовые жильные граниты, в подчиненном количестве – пегматоидные граниты. Биотитовые граниты, слагающие жильные тела в Чашковско-Еланчиковском массиве, обладают умеренной и высокой степенью щелочности ( $\alpha = 0.77-0.84$ ), низкой и умеренной железистостью ( $f = 0.50-0.73$ ), калиево-натриевым и низконатриевым типами щелочности. Пегматоидные граниты имеют пониженную известковистость, умеренную щелочность ( $\alpha = 0.80-0.82$ ), высокую железистость ( $f = 0.86-0.88$ ) и низкую натриевость ( $n = 0.60-0.62$ ). По величинам известковистости, степени и типу щелочности описываемые породы близки к двуслюдяным и мусковитовым гранитам, а по степени железистости сходны с чашковскими мелкозернистыми биотитовыми гранитами 2-го этапа.

Субщелочные жильные граниты, относящиеся к этой же подгруппе и распространенные в Кисегачском массиве, характеризуются умеренной щелочностью, высокой железистостью и калиево-натриевым типом щелочности.

Подгруппа XV ( $c = 0.01-0.08$ ) объединяет щелочные граниты 1-го и 2-го этапов Кисегачского и Чашковско-Еланчиковского массивов, характеризующиеся высокой и весьма высокой степенью щелочности, умеренной и высокой железистостью и преимущественно натриево-калиевым типом щелочности, хотя среди порфиروبластовых гнейсогранитов 1-го этапа распространены и низконатриевые разновидности.

Жильные щелочные граниты, отмечаемые в составе этой подгруппы, в отличие от гранитов подгруппы XIV имеют умеренную железистость и повышенную калиевость (натриево-калиевый и низкокалиевый тип). В подчиненном количестве в подгруппе XV рас-

пространены щелочные крупно- и грубозернистые пегматиты графической структуры, характеризующиеся умеренной железистостью и умеренной калиевостью.

*Петрохимическая группа весьма высококремнекислых ассоциаций ( $SiO_2 > 73\%$ )*

Подгруппа XVI ( $c = 0.07-0.17$ ) включает известково-щелочные мигматиты и порфиробластовые лейкократовые гнейсограниты 1-го этапа, развитые в Чашковском выступе, а также мелкозернистые биотитовые и мусковитовые граниты 2-го этапа и их жильные аналоги.

Для мигматитов характерно средне-крупнозернистое сложение и субпараллельное расположение перемежающихся линзовидных агрегатов кварц-полевошпатового и биотит-кварц-полевошпатового состава. Содержание плагиоклаза колеблется в пределах 55–60, кварца 20–25, биотита 10–15 %. Мигматиты относятся к высокожелезистому калиево-натриевому типу пород умеренной степени щелочности.

Порфиробластовые лейкократовые гнейсограниты характеризуются умеренной щелочностью, низкой железистостью и низкой натриевостью, то есть по сравнению с мигматитами этой же подгруппы несколько обеднены железом и калием.

Известково-щелочные мелкозернистые биотитовые и мусковитовые граниты имеют пониженную степень щелочности, умеренную железистость и низконатриевый тип щелочности.

Среди жильных пород к данной подгруппе относятся кисегачские умеренно- и низкощелочные калиево-натриевые граниты высокой железистости, а также грубозернистые и блочной структуры пегматиты, имеющие значительные вариации в содержании кремнезема (73–79 %) и величинах модуля железистости (0.58–0.83). По типу щелочности различаются пегматиты калиево-натриевые ( $n = 0.55-0.56$ ) и высоконатриевые ( $n = 0.85-0.90$ ).

Грубозернистые пегматиты и пегматоидные граниты состоят из белого полевого шпата ( $\approx 70\%$ ), слагающего таблитчатые кристаллы размером 0.5–2.5 см, изометричных зерен серого и темно-серого кварца ( $\approx 29-35\%$ ) размером 0.3–1 см и редких чешуй биотита. Подобные породы, вскрытые копьё № 60, переходят в блочные пегматиты, содержащие амазонит.

Пегматиты блочной структуры сложены розовым полевым шпатом (65–70 %), образующим неправильной формы зерна или таблитчатые кристаллы размером 4–4.5 см, кварцем серого цвета

(25–30 %) и биотитом (3–5 %). Для этих пегматитов характерны стабильная степень железистости ( $f = 0.82–0.83$ ), более высокая по сравнению с грубозернистыми пегматитами степень щелочности ( $\alpha = 0.74–0.78$  против 0.70) и несколько пониженная натриевость.

В пределах Чашковско-Еланчиковского массива к данной подгруппе относятся известково-щелочные пегматиты повышенной кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 = 76–78 \%$ ), низкой и умеренной щелочности, умеренной железистости ( $f = 0.71–0.72$ ), калиево-натриевого и низконатриевого типов ( $n = 0.58–0.60$ ). Повышенная калиевость и более высокая степень щелочности характерны для пегматитов с содержанием  $\text{SiO}_2 = 76 \%$ .

Подгруппа XVII ( $c = 0.04–0.10$ ) объединяет кисегачские и чашковские субщелочные лейкократовые мигматиты и порфиробластовые гнейсограниты 1-го этапа, а также лейкократовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты 2-го этапа, субщелочные жильные граниты и пегматиты.

По валовому химическому составу мигматиты отвечают лейкогранитам калиево-натриевого и низконатриевого типа умеренной степени щелочности и высокой железистости. Характерна линзовидная текстура, обусловленная субпараллельным расположением вытянутых агрегатов зерен полевого шпата (0.5–2.5 см), кварца (0.1–2 см) и биотита, содержание которого не превышает 3–5 %.

В отличие от близких по составу мигматитов, распространенных в еланчиковской и кыштымской толщах, описываемые мигматиты контактовых зон имеют более высокую щелочность и пониженную натриевость.

Субщелочные порфиробластовые лейкократовые гнейсограниты характеризуются умеренной и высокой щелочностью и железистостью, калиево-натриевым и низконатриевым уклоном в типе щелочности. Эти породы имеют желтовато-розовато-серую окраску, крупнозернистую и средне-крупнозернистую основную массу, на фоне которой распространены удлиненно-овальной формы порфиробласты калиевого полевого шпата размером от 4х7 до 5х15 мм, количество которых колеблется от 20 до 25 %. Общий минеральный состав лейкократовых гнейсогранитов: калиевый полевой шпат 47, плагиоклаз 23, кварц 25, биотит 3–5 %.

В составе подгруппы распространены также чашковские и еланчиковские субщелочные мусковитовые и двуслюдяные, лейкократовые и биотитовые граниты и гнейсограниты 2-го этапа. Для последних характерны низкие показатели известковистости (0.04–0.05) и повышенная степень щелочности (граничная область умеренно и

высокощелочных типов,  $\alpha = 0.84-0.90$ ). По величинам известковистости, степени и типу щелочности к биотитовым гранитам близки мелкозернистые лейкократовые гнейсовидные граниты, но наряду с этим, отличающиеся от них более высокой железистостью ( $f = 0.80-0.95$ ).

Мусковитовые и двуслюдяные граниты имеют относительно стабильную известковистость ( $c = 0.06-0.09$ ), широкие вариации в степени щелочности ( $\alpha = 0.75-0.89$ ), низкую и умеренную железистость ( $f = 0.56-0.75$ ) и повышенную калиевость (преимущественно калиево-натриевый тип,  $n = 0.48-0.58$ ). Для лейкократовых массивных гранитов также характерны заметные колебания величин практически всех петрохимических модулей.

В эту же подгруппу входят субщелочные лейкократовые граниты Табанкульского купола, имеющие преимущественно умеренную степень щелочности ( $\alpha = 0.75-0.84$ ). Для гранитов, содержащих кремнезем в пределах 73–74 %, характерна умеренная железистость ( $f = 0.71-0.79$ ), а для более высококремнекислых гранитов ( $\text{SiO}_2 > 74\%$ ) – высокая железистость ( $f = 0.84-0.90$ ). По типу щелочности эти граниты относятся к калиево-натриевым ( $n = 0.45-0.55$ ), низкокалиевым ( $n = 0.41$ ) и низконатриевым ( $n = 0.56$ ) разновидностям. Субщелочные жильные граниты, пегматиты и пегматоидные граниты имеют много общих черт по известковистости и железистости с мусковитовыми гранитами Южно-Еланчиковской апофизы, а по типу щелочности – с биотитовыми гранитами Чашковского выступа. Для этих пород характерны стабильные величины известковистости, широкий диапазон степени щелочности (умеренно щелочной тип в пегматитах,  $\alpha = 0.78-0.79$  и высокощелочной тип в жильных гранитах,  $\alpha = 0.86-0.97$ ), низкая и умеренная железистость ( $f = 0.56-0.80$ ) и низконатриевый тип щелочности ( $n = 0.58-0.67$ ).

Кисегачские жильные граниты, относящиеся к этой же подгруппе, представлены умеренно и высокощелочными лейкогранитами высокой железистости калиево-натриевого уклона. В эту же подгруппу входят пегматоидные граниты высокой щелочности, низкой и умеренной натриевости, умеренной и высокой железистости, образующие серию жильных тел северо-восточнее горы Кабанова.

Подгруппа XVIII ( $c = 0.01-0.05$ ) представлена кисегачскими щелочными лейкогранитами 1-го и 2-го этапов, а также жильными лейкогранитами и гранитными пегматитами, имеющими наиболее низкую известковистость и высокую степень щелочности. По типу щелочности и степени железистости выделяются две разно-

видности лейкогранитов: умереннокалиевые низкомагнезиальные и калиево-натриевые высокожелезистые.

Для блочных и грубозернистых гранитных пегматитов характерны высокая щелочность, высокая железистость, высокая и умеренная калиевость. Жильные высококремнекислые лейкограниты обладают умеренной и высокой железистостью ( $f = 0.71-0.83$ ) и существенно калиевым уклоном в типе щелочности ( $n = 0.40-0.56$ ). Лейкограниты с содержанием  $\text{SiO}_2 = 75\%$  относятся обычно к высокожелезистому типу ( $f = 0.85$ ) и содержат повышенное количество натрия (умеренно натриевый тип,  $n = 0.72-0.73$ ).

Оценивая геохимические особенности мигматит-гнейсогранитной ассоциации, отметим следующее. В гранитоидах содержание большинства микроэлементов находится на кларковом и нижекларковом уровнях. Вышекларковая и специализированная концентрация элементов-примесей фиксируется лишь для некоторой части рудных и редких элементов. Тем не менее, выявление характера поведения и распределения микроэлементов в процессе формирования гранитоидов представляет определенный интерес (табл. 5–7, рис. 7–9).

*Хром.* Наиболее низкие содержания хрома (10–20 г/т) отмечены в лейкократовых мигматитах и порфиробластовых гнейсогранитах весьма высокой степени кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 = 75-76\%$ ). Кларковое количество этого элемента (30–50 г/т) присуще породам с несколько пониженным содержанием кремнекислоты ( $\text{SiO}_2 = 67-73\%$ ), при этом наибольшая концентрация хрома (40–60 г/т) фиксируется в порфиробластовых гнейсограносиенитах ( $\text{SiO}_2 = 67-69\%$ ) и «гранитных» мигматитах ( $\text{SiO}_2 = 72-73\%$ ). В щелочных мелкозернистых гранитах содержание хрома иногда достигает 10 кларков (см. таблицу кларка элементов (г/т) в горных породах, по А. П. Виноградову, 1962).

*Титан.* Повышенное количество титана (2500–4500 г/т) характерно для гранитоидов 1-го этапа, имеющих пониженную кремнекислотность ( $\text{SiO}_2 = 67-72\%$ ). Мигматиты концентрируют титан в пределах 2700–3000 г/т, а подавляющее большинство порфиробластовых гнейсогранитов – 1000–2200 г/т.

Биотитовые и лейкократовые граниты 2-го этапа по сравнению с мусковитовыми и двуслюдяными гранитами несколько обеднены титаном (1000–2500 против 1500–3500 г/т). Более высокие содержания этого элемента в мусковитовых и двуслюдяных гранитах объясняются, по-видимому, их пониженной кремнекислотностью

Распространенность элементов в горных породах (г/т), по А. П. Виноградову (1962)

Элемент	Горные породы			Элемент	Горные породы		
	основные	средние	кислые		основные	средние	кислые
Li	15	20	40	Y	20	-	34
Be	0.4	1.8	5.5	Zr	100	260	200
Sc	24	2.5	3	Nb	20	20	20
Ti	9000	8000	2300	Mo	1.4	0.9	1
V	200	100	40	Sn	1.5	-	3
Cr	200	50	25	Ba	300	650	830
Co	45	10	5	La	27	-	60
Ni	160	55	8	Yb	2	-	4
Cu	100	35	20	Ta	0.48	0.7	3.5
Zn	130	72	60	W	1	1	1.5
Ga	18	20	20	Pb	8	15	20
Rb	45	100	200	Th	3	7	18
Sr	440	800	300	As	2	2.4	1.5

### Содержание элементов-примесей (г/т) в гранитоидах 1-го этапа

№ п.п.	№ пробы	Элемент						
		Cr	V	Ti	Cu	Zn	Pb	As
1	549/2	–	–	3400	–	80	62	–
2	682	55	34	1750	60	23	–	–
3	682/1	–	18	1510	148	61	23	–
4	682/2	44	40	1680	159	67	53	–
5	683	–	23	1560	97	56	34	–
6	683/1	–	23	1820	126	146	111	–
7	720	41	16	510	96	16	14	7
8	747/4	53	23	1110	84	–	41	–
9	751	72	13	610	97	74	46	6
10	788	60	18	870	121	51	–	–
11	801	44	37	1110	150	47	38	–
12	803	–	44	2090	43	53	30	–
13	804	50	34	1930	173	70	23	7
14	811	42	–	754	120	49	22	–
15	816	59	23	1560	112	–	–	8
16	836	–	33	1190	123	90	–	–
17	838	–	31	1150	132	47	37	–
18	839	43	42	1870	66	–	37	–
19	847	–	24	493	125	58	58	–
20	853	–	36	1620	64	34	48	–
21	854	65	28	1820	112	26	–	4
22	860	41	38	1320	144	31	–	–
23	863	45	28	766	90	48	–	5
24	890	–	28	1430	104	34	35	5
25	442	50	–	1960	30	34	13	6
26	447/1	30	–	1750	–	31	22	6
27	196	10	–	1125	–	33	16	2
28	661/1	–	–	2955	–	50	81	9
29	657	–	–	6495	–	80	–	–
30	684	68	15	1840	46	28	–	4
31	703/4	48	41	1530	124	39	–	–

Таблица 5

**формирования мигматит-гнейсогранитной ассоциации**

Элемент								
Sr	Ba	Ga	Y	Zr	Rb	Nb	Rb/Sr	Sr/Ba
597	–	25	6	150	205	14	0.34	–
125	586	–	19	174	146	16	1.07	0.21
126	644	15	15	180	153	15	1.2	0.19
148	638	–	16	162	174	14	1.17	0.23
123	615	10	20	176	142	18	1.15	0.20
167	727	–	13	152	146	21	0.87	0.23
93	–	23	–	55	260	12	2.8	–
61	383	–	5	117	196	16	3.2	0.16
151	435	22	12	82	178	21	1.18	0.35
106	490	21	14	207	61	14	0.57	0.22
59	740	–	20	28	137	17	2.32	0.08
154	688	–	14	180	130	11	0.84	0.22
177	712	18	15	240	141	13	0.8	0.25
58	536	38	24	248	156	25	2.69	0.11
430	496	–	32	282	16	25	0.04	0.87
52	624	35	24	346	175	10	3.36	0.08
51	608	–	14	328	166	9	3.25	0.08
130	608	–	7	158	125	11	0.96	0.21
89	386	–	10	59	156	18	1.75	0.23
146	754	–	18	224	144	22	1	0.19
52	510	16	40	305	28	16	0.54	0.1
80	677	–	18	415	155	14	1.94	0.12
15	415	13	12	306	145	–	9.67	0.04
80	676	–	8	140	142	9	1.78	0.12
37	–	9	15	280	130	13	3.5	–
47	–	21	15	220	162	18	3.4	–
70	–	11	13	273	116	14	1.66	–
216	–	–	5	83	283	13	1.3	–
410	–	–	13	121	115	15	0.28	–
90	679	27	17	161	81	19	0.9	0.3
141	854	–	21	369	151	20	1.07	0.16

№ п.п.	№ пробы	Cr	V	Ti	Cu	Zn	Pb	As
32	703/5	50	35	1440	165	148	50	–
33	705	85	39	1970	88	100	46	–
34	705/1	46	48	850	245	757	143	–
35	707	–	35	1560	168	88	16	–
36	740/1	133	90	5020	98	71	–	–
37	740/2	55	–	2120	65	44	–	7
38	841/2	67	20	2140	162	41	–	–
39	199	2	1	2010	1	4	3	5
40	200	4	–	1280	–	54	19	9
41	201	5	5	2830	22	78	22	7
42	206	6	3	2930	–	–	–	5
43	501	–	–	4580	–	102	–	15
44	507	–	–	1990	–	84	31	12
45	519	–	–	1840	43	58	–	9
46	578	–	–	4260	58	45	–	12
47	547	–	–	829	29	39	29	–
48	547/1	–	–	4670	–	97	39	7
49	548	–	–	4110	67	67	10	12
50	569	10	–	2580	–	54	38	5
51	573	–	–	2590	40	–	42	7
52	575	–	–	2890	–	43	9	9
53	576	–	–	2850	–	55	26	9
54	595	–	–	3186	–	134	16	5
55	579	6	–	2030	–	2	35	5
56	582	–	–	2990	–	115	49	6
57	584	–	–	4170	–	24	32	5
58	587	–	–	4200	–	41	–	7
59	588	–	–	3680	3	17	15	–
60	589	–	–	4940	–	16	–	–
61	590	–	–	4030	35	57	26	6
62	704	45	28	1036	156	147	48	–
63	610	–	–	5290	37	–	–	14

Продолжение табл. 5

Sr	Ba	Ga	Y	Zr	Rb	Nb	Rb/Sr	Sr/Ba
67	567	33	33	467	154	16	2.3	0.12
132	837	19	32	379	198	34	1.5	0.16
255	667	–	9	266	108	5	0.42	0.38
143	737	32	31	389	159	20	1.1	0.19
680	930	–	10	240	121	9	0.18	0.73
368	616	27	–	75	127	17	0.35	0.6
170	536	19	30	400	79	40	0.46	0.32
60	–	6	13	167	71	12	1.2	–
655	7	12	17	400	100	67	0.15	0.01
88	–	7	32	417	127	18	1.44	–
53	–	18	32	433	133	16	2.51	–
104	–	30	33	418	176	19	1.69	–
64	–	25	10	152	198	15	3.09	–
108	–	19	7	178	192	12	1.78	–
146	–	–	22	253	64	14	0.44	–
92	–	19	1	137	133	9	1.44	–
72	–	2	57	486	171	33	2.38	–
196	–	13	36	766	163	–	0.83	–
37	–	31	9	121	272	20	7.35	–
79	–	24	10	137	231	13	2.92	–
73	–	27	4	107	109	10	1.49	–
12	–	–	4	90	306	25	25.5	–
74	–	–	16	171	186	14	2.51	–
91	–	–	6	116	219	19	2.41	–
81	–	–	19	254	215	18	2.65	–
99	–	–	16	184	238	19	2.40	–
259	–	–	16	243	58	14	0.22	–
165	–	–	17	294	96	12	0.58	–
78	–	–	15	168	84	18	1.08	–
16	–	–	10	175	147	16	0.92	–
100	595	–	17	322	178	15	1.78	0.17
114	–	20	13	184	37	8	0.32	–

№ п.п.	№ пробы	Cr	V	Ti	Cu	Zn	Pb	As
64	612	5	–	3514	–	27	20	8
65	647	–	8	3410	–	50	–	9
66	650	–	–	2600	17	89	–	16
67	663	–	–	2740	–	55	58	–
68	693	83	16	676	103	50	50	–
69	706	–	24	1550	206	26	34	–
70	708/3	79	34	1270	88	–	–	–
71	711	62	27	1130	69	49	53	–
72	713	48	34	1130	104	41	5	–
73	716	44	47	1960	121	46	39	–
74	717	56	43	1490	57	46	31	–
75	718	–	19	794	36	24	33	–
76	719	16	39	1170	166	37	–	6
77	753	64	23	1240	113	69	16	–
78	782	47	28	1350	141	44	37	–
79	785	50	45	1720	142	76	17	5
80	793	–	42	1570	100	43	–	–
81	793/2	–	33	1560	106	68	–	–
82	840	–	50	2070	132	42	–	–
83	868/1	46	32	1220	178	81	44	–
84	539	–	–	1390	–	30	–	15
85	540	–	–	2187	45	48	27	–
86	603	–	–	2190	–	–	41	8
87	607/2	–	–	1620	27	21	47	11

Примечание. 1–28 – линзовидно-полосчатые мигматиты; 29–38 – порфиробластовые амфибол-биотитовые гнейсогранодиориты

( $\text{SiO}_2 = 70\text{--}71.5\%$ ), тогда как биотитовые граниты содержат кремнезем в количестве 72–76.5 %.

В жильных гранитах и гранитных пегматитах титан находится на кларковом и нижекларковом уровне, причем концентрация его в гранитах, имеющих пониженную кремнекислотность ( $\text{SiO}_2 = 72\text{--}73\%$ ), значительно выше (2500–3500 г/т), чем в гранитах и гранитных пегматитах с содержанием  $\text{SiO}_2 > 74\%$  (250–2000 г/т). Пегматиты обед-

Sr	Ba	Ga	Y	Zr	Rb	Nb	Rb/Sr	Sr/Ba
113	–	12	4	136	169	12	1.49	–
54	–	10	12	169	190	20	3.51	–
118	–	10	16	126	153	14	1.3	–
168	–	17	5	150	143	9	0.85	–
9	–	–	19	85	325	25	36.1	–
105	776	33	24	247	174	20	1.66	0.13
116	500	–	18	172	141	17	1.21	0.23
76	593	–	26	239	154	17	2.03	0.13
132	500	–	9	138	136	1.1	1.0	0.26
99	680	22	21	268	155	22	1.56	0.14
163	646	–	13	284	139	12	0.85	0.25
66	410	18	8	94	142	14	2.15	0.16
309	715	–	20	333	139	10	0.44	0.43
54	440	–	10	94	117	19	2.17	0.12
112	763	–	8	325	119	17	1.06	0.15
86	693	–	26	354	144	21	1.67	0.12
93	850	20	31	418	141	17	1.52	0.11
83	728	26	32	318	122	17	1.47	0.11
146	656	24	9	84	148	13	1.0	0.22
71	643	37	14	290	161	14	2.27	0.11
40	–	–	15	119	299	25	7.5	–
39	–	20	18	144	318	25	8.15	–
21	–	–	14	108	280	25	13.3	–
35	–	–	9	96	312	21	8.9	–

и гнейсограносиениты; 39–83 – порфиробластовые биотитовые гнейсограниты; 84–87 – порфиробластовые лейкократовые гнейсограниты (Чашковско-Еланчикковский массив)

нены титаном в большей мере, чем жильные граниты, которые по концентрации этого элемента близки к двуслюдяным и мусковитовым гранитам 2-го этапа.

*Медь.* Кларковое и вышекларковое количество меди (25–50 г/т) характерно для порфиробластовых гнейсогранитов повышенной кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 = 73\text{--}76\%$ ). Часть этих пород, имеющих пониженную кремнекислотность, а также мигматиты

**Содержание элементов-примесей (г/т) в гранитах 2-го этапа**

№ п.п.	№ пробы	Элемент						
		Cr	V	Ti	Cu	Zn	Pb	As
1	486	–	6	1492	–	24	29	8
2	635	–	–	2407	–	42	54	–
3	639/1	–	–	2720	35	25	72	8
4	659	–	–	1247	–	46	85	5
5	691	78	83	3714	144	95	25	–
6	695	–	–	561	100	56	48	7
7	708/2	–	12	358	170	35	50	–
8	740	53	24	1047	65	44	–	7
9	746/3	–	29	522	128	23	–	9
10	784	49	–	607	83	60	24	–
11	786/1	39	73	2250	107	29	–	13
12	792/2	61	32	937	156	41	47	–
13	797	46	13	507	196	86	–	5
14	832	–	30	2310	134	53	–	12
15	839/1	56	34	760	73	34	32	9
16	842	67	20	610	95	20	–	5
17	848	52	51	2586	166	85	30	–
18	848/1	52	56	2270	203	83	–	–
19	864/1	–	31	760	11	39	35	–
20	869	–	32	970	140	66	39	–
21	878	107	28	780	120	38	16	11
22	195	–	–	1050	6	5	20	7
23	196/1	–	–	886	–	52	10	6
24	197	1	2	1510	28	50	29	3
25	198	–	2	1090	21	37	8	5
26	202	–	–	1236	13	28	20	–
27	205	7	6	2564	52	40	20	–
28	206/1	6	3	2200	23	48	26	–
29	602	–	–	1390	31	24	34	10
30	623	–	–	3680	–	98	31	–
31	684/1	44	37	720	57	63	27	3
32	702	62	–	229	99	43	104	–
33	708	–	19	407	195	36	25	7

Таблица 6

**формирования мигматит-гнейсогранитной ассоциации**

Элемент								
Sr	Ba	Ga	Y	Zr	Rb	Nb	Rb/Sr	Sr/Ba
416	–	18	–	123	154	10	0.32	–
337	–	23	–	65	176	9	0.52	–
230	–	–	15	50	141	11	0.61	–
458	–	18	–	97	163	15	0.35	–
703	1310	–	–	435	142	16	0.20	0.54
21	345	–	15	68	271	23	12.9	0.06
8	–	–	5	38	173	8	21.6	–
368	573	27	–	75	127	17	0.34	0.64
344	651	–	–	33	138	–	0.4	0.53
60	–	–	8	195	184	15	3.1	–
677	113	–	–	159	118	–	0.17	0.6
60	550	13	13	300	170	14	2.8	0.1
24	310	29	13	210	117	15	4.9	0.07
333	82	–	10	212	118	12	0.35	0.41
257	620	27	–	60	127	–	0.49	0.41
63	357	–	8	141	181	12	2.9	0.18
780	883	33	–	150	100	12	0.13	0.88
763	905	50	–	174	96	–	0.12	0.84
326	627	30	6	97	127	12	0.39	0.52
115	655	–	25	365	160	15	1.39	0.17
242	390	13	–	104	132	12	0.54	0.62
13	–	7	23	273	144	14	11	–
3	1	9	15	145	142	21	47	3
2	–	13	11	155	156	17	78	–
42	–	14	18	127	113	18	2.7	–
61	–	16	12	115	147	18	2.4	–
22	–	13	31	147	150	16	6.8	–
7	–	7	16	141	165	21	23.6	–
23	–	37	32	119	314	34	13.6	–
26	–	–	10	292	26	9	1.0	–
597	756	15	–	62	95	9	0.16	0.79
140	–	48	–	29	155	12	1.1	–
11	–	–	–	127	171	9	15.5	–

№ п.п.	№ пробы	Cr	V	Ti	Cu	Zn	Pb	As
34	710	75	16	407	133	–	10	9
35	792/1	–	12	627	176	41	–	10
36	792/3	40	13	589	111	78	–	–
37	800	55	15	667	197	–	–	–
38	700/2	53	17	5860	110	78	59	–
39	808	60	23	1790	133	77	–	5
40	826	–	16	588	172	57	32	–
41	827	56	–	591	158	58	36	–
42	828	–	–	569	95	48	–	4
43	876	–	34	958	126	63	21	–
44	508	–	–	1580	60	40	30	–
45	635/1	–	–	2870	–	33	54	9
46	635/2	–	–	3810	–	10	43	10
47	660	–	–	3760	–	163	64	–
48	700/2	53	17	590	110	78	59	–
49	762	40	20	700	86	30	29	–
50	762/1	43	24	440	96	–	53	8
51	793/3	–	–	550	160	37	–	7
52	798	48	23	520	44	24	32	–
53	807	42	15	580	152	56	35	–
54	821	55	16	450	137	37	34	–
55	824	92	18	674	210	85	–	–
56	572	–	–	1516	40	23	–	10
57	613	–	–	3510	–	62	33	6
58	615	5	–	2700	–	72	41	–
59	783	71	17	466	101	26	14	–
60	785/3	–	51	2150	134	72	–	12
61	796	50	30	975	162	43	–	9
62	831	–	31	974	134	51	–	6
63	834	–	37	1105	151	64	34	–
64	497	–	–	2184	–	–	33	8
65	499	–	–	2464	–	71	39	–
66	813	–	15	526	117	49	28	–
67	816/1	70	22	491	194	54	–	–
68	701/1	56	13	277	66	42	90	–

Продолжение табл. 6

Sr	Ba	Ga	Y	Zr	Rb	Nb	Rb/Sr	Sr/Ba
13	–	–	16	178	139	14	10.7	–
36	–	18	14	205	162	20	4.5	–
18	312	–	8	257	159	14	8.8	–
28	–	–	14	226	181	19	6.46	–
399	75	–	–	87	133	–	0.33	0.53
145	973	16	25	335	141	21	1	0.15
49	440	–	23	218	149	17	3.04	0.11
5	–	–	–	155	121	9	24	–
35	312	–	17	306	117	18	3.3	0.11
51	658	–	16	315	162	18	3.18	0.08
283	–	23	–	103	158	12	0.56	–
248	–	13	–	195	198	10	0.8	–
185	–	49	–	146	170	12	0.92	–
632	–	43	–	130	153	17	0.24	–
400	750	–	–	87	133	–	0.33	0.53
357	350	20	–	57	37	7	0.1	1
254	400	–	–	25	120	–	0.47	0.63
82	–	19	8	200	155	12	1.9	–
120	410	–	22	142	120	12	1	0.29
4	350	20	–	200	143	10	36	0.01
13	–	–	–	180	154	15	12	–
15	–	19	1.0	468	143	15	9.5	–
41	–	24	16	109	93	15	2.27	–
130	–	18	5	122	194	9	1.49	–
110	–	22	7	114	181	16	1.6	–
30	–	–	9	121	92	7	3	–
426	843	16	10	136	100	18	0.23	0.5
59	450	24	19	263	195	17	3.3	0.13
49	596	17	14	221	170	17	3.47	0.08
42	514	–	11	237	193	18	4.6	0.08
56	–	–	17	193	180	18	3.2	–
360	–	430	–	97	120	17	0.33	–
1	–	–	10	120	195	15	195	–
7	–	–	10	190	164	12	23	–
177	–	26	31	159	131	9	0.74	–

№ п.п.	№ пробы	Cr	V	Ti	Cu	Zn	Pb	As
69	706/1	64	27	1100	153	76	23	–
70	719/1	65	–	1266	89	48	31	–
71	817	54	23	607	77	59	–	–
72	825	42	15	556	157	45	31	–
73	865	79	16	548	119	54	29	–
74	882	53	20	555	160	37	43	–
75	527	–	–	–	–	34	77	–
76	792	–	20	551	127	51	25	6
77	805	46	32	620	115	56	30	9
78	810	62	16	500	142	34	20	–
79	527/1	–	–	2500	–	28	50	12
80	592	–	–	3140	–	37	14	9
81	593	–	–	2810	–	75	21	–
82	597	–	–	2950	–	39	27	6
83	598	–	–	3650	–	20	13	12
84	609/1	–	–	4890	–	–	19	7
85	703/1	66	54	1030	187	375	84	6
86	747/3	46	18	980	94	37	35	–
87	748	54	25	1190	130	25	42	–
88	770	–	–	520	160	25	37	–
89	787	–	34	1010	110	80	–	–
90	823	75	40	890	130	63	–	9
91	795	–	34	1140	90	48	32	–
92	492	–	–	1785	–	84	43	–
93	496	–	–	2800	–	60	34	8
94	551	–	–	1800	–	25	27	6
95	620	10	10	5060	43	37	30	–
96	631	–	–	2540	–	95	40	–
97	637	–	–	1230	33	53	60	5
98	640	–	–	4850	–	85	28	–
99	643	–	–	2690	56	74	73	–
100	662	–	–	2130	79	68	40	6
101	668/1	–	–	2660	–	65	44	8
102	669	–	–	2680	–	39	31	6
103	669/1	–	–	3430	37	92	41	6

Продолжение табл. 6

Sr	Ba	Ga	Y	Zr	Rb	Nb	Rb/Sr	Sr/Ba
60	570	34	140	284	80	13	1.33	0.1
163	577	–	12	156	148	26	0.9	0.28
42	–	–	–	210	133	–	3.17	–
7	–	33	18	142	177	2	25.3	–
19	420	–	–	148	147	–	7.73	0.04
98	385	–	–	144	125	–	1.3	0.25
31	–	16	21	86	321	24	10.3	–
83	–	21	7	185	149	10	1.9	–
53	344	–	13	223	189	12	3.6	0.15
30	454	–	18	149	153	15	3.1	0.06
28	–	18	15	100	300	23	10.7	–
82	–	–	10	210	174	16	2.1	–
79	–	35	15	273	166	19	2.1	–
65	–	–	15	230	197	15	3	–
52	–	–	27	412	204	19	3.9	–
113	–	–	14	167	223	23	2	–
163	850	18	23	303	130	8	0.8	0.19
38	–	17	12	82	185	21	4.9	–
55	450	–	8	134	197	19	3.6	0.12
25	–	18	6	76	236	23	9.4	–
264	530	–	7	183	116	10	0.44	0.5
73	590	–	13	160	190	16	2.6	0.12
51	660	–	21	283	172	19	3.4	0.08
115	–	37	–	78	288	22	2.5	–
120	–	25	–	106	284	21	2.4	–
120	–	18	–	67	240	17	2	–
814	–	23	–	130	132	–	0.16	–
84	–	–	–	100	270	17	3.2	–
157	9	14	3	67	170	10	1.1	17.4
270	–	32	–	194	178	15	0.65	–
195	–	46	5	124	164	13	0.84	–
422	–	30	–	66	173	10	0.41	–
140	–	–	–	76	242	21	1.73	–
105	–	18	–	68	220	17	2.1	–
100	–	34	–	65	230	17	2.3	–

№ п.п.	№ пробы	Cr	V	Ti	Cu	Zn	Pb	As
104	669/2	–	–	3510	–	–	36	–
105	728	75	–	710	88	63	33	–
106	729/2	–	19	730	117	130	40	–
107	734	48	14	770	104	95	36	–
108	738	73	–	730	83	–	46	–
109	742	42	13	310	75	117	39	–
110	744	47	25	870	110	115	30	6
111	747	42	17	470	138	48	30	13
112	767/1	20	30	1020	40	50	60	–
113	768	10	44	1090	120	43	–	8
114	772	–	30	730	120	30	47	6
115	775/1	34	37	820	110	30	18	7
116	779/1	47	20	535	150	40	56	–
117	779/3	58	45	875	98	65	46	–
118	489	–	–	2980	–	19	16	10
119	490	–	–	2450	–	48	31	–
120	491	–	–	2300	53	29	24	7
121	494	–	–	2780	66	67	29	–
122	529	–	–	1920	42	32	45	10
123	530	–	–	2700	–	74	22	4
124	550	–	–	3710	–	45	15	–
125	553	6	–	2100	54	68	10	10
126	554	–	–	1990	–	128	38	10
127	555	6	–	4110	47	56	19	6
128	618a	–	–	160	–	30	–	–
129	619/3	–	–	1660	–	36	27	5
130	624/1	–	–	2740	–	–	44	–
131	627	–	–	2000	–	82	47	–
132	628	–	–	3380	–	32	57	–
133	630	–	–	1870	–	75	25	–
134	632	–	–	3010	–	95	36	6
135	634	–	–	1790	–	90	48	–
136	666	–	–	1930	40	253	50	–
137	667	–	–	3390	–	132	40	–
138	668	–	–	1240	–	66	50	–

Продолжение табл. 6

Sr	Ba	Ga	Y	Zr	Rb	Nb	Rb/Sr	Sr/Ba
114	–	–	–	64	180	10	1.58	–
72	380	42	–	67	217	17	3	0.19
68	350	14	–	67	197	13	2.9	0.19
73	370	–	–	67	188	13	2.57	2
82	450	19	–	60	206	16	2.5	0.18
34	–	32	–	33	213	15	6.3	–
90	410	–	–	65	193	16	2.14	0.22
30	–	–	39	71	230	30	7.7	–
315	–	32	–	93	116	10	0.37	–
564	750	32	–	70	102	–	0.18	0.75
377	520	–	–	43	102	–	0.27	0.72
513	590	–	–	60	90	–	0.17	0.87
260	530	26	–	31	157	12	0.6	0.5
455	665	24	–	72	130	8	0.29	0.68
123	–	25	–	100	295	20	2.4	–
124	–	–	–	100	286	20	2.3	–
130	–	34	–	115	285	20	2.2	–
94	–	41	–	60	246	23	2.6	–
51	–	24	39	83	350	33	6.9	–
130	–	51	–	104	267	19	2.05	–
70	–	23	–	82	300	18	4.3	–
120	–	18	–	80	260	22	2.2	–
120	–	–	–	100	286	17	2.4	–
1.3	–	20	–	110	300	20	2.65	–
210	–	13	55	290	9	12	0.04	–
770	6	22	–	125	130	7	0.17	128
420	–	–	–	80	173	8	0.4	–
90	–	29	–	64	285	22	3.17	–
110	–	13	–	78	280	–	2.54	–
90	–	48	–	80	250	22	2.8	–
120	–	–	–	76	270	18	2.2	–
67	–	40	–	50	240	21	3.6	–
107	–	30	–	80	247	19	2.3	–
110	–	37	6	60	223	18	2	–
90	–	20	4	53	240	20	2.7	–

№ п.п.	№ пробы	Cr	V	Ti	Cu	Zn	Pb	As
139	686	–	4	290	64	30	16	–
140	686/1	44	13	420	143	73	48	–
141	687	50	36	870	45	–	40	–
142	690/1	46	32	930	112	114	–	9
143	692	82	14	730	95	63	35	4
144	699	93	26	960	100	58	25	–
145	703	60	26	880	100	40	49	–
146	721	70	34	950	120	29	–	–
147	722	40	23	1040	55	123	36	7
148	723	60	25	1060	137	71	–	–
149	723/1	42	27	940	142	75	46	–
150	723/2	47	25	810	90	52	35	–
151	724	52	32	960	135	18	82	–
152	730	75	–	350	156	67	27	–
153	731	–	–	560	128	48	28	–
154	733	62	15	610	110	110	–	–
155	736	–	–	390	162	134	52	–
156	737	57	–	650	100	70	40	–
157	739	–	–	410	123	53	43	–
158	741	48	22	900	125	148	63	–
159	745/2	–	19	860	65	65	32	–
160	746	50	38	740	142	47	20	–
161	750	50	36	1540	100	70	24	8
162	755/1	42	38	650	80	36	–	10
163	756	42	21	760	64	–	49	–
164	757	–	17	620	64	–	49	–
165	759	62	19	930	108	55	–	–
166	761	100	50	2080	86	34	–	6
167	765	29	27	820	93	37	35	–
168	766/1	103	27	930	89	31	–	–
169	774	–	20	810	156	55	29	–

Примечание. 1–92 – биотитовые и лейкократовые гнейсограниты; 93–118 – двуслюдяные граниты; 119–169 – мусковитовые граниты (Чашковско-Еланчиковский массив).

Sr	Ba	Ga	Y	Zr	Rb	Nb	Rb/Sr	Sr/Ba
24	–	12	6	25	110	24	4.6	–
398	390	26	–	60	68	12	0.17	1
480	830	16	–	64	127	8	0.26	0.58
490	890	24	–	137	115	–	0.24	0.55
87	450	22	–	83	216	13	2.48	0.19
142	580	–	–	104	222	21	1.6	0.24
67	460	13	15	250	140	15	2.1	0.14
110	500	26	–	96	197	16	1.8	0.2
126	490	22	–	82	240	18	1.9	0.26
75	480	–	–	75	255	19	3.4	0.16
87	420	25	–	84	264	18	3	0.21
92	390	15	–	75	253	15	2.75	0.23
126	580	–	–	92	230	17	1.8	0.22
46	–	–	–	42	196	11	4.3	–
44	–	22	–	50	217	16	4.9	–
45	–	30	–	58	224	13	5	–
32	–	–	–	23	240	19	7.5	–
45	–	–	–	56	210	16	4.7	–
50	–	–	–	38	194	17	3.9	–
120	480	36	–	72	250	18	2.1	0.25
100	430	–	–	76	214	18	2.1	0.23
456	660	–	–	53	80	8	0.17	0.69
580	1080	–	–	195	123	–	0.21	0.53
390	740	–	–	80	110	–	0.28	0.53
300	440	–	–	104	117	7	0.39	0.68
300	460	–	–	104	117	7	0.39	0.65
90	440	–	–	80	240	14	2.7	0.2
265	710	–	–	233	120	18	0.45	0.37
90	–	13	–	76	210	19	2.3	–
97	–	–	–	85	226	17	2.3	–
94	–	16	–	75	240	15	2.5	–

содержат медь ниже кларка. Субщелочные и щелочные граниты и лейкограниты Кисегачского массива по уровню концентраций меди (7.5 кларка) относятся к специализированным ассоциациям.

В мусковитовых и двуслюдяных гранитах медь присутствует на кларковом и вышекларковом уровне (40–75 г/т). Минимальное

**Содержание элементов-примесей (г/т) в жильных гранитах и**

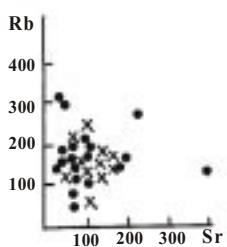
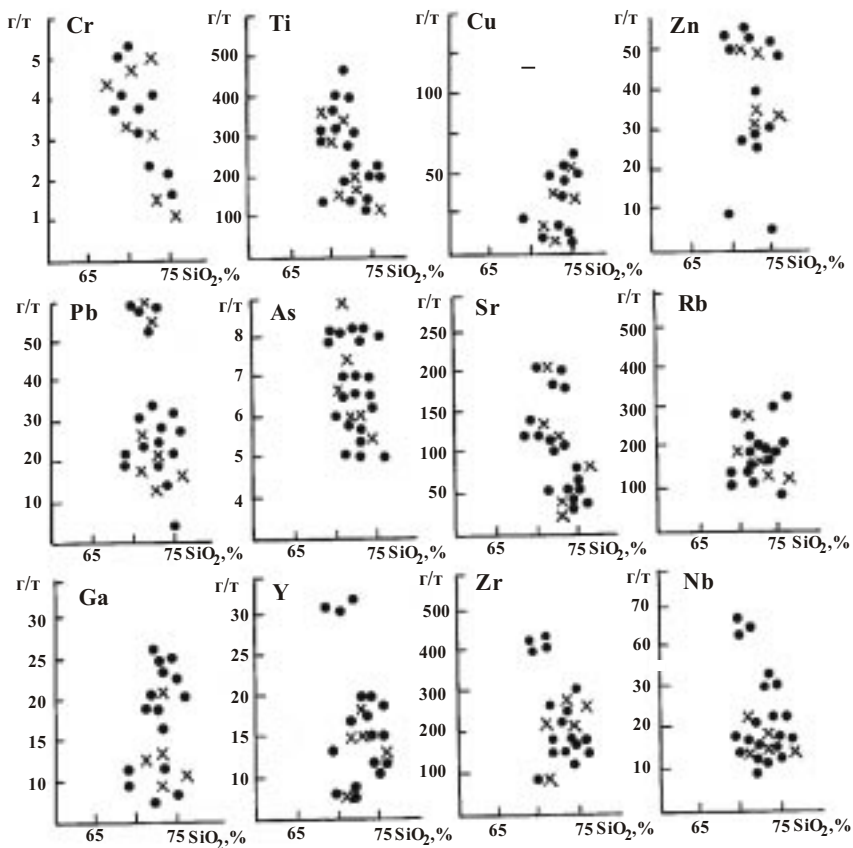
№ п.п.	№ пробы	Элемент						
		Cr	V	Ti	Cu	Zn	Pb	As
1	504	–	–	1300	21	29	17	9
2	513	–	–	2640	–	130	23	8
3	521/1	–	–	3010	22	57	42	–
4	541	–	–	970	117	82	65	7
5	568	–	–	1050	–	93	55	5
6	546/2	–	–	3230	67	97	65	–
7	644/1	5	–	3640	–	62	15	5
8	688	50	44	1140	56	39	36	–
9	703/2	47	38	1225	138	330	116	9
10	703/6	66	–	500	80	–	39	5
11	719/2	37	12	500	113	90	19	6
12	831/1	73	46	1390	151	86	–	8
13	845	–	12	360	126	36	41	7
14	846/1	–	70	2100	124	69	–	7
15	850/2	48	36	640	86	23	–	10
16	890/1	39	21	630	104	34	35	5
17	484/1	–	5	1630	–	–	126	–
18	525/1	–	–	1890	34	–	185	–
19	525/3	–	–	1690	28	–	124	–
20	546/2	–	–	1650	60	100	65	–
21	625/1	–	–	1910	–	–	50	–
22	645/2	–	–	2730	–	–	72	6
23	687/1	99	22	330	43	–	143	–
24	699/1	58	16	220	124	–	49	–
25	724/1	40	33	970	110	40	–	–
26	760/1	75	12	215	184	–	89	12
27	779	81	15	420	96	35	65	–
28	779/2	43	–	300	107	21	94	5

Примечание. 1–16 – жильные граниты; 16–28 – гранитные пегматиты (Чашковско-Еланчиковский массив).

Таблица 7

## гранитных пегматитах мигматит-гнейсогранитной ассоциации

Элемент								
Sr	Ba	Ga	Y	Zr	Rb	Nb	Rb/Sr	Sr/Ba
124	–	38	15	130	187	13	1.51	–
283	–	–	–	130	158	7	0.56	–
404	–	47	3	120	137	10	0.34	–
290	–	23	–	136	145	10	0.5	–
15	–	–	17	116	350	28	23.3	–
8	–	27	23	85	230	16	28.7	–
1090	–	23	–	177	86	–	0.08	–
42	850	10	–	132	130	6	0.31	0.49
130	700	33	26	320	160	22	1.2	0.18
–	–	–	14	175	140	12	–	–
13	278	–	20	165	145	13	11.1	21.4
625	740	16	–	124	138	14	0.2	0.84
5	–	13	11	134	214	13	43	–
566	980	15	–	203	104	8	0.18	0.58
275	650	–	–	194	170	17	0.6	0.42
80	400	–	8	140	142	9	1.8	0.2
550	–	16	–	–	290	–	0.53	–
246	–	21	–	25	458	9	1.86	–
238	–	35	–	88	200	9	0.84	–
8	–	27	23	85	230	16	29	–
520	–	27	–	79	46	9	0.09	–
390	–	12	7	43	33	7	0.08	–
310	450	26	–	13	260	9	0.83	0.69
104	318	–	–	–	232	7	2.2	0.32
150	610	–	–	107	217	11	1.4	0.24
183	–	18	–	–	390	–	2.1	–
270	372	33	–	48	170	–	0.6	0.73
190	–	44	–	23	51	11	0.27	–



× 1; • 2

Рис. 7. Вариационные диаграммы распределения рудных и редких элементов в гранитоидах 1-го этапа мигматит-гнейсогранитной ассоциации (Чашковско-Еланчиковский массив)

1 – мигматиты, 2 – порфириобластовые гнейсогранитоиды

содержание меди (10–15 г/т) отмечается в высококремнекислых биотитовых гнейсогранитах, но иногда концентрации ее достигают 50 г/т. В щелочных гранитах устанавливаются специализированные содержания меди (5–25 кларков).

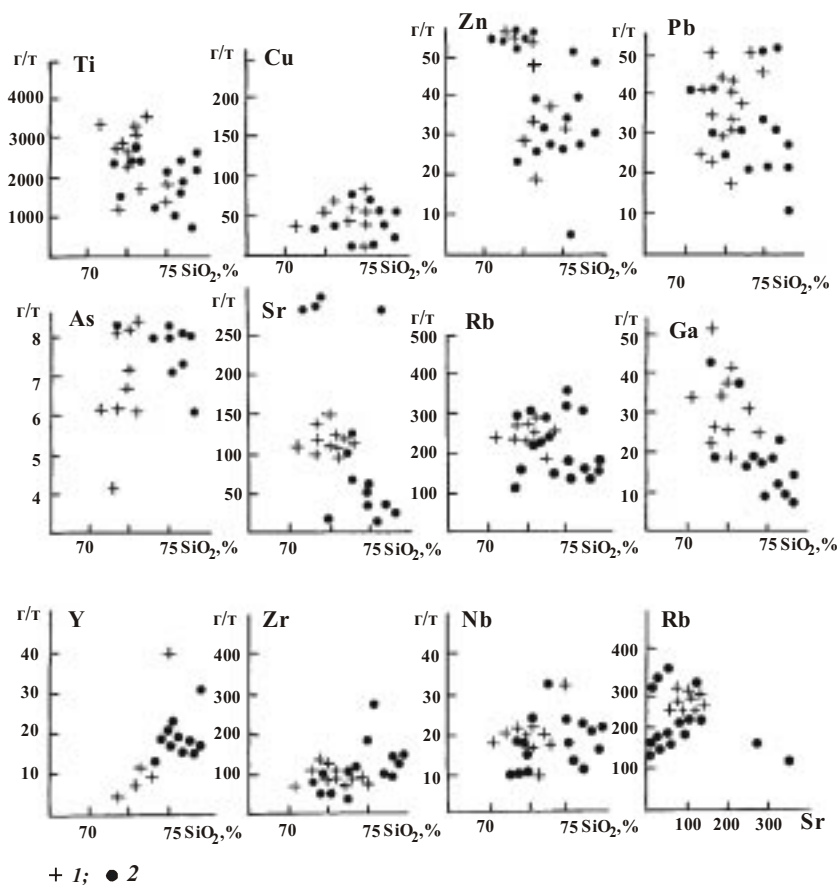


Рис. 8. Вариационные диаграммы распределения рудных и редких элементов в гранитах 2-го этапа мигматит-гнейсогранитной ассоциации (Чашковско-Еланчиковский массив)

1 – двуслюдяные и мусковитовые гнейсограниты и граниты, 2 – биотитовые и лейкократовые гнейсограниты и граниты

Медь в вышекларковых количествах (25–150 г/т) характерна для чашковских жильных гранитов и пегматитов, в которых содержание этого элемента почти в два раза выше, чем в гранитах 2-го этапа. Специализированные концентрации меди отмечаются в кисегачских жильных щелочных гранитах (3–45 кларков), грубозернистых пегматоидных гранитах (до 10 кларков) и блочных пегматитах (до 10 кларков).

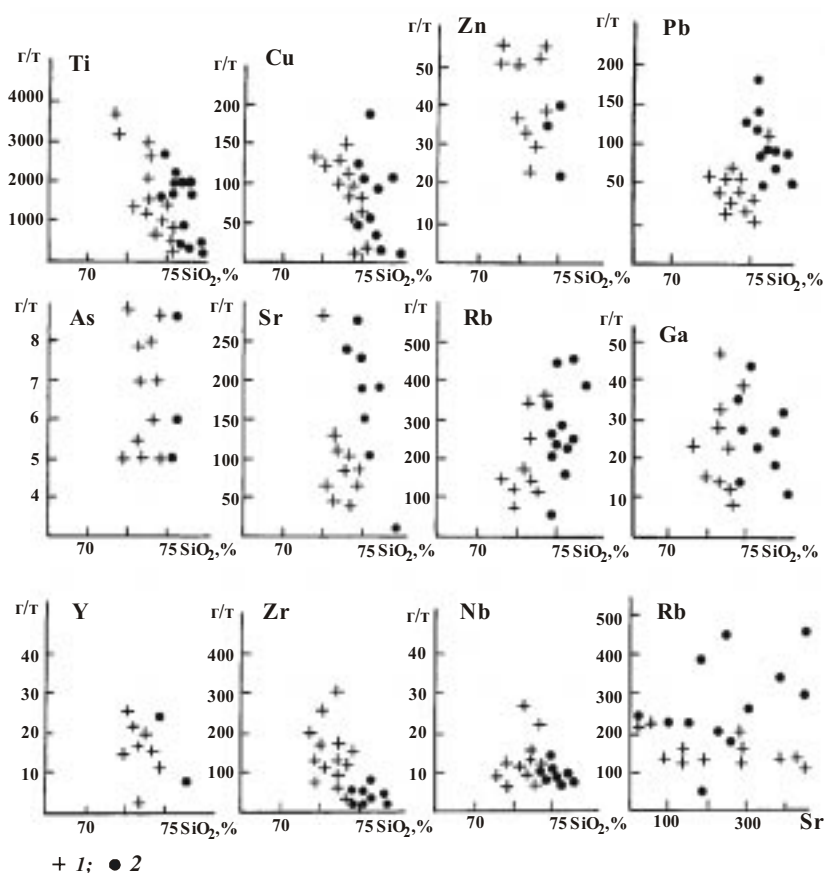


Рис. 9. Вариационные диаграммы распределения рудных и редких элементов в жильных породах мигматит-гнейсогранитной ассоциации (Чашковско-Еланчиковский массив).

1– граниты, 2– пегматиты и пегматоидные граниты

*Цинк* находится в нижекларковых количествах во всех разновидностях гранитоидов 1-го этапа. Повышенные содержания цинка (50–60 г/т) характерны для порфиробластовых гнейсогранитов с содержанием кремнекислоты 70–76%. В мигматитах с такой же кремнекислотностью количество цинка не превышает 30–35 г/т.

Подавляющее большинство проанализированных разновидностей гранитов 2-го этапа характеризуется нижекларковым уровнем накопления цинка. Кларковый уровень (60–80 г/т) отмечается в дву-

слюдяных, мусковитовых и биотитовых гранитах пониженной кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 = 70\text{--}72.5\%$ ). В жильных гранитах и гранитных пегматитах цинк содержится на нижекларковом уровне, хотя по абсолютным величинам его концентрации в гранитах выше, чем в пегматитах (30–110 против 20–40 г/т).

*Свинец* содержится в гранитоидах 1-го этапа преимущественно в кларковых количествах (13–30 г/т). Повышенные концентрации свинца (25–32 г/т) характерны для лейкократовых порфиробластовых гнейсогранитов ( $\text{SiO}_2 = 74\text{--}76\%$ ), а вышекларковые концентрации (55–65 г/т) устанавливаются в чашковских биотитовых порфиробластовых гнейсогранитах и мезократовых мигматитах ( $\text{SiO}_2 = 70\text{--}73\%$ ), а также в субщелочных гранитах Кисегачского массива.

Во всех фациях гранитов 2-го этапа свинец фиксируется в количестве 20–50 г/т, причем среднее содержание этого элемента в двуслюдяных и мусковитовых гранитах почти в 1.5 раза выше, чем в биотитовых гранитах. Субщелочные лейкократовые граниты Кисегачского массива концентрируют свинец в специализированных значениях (4.5–7 кларков).

В чашковских пегматитах и пегматоидных гранитах свинец присутствует в вышекларковых количествах, достигающих специализированного уровня (50–180 г/т). В жильных известково-щелочных гранитах и пегматитах концентрации свинца не превышают 5 кларков.

*Мышьяк* в вышекларковых и специализированных значениях (5–15 г/т) зафиксирован в порфиробластовых гнейсогранитах и мигматитах, причем в высококремнекислых разновидностях этих пород ( $\text{SiO}_2 = 75\text{--}76\%$ ) установлены наиболее низкие содержания этого элемента (1.5–4.5 г/т).

По содержанию мышьяка граниты 1-го и 2-го этапов близки. В биотитовых гнейсогранитах количество мышьяка более высокое (8–10 г/т), чем в двуслюдяных и мусковитовых гранитах (4–9 г/т). В жильных гранитах и гранитных пегматитах мышьяк отмечается в вышекларковом количестве и на таком же уровне (6–10 г/т), как и в биотитовых гранитах.

*Стронций* распространен в гранитоидах 1-го этапа только в нижекларковых количествах (45–200 г/т), при этом порфиробластовые гнейсограниты и мигматиты с содержанием  $\text{SiO}_2 = 74\text{--}76\%$  имеют наиболее низкие его концентрации (45–70 г/т), а гранитоиды пониженной кремнекислотности (69–72 %) обладают более высокими содержаниями этого элемента (170–210 г/т).

В гранитах 2-го этапа стронций содержится обычно в нижекларковых количествах, при этом в двуслюдяных и мусковитовых гранитах уровень его накопления значительно выше (100–150 г/т), чем в биотитовых гнейсогранитах (10–50 г/т), хотя в отдельных пробах гнейсогранитов количество стронция достигает 280 г/т.

В жильных гранитах содержание стронция не превышает кларкового уровня и лишь в пегматитах количество его приближается к кларку (150–500 т/т).

*Рубидий* в гранитоидах 1-го этапа концентрируется на кларковом уровне (100–300 г/т), причем по содержанию этого элемента мигматиты и порфиробластовые гнейсограниты особых различий не имеют.

Величина Rb/Sr отношения в этих породах не опускается ниже значений 1.5, то есть гранитоиды 1-го этапа формирования мигматит-гнейсогранитной ассоциации по данному показателю сопоставимы с гранитоидами корового происхождения (см. рис. 7).

Двуслюдяные и мусковитовые граниты имеют относительно стабильную концентрацию рубидия (220–280 г/т), тогда как в биотитовых гранитах отмечаются более широкие вариации в содержании этого элемента – от 100 до 350 г/т.

Величина Rb/Sr отношения в гранитах 2-го этапа (см. рис. 8) свидетельствует о явном преобладании рубидия над стронцием. Для некоторой части биотитовых гнейсогранитов пониженной кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 = 70\text{--}72\%$ ) отмечается обратное соотношение рубидия и стронция, обусловленное, вероятно, влиянием на состав гнейсогранитов субстрата повышенной основности.

В жильных гранитах и гранитных пегматитах рубидий присутствует в кларковом количестве, при этом устанавливаются три уровня его концентраций: 50–200 г/т, что соответствует содержанию рубидия в биотитовых гранитах 2-го этапа; 200–350 г/т – соответствует содержанию в двуслюдяных и мусковитовых гранитах; более 350 г/т – уровень концентрации, характерный только для пегматитов.

Анализируя диаграмму Rb/Sr отношения (рис. 9), можно заметить, что в отличие от гранитов 2-го этапа для жильных гранитов и пегматитов наблюдается значительный разброс в величинах содержания рубидия и стронция. Если в гранитах 2-го этапа отношение Rb/Sr в среднем составляет 3:1, то в жильных гранитах это соответствует 1:3, а в пегматитах 1:1.5, что свидетельствует о выносе рубидия при формировании жильных пород мигматит-гнейсогранитной ассоциации.

*Галлий.* По содержанию галлия выделяются две группы гранитоидов 1-го этапа. К первой группе относятся порфиробластовые

гнейсограниты, концентрирующие этот элемент в количестве 4–12 г/т (нижекларковый уровень). Вторая группа пород представлена мигматитами повышенной основности, в которых содержание галлия соответствует кларку (16–26 г/т).

Повышенные количества галлия (20–50 г/т) характерны для мусковитовых и двуслюдяных гранитов. Биотитовые гнейсограниты обеднены этим элементом (обычно 10–20 г/т), причем наиболее низкие содержания отмечаются в гнейсогранитах повышенной кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 = 74\text{--}77\%$ ).

*Иттрий* в гранитоидах 1-го этапа находится на нижекларковом уровне (5–20 г/т). Порфиробластовые гнейсограниты пониженной кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 = 67\text{--}72\%$ ) накапливают иттрий в количестве 30–33 г/т, что приближается к кларку.

В гранитах 2-го этапа этот элемент содержится примерно на таком же уровне, что и в гранитоидах 1-го этапа (5–35 г/т), причем в биотитовых гнейсогранитах содержание иттрия не превышает 25 г/т.

*Цирконий* обнаруживает два уровня накопления в гранитоидах 1-го этапа: кларковый (100–300 г/т) и вышекларковый (400–450 г/т). Последний уровень характерен для порфиробластовых гнейсогранитов пониженной кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 = 67\text{--}71\%$ ).

В гранитах 2-го этапа содержание циркония в 2–2.5 раза ниже, чем в гранитоидах 1-го этапа. В биотитовых гранитах его концентрации не превышают 200 г/т, а в мусковитовых и двуслюдяных гранитах – 120 г/т.

В жильных породах галлий, иттрий и цирконий накапливаются практически в тех же количествах, что и в гранитах 2-го этапа. При этом, в жильных гранитах иттрий содержится в несколько больших концентрациях, чем в мусковитовых и двуслюдяных гранитах (10–20 против 2–10 г/т), а пегматиты по сравнению с гранитами 2-го этапа в значительной мере обеднены цирконием.

*Ниобий* отмечается в гранитоидах 1-го этапа преимущественно в нижекларковых количествах (менее 20 г/т), но в отдельных разновидностях порфиробластовых гнейсогранитов, обладающих натриевым уклоном, концентрации ниобия достигают вышекларкового значения (65–70 г/т). В кисегачских мигматитах кварц-сиенитового состава, а также в субщелочных гнейсогранитах содержание ниобия иногда соответствует специализированному уровню (более 4 кларков).

В гранитах 2-го этапа Чашковско-Еланчиковского массива ниобий содержится в кларковом количестве. В субщелочных лейкократовых и биотитовых гранитах Кисегачского массива концен-

трации этого элемента достигают специализированных значений (5–10 кларков).

В жильных образованиях Чашковско-Еланчиковского массива ниобий фиксируется на кларковом уровне, причем в пегматитах по сравнению с жильными гранитами и гранитами 2-го этапа содержание ниобия несколько понижено (8–12 против 8–25 г/т).

В Кисегачском массиве жильные граниты и пегматиты нередко обнаруживают специализированные концентрации ниобия. Так, субщелочные и щелочные граниты и лейкограниты содержат его в количествах 4.5–7.5 кларка, грубозернистые пегматиты и пегматоидные граниты – до 10 кларков, а пегматиты блочной структуры 10–25 кларков.

### Выводы

Отдельные массивы мигматит-гнейсогранитной ассоциации различаются между собой по преобладанию в них той или иной петрохимической серии гранитоидов. Так, в Кисегачском массиве гранитоиды 1-го этапа представлены только субщелочными (до щелочных) разновидностями, то есть отсутствуют породы известково-щелочного ряда. По содержанию кремнезема в этом массиве выделяются четыре петрохимические группы пород. Наибольшее распространение имеют высококремнекислые граниты ( $\text{SiO}_2 = 70\text{--}73\%$ ), частота встречаемости которых составляет 63.6 %. Умеренно- ( $\text{SiO}_2 = 66\text{--}69\%$ ) и весьма высококремнекислые ( $\text{SiO}_2 > 73\%$ ) породы развиты значительно слабее, и частота встречаемости составляет соответственно 18.3 и 14.5 %. Менее всего распространена группа низкокремнекислых пород ( $\text{SiO}_2 = 62\text{--}63\%$ ) – 3.6 %.

Отмечается последовательное возрастание степени железистости от низко- и умеренно-кремнекислых гранитоидов к гранитам высокой и весьма высокой кремнекислотности (от кварцевых сиенитов к лейкогранитам). По степени щелочности гранитоиды 1-го этапа Кисегачского массива относятся к умеренно- и высокощелочным типам, а по щелочному уклону – к калиево-натриевому и низконатриевому типам.

В отличие от кисегачских, гранитоиды 1-го этапа формирования Чашковско-Еланчиковского массива принадлежат к известково-щелочной и преобладающей субщелочной серии.

Чашковские мигматиты представлены широким спектром петрохимических разновидностей: от низкокремнекислых до весьма высококремнекислых типов, при этом подавляющая часть мигматитов относится к субщелочному ряду. Известково-щелочные мигматиты

отмечаются только среди высоко- и весьма высококремнекислых ассоциаций, то есть среди «гранитовидных» пород. Общим признаком для известково-щелочных и субщелочных мигматитов является их принадлежность к железистой и существенно натриевой сериям.

Мигматиты контактовых зон отличаются от мигматитов, развитых в метаморфических толщах (в удалении от гранитных тел), более высокой железистостью, пониженной известковистостью и натриевостью даже при одинаковой степени их кремнекислотности и щелочности. Это позволяет предполагать, что в контакте с гранитами в мигматиты дополнительно привнесены калий и железо.

Подавляющее большинство разновидностей порфиробластовых гнейсогранитов, так же, как и большинство мигматитов, относится к субщелочному ряду. Но в отличие от мигматитов гнейсограниты менее дифференцированы по степени кремнекислотности, то есть являются более гомогенизированными по составу гранитными ассоциациями. Среди гнейсогранитов по сравнению с мигматитами отсутствуют субщелочные породы габброидного состава (подгруппа VIII) и известково-щелочные граниты ( $\text{SiO}_2 = 69\text{--}73\%$ , подгруппа XIII), хотя в целом можно с полным основанием говорить об унаследованности порфиробластовыми гнейсогранитами большинства петрохимических признаков от линзовидно-полосчатых мигматитов.

В отличие от первого этапа формирования мигматит-гнейсогранитной ассоциации, во второй этап были образованы слабо дифференцированные по кремнекислотности граниты, принадлежащие всего двум петрохимическим группам: высококремнекислой ( $\text{SiO}_2 = 69\text{--}73\%$ ) и весьма высококремнекислой ( $\text{SiO}_2 > 73\%$ ). Граниты этих групп относятся к трем рядам щелочности – преобладающему субщелочному (подгруппы XIV и XVII), в меньшей мере – известково-щелочному (подгруппы XIII и XVI) и щелочному (подгруппы XV и XVIII). По степени щелочности доминируют умеренно щелочные разновидности субщелочного ряда; граниты щелочного ряда принадлежат к высокощелочному типу. И субщелочные, и щелочные граниты и лейкограниты относятся к умеренно- и высокожелезистым разновидностям, причем в гранитах преобладает умеренножелезистый тип, а в лейкогранитах – высокожелезистый.

Для высоко- и весьма высококремнекислых гранитов характерен преимущественно калиево-натриевый тип щелочности, но отмечаются также низконатриевые и низкокалиевые граниты.

По петро- и геохимическим особенностям жильные граниты и гранитные пегматиты весьма близки к гранитам 2-го этапа формирования мигматит-гнейсогранитной ассоциации. В связи с этим мож-

но полагать, что жильные породы Чашковско-Еланчиковского и Кисегачского массивов генетически связаны скорее всего с гранитами второго этапа, являясь производными остаточных расплавов.

Сопоставляя геохимические особенности гранитоидов разных этапов формирования мигматит-гнейсогранитной ассоциации, можно отметить много общих черт в накоплении и характере распределения микроэлементов. Гранитам описываемой ассоциации присущи пониженные концентрации большинства элементов-примесей, причем резко выраженных изменений в их содержании и поведении в процессе гранитообразования не фиксируется. С некоторой долей условности можно констатировать уменьшение количества Cu, Ti, Zn, Zr, Sr в гранитоидах 1-го этапа по мере возрастания в них степени кремнекислотности; в гранитах 2-го этапа при увеличении содержаний кремнезема отмечается понижение уровня накопления Ti, Cu, Sr, Ga, а также Zn, As, Y, Zr.

---

---

---

---

### Глава 3

## ГРУППА ГРАНИТОИДОВ – ПРОИЗВОДНЫХ ЩЕЛОЧНОБАЗАЛЬТОВОЙ И БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМ

К данной группе отнесены магматиты среднеордовикского (по некоторым данным, ранне-среднекаменноугольного [160]) увильдинского комплекса, а также разновозрастные (от раннего ордовика по ранний карбон) плагиогранитные и габбро-плагиогранитные ассоциации. Предыдущими исследователями (В. Н. Юрецкий и др., 1982; [160] и др.) к увильдинскому комплексу, наряду с Аргазинским и Увильдинским массивами, относился и Кисегачский массив. Но, как было показано в главе 2, кисегачские граниты по многим геолого-петрологическим признакам сходны с гранитоидами чашковского мигматит-гнейсогранитного комплекса, в составе которого Кисегачский массив и был нами рассмотрен [176, 177].

### 3.1. Субщелочной натриевый тип монцодиорит-гранитной ассоциации

Этот петрохимический тип включает магматиты Аргазинского и Увильдинского массивов увильдинского комплекса, описание которых приведено по материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982) и [160].

#### 3.1.1. Структурные особенности и вещественный состав монцодиорит-гранитных массивов

Массивы увильдинского комплекса распространены в восточной части Сысертско-Ильменогорской структурной зоны вблизи сочленения Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория и Арамилско-Сухтелинского синклинория. Вмещающими породами являются протерозойские биотитовые плагиогнейсы, амфиболиты и кварциты еланчиковской толщи; амфиболовые и биотитовые гнейсы и биотитовые кварциты кыштымской толщи; сланцы и графитистые кварциты вендского возраста, распространенные в составе аракульской, сайтовской и игишской толщ.

*Аргазинский массив* обнажен по бортам котловины одноименного водохранилища на площади порядка 90 км<sup>2</sup> и в плане имеет форму, близкую к кольцевой. Формирование массива произошло в результате трех последовательно проявленных фаз магматического

внедрения: I – монцогаббро, монцодиориты, кварцевые монцодиориты, выходы которых зафиксированы на юго-западном берегу оз. Аргазы в виде даек, согласных с простираем вмещающих метаморфических пород и занимающих общую площадь около 1 км<sup>2</sup>; II – граносиениты и адамеллиты, слагающие дайкообразные тела мощностью первые сотни метров и обнажающиеся на южном, западном и восточном берегу оз. Аргазы и занимающие примерно 10 % общей площади массива; III – граниты и лейкограниты, образующие два относительно крупных выхода на поверхности (один из выходов имеет протяженность около 14 км при ширине 2–2.5 км и фиксируется в северо-восточной части массива, другой развит в южной части массива в виде серповидного тела шириной до 1.5 км с расщепляющимися концами, обращенными на север).

На западном берегу оз. Аргазы на контакте даек монцодиоритов с вмещающими породами отмечаются высокотемпературные двупироксен-плагиоклазовые роговики, однако в контакте с гранитоидами более поздних магматических фаз явлений ороговикования вмещающих толщ не наблюдается (рис. 10).

*Увильдинский массив* обнажен в окрестностях одноименного озера на площади 60 км<sup>2</sup> и является эталоном увильдинского комплекса. Значительная часть массива распространена на северо-восточном берегу и судя по геофизическим данным уходит под озеро Увильды. Вмещающие породы (плагиосланцы аракульской и амфиболовые сланцы сайтовской толщ) регионально метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Гранитоиды содержат ксенолиты плагиосланцев, которые интенсивно гранитизированы. Вблизи контакта с Увильдинским массивом складчатость вмещающих пород не нарушена. С юго-востока массив плавно облекается породами верхнесайтовской подтолщи, а на северо-востоке прорван гранитами сабанайского комплекса. Восточная часть Увильдинского массива находится в зоне Беспаловского разлома, северо-западный его контакт также явно тектонический (рис. 11).

Формирование массива произошло в три магматические фазы: I – монцогаббро, монцодиориты, кварцевые монцодиориты; II – граносиениты, гранодиориты, адамеллиты; III – граниты и лейкограниты. Магматиты I фазы занимают примерно 1 % площади массива, обнаженного на поверхности, содержат ксенолиты вмещающих биотитовых плагиосланцев и двупироксен-плагиоклазовых роговиков. Монцодиориты и кварцевые монцодиориты имеют между собой постепенные переходы и прорывают тела монцогаббро. Около 80 % площади массива занято породами II фазы, разновидности ко-



Рис. 10. Схема геологического положения Аргазинского массива. (Составлена по материалам В. Н. Юрецкого и др., 1982)

1–3 – метаморфические породы: 1 – архей-протерозойские, 2 – протерозойские, 3 – вендские; 4 – силурийские базиты; 5–7 – магматиты Аргазинского массива: 5 – монцогаббро, кварцевые монцодиориты I фазы, 6 – адамеллиты, граносиениты II фазы, 7 – граниты III фазы; 8 – разломы, 9 – характер складчатости метаморфических пород и элементы залегания их линейных текстур.

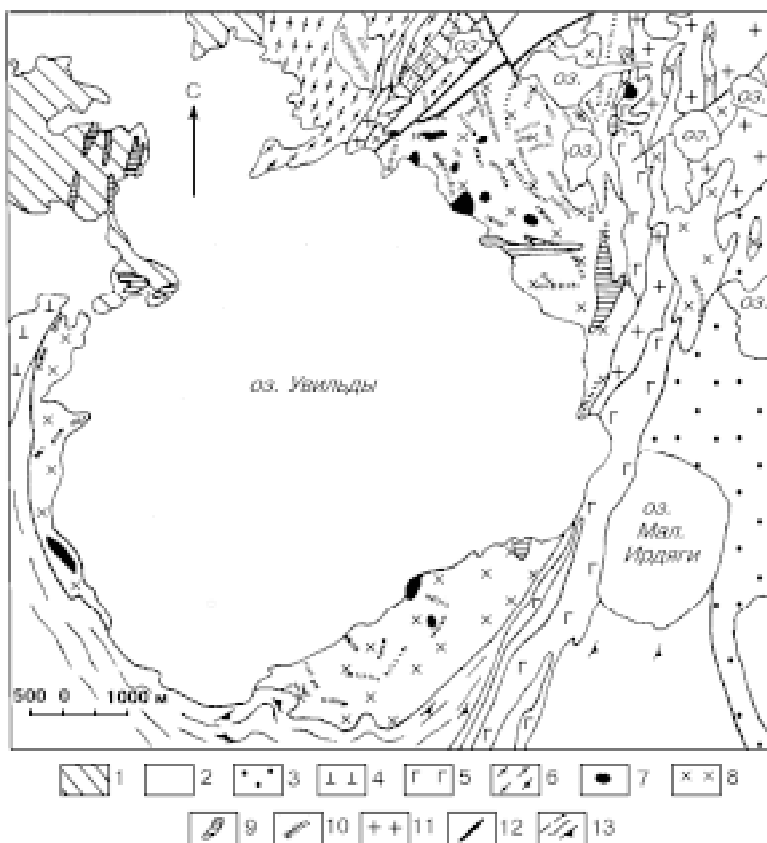


Рис. 11. Схема геологического положения Увильдинского массива (составлена по материалам В. Н. Юрецкого и др., 1982)

1–3 – метаморфические породы: 1 – протерозойские, 2 – вендские, 3 – силурийские; 4, 5 – базиты: 4 – протерозойские, 5 – силурийские; 6 – мигматит-гнейсограниты Чашковского комплекса; 7–10 – магматиты Увильдинского массива: 7 – монцогаббро, монцодиориты, кварцевые монцодиориты I фазы, 8 – гранодиориты, адамеллиты, граносиениты II фазы, 9 – граниты III фазы, 10 – жилы гранитов и гранитных пегматитов; 11 – граниты и лейкограниты сабанайского комплекса; 12 – разломы, 13 – характер складчатости метаморфических пород и элементы залегания их линейных текстур.

торых также связаны постепенными переходами. Преобладают граносиениты. Характерно наличие «теневых» ксенолитов вмещающих пород и диоритоидов I фазы. Граниты III фазы слагают дайки и неправильной формы мелкие тела площадью до 1 км<sup>2</sup> и в целом занимают примерно 20 % площади массива.

Жильные породы монцодиорит-гранитной ассоциации представлены пегматитами, аплитами, гранитами, а также лампрофирами, сиенито-диоритами, монцодиоритами [160].

Аргазинский и Увильдинский массивы характеризуются в гравитационном поле фоновыми понижениями (2–4 мЛг) овальной формы размером 30–75 км<sup>2</sup>. Минимумы силы тяжести смещены к восточной части массивов, интенсивность и размеры аномальных зон понижаются с юга на север, что указывает на уменьшение объема гранитных масс в этом направлении. В том же направлении возрастает дифференцированность интрузий, сопровождаемая увеличением масс граносиенитов, монцодиоритов и монцогаббро. Расчеты показывают, что в северной части массивов мощность зон среднеосновных пород может достигать 400 м.

Магнитное поле Увильдинского массива характеризуется значительной дифференцированностью, мозаичностью и знакопеременностью. Граносиениты обычно имеют отрицательное магнитное поле интенсивностью 100–250 нТл, монцодиориты и кварцевые монцодиориты – положительное поле интенсивностью до 1000 нТл.

В Аргазинском массиве положительные аномалии могут быть вызваны как гранитоидами, так и породами останцов кровли (биотитовыми плагиосланцами). Судя по магнитному полю, замыкание массива наиболее четко выражено в его южной части.

Согласно количественным расчетам, в Аргазинском и Увильдинском массивах в восточном направлении увеличивается вертикальная мощность гранитоидов. Так, максимальная мощность Аргазинского массива оценивается в 1.7 км, Увильдинского – 1.5 км. Западные контакты интрузивов пологие (30–45°) и погружаются на восток. В этом же направлении ориентированы и крутопадающие (70–85°) восточные контакты. Все это может свидетельствовать о наличии корней интрузий в восточных частях массивов.

### 3.1.2. Петро- и геохимические особенности ассоциации

Увильдинский комплекс представляет собой петрохимическую серию магматитов, последовательно дифференцированных от весьма низкокремнекислых до весьма высококремнекислых петрохимических групп (табл. 8, рис. 12, 13).

*Петрохимическая группа весьма низкокремнекислых ассоциаций*  
( $SiO_2 = 45-53 \%$ )

Подгруппа II ( $c = 0.25-0.55$ ) представлена субщелочными габбро и монцогаббро, имеющими высокую степень щелочности ( $\alpha = 0.61-0.68$ ), пониженную железистость (низкомагнезиальный

### Средний химический состав пород

№ п. п.	Петрохим. группа	Петрохим. п/под группа	Массив	Кол-во анализ.	Оксиды (масс. %) / дисперсия						
					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		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
1	А	II	Увильд.	3	<u>50.76</u> 3.634	<u>1.54</u> 0.108	<u>15.13</u> 0.511	<u>1.95</u> 1.15	<u>7.15</u> 4.833		
			Аргаз	6	<u>52.59</u> 7.041	<u>1.75</u> 0.27	<u>16.63</u> 1.486	<u>2.86</u> 0.699	<u>5.24</u> 0.179		
			Увильд.	3	<u>52.77</u> 1.421	<u>1.68</u> 0.038	<u>17.94</u> 0.939	<u>1.23</u> 0.439	<u>5.92</u> 0.136		
		Аргаз.	4	<u>51.04</u> 2.273	<u>1.62</u> 0.0084	<u>18.33</u> 1.01	<u>4.20</u> 1.251	<u>4.83</u> 2.677			
		5	Б	IV V	Аргаз.	1	55.77	1.32	16.22	2.40	3.86
					Аргаз.	2	<u>54.82</u> 1.169	<u>1.30</u> 0.01	<u>18.49</u> 0.073	<u>2.30</u> 0.608	<u>4.52</u> 0.25
7		VI	Увильд.	1	56.50	1.21	17.36	2.91	4.31		
8			Аргаз.	1	56.48	0.92	20.73	1.85	3.49		
9		VIII	Увильд.	6	<u>61.90</u> 4.42	<u>1.88</u> 1.0023	<u>15.75</u> 0.9812	<u>1.12</u> 1.107	<u>3.27</u> 0.971		
10			Аргаз.	3	<u>59.67</u> 5.557	<u>1.03</u> 0.0337	<u>17.57</u> 2.06	<u>1.43</u> 0.1223	<u>3.64</u> 0.16		
11			IX	Увильд.	1	61.17	0.183	18.40	1.20	2.58	
12		Аргаз.		1	57.23	1.35	17.57	1.56	4.78		
13		В	X	Аргаз.	4	<u>67.79</u> 0.697	<u>0.41</u> 0.021	<u>15.50</u> 0.241	<u>1.57</u> 0.622	<u>2.06</u> 0.896	
14				XI	Увильд.	12	<u>66.95</u> 1.762	<u>0.65</u> 0.0112	<u>15.27</u> 0.088	<u>0.72</u> 0.1883	<u>2.44</u> 0.137
15			Аргаз.		3	<u>65.91</u> 1.049	<u>0.56</u> 0.0091	<u>16.34</u> 1.187	<u>1.70</u> 1.108	<u>1.93</u> 0.555	
16		Г	XIII	Аргаз.	1	70.15	0.42	14.63	0.57	2.05	
17	XIV			Увильд.	6	<u>71.78</u> 1.0266	<u>0.31</u> 0.005	<u>14.17</u> 0.361	<u>0.53</u> 0.1285	<u>1.34</u> 0.0156	
18			Аргаз.	7	<u>72.84</u> 2.5267	<u>0.34</u> 0.007	<u>14.41</u> 0.099	<u>0.48</u> 0.052	<u>1.89</u> 0.526		
19	Д		XV	Аргаз.	1	69.76	0.28	15.48	1.42	0.82	
20		Увильд.		3	<u>75.17</u> 1.017	<u>0.21</u> 0.013	<u>13.15</u> 1.063	<u>0.30</u> 0.045	<u>0.62</u> 0.032		
21		Аргаз.		8	<u>74.42</u> 0.3238	<u>0.10</u> 0.0062	<u>13.57</u> 0.1535	<u>0.41</u> 0.0111	<u>1.08</u> 0.201		

Таблица 8

## монцодиорит-гранитной ассоциации

Оксиды (мас. %) / дисперсия				Петрохимические модули				
MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	q	c	α	f	n
11	12	13	14	15	16	17	18	19
<u>7.18</u> 0.074	<u>5.38</u> 0.311	<u>2.71</u> 0.735	<u>4.94</u> 0.383	0.33	0.33	0.68	0.43	0.47
<u>5.33</u> 2.358	<u>6.86</u> 0.535	<u>4.36</u> 0.371	<u>2.80</u> 0.173	0.32	0.39	0.61	0.46	0.71
<u>3.71</u> 1.31	<u>4.95</u> 2.912	<u>5.09</u> 0.014	<u>4.78</u> 0.19	0.38	0.25	0.77	0.52	0.64
<u>3.45</u> 0.027	<u>4.74</u> 0.067	<u>4.73</u> 0.0352	<u>4.24</u> 0.273	0.34	0.26	0.68	0.53	0.63
<u>4.33</u> 3.30	<u>6.35</u> 5.68	<u>4.33</u> 4.96	<u>2.87</u> 2.45	0.48	0.40	0.53	0.43	0.64
<u>0.784</u> 1.99	<u>0.152</u> 3.45	<u>0.0368</u> 4.97	<u>0.0225</u> 4.90	0.45	0.32	0.58	0.53	0.75
<u>1.85</u> 2.79	<u>3.13</u> 3.85	<u>5.15</u> 4.59	<u>4.57</u> 4.72	0.51	0.17	0.65	0.60	0.63
<u>0.493</u> 2.88	<u>0.297</u> 4.31	<u>0.124</u> 4.63	<u>0.439</u> 3.10	0.56	0.23	0.79	0.46	0.59
<u>0.111</u> 0.86	<u>0.323</u> 2.09	<u>0.16</u> 5.45	<u>0.09</u> 6.94	0.54	0.26	0.63	0.49	0.69
<u>3.28</u> 1.77	<u>3.28</u> 2.60	<u>4.00</u> 3.67	<u>4.54</u> 2.91	0.50	0.21	0.66	0.51	0.57
<u>0.158</u> 1.55	<u>0.524</u> 2.26	<u>0.126</u> 4.46	<u>0.0575</u> 4.76	0.71	0.20	0.60	0.53	0.65
<u>0.293</u> 1.50	<u>0.55</u> 2.78	<u>0.124</u> 4.85	<u>0.334</u> 3.37	0.66	0.15	0.74	0.53	0.58
<u>0.09</u> 0.99	<u>0.016</u> 2.43	<u>1.129</u> 3.88	<u>3.8</u> 3.56	0.66	0.18	0.71	0.53	0.68
<u>0.69</u> 0.099	<u>1.35</u> 0.03	<u>4.17</u> 0.027	<u>5.07</u> 0.038	0.73	0.18	0.70	0.59	0.63
<u>0.83</u> 0.103	<u>1.59</u> 0.0885	<u>3.89</u> 0.0826	<u>4.74</u> 0.078	0.74	0.09	0.88	0.62	0.56
<u>0.26</u> 0.0022	<u>1.00</u> 0.016	<u>4.77</u> 0.089	<u>5.65</u> 0.222	0.74	0.06	0.90	0.83	0.56
<u>0.26</u> 0.0133	<u>0.87</u> 0.0224	<u>3.99</u> 0.36	<u>5.18</u> 0.729	0.78	0.06	0.93	0.65	0.52
				0.79	0.08	0.83	0.76	0.55

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Жильные породы									
22	А	II	Аргаз.	1	46.00	1.28	13.15	3.21	6.12
23	Б	VIII	Аргаз.	1	63.80	0.86	15.90	0.75	3.79
24			Увильд.	1	60.84	0.83	15.93	1.60	3.16
25			Увильд.	1	62.80	0.70	15.42	1.30	3.11
26	Д	XVII	Аргаз.	1	73.70	0.11	14.12	0.42	0.87
27			Аргаз.	1	74.56	0.13	13.91	0.28	1.32
28			Увильд.	1	73.70	0.12	14.30	0.34	0.64
29			Увильд.	1	75.28	0.19	13.52	0.22	1.32

Примечание. Массивы: Увильд. – Увильдинский, Аргаз. – Аргазинский. Анализированные породы: 1–4 – монцогаббро, 5 – диориты, 6–8 – монцодиориты, 9–12 – кварцевые монцодиориты, 13 – гранодиориты, (адамеллиты), 14, 15 – граносиениты, 16 – биотитовые граниты, 17–19 – биоти-

тип) и заметные колебания в типе щелочности – от низконатриевого до калиево-натриевого типов, причем повышенная калиевоность ( $n = 0.47$ ) характерна для монцогаббро Увильдинского массива, тогда как монцогаббро Аргазинского массива имеют типичный натриевый уклон ( $n = 0.72$ ).

К этой же подгруппе относятся лампрофиры Аргазинского массива, обладающие весьма низкой кремнекислотностью ( $\text{SiO}_2 = 45\text{--}46\%$ ), высокой степенью щелочности ( $\alpha = 0.55\text{--}0.56$ ), пониженной железистостью (умеренно магнезиальный тип,  $f = 0.30\text{--}0.31$ ) и калиево-натриевым типом щелочности ( $n = 0.55\text{--}0.56$ ). По минеральному составу лампрофиры соответствуют пироксеновым или биотит-амфиболовым разновидностям и характеризуются средне-мелкозернистой полевошпатовой основной массой, содержащей крупные выделения пироксена, амфибола или биотита. Плагиоклаз часто имеет зональное строение: в центральной части зерен – это андезин или лабрадор, в краевых – олигоклаз, который иногда обрастает каемкой калиевого полевого шпата. Роговая обманка нередко содержит реликты моноклинного пироксена. Среди аксессуарных минералов наиболее всего распространены апатит, сфен, циркон, ортит, титаномagnetит [160]. По петрохимическим особенностям лампрофиры подгруппы II близки к монцогаббро, но отличаются от них пониженным содержанием кремнезема.

Подгруппа III ( $c = 0.35\text{--}0.26$ ) объединяет монцогаббро весьма высокой степени щелочности ( $\alpha = 0.70\text{--}0.78$ ), низкожелезистого и низконатриевого типов, обладающие стабильными петрохими-

11	12	13	14	15	16	17	18	19
Жильные породы								
11.31	9.41	2.47	2.93	0.10	0.54	0.56	0.31	0.55
2.30	3.31	4.38	3.21	0.63	0.22	0.67	0.52	0.67
3.07	3.95	4.89	4.68	0.56	0.21	0.82	0.56	0.61
3.25	3.60	4.00	4.14	0.62	0.23	0.72	0.51	0.60
0.29	0.90	4.29	4.66	0.77	0.06	0.86	0.72	0.58
0.32	1.27	3.38	4.04	0.79	0.10	0.72	0.73	0.56
0.23	0.86	3.72	5.44	0.77	0.07	0.84	0.70	0.51
0.18	0.70	4.40	3.84	0.79	0.06	0.84	0.80	0.64

товые монцограниты, 20, 21 – лейкократовые монцограниты, 22–25 – лампрофиры, 26–29 – жильные граниты и лейкограниты. *Исходный материал:* 1–21 – В. Н. Юрецкий и др. (1982), 22–29 – [160].

ческими параметрами независимо от принадлежности породы к тому или иному массиву.

*Петрохимическая группа низкокремнекислых ассоциаций  
( $SiO_2 = 54-64\%$ )*

Подгруппа IV ( $c = 0.40-0.41$ ) включает известково-щелочные диориты Аргазинского массива, характеризующиеся умеренной степенью щелочности ( $\alpha = 0.54-0.55$ ), низкой железистостью ( $f = 0.42-0.43$ ) и низкой натриевостью ( $n = 0.63-0.64$ ).

Подгруппа V ( $c = 0.30-0.31$ ) представлена монцодиоритами Аргазинского массива, относящимися к субщелочному ряду и имеющими высокую степень щелочности ( $\alpha = 0.58-0.59$ ), низкую железистость ( $f = 0.54-0.55$ ) и высокую натриевость (умеренно- и высоконатриевый тип щелочности,  $n = 0.75-0.76$ ). По сравнению с диоритами предыдущей подгруппы монцодиориты характеризуются повышенной натриевостью и заметно пониженной известковистостью.

Подгруппа VI ( $c = 0.16-0.19$ ) объединяет монцодиориты щелочного ряда. Этим породам присущи низкая железистость ( $f = 0.60-0.66$ ), низконатриевый тип щелочности ( $n = 0.60-0.62$ ) и заметные колебания в степени щелочности (от высоко- до весьма высокощелочного типа,  $\alpha = 0.65-0.78$ ), причем более высокая щелочность характерна для монцодиоритов Увильдинского массива.

Подгруппа VIII ( $c = 0.23-0.26$ ) включает кварцевые монцодиориты Аргазинского и Увильдинского массивов, относящиеся к субщелочному ряду и имеющие умеренную и высокую степень щелочности ( $\alpha = 0.64-0.79$ ). Повышенная щелочность отмечается в квар-

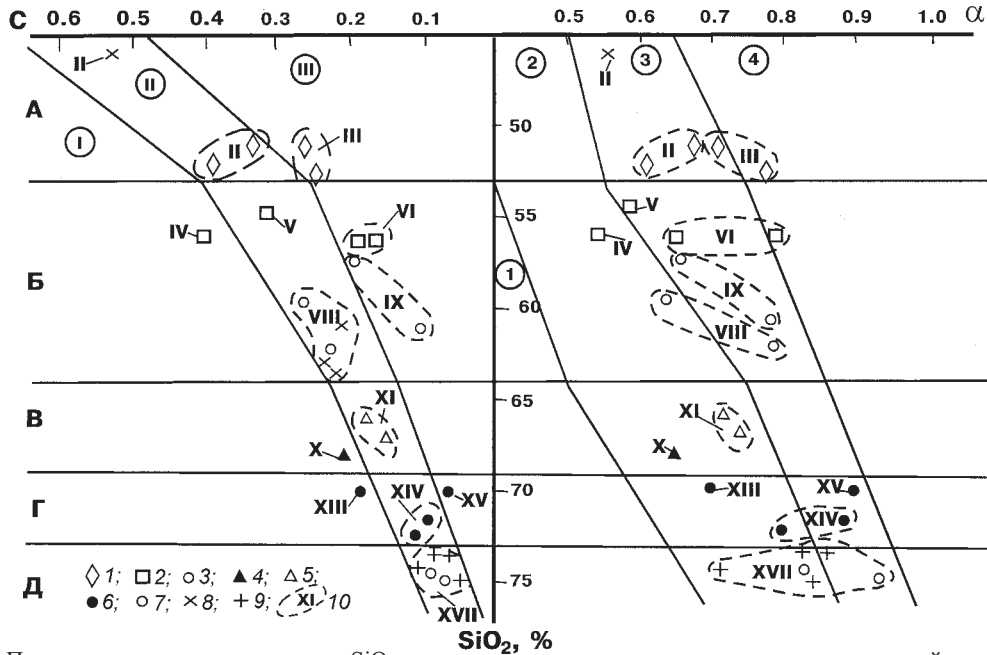


Рис. 12. Петрохимическая диаграмма  $c - \text{SiO}_2 - \alpha$  средних составов пород монцодиорит-гранитной ассоциации

1 – монцогаббро, 2 – монцодиориты, 3 – кварцевые монцодиориты, 4 – гранодиориты, 5 – граносиениты, 6 – биотитовые граниты, 7 – лейкограниты; 8, 9 – жильные породы: 8 – лампрофиты, 9 – граниты; 10 – ареал петрохимической подгруппы и ее номер. Цифровые и буквенные обозначения см. рис. 5.

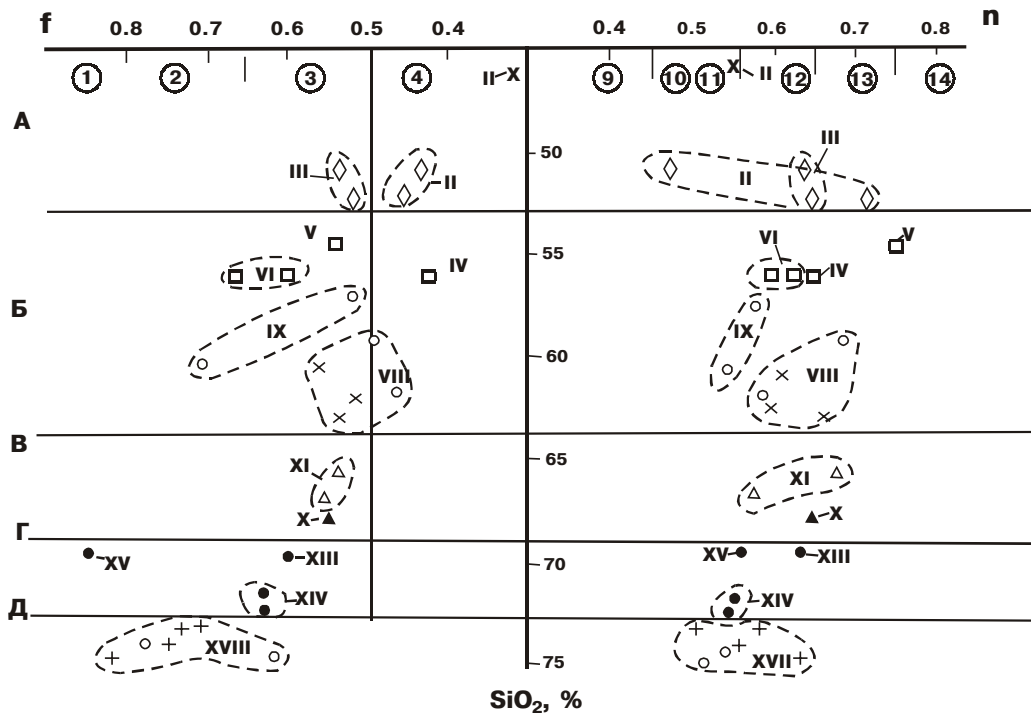


Рис. 13. Петрохимическая диаграмма  $f-SiO_2-n$  средних составов пород монцодиорит-гранитной ассоциации. Условные обозначения см. рис. 12, цифровые и буквенные обозначения – рис. 6.

цевых монцодиоритах Увильдинского массива. В целом для этих пород характерны низкомагнезиальный тип ( $f = 0.46-0.49$ ), низкая и умеренная натриевость ( $n = 0.59-0.69$ ), причем повышенная натриевость присуща кварцевым монцодиоритам Аргазинского массива.

В эту же подгруппу входят жильные образования Аргазинского и Увильдинского массивов, по составу отвечающие кварцевым монцодиоритам. Это породы субщелочного ряда умеренной и высокой степени щелочности ( $\alpha = 0.67-0.82$ ), низкожелезистого ( $f = 0.52-0.56$ ) и низко- умеренно натриевого ( $n = 0.61-0.67$ ) типов, при этом пониженная натриевость и более высокая степень щелочности характерны для жильных кварцевых монцодиоритов Увильдинского массива.

В отличие от кварцевых монцодиоритов, распространенных в составе ранней магматической фазы, жильные образования аналогичного состава имеют повышенную кремнекислотность и железистость. По типу щелочности кварцевые монцодиориты, слагающие жилы в Увильдинском массиве, сходны с кварцевыми монцодиоритами I фазы этого же массива (низконатриевый тип), а жильные образования Аргазинского массива, как и кварцевые монцодиориты ранней фазы, имеют умереннонатриевый уклон.

Подгруппа IX ( $c = 0.10-0.20$ ) представлена низкоизвестковистыми щелочного ряда кварцевыми монцодиоритами Аргазинского и Увильдинского массивов, имеющими высокую степень щелочности (особенно в увильдинских магматитах,  $\alpha = 0.78$ ), низкую и умеренную железистость ( $f = 0.52-0.69$ ) и низконатриевый тип щелочности ( $n = 0.55-0.58$ ). Повышенная железистость (как и степень щелочности) характерна для кварцевых монцодиоритов Увильдинского массива.

Описанные выше породы (подгруппы II-IX) относятся к первой фазе формирования массивов увильдинского комплекса, причем магматиты основного и среднего состава, слагающие Увильдинский массив, обладают более высокой степенью щелочности и пониженной натриевостью, чем аналогичные породы Аргазинского массива.

По данным В. Н. Юрецкого и др. (1982), магматиты I фазы имеют преимущественно мелкозернистое сложение, но среди монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов распространены также и среднезернистые порфиroidные разновидности. Основной темноцветный минерал этих пород – биотит, который обычно образует скопление чешуй размером 5x8 мм. Иногда в монцодиоритах, наряду с биотитом, присутствует роговая обманка, что характерно для южной части Увильдинского массива.

В порфириовидных разновидностях монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов вкрапленники плагиоклаза и калиевого полевого шпата образуют таблитчатые кристаллы в количестве от 5–10 до 20 % объема породы. Общее содержание полевого шпата колеблется в широких пределах – от 40 до 70 %, при этом на долю калиевого полевого шпата приходится всего 7–15 %. В порфириовидных выделениях плагиоклаз представлен обычно олигоклазом № 22–29, в основной массе монцодиоритов плагиоклаз более кислый (№ 15–19). Калиевый полевой шпат относится к моноклинному с содержанием ортоклазовой составляющей от 81 до 97 %.

Для монцодиоритов (и кварцевых монцодиоритов) характерны существенные колебания в количестве биотита – от 30 до 60 %, а содержание роговой обманки не превышает 5 %. В монцодиоритах кварц присутствует в единичных знаках, в кварцевых монцодиоритах количество его составляет 5–7 %. Наиболее распространенными акцессорными минералами являются сфен, апатит, циркон, титаномагнетит, ильменит. В монцогаббро распространены основной плагиоклаз № 78 и 98, амфиболизированный пироксен, роговая обманка и биотит, причем два последние минерала часто образуют крупные выделения.

*Петрохимическая группа умереннокремнекислых ассоциаций*  
( $SiO_2 = 66–68 \%$ )

К этой петрохимической группе относятся гранодиориты, граносиениты и адамеллиты, наиболее широко распространенные в составе II фазы формирования массивов Увильдинского комплекса.

Подгруппа X ( $c = 0.20–0.21$ ) представлена аргазинскими гранодиоритами и адамеллитами, имеющими умеренную степень щелочности ( $\alpha = 0.65–0.67$ ), низкую железистость ( $f = 0.54–0.55$ ), низкую и умеренную натриевость ( $n = 0.65–0.66$ ).

В адамеллитах в порфириовидных выделениях распространен плагиоклаз № 13 и 19 с содержанием ортоклазовой составляющей 0.5–2.7 %. В основной массе породы плагиоклаз более кислый (№ 2), в котором содержание ортоклазовой молекулы составляет 0–1.5 %.

Калиевый полевой шпат преимущественно моноклинный с низкой структурной упорядоченностью, значительно реже встречается слаборешетчатый микроклин. Содержание альбитового компонента колеблется от 10 до 15 %.

Подгруппа XI ( $c = 0.15–0.17$ ) объединяет граносиениты Аргазинского и Увильдинского массивов, характеризующиеся умеренной степенью щелочности ( $\alpha = 0.72–0.74$ ), низкой железистостью

( $f = 0.52-0.54$ ), низкой и умеренной натриевостью ( $n = 0.58-0.68$ ), причем повышенная натриевость присуща граносиенитам Аргазинского массива.

Характеризуемые породы обычно имеют порфировидную структуру и состоят из плагиоклаза 20–40, калиевого полевого шпата 20–40, кварца 10–15, биотита 20–25 %. Из аксессуарных минералов отмечаются апатит и сфен (1–2 %), а также в единичных знаках циркон, магнетит, ильменит. Порфировидные выделения представлены как зональным плагиоклазом, так и нерешетчатými калиевым полевым шпатом.

*Петрохимическая группа высококремнекислых ассоциаций*  
( $SiO_2 = 0.70-0.73 \%$ )

Подгруппа XIII ( $c = 0.17-0.18$ ) представлена известково-щелочными биотитовыми гранитами Аргазинского массива умеренной степени щелочности ( $\alpha = 0.68-0.70$ ), низкой железистости ( $f = 0.58-0.60$ ) и низкой натриевости ( $n = 0.64-0.65$ ).

Подгруппа XIV ( $c = 0.09-0.11$ ) объединяет субщелочные биотитовые граниты Аргазинского и Увильдинского массивов, имеющие умеренную и высокую степень щелочности ( $\alpha = 0.80$  – для аргазинских гранитов и  $0.88$  – для увильдинских). Эти породы характеризуются низкой железистостью ( $f = 0.62$ ) и низконатриевым (до калиево-натриевого) уклоном в типе щелочности ( $n = 0.55-0.56$ ).

Подгруппа XV ( $c = 0.06-0.07$ ) включает аргазинские биотитовые граниты повышенной щелочности ( $\alpha = 0.90$ ), обладающие высокой степенью железистости ( $f = 0.83-0.84$ ) и низкой натриевостью ( $n = 0.56-0.57$ ).

Таким образом, для гранитов известково-щелочного ряда характерна повышенная натриевость, а для гранитов щелочного ряда – высокая железистость.

*Петрохимическая группа весьма высококремнекислых ассоциаций*  
( $SiO_2 > 73 \%$ )

Подгруппа XVII ( $c = 0.06-0.09$ ) объединяет субщелочные лейкограниты Аргазинского и Увильдинского массивов, имеющих умеренную и высокую железистость ( $f = 0.62-0.76$ ), степень щелочности ( $\alpha = 0.84-0.87$ ) и повышенную калиевость (калиево-натриевый тип,  $n = 0.53-0.55$ ). Как и в породах предыдущей петрохимической группы, наиболее высокая железистость присуща лейкогранитам Аргазинского массива.

Биотитовые граниты и лейкограниты относятся к III фазе магматического внедрения и представляют собой двуполевошпатовые

разновидности среднезернистой и порфиroidной структуры. Размер вкрапленников полевых шпатов достигает 1–1.5 см (обычно 0.7–0.8 см), количество их колеблется от 5 до 10 %. В составе гранитов распространены плагиоклаз 35–40, калиевый полевой шпат 25–35, кварц 30–35, биотит 3–5 %. Среди акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон, магнетит, в меньшей мере сфен и ильменит.

Плагиоклаз, слагающий порфиroidные выделения, представлен олигоклазом № 21–22 с ортоклазовой составляющей 2.8–4.2 % и структурной упорядоченностью, отвечающей низкому альбиту. В основной массе гранитов плагиоклаз более кислый (№ 2–13). Калиевый полевой шпат обычно нерешетчатый, моноклинный, с содержанием альбитовой молекулы 5–15 %.

Для лейкогранитов характерно наличие плагиоклаза с основностью № 1–13. Калиевый полевой шпат представлен как ортоклазом, так и микроклином, имеющими альбитовую составляющую в количестве 1–18 %.

К данной подгруппе относятся также субщелочные лейкограниты, слагающие жилы как в Аргазинском, так и Увильдинском массивах. Эти породы характеризуются умеренной степенью щелочности ( $\alpha = 0.72–0.84$ ), высокой железистостью ( $f = 0.70–0.80$ ), калиево-натриевым и низконатриевым типом щелочности ( $n = 0.51–0.64$ ), что сближает их по петрохимическим особенностям с лейкогранитами III фазы формирования монцодиорит-гранитной ассоциации.

В магматических породах рассматриваемого петрохимического типа установлены следующие закономерности в распределении и поведении микроэлементов (табл. 9–11, рис. 14).

*Медь* в нижекларковых количествах отмечается в монцогаббро. В монцодоритах и кварцевых монцодиоритах концентрации меди находятся на кларковом уровне, а в кислых породах (адамеллитах, граносиенитах и гранитах) – в вышекларковых и частично специализированных значениях. Характерно, что в абсолютных величинах содержание меди во всех породных группах (начиная с монцогаббро и кончая гранитами) примерно одинаковое (90–110 г/т), но в лейкогранитах оно снижается до 80 г/т.

*Цинк* в породах среднего и кислого состава концентрируется в кларковом количестве, а в монцогаббро – на нижекларковом уровне. Абсолютные содержания цинка в монцогаббро и монцодиоритах близки (65–75 г/т), в гранитах несколько ниже (55–65 г/т). Наиболее низкое количество цинка отмечается в жильных лейкогранитах (до 25 г/т).

Таблица 9

**Среднее содержание элементов-примесей (г/т)  
в магматитах Увильдинского массива**

Порода	Характеристика	Элемент								
		Cu	Zn	Pb	Sn	Mo	Co	Ni	Cr	V
1	X	103.6	82.3	23.0	2.4	1.3	10.4	64.3	93.8	58.3
	S <sup>2</sup>	18.7	1.13	1.55	1.06	1.13	1.17	1.19	1.30	1.22
2	X	100	65.0	35.6	2.5	1.1	7.7	25.7	58.8	33.4
	S <sup>2</sup>	18.0	1.10	1.31	1.06	1.08	0.09	1.20	1.22	1.19
3	X	101.4	74.5	22.1	2.2	1.2	9.1	40.8	69.5	57.7
	S <sup>2</sup>	1.06	1.02	1.06	1.02	1.17	1.04	1.08	1.10	3.17
4	X	104.0	63.1	76.6	2.8	1.0	6.4	35.5	62.3	24.4
	S <sup>2</sup>	13.62	3.73	1.31	1.3	1.23	1.08	1.09	1.22	1.05
5	X	98.5	69.0	50.9	2.6	1.0	4.9	28.7	54.1	28.2
	S <sup>2</sup>	1.04	1.03	1.26	1.14	1.09	1.08	1.03	2.0	1.05
Порода	Характеристика	Элемент								
		Ga	Ba	Ti	Be	Y	Yb	Zr	Nb	
1	X	38.1	644.5	5069	3.1	15.2	3.1	106.0	15.0	
	S <sup>2</sup>	1.03	1.19	1.01	1.22	1.01	1.01	1.09	1.0	
2	X	36.6	1097.3	4435	3.1	15.3	2.9	163.9	14.8	
	S <sup>2</sup>	1.03	1.21	1.05	1.30	1.04	1.22	35.3	1.03	
3	X	36.2	934.9	4970	4.4	15.7	3.0	142.7	15.0	
	S <sup>2</sup>	1.03	1.16	1.01	0.06	1.08	1.0	12.03	1.0	
4	X	43.0	913	3098	4.9	15.8	3.2	165.9	15.2	
	S <sup>2</sup>	1.03	1.34	1.04	1.19	1.03	1.05	1.04	1.02	
5	X	34.7	638.3	4261	4.0	16.1	3.1	135.7	15.2	
	S <sup>2</sup>	1.02	1.11	1.03	1.11	1.03	1.01	15.8	1.0	

Примечание. 1 – монцодиорит и кварцевый монцодиорит, 2 – биотит-амфиболовый граносиенит, 3 – биотитовый граносиенит, 4 – гранит, 5 – жильный гранит и лейкогранит. По материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982). Здесь и далее: X – среднее содержание, S<sup>2</sup> – дисперсия.

Таблица 10

**Среднее содержание элементов-примесей (г/т)  
в магматитах Аргазинского массива**

Порода	Характеристика	Элемент								
		Cu	Zn	Pb	Sn	Mo	Co	Ni	Cr	V
1	X	100.7	73.4	11.6	2.1	0.9	10.5	60.2	78.3	59.6
	S <sup>2</sup>	1.05	5.86	1.37	1.02	1.07	1.07	1.23	1.66	7.67
2	X	102.4	73.9	16.3	2.2	1.1	9.7	39.0	50.3	56.6
	S <sup>2</sup>	1.12	1.10	1.47	1.02	1.15	1.07	1.14	1.28	10.03
3	X	102.9	69.1	27.0	2.3	1.2	7.3	32.3	57.3	31.8
	S <sup>2</sup>	1.15	1.18	1.64	1.02	1.46	0.12	1.17	1.23	1.43
4	X	89.2	59.1	37.9	2.1	1.0	3.7	27.6	44.6	27.9
	S <sup>2</sup>	1.07	10.07	1.26	1.01	1.18	1.34	1.14	1.10	4.50
5	X	86.3	45.6	38.5	2.5	0.9	3.0	25.3	36.1	12.7
	S <sup>2</sup>	1.07	6.12	1.91	1.09	1.28	1.2	1.74	1.18	1.27
Порода	Характеристика	Элемент								
		Ga	Ba	Ti	Be	Y	Yb	Zr	Nb	
1	X	30.0	539.3	5487	1.9	15.1	3.4	88.3	15.0	
	S <sup>2</sup>	3.53	1.95	979	1.34	1.0	1.29	1.09	1.0	
2	X	36.3	504.9	5198	1.7	15.0	3.1	126.7	15.6	
	S <sup>2</sup>	1.03	1.85	1.01	1.3	1.0	1.04	1.15	0.19	
3	X	37.3	510.3	4229	2.2	16.3	3.4	157.3	15.6	
	S <sup>2</sup>	1.09	695	326	1.25	1.04	1.06	31.6	1.01	
4	X	25.5	375.6	3500	2.6	15.2	3.3	114.6	15.2	
	S <sup>2</sup>	1.31	1.81	160.3	1.20	1.0	1.02	1.08	1.02	
5	X	36.4	114.8	2641	3.1	17.2	3.6	102.4	19.3	
	S <sup>2</sup>	3.54	3.34	1.09	1.43	1.07	1.07	19.9	1.11	

Примечание. 1 – монцогаббро, 2 – монцодиорит, 3 – граносиенит, 4 – гранит, 5 – аплит, аплитовидный гранит. По материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982).

**Содержание элементов-примесей (г/т) в лампрофирах  
увильдинского комплекса**

Массив		Элемент						
		Rb	Sr	Be	Sc	Y	La	Ce
Аргазинский	1	40	3080	2.5	26	35	158	240
	2	100	1060	2.2	11	16	50	90
Увильдинский	3	78	2320	2	7	13	70	112
	4	68	1350	1	10	12	50	80

Массив		Элемент						
		Yb	Zn	Nb	V	Cr	Co	Ni
Аргазинский	1	3.0	208	50	230	318	45	251
	2	1.6	162	10	91	100	13	32
Увильдинский	3	1.5	170	10	80	55	16	83
	4	1.2	132	8	72	125	17	72

Примечание.

1. (SiO<sub>2</sub> = 46.0 %, CaO = 9.41 %, Na<sub>2</sub>O = 2.47 %, K<sub>2</sub>O = 2.93 %)
2. (SiO<sub>2</sub> = 63.8 %, CaO = 3.31 %, Na<sub>2</sub>O = 4.38 %, K<sub>2</sub>O = 3.21 %)
3. (SiO<sub>2</sub> = 60.8 %, CaO = 3.95 %, Na<sub>2</sub>O = 4.89 %, K<sub>2</sub>O = 4.68 %)
4. (SiO<sub>2</sub> = 62.8 %, CaO = 3.60 %, Na<sub>2</sub>O = 4.00 %, K<sub>2</sub>O = 4.14 %)

По материалам [160].

*Свинец* на нижекларковом уровне устанавливается в монцогаббро, на кларковом – в монцодиоритах, на вышекларковом – в гранитах и лейкогранитах (включая жильные образования), но в отдельных разновидностях биотитовых гранитов содержание свинца достигает специализированного уровня (до 4.5 кларка).

*Олово* во всех породных группах монцодиорит-гранитной ассоциации отмечается на нижекларковом уровне и примерно в одинаковых абсолютных концентрациях – 2–3 г/т.

*Молибден* в кларковых количествах характерен для гранитов, лейкогранитов и монцодиоритов. Основные породы молибденом обеднены. Абсолютные величины концентраций этого элемента во всех породных группах близки и составляют 0.8–1.4 г/т.

*Кобальт, никель, хром, ванадий, титан.* Для перечисленных микроэлементов устанавливается одна общая закономерность – снижение абсолютных содержаний от основных к кислым породам. Монцогаббро, монцодиориты и кварцевые монцодиориты характеризуются нижекларковыми концентрациями Co, Ni, и Ti (в монцодиори-

тах хром присутствует в кларковом количестве). В гранитах и лейкогранитах (включая жильные породы) фемафильные элементы содержатся на кларковом и вышекларковом уровнях, за исключением ванадия, количество которого почти в 1.5 раза ниже кларка.

*Галлий* концентрируется во всех разновидностях пород монцодиорит-гранитной ассоциации примерно на одном уровне – от 25 до 40 г/т, что отвечает кларковому и, частично для гранитов, вышекларковому количеству.

*Барий* содержится в средних и кислых породах на нижекларковом уровне. В монцогаббро его концентрации достигают 550 г/т, что в 1.8 раза выше кларка. Отмечаются значительные вариации в величинах содержаний бария в гранитах и лейкогранитах (от 120 до 670 г/т), а также в монцодиоритах и граносиенитах (от 510 до 670 г/т).

*Бериллий* присутствует на кларковом уровне в основных и средних породах и нижекларковом уровне – в граносиенитах, гранитах и лейкогранитах, но в абсолютных величинах этот элемент содержится во всех породных группах примерно в одинаковых значениях – 2–3 г/т.

*Иттрий* в количестве 15–17 г/т концентрируется как в монцогаббро и монцодиоритах, так и в адамеллитах, граносиенитах и гранитах, что соответствует нижекларковому уровню накопления элемента в этих породах.

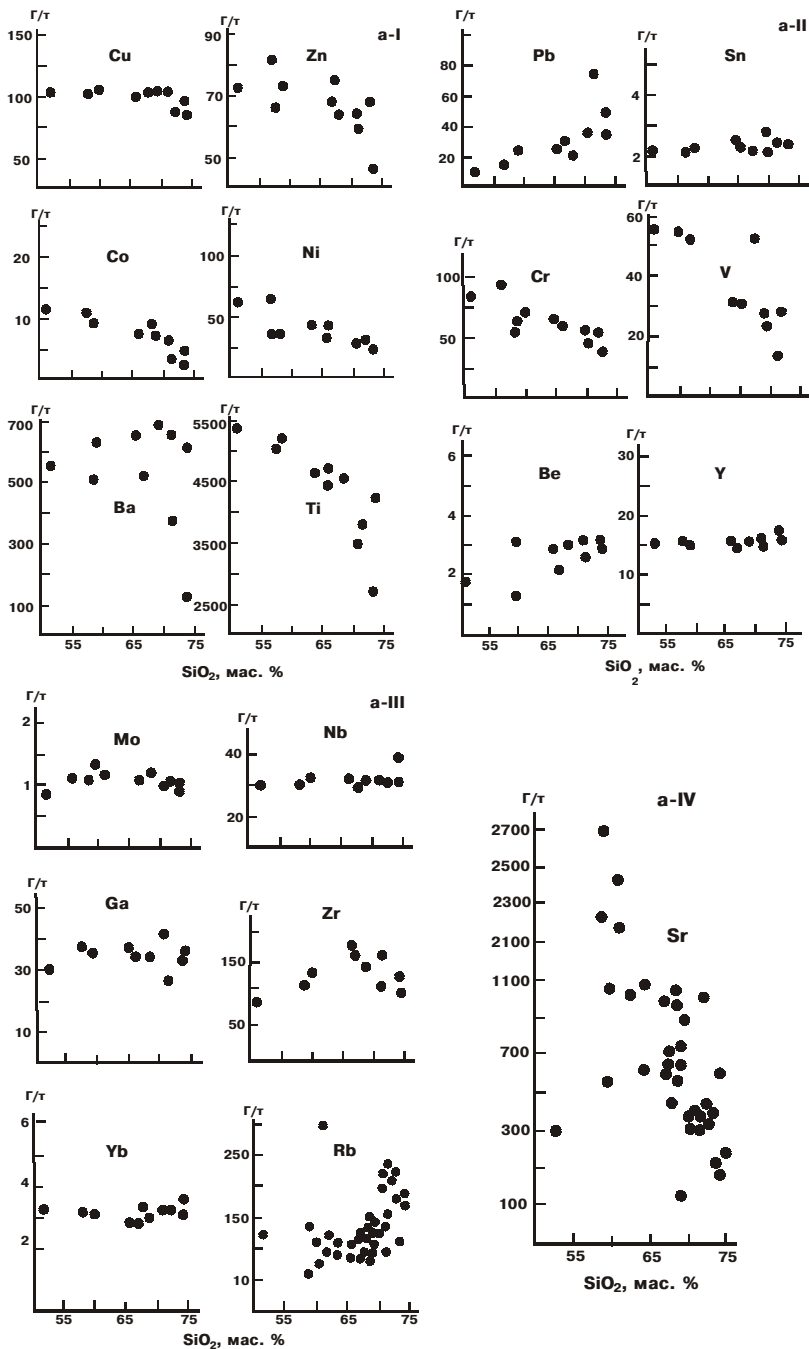
*Иттербий* отмечается в кларковых количествах в основных и средних породах и нижекларковых – в кислых и умереннокремнекислых разновидностях. Абсолютные содержания колеблются в пределах 3–3.5 г/т.

*Цирконий* распространен в нижекларковом количестве во всех породных группах монцодиорит-гранитной ассоциации. Повышенные его содержания устанавливаются в адамеллитах и граносиенитах (150–170 г/т), а наименьшие – в монцогаббро (90–100 г/т).

*Ниобий* присутствует в среднеосновных и кислых породах на нижекларковом уровне в пределах 14–16 г/т и лишь в лейкогранитах (включая и жильные образования) концентрация этого элемента приближается к кларку (18 г/т).

Несколько подробнее остановимся на характере распределения стронция и рубидия в магматитах рассматриваемого петрохимического типа (табл. 12).

*Стронций* в нижекларковом количестве отмечается в монцогаббро, в кларковом и вышекларковом – граносиенитах, адамеллитах, биотитовых гранитах и лейкогранитах. Абсолютные концентрации стронция закономерно снижаются от монцодиоритов и кварце-



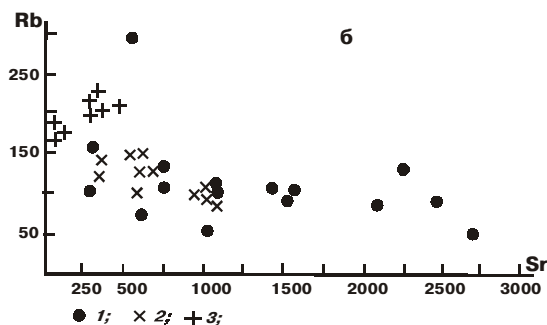


Рис. 14. Вариационные диаграммы распределения рудных и редких элементов (а I–IV) и диаграмма Rb / Sr- отношения (б) в породах монцодиорит-гранитной ассоциации

1 – монцодиориты, кварцевые монцодиориты; 2 – граносиениты, адамеллиты; 3 – граниты, лейкограниты.

Таблица 12

**Содержание рубидия и стронция в магматитах монцодиорит-гранитной ассоциации**

Элемент, г/т	Увильдинский массив								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rb	123	139	312	60	53	90	102	87	118
Sr	299	2250	560	2700	1080	1535	2470	2140	1560
Rb/Sr	0.4	0.06	0.56	0.02	0.05	0.06	0.04	0.04	0.07
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Rb	106	69	69	116	123	123	97	95	97
Sr	1080	1060	625	895	1020	348	980	1025	107
Rb/Sr	0.09	0.06	0.11	0.13	0.12	0.35	0.09	0.09	0.9
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Rb	135	149	115	128	98	160	143	172	106
Sr	750	645	760	685	1060	364	359	216	610
Rb/Sr	0.18	0.23	0.15	0.2	0.09	0.44	0.4	0.8	0.17
	Аргазинский массив				Турокаевское тело Аргазинского массива				
	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Rb	151	121	186	172	200	231	225	215	219
Sr	560	620	190	215	324	301	340	356	449
Rb/Sr	0.09	0.2	0.9	0.8	0.61	0.76	0.68	0.6	0.48

Примечание. 1 – монцогаббро, 2–9 – монцодиориты, 10–12 – кварцевые монцодиориты, 13–17 – граносиениты, 18–22, 28, 29 – адамеллиты, 23–25, 32–36 – биотитовые граниты, 26, 27, 30, 31 – лейкограниты. По материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982).

вых монцодиоритов (2770–2500 г/т) к умеренно кислым гранитоидам (950–400 г/т) и далее к гранитам (400–300 г/т). Наиболее низкие содержания (250–200 г/т) фиксируются в лейкогранитах.

*Рубидий* на вышекларковом уровне устанавливается в монцогаббро, на кларковом – в монцодиоритах и кварцевых монцодиоритах. В граносиенитах, адамеллитах и гранитах рубидий содержится в пределах кларка и ниже. Наряду с этим, отмечается закономерное повышение концентраций рубидия от средне-основных пород (50–125 г/т) к кислым (75–225 г/т), причем наиболее высокие содержания этого элемента (более 225 г/т) характерны для биотитовых гранитов.

Величина Rb/Sr – отношения в породах монцодиорит-гранитной ассоциации не превышает единицы (см. рис. 14б), что присуще производным базальтовой (и щелочнобазальтовой) магмы, к каковым принадлежит рассматриваемый петрохимический тип изверженных горных пород.

Лампрофиры основного и, в меньшей мере, среднего состава обогащены Sr, Br, Se, Zr, Nb, La, Ce (см. табл. 11). Однако часть лампрофиров, по составу соответствующих монцодиоритам, обеднены такими элементами, как Zr, Nb, V. В целом же лампрофиры геохимически близки к монцогаббро и монцодиоритам I фазы формирования монцодиорит-гранитной ассоциации.

Магматические породы вышеохарактеризованного увильдинского комплекса по вещественному составу и формационной принадлежности близки к магматитам ранне-среднекаменноугольного степнинского комплекса, массивы которого (Черноборский, Степнинский, Бирюковский, Вандышевский и Уйский) распространены в виде дугообразного ареала северо-западного направления, пересекающего субмеридиональную зону Магнитогорско-Челябинского мегаблока [160]. Интрузивные тела степнинского комплекса фиксируют рифтогенную структуру и размещены независимо от тектонических структур этой части Урала среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, не затронутых процессами регионального метаморфизма или же метаморфизованных в зеленосланцевой фации.

*Степнинский массив* находится в пределах одноименного синклиория. Восточной эндоконтактной частью он залечивает разломную зону, ограничивающую с запада Кочкарский антиклинорий. Массив резко дискордантен по отношению к структурам вмещающих пород и имеет рвущий интрузивный контакт, погружающийся под массив. В южной части он деформирует структуры рамы, вследствие чего слои осадочных пород как бы его облекают (рис. 15). Вме-

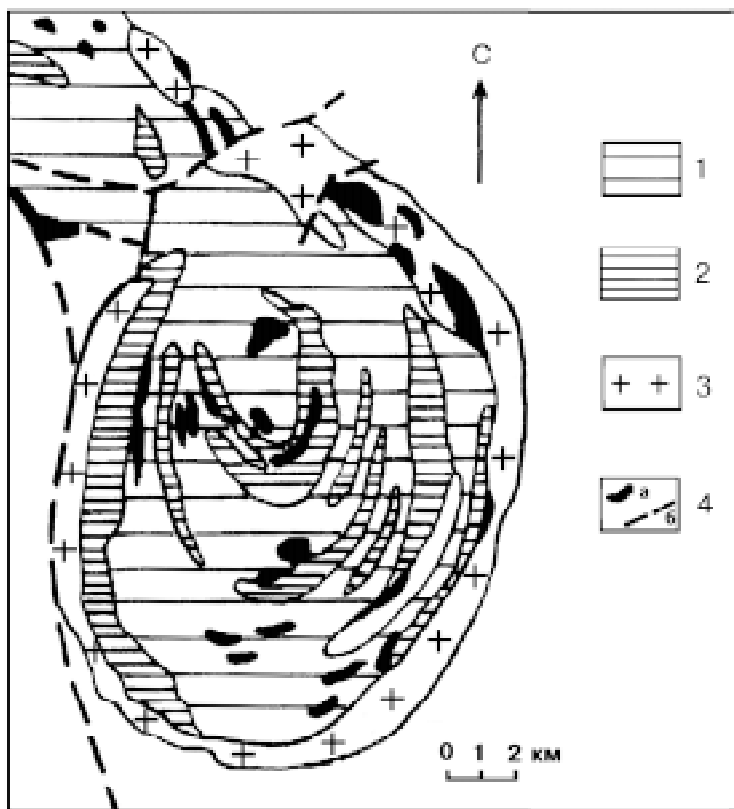


Рис. 15. Схематическая геологическая карта Степнинского массива. (По [160] с упрощениями)

1 – сиенито-диориты, сиеногранодиориты I фазы, 2 – граносиениты и граниты II фазы, 3 – граниты III фазы, 4 – роговики (а), разломы (б).

щающие вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы ранне-средневизейского возраста в контакте с массивом ороговикованы и скарнированы.

Массив характеризуется зональным строением: центральное ядро повышенной основности и внешняя неполнокольцевая граносиенит-гранитная интрузия. В ядре массива обнажены монцониты, монцодиориты, кварцевые монцодиориты (I фаза) с многочисленными ксенолитами пород кровли. Отмечается концентрическое строение ядра с уменьшением основности и омоложением пород от его центра к периферии.

II фаза представлена граносиенитами и гранитами в виде неполнокольцевой интрузии, окружающей ядро массива. Внутренняя часть этой интрузии сложена граносиенитами и адаметеллитами, а внешняя – биотитовыми гранитами. В III интрузивную фазу были внедрены дайки и жилы лейкогранитов, аплитовидных и пегматоидных гранитов, сиенит- и граносиенит-порфиров [160, 234].

Разновидности пород всех трех магматических фаз образуют тело, погружающееся к центру массива, то есть в разрезе интрузив имеет воронкообразную форму. По геофизическим данным дно массива горизонтальное и располагается на глубине 2.5–3 км.

Сравнивая геолого-петрологические особенности Увильдинского, Аргазинского и Степнинского массивов, отметим следующее. Для всех этих интрузивных тел характерен сходный набор породных групп и одинаковая последовательность в их формировании. Близок и состав жильных пород, а также одинаковая кольцевая и полукольцевая форма зональных массивов. Сходен также характер контактовых изменений вмещающих пород (табл. 13).

На петрохимической диаграмме (рис. 16, табл. 14–16) породы степнинского комплекса, Увильдинского и Аргазинского массивов образуют единый ареал фигуративных точек, отражающий последовательно дифференцированную от габброидов до гранитов и лейкогранитов магматическую ассоциацию субщелочной серии.

Отмечается сходство магматитов увильдинского и степнинского комплексов и по геохимическим особенностям. Для пород Увильдинского и Аргазинского массивов характерны высокие концентрации лантаноидов, ниобия, циркония, стронция и рубидия [160]. В гранитоидах Степнинского массива наблюдаются повышенные содержания ниобия, циркония, рубидия, а также кобальта и скандия [130].

Таким образом, увильдинский комплекс в составе Увильдинского и Аргазинского массивов по геолого-петрологическим признакам сходен с степнинским комплексом, являющимся эталоном монодиорит-гранитного формационного типа, распространенного на Южном Урале.

Возраст степнинского комплекса определяется границей нижнего и среднего карбона. Учитывая формационную однотипность Увильдинского, Аргазинского и Степнинского массивов, не исключено, что возраст увильдинского комплекса может быть каменноугольным.

Таблица 13

## Сравнительная характеристика массивов увильдинского и степнинского комплексов

Признак	Массив		
	Аргазинский	Увильдинский	Степнинский
Форма массива	Кольцеобразная	Изометричная	Кольцеобразная
Петрографический состав	I фаза: монцогаббро, монцодиориты II фаза: граносиениты, сиеногранодиориты	I фаза: монцогаббро, монцодиориты II фаза: граносиениты, сиеногранодиориты	I фаза: монцогаббро, монцодиориты II фаза: граносиениты, сиеногранодиориты
Жильные породы	III фаза: граниты, аплиты пегматиты, пегматоидные граниты, порфириты, монцодиориты	III фаза: граниты, аплиты пегматиты, пегматоидные граниты, порфириты, монцодиориты	III фаза: лейкограниты, аплиты, пегматоидные граниты, монцодиориты
Контактные изменения	Калишпатизация, альбитизация, ороговикование. Наличие интрузивных контактов	Калишпатизация, альбитизация, ороговикование. Наличие интрузивных контактов	Ороговикование, скарнирование. Наличие интрузивных контактов
Геохимические особенности	Обогащены лантаноидами, Nb, Zr, Sr, Rb	Обогащены лантаноидами, Nb, Zr, Sr, Rb	Обогащены лантаноидами, Nb, Zr, Sr, Rb
Формационный тип	Монцодиорит-гранитный	Монцодиорит-гранитный	Монцодиорит-гранитный
Возраст	PZ <sub>2</sub> ?	PZ <sub>2</sub> ?	PZ <sub>2</sub>

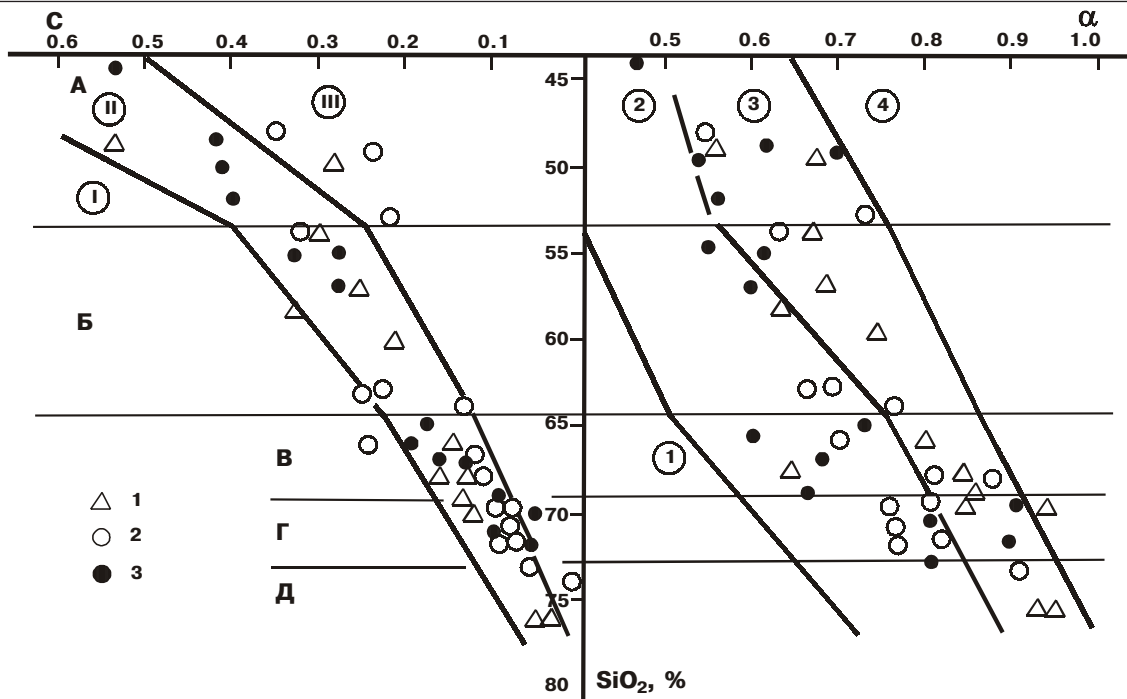


Рис. 16. Петрохимическая диаграмма с -  $\text{SiO}_2$  -  $\alpha$  магматит лв увильдинского и степнинского комплексов.

1-3 - массивы: 1 - Степнинский, 2 - Увильдинский, 3 - Аргазинский. Цифровые и буквенные обозначения см. рис. 5.

**Средний химический состав магматитов  
Аргазинского массива**

Порода	Оксиды (мас. %), петрохимические модули							
	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
1	49.84	1.62	17.27	3.29	5.46	0.10	5.31	6.59
2	55.94	1.31	18.43	2.41	3.94	0.07	3.32	5.05
3	60.0	0.65	15.90	0.83	2.41	0.05	1.65	2.62
4	70.07	0.33	15.45	0.70	1.54	0.03	0.56	1.55
5	72.91	0.23	13.93	0.41	1.59	0.04	0.36	1.0
6	46.0	1.28	13.15	3.21	6.12	0.13	11.36	9.41
7	63.80	0.86	15.90	0.75	3.79	0.06	2.30	3.31
8	74.13	0.12	14.01	0.35	1.09	0.01	0.31	1.08
Порода	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Колич. проб	q	c	α	f	n
1	4.41	2.92	4	0.36	0.37	0.60	0.47	0.70
2	4.93	2.53	3	0.49	0.30	0.59	0.51	0.76
3	3.93	3.84	3	0.66	0.18	0.67	0.54	0.61
4	4.18	4.28	3	0.74	0.08	0.78	0.74	0.60
5	3.73	5.20	3	0.76	0.07	0.85	0.78	0.55
6	2.47	2.93	1	0.10	0.54	0.56	0.31	0.55
7	4.38	3.21	1	0.63	0.22	0.67	0.52	0.67
8	4.09	4.35	2	0.77	0.08	0.82	0.74	0.58

Примечание. 1 – монцогаббро, 2 – монцодиорит, 3 – сиеногранодиорит, 4 – граносиенит, 5 – гранит, 6, 7 – лампрофир, 8 – жильный гранит. По материалам [160].

### **3.2. Известково-щелочной высоконатриевый тип плагиигранитной (габбро-плагиигранитной) ассоциации**

Этот петрохимический тип представлен породами раннеордовикского уразбаевского плагиигранитного, раннесилурийского пус-тозеровского габбро-плагиигранитного и раннекаменноугольного кундравинского плагиигранитного комплексов, распространенных в пределах Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория вблизи границы с Арамилско-Сухтелинским синклинорием. Описание комплексов приведено по материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982).

**Средний химический состав магматитов  
Увильдинского массива**

Порода	Оксиды (мас. %), петрохимические модули							
	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
1	49.88	1.80	16.41	2.77	2.67	0.14	6.69	5.78
2	62.60	0.64	16.10	1.0	4.51	0.07	2.40	3.52
3	65.51	0.61	15.63	1.29	2.62	0.05	1.81	2.77
4	70.82	0.36	14.88	0.85	2.18	0.02	0.62	1.26
5	73.21	0.18	14.09	0.78	1.51	0.01	0.33	0.70
6	61.82	0.77	15.67	1.45	3.14	0.07	3.16	3.78
7	74.49	0.15	13.91	0.78	0.98	0.02	0.20	0.78
Порода	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Колич. проб	q	c	α	f	n
1	3.57	3.33	4	0.32	0.35	0.64	0.45	0.64
2	4.20	3.50	1	0.60	0.23	0.66	0.56	0.65
3	4.56	4.05	5	0.65	0.17	0.76	0.53	0.65
4	4.03	4.60	4	0.73	0.09	0.78	0.73	0.57
5	3.90	4.75	2	0.77	0.05	0.82	0.79	0.55
6	4.45	4.41	2	0.59	0.22	0.75	0.44	0.61
7	4.06	4.64	2	0.78	0.05	0.84	0.80	0.58

Примечание. 1 – монцогаббро, 2 – монцодиорит, 3 – сиеногранодиорит, 4 – граносиенит, 5 – гранит, 6 – лампрофир, 7 – жильный гранит.

По материалам [160].

Таблица 16

**Средний химический состав магматитов  
степнинского комплекса**

Порода	Оксиды (мас. %), петрохимические модули							
	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
1	49.72	1.62	15.46	4.48	5.55	0.13	6.44	7.34
2	56.64	1.23	17.13	2.14	4.28	0.09	3.68	5.36
3	61.13	0.76	16.58	1.50	2.69	0.7	2.14	3.28
4	68.04	0.55	14.44	0.94	3.06	0.08	1.80	2.14
5	68.39	0.49	15.19	1.39	1.55	0.05	1.12	2.73
6	73.20	0.20	13.71	1.02	1.12	0.03	0.38	1.18
Порода	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Колич. проб	q	c	α	f	n
1	3.66	3.40	2	0.27	0.42	0.61	0.48	0.60
2	4.44	3.71	3	0.47	0.30	0.66	0.48	0.65
3	5.20	4.05	2	0.60	0.18	0.77	0.52	0.66
4	4.0	3.0	1	0.69	0.16	0.64	0.55	0.67
5	4.62	4.78	2	0.67	0.14	0.84	0.48	0.60
6	4.32	4.98	4	0.75	0.08	0.90	0.86	0.57

Примечание. 1 – монцогаббро, 2 – кварцевый монцодиорит, 3 – кварцевый сиенито-диорит, 4 – адамеллит, 5 – граносиенит, 6 – гранит.

По материалам [160].

### 3.2.1. Структурные особенности и вещественный состав плагиигранитных массивов

*Уразбаевский массив*, расположенный в районе пос. Уразбаево, обнажен на поверхности в виде трех отдельных выходов плагиигранитов площадью от 2,5 до 8 км<sup>2</sup>, которые, как показывает интерпретация геофизических данных, на глубине порядка 1 км соединяются и образуют единое тело с крутыми контактами (рис. 17).

Вмещающими массив породами являются графитистые кварциты игишской, а также биотитовые и амфиболовые сланцы ара-

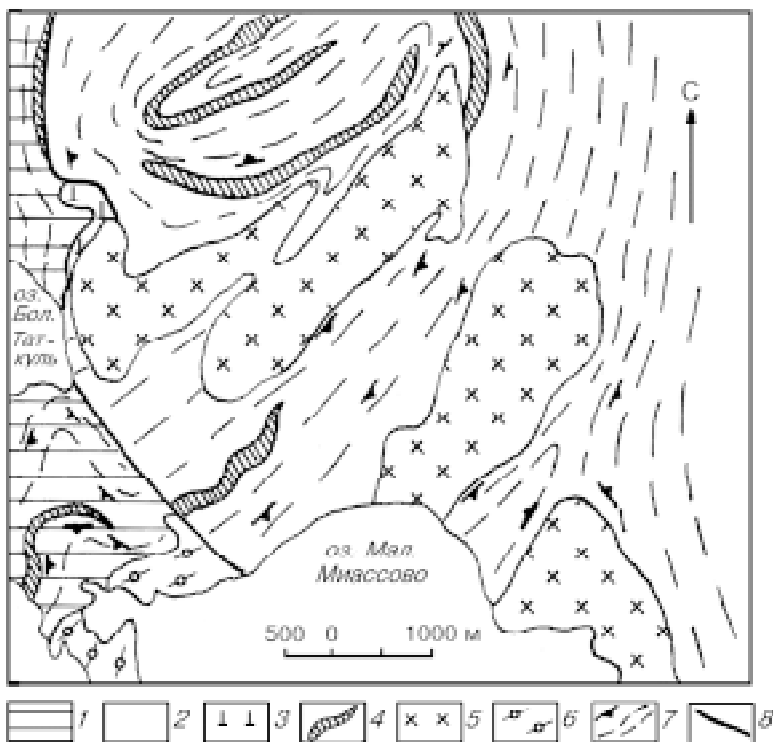


Рис. 17. Схема геологического положения Уразбаевского массива (составлена по материалам В. Н. Юрецкого и др., 1982)

1, 2 – метаморфические породы: 1 – протерозойские, 2 – вендские; 3, 4 – базиты и ультрабазиты: 3 – протерозойские, 4 – вендские; 5 – плагииграниты Уразбаевского массива, 6 – гранитоиды Кисегачского массива, 7 – характер складчатости метаморфических пород и элементы залегания их линейных текстур, 8 – разломы

кульской и сайтовской толщ, собранных в небольшую флексуорообразную складку субширотного простирания. Несмотря на общее согласное залегание массива в геологической структуре, плагиограниты имеют с вмещающими породами рвущие контакты. Кварциты в экзоконтакте перекристаллизованы, мощность зон перекристаллизации варьирует от десятков сантиметров до первых метров. В эндоконтакте плагиограниты иногда мусковитизированы.

Жильные образования представлены плагиогранит-порфирами, плагиогранитами и значительно реже тоналитами, распространенными преимущественно в отложениях сайтовской толщи. Дайки этих пород ориентированы в субмеридиональном направлении и прослеживаются по простиранию не более, чем на 50 м. Мощность их не превышает 1–2 м.

Уразбаевский массив характеризуется отрицательным магнитным полем интенсивностью 50–150 нТл и отрицательной аномалией силы тяжести (до 3 мГл) размером 8г3 км. Наличие единой аномалии над тремя разрозненными с поверхности выходами плагиогранитов позволило В. Н. Юрецкому и др. (1982) предположить о залегании на глубине единой большой массы легких пород мощностью 0.5–1 км.

Плагиограниты **пустозеровского комплекса** представляют собой наиболее поздние производные контрастной габбро-плагиогранитной ассоциации, массивы которой расположены в субмеридиональном направлении вдоль Беспаловской зоны разломов, отделяющей Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий от Арамильско-Сухтелинского синклинория.

Массивы габброидов и плагиогранитов пространственно разобщены, вследствие чего взаимоотношения этих пород не ясны. Плагиограниты слагают два относительно крупных массива – Якумбаевский и Пустозеровский.

*Якумбаевский массив* площадью около 15 км<sup>2</sup> находится юго-восточнее оз. Увильды в районе поселков Бол. и Мал. Якумбаево. Имеет несколько вытянутую в субмеридиональном направлении форму с извилистыми апофизами в восточной части. Массив залегает среди вендских отложений сайтовской толщи и с востока контактирует с вулканогенными образованиями нижнего силура (рис. 18).

Якумбаевский массив характеризуется зональным строением: центральная часть его сложена плагиогранитами, а периферическая (включая апофизы) – плагиогранит-порфирами, что подчеркивается также наличием эндоконтактной магнитной аномалии шириною около 0.5 км.

Западный контакт массива до глубины 600 м вертикальный, в интервале 600–1250 м имеет западное падение под углом 65°, кото-

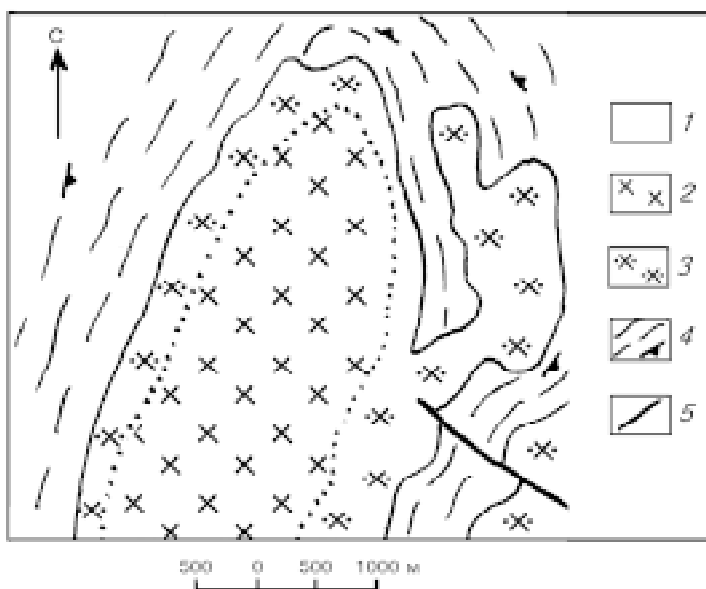


Рис. 18. Схема геологического положения Якумбаевского массива. (Составлена по материалам В. Н. Юрецкого и др., 1982)

1 – метаморфические породы венда; 2, 3 – породы Якумбаевского массива: 2 – плагиограниты, 3 – плагиогранит-порфиры; 4 – характер складчатости метаморфических пород и элементы залегания их линейных текстур; 5 – разломы

рое с 1250 м изменяется на крутое восточное ( $80^\circ$ ). Восточный контакт пологий и имеет падение на восток под углом  $47^\circ$  до глубины 2.5 км. Глубже этой отметки падение контакта меняется на западное под углом  $40^\circ$ . Учитывая эти данные, можно констатировать, что Якумбаевский массив, имея на поверхности ширину в среднем 3 км, на глубине 2.5 км расширяется более чем в два раза, после чего резко сужается.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород выражены в плагиогранитизации последних, что сопровождается развитием гранобластовых агрегатов, состоящих из зерен плагиоклаза полигональной изометричной формы в сочетании с зернами кварца и небольшого количества биотита. Ширина зоны экзоконтактовых изменений достигает 250 м.

*Пустозеровский массив*, расположенный восточнее пос. Сарафаново, отличается от Якумбаевского массива отсутствием эндоконтактовой фации плагиогранит-порфиров и меньшими размерами. Массив залегает среди отложений нижнесилурийского возраста и имеет с ними рвушие контакты (рис. 19).

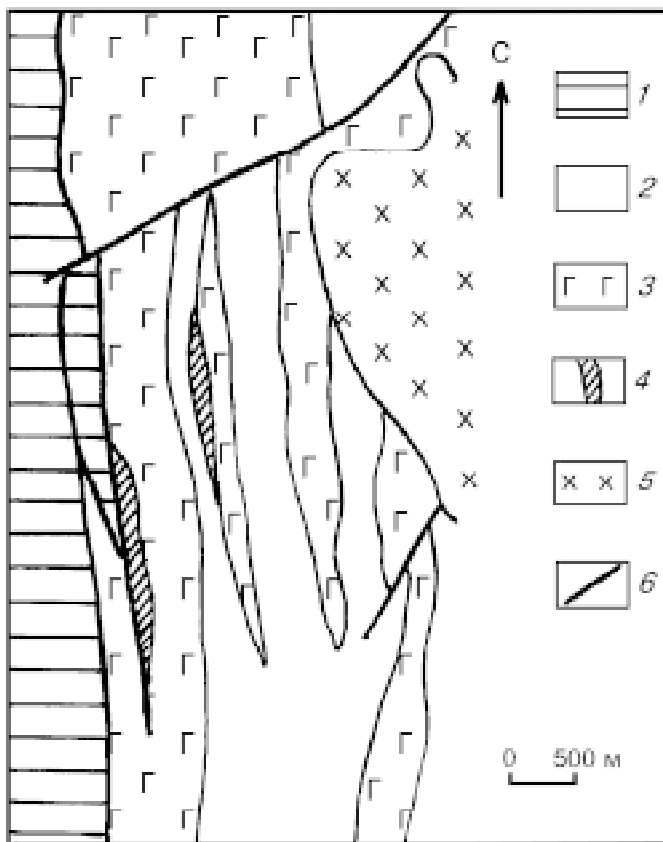


Рис. 19. Схема геологического положения Пустозерского массива (составлена по материалам В. Н. Юрецкого и др., 1982)

1, 2 – метаморфические породы: 1 – протерозойские, 2 – силурийские; 3 – силурийские базиты; 4, 5 – породы пустозерского комплекса: 4 – габброиды, 5 – плагиограниты; 6 – разломы

В составе пустозерского комплекса в ограниченном количестве распространены натриевые гранитоиды пониженной кремнекислотности – гранодиориты (тоналиты) и кварцевые диориты. Непосредственно в Якумбаевском и Пустозерском массивах эти породы не обнаружены, а были вскрыты буровыми скважинами в небольшом интрузивном теле на северо-восточном борту котловины оз. Увильды. По мнению В. Н. Юрецкого и др. (1982), гранодиориты (тоналиты) и кварцевые диориты представляют собой гибри-

ные образования, связанные с ассимиляцией плагиогранитной магмой вещества вмещающих пород.

**Кундравинский плагиогранитный комплекс** раннекаменноугольного возраста распространен в южной части Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория. Помимо штокообразных тел, для комплекса характерно обилие даек и жил плагиогранит-порфиров и плагиогранодиорит (тоналит)-порфиров мощностью первые метры – первые десятки метров и протяженностью первые сотни метров. Тела плагиогранитов развиты среди графитистых кварцитов игишской толщи, мраморов и бластоалевритовых биотит-амфиболовых плагиосланцев кундравинской толщи, а также мраморов филимоновской и бутыркинской толщ, т. е. описываемые плагиограниты залегают в отложениях разного геологического возраста – от венда до верхнего девона – раннего карбона включительно.

Типичным представителем комплекса является *Кундравинский массив*, имеющий несколько вытянутую в субмеридиональном направлении форму и площадь порядка 1.5 км<sup>2</sup>. В северном и южном направлениях от массива отходят дайкообразные апофизы протяженностью до 1 км и шириною 100–200 м. Западный и восточный контакты Кундравинского массива резкие, отчетливо несогласные со слоистостью вмещающих пород и наклонены в западном направлении. В эндоконтакте (особенно вдоль западной границы массива) развита узкая (до десятков сантиметров) зона закалки, представленная тонко-мелкозернистыми плагиогранитами.

Таким образом, плагиогранитная ассоциация Ильменогорского антиклинория объединяет ряд разновозрастных (ордовик – силур – карбон) магматических комплексов, массивы которых контролируются шовной зоной Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория и Арамильско-Сухтелинского синклинория. Характерной особенностью ассоциации является относительно простое строение плагиогранитных массивов, образованных, вероятно, в гипабиссальных условиях, о чем свидетельствует широкое развитие порфировых фаций плагиогранитов.

### **3.2.2. Петро- и геохимические особенности ассоциации**

Характеризуемый петрохимический тип магматитов представляет слабо дифференцированную известково-щелочную преимущественно высококремнекислую ассоциацию с ограниченным развитием умеренно и низкокремнекислых пород. В ее составе выделяются четыре петрохимические группы гранитоидов (табл. 17, рис. 20, 21).

### Химический состав плагиогранитной

№ п.п.	Петрохим. группа	Петрохим. п/группа	Комплекс	Оксиды (мас. %)				
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>3</sub>	FeO
1	А	I	пустозеровский	48.33	0.48	16.28	3.73	5.38
2				47.41	0.36	16.36	2.43	5.38
3				46.09	0.14	13.38	2.39	5.42
4				47.32	0.13	23.78	0.88	2.12
5				50.30	0.14	9.81	1.41	8.36
6				48.20	0.27	14.61	1.67	5.90
7				47.93	0.26	14.89	1.91	5.40
8				50.21	1.26	19.64	4.16	6.87
9				50.96	1.12	15.46	2.92	8.18
10	Б	VII	пустозеровский	59.73	0.94	15.99	1.52	4.66
11			кундровинский	59.71	0.69	17.69	0.20	4.48
12	В	X	пустозеровский	65.17	0.66	16.17	0.64	3.37
13			кундровинский	68.74	0.34	14.73	0.97	1.66
14			кундровинский	68.21	0.33	16.96	0.07	1.80
15			кундровинский	67.46	0.29	15.98	0.07	2.55
16			кундровинский	65.81	0.38	17.68	0.10	2.33
17			уразбаевский	64.95	0.34	13.98	2.07	2.99
18	Г	XIII	кундровинский	69.71	0.38	16.32	0.42	1.54
19				69.59	0.73	16.20	0.13	1.76
20				69.08	0.31	15.46	0.27	1.53
21				70.36	0.28	16.17	0.43	1.44
22				70.04	0.32	15.24	0.23	1.87
23				69.97	0.34	16.10	0.40	1.54
24				69.79	0.34	16.48	0.51	1.42
25				пустозеровский	71.13	0.36	13.62	1.33
26			уразбаевский	72.95	0.14	15.34	0.15	1.20
27				72.72	0.24	15.50	0.07	1.35
28				72.67	0.22	15.64	0.72	1.11
29				71.87	0.14	15.48	0.17	0.93
30				72.60	0.16	16.0	0.07	0.93
31				69.41	0.25	17.06	0.07	1.79
32	Д	XVI	пустозеровский	73.94	0.24	12.60	0.95	1.76
33			уразбаевский	73.30	0.14	15.07	0.77	0.39
34			уразбаевский	75.65	0.23	12.98	1.35	0.65
35			уразбаевский	75.39	0.29	11.12	0.07	3.88
36			уразбаевский	74.49	0.02	14.89	0.25	0.53
37			уразбаевский	74.00	0.12	15.60	0.07	0.79
38			уразбаевский	73.42	0.06	15.70	0.44	0.77

Примечание. 1–4 – габбро-амфиболиты, 5–7 – габбро-диабазы, 8, 9 – диабазы, 10, 11 – кварцевые диориты, 12 – гранодиориты, 13–17, 31 – граноди-

Таблица 17

**габбро-плаггиогранитной ассоциации**

Оксиды (мас. %)				Петрохимические модули				
MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	q	c	α	f	n
8.52	13.30	1.75	0.13	0.20	0.80	0.19	0.31	0.95
10.72	13.74	1.11	0.05	0.19	0.87	0.11	0.28	0.98
14.33	13.88	1.05	0.21	0.06	0.85	0.10	0.22	0.90
7.08	15.80	1.95	0.11	0.27	0.81	0.14	0.18	0.95
16.72	7.40	1.84	0.06	0.14	0.70	0.32	0.24	0.98
12.40	10.73	2.22	0.30	0.17	0.71	0.26	0.25	0.92
10.86	13.92	1.04	0.12	0.23	0.86	0.12	0.24	0.94
7.51	9.07	3.70	0.10	0.25	0.57	0.43	0.56	0.98
6.11	9.54	4.0	0.19	0.29	0.56	0.44	0.50	0.97
3.81	4.48	4.54	2.64	0.52	0.29	0.65	0.47	0.72
1.92	6.46	4.28	1.26	0.61	0.41	0.47	0.44	0.84
2.10	3.33	4.72	2.16	0.65	0.23	0.62	0.51	0.78
0.96	3.22	5.0	2.50	0.71	0.21	0.74	0.60	0.75
0.83	3.27	5.62	1.50	0.71	0.21	0.64	0.55	0.85
1.77	3.98	4.83	2.13	0.69	0.26	0.64	0.45	0.78
1.71	5.20	4.66	0.54	0.71	0.36	0.46	0.44	0.93
3.87	3.83	4.20	1.72	0.62	0.28	0.63	0.41	0.80
1.40	2.89	5.44	1.30	0.72	0.20	0.64	0.45	0.86
0.95	3.47	5.29	1.22	0.73	0.40	0.58	0.52	0.86
0.56	2.84	5.88	0.84	0.74	0.19	0.69	0.63	0.90
1.0	2.88	5.20	1.60	0.73	0.20	0.64	0.50	0.83
1.57	2.67	5.20	1.62	0.72	0.19	0.67	0.74	0.83
1.20	2.84	4.0	1.60	0.75	0.24	0.52	0.47	0.80
1.50	2.26	4.76	1.40	0.74	0.18	0.56	0.40	0.83
1.80	3.33	3.88	0.65	0.74	0.30	0.53	0.54	0.90
0.55	2.25	5.78	0.92	0.76	0.16	0.69	0.59	0.90
0.32	2.56	5.65	1.42	0.76	0.18	0.70	0.73	0.86
0.51	2.84	5.0	1.14	0.77	0.22	0.60	0.66	0.87
0.90	2.39	5.82	1.16	0.75	0.17	0.70	0.40	0.88
0.42	2.90	5.90	0.68	0.76	0.20	0.65	0.60	0.93
0.77	3.96	5.60	1.26	0.72	0.23	0.62	0.58	0.87
1.90	2.27	3.94	0.60	0.78	0.22	0.57	0.44	0.91
0.29	2.50	6.39	1.08	0.76	0.14	0.78	0.68	0.90
0.31	1.65	4.72	2.34	0.79	0.13	0.79	0.80	0.75
1.10	3.32	4.12	2.78	0.72	0.24	0.88	0.67	0.70
0.09	1.97	5.78	1.20	0.79	0.14	0.73	0.77	0.87
0.77	1.41	4.90	1.80	0.78	0.11	0.64	0.40	0.80
0.51	1.62	6.0	1.20	0.76	0.12	0.71	0.60	0.88

орит-порфиры, 18–24, 30, 34–38 – плаггиогранит-порфиры, 25–29, 32, 33 – плаггиограниты. По материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982).

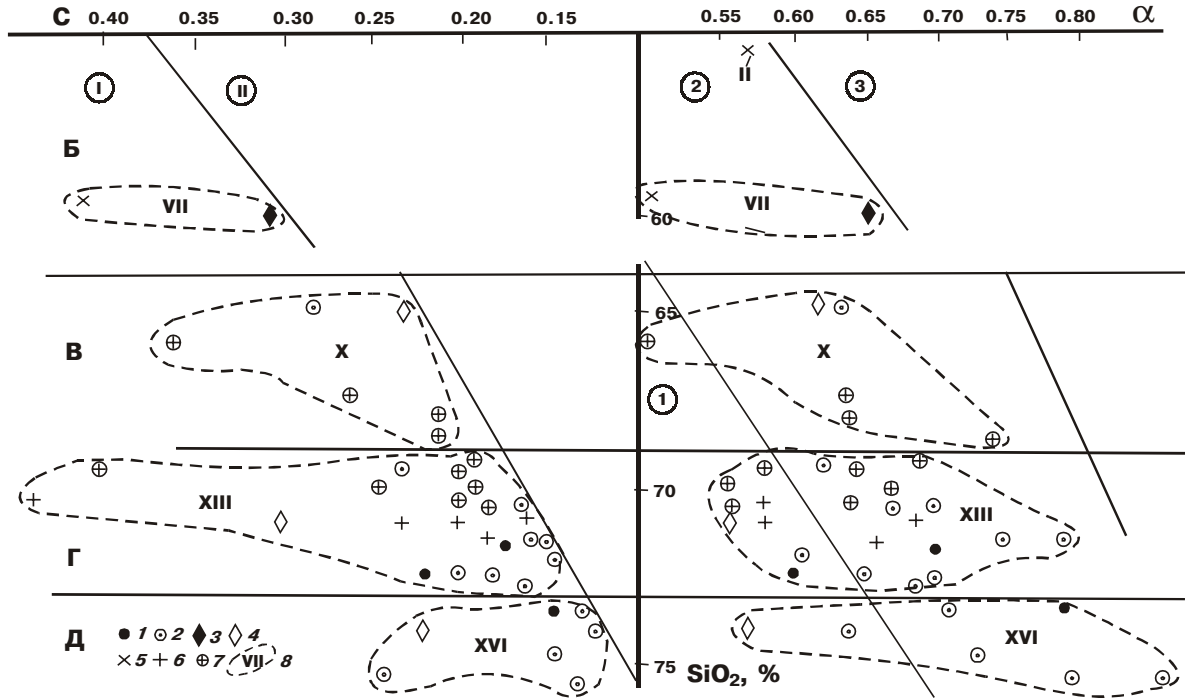
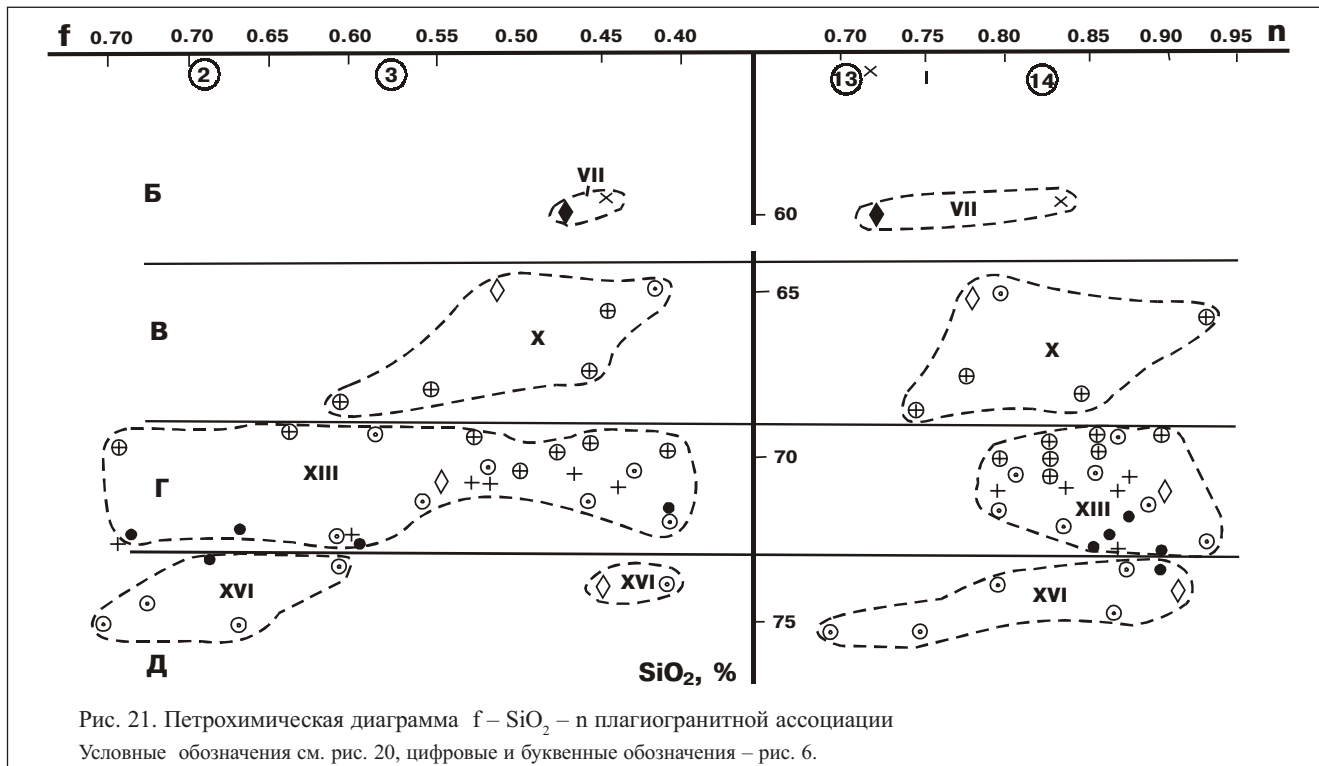


Рис. 20. Петрохимическая диаграмма  $c - \text{SiO}_2 - \alpha$  плагиигранитной ассоциации.

1, 2 – Уразбаевский массив: 1 – плагииграниты, 2 – плагиигранит-порфиры; 3, 4 – Пустозеровский массив: 3 – кварцевые диориты, 4 – плагииграниты; 5–7 – Кундравинский массив: 5 – кварцевые диориты, 6 – плагииграниты, 7 – плагиигранит-порфиры; 8 – ареал петрохимической подгруппы и ее номер. Цифровые и буквенные обозначения см. рис. 5.



*Петрохимическая группа низкокремнекислых ассоциаций*  
( $\text{SiO}_2 = 59\text{--}60\%$ )

Подгруппа VII ( $c = 0.30\text{--}0.41$ ) представлена кварцевыми диоритами пустозеровского и кундравинского комплексов, имеющими крайне незначительное распространение. Эти породы характеризуются умеренной степенью щелочности ( $\alpha = 0.53\text{--}0.65$ ), низкой магнезиальностью ( $f = 0.44\text{--}0.47$ ), умеренной и высокой натриевостью ( $n = 0.72\text{--}0.84$ ), причем наиболее высокая щелочность и пониженная натриевость присущи кварцевым диоритам пустозеровского комплекса, которые состоят из андезина 50–60, кварца 7–10, амфибола и биотита 20–40 %. Из акцессорных минералов наиболее распространены апатит, циркон и сфен.

*Петрохимическая группа умереннокремнекислых ассоциаций*  
( $\text{SiO}_2 = 65\text{--}69\%$ )

Подгруппа X ( $c = 0.21\text{--}0.36$ ) объединяет тоналиты и тоналит-порфиры кундравинского, пустозеровского и уразбаевского комплексов, обладающих умеренной степенью щелочности ( $\alpha = 0.62\text{--}0.74$ ) и высокой натриевостью ( $n = 0.75$ ). По степени железистости относятся к породам магнезиально-железистого типа ( $f = 0.41\text{--}0.60$ ), то есть среди тоналитов распространены как низкомагнезиальные, так и низкожелезистые разновидности.

Наиболее пониженная кремнекислотность ( $\text{SiO}_2 = 65\%$ ) отмечается в тоналитах Пустозеровского и тоналит-порфирах Уразбаевского массивов. Как и в предыдущей подгруппе, повышенная железистость и пониженная натриевость характерна для тоналитов пустозеровского комплекса. Кундравинские тоналит-порфиры имеют наиболее широкий диапазон в величинах всех петрохимических модулей ( $c = 0.21\text{--}0.36$ ;  $\alpha = 0.64\text{--}0.74$ ;  $f = 0.44\text{--}0.60$ ;  $n = 0.75\text{--}0.93$ ) и обладают повышенной кремнекислотностью ( $\text{SiO}_2 = 66\text{--}69\%$ ), то есть некоторые разновидности этих пород по кремнекислотности приближаются к трондьемитам.

Тоналиты характеризуются серой окраской и значительным содержанием темноцветных минералов. Состоят из олигоклаза 50–60, кварца 15–20, биотита и роговой обманки 20–35 %. По олигоклазу иногда развивается вторичный альбит и антипертитовые вроски калиевого полевого шпата. Роговая обманка относится к сине-зеленой разновидности. Среди акцессорных минералов преобладают апатит и циркон.

Тоналиты связаны постепенными переходами с кварцевыми диоритами подгруппы VII, при этом состав плагиоклаза изменяет-

ся от олигоклаза № 23 в тоналитах до андезина № 30–32 в кварцевых диоритах.

*Петрохимическая группа высококремнекислых ассоциаций*  
( $SiO_2 = 69-73 \%$ )

Подгруппа XIII ( $c = 0.14-0.44$ ) включает плагиограниты и плагиогранит-порфиры уразбаевского, пустозеровского и кундравинского комплексов. Подавляющее большинство (~87 % от общего числа проанализированных проб) этих пород имеют относительно стабильную величину модуля известковистости ( $c = 0.14-0.23$ ). Наиболее высокая известковистость отмечается лишь для некоторой части кундравинских плагиогранитов и плагиогранит-порфиров.

Среди пород этой подгруппы пониженная кремнекислотность ( $SiO_2 = 69-71 \%$ ) характерна для образований кундравинского комплекса, а повышенная ( $SiO_2 = 71-73 \%$ ) – для плагиогранитов и плагиогранит-порфиров Уразбаевского массива. В целом магматиты подгруппы XIII имеют низкую и умеренную степень щелочности ( $\alpha = 0.53-0.78$ ), высокую натриевость ( $n = 0.80$ ) и значительные колебания в железистости – от низкомагнезиального ( $f = 0.40-0.50$ ) до низко- ( $f = 0.50-0.65$ ) и умеренно железистого ( $f = 0.65-6.74$ ) типов.

*Петрохимическая группа весьма высококремнекислых ассоциаций*  
( $SiO_2 > 73 \%$ )

Подгруппа XVI ( $c = 0.12-0.24$ ) представлена преимущественно лейкократовыми плагиогранит-порфирами уразбаевского комплекса. В подчиненном количестве в этой подгруппе распространены уразбаевские и пустозеровские лейкоплагиограниты. Для отмеченных пород характерны низкая и умеренная степень щелочности ( $\alpha = 0.52-0.86$ ), низкомагнезиальный ( $f = 0.40-0.44$ ) и умеренножелезистый ( $f = 0.60-0.75$ ) уклон, преимущественно высокая натриевость ( $n = 0.77-0.91$ ), но отмечается и умереннонатриевые разновидности ( $n = 0.75$ ).

По минеральному составу плагиограниты и плагиогранит-порфиры подгрупп XIII и XVI сходны. Отличие заключается лишь в несколько большем содержании биотита в плагиогранитах подгруппы XIII и повышенном содержании кремнезема в лейкократовых разновидностях пород подгруппы XVI.

Плагиограниты, слагающие Уразбаевский массив, характеризуются средне-крупнозернистым сложением и содержат крупные кристаллы биотита размером до 1 см. Состоят из плагиоклаза 55–60, кварца 30–35 биотита 3–4, калиевого полевого шпата 1–2 %, иногда

отмечается вторичный мусковит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом.

Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу № 12–19 (обычно преобладают кислые разновидности), но также отмечается низкий альбит, содержащий анортитовую молекулу в количестве 13–39 % и ортоклазовый компонент в количестве 0.6–4.2 %. Калиевый полевой шпат представлен микроклином, распространен в виде межзерновых пленочных выделений и редких антипертитовых вростков в плагиоклазе и содержит до 14 % альбитовой составляющей. Для биотита характерна высокая титанистость, железистость и высокая степень окисления (до 8 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

Уразбаевские плагиогранит-порфиры представляют собой тонко- и мелкозернистые породы, нередко рассланцеванные и содержащие мелкие (до 1 мм) выделения плагиоклаза. Состоят из олигоклаза № 12–17 (во вкрапленниках) и альбита № 8 (в основной массе) 60–65, кварца 35–38, биотита и мусковита 3–5 %.

Плагиограниты, распространенные в Якумбаевском массиве, характеризуются среднезернистой структурой и светло-серой окраской. В их составе присутствуют олигоклаз № 16 и альбит № 2–5 (65–70 %), кварц 25–30 и хлоритизированный биотит 3–5 %. Из акцессорных минералов обычно распространены апатит и магнетит. Якумбаевские плагиогранит-порфиры представляют собой мелкозернистые светло-серого цвета породы с редкими порфировыми выделениями плагиоклаза размером 0.5×1.5 мм. Плагиоклаз во вкрапленниках соответствует альбиту № 2–5, незначительно серицитизированному.

Плагиограниты Пустозеровского массива имеют мелко- и среднезернистое сложение и массивную текстуру. В их составе отмечаются олигоклаз № 17 60–70 %, кварц 20–30, биотит и сине-зеленая роговая обманка 5–7 %. Иногда развит вторичный альбит. Из акцессорных минералов характерны апатит и гранат.

В Кундравинском массиве распространены среднезернистые плагиограниты массивной текстуры, состоящие из олигоклаза 60–70, кварца 20–25, биотита 4–5 %. Наблюдаются единичные зерна нечеткорешетчатого микроклина. Среди акцессорных минералов отмечаются сфен, апатит, циркон, турмалин, рутил, магнетит.

Плагиогранит-порфиры, находящиеся в составе этого же массива, характеризуются тонкозернистой структурой и нередко гнейсовидной текстурой. Вкрапленники плагиоклаза размером 1×2 мм занимают от 5 до 20 % объема породы и представлены олигоклазом № 27–29. В основной массе плагиоклаз более кислый и соответству-

ет олигоклазу № 15. Состав аксессуарных минералов такой же, как и в плагиогранитах.

Анализ содержаний и характера распределения микроэлементов в плагиогранитной ассоциации, приведенный на примере уразбаевского комплекса, позволяет дать следующую констатацию (табл. 18).

1. Плагиограниты обогащены элементами халькофильно-фемафильной группы, особенно Cu, Ni и Cr. Концентрация меди и никеля как в плагиогранитах, так и плагиогранит-порфирах примерно одинаковая, превышающая в 6 раз кларк, а количество хрома в этих породах находится в пределах 3–4 кларков. Содержания вышеперечисленных элементов стабильны (среднеквадратичное отклонение 0.24–0.30) и практически не изменяются при переходе плагиогранитов в плагиогранит-порфиры.

2. Весьма низкий уровень концентраций элементов литофильной и фемафильно-литофильной групп (барий, стронций, иттрий, иттербий, бериллий, ниобий, цирконий), не достигающий даже кларкового значения. При этом абсолютные содержания Sr и Zr в плагиогранит-порфирах ниже, чем в плагиогранитах. Тенденция к некоторому увеличению концентрации отмечается лишь для Ba и Ce.

3. Специализация плагиогранитной ассоциации на халькофильно-фемафильные элементы и обедненность ее микрокомпонентами,

Таблица 18

**Среднее содержание элементов-примесей (г/т)  
в плагиогранитах уразбаевского комплекса**

Порода	Характеристика	Элемент								
		Cu	Zn	Pb	Sn	Mo	Co	Ni	Cr	V
1	X	126.4	105.2	22.3	2.5	1.2	7.8	50.6	90.6	39.9
	S <sup>2</sup>	0.26	0.28	0.42	0.09	0.25	0.26	0.25	0.34	0.40
2	X	117.0	67.9	28.6	2.6	0.9	6.7	51.8	82.2	35.7
	S <sup>2</sup>	0.24	0.21	0.39	0.18	0.33	0.24	0.27	0.30	0.27
Порода	Характеристика	Элемент								
		Ga	Ba	Ti	Ce	Y	Yb	Zr	Nb	Sr
1	X	43.4	244	3475	1.8	15.0	3.0	173.9	15.0	173.9
	S <sup>2</sup>	1.62	4.94	101	0.41	0.0	0.0	9.08	0.0	9.08
2	X	43.6	55.1	3935	3.2	16.1	3.2	125.4	15.1	125.4
	S <sup>2</sup>	0.10	0.31	0.32	0.25	0.09	0.12	0.20	0.03	0.20

Примечание. 1 – плагиогранит, 2 – плагиогранит-порфир.

По материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982).

характерными для гранитоидов – производных среднекоровой магмы, является одним из аргументов парагенетической связи плагиогранитов с магмой основного состава, что более подробно рассмотрим в следующем разделе главы.

### **3.2.3. О петрогенезе плагиогранитной ассоциации Ильменогорского антиклинория**

Проблема петрогенеза плагиогранитов до настоящего времени не разрешена. В этой проблеме весьма важным является вопрос о глубине зарождения исходной магмы: была ли магма генерирована в верхней мантии и базальтовом слое, или же она образована в более верхних частях земной коры в пределах сиалических толщ? Являются ли плагиогранитные расплавы дифференциатами основной (толеитовой) магмы или же существует самостоятельная плагиогранитная магма и на каком глубинном уровне она может возникнуть?

Можно выделить две основные точки зрения на происхождение плагиогранитных комплексов Ильменогорского антиклинория: 1) часть плагиогранитов (уразбаевский комплекс) была сформирована в результате метасоматической плагиогранитизации и последующего палингенеза метаморфических толщ; 2) другая часть плагиогранитов (пустозеровский и кундровинский комплексы) генетически связана с базальтовой магмой.

Первая точка зрения была высказана Ю. Д. Панковым [162] и В. Я. Левиным [111, 113, 115] и в последующем поддержана В. Н. Юрецким и др. (1982). Ю. Д. Панковым выделены два этапа гранитизации в ильменогорском метаморфическом комплексе – плагиогранитный и гранитный. С плагиогранитным этапом связано формирование синкинематических и посткинематических плагиогранитов. Первые широко распространены в высокотемпературной части ставролит-кварцевой и силлиманит-альмандиновой субфаций метаморфических пород, где образуют ряд согласных и кососекущих полос и линз мощностью от нескольких сантиметров до первых сотен метров и представлены гнейсовидными разновидностями, содержащими реликтовые прослойки амфиболитов с резкими и расплывчатыми границами. Посткинематические плагиограниты имеют, как правило, массивное сложение и образуют дайки и небольшие штоки, распространенные по периферии Ильменогорского антиклинория.

В. Я. Левин полагает, что часть плагиогранитов (например Уразбаевский массив) возникла в результате заключительной стадии плагиогранитизации метаморфических толщ, выразившейся в образовании метасоматических плагиомигматитов, слагающих различной

мощности прослой в амфиболитовом субстрате, а также согласных и кососекущих жил и линз плагиопегматитов и плагиогранитов. Последующие палингенно-метасоматические процессы привели к формированию плагиогранитных выплывов и их интрузии. Подобной точки зрения на происхождение уразбаевских плагиогранитов придерживаются также В. Н. Юрецкий и др., (1982), которые, наряду с этим, считают, что плагиограниты пустозеровского и кундравинского комплексов генетически связаны с базальтовой (толеитовой) магмой.

Согласно второй точке зрения петрографов на происхождение плагиогранитов, последние могут быть производными кристаллизационной дифференциации или фракционной кристаллизации базитовой магмы [123, 129, 261], или же продуктом глубинной гранодиоритовой магмы [94, 103]. Учитывая, что в Ильменогорском антиклинории плагиограниты образуют как самостоятельные комплексы, так и пространственно разобщенные от основных пород массивы в составе габбро-плагиогранитных комплексов, автор склонен связывать формирование плагиогранитов с интрузией глубинной гранодиоритовой (плагиогранитной) магмы, находящейся в парагенетических отношениях с основной магмой, генерированной или в верхней мантии, или же в базальтовом слое земной коры.

Ниже, основываясь на материалах предыдущих исследований и собственных наблюдений, попытаемся оценить два возможных варианта петрогенеза плагиогранитной ассоциации Ильменогорского антиклинория.

#### ***Вариант 1. Плагиограниты как результат метасоматической плагиогранитизации и палингенеза метаморфических толщ***

Согласно представлениям В. Я. Левина и И. А. Левиной [115], процессы метасоматической плагиогранитизации метаморфических пород привели к формированию сиалических плагиогранитов, субстратом для которых могли быть амфиболиты. При этом развитие лейкократовых мобилизатов осуществлялось следующим образом: 1) рост мегакристаллов полевого шпата; 2) сегрегация очков и прожилков кварц-полевошпатового материала; 3) локализация кварц-полевошпатового материала в виде жил гранитного состава; 4) образование больших масс гранитов по периферии метаморфического комплекса и их интрузия в вышележащие толщ. Химическая эволюция мобилизатов сопровождалась увеличением количества кварца и альбита за счет ортоклаза, что приближало состав мобилизата к плагиогранитному. Привнос щелочей и кремния связан, вероятно, с подкоровыми ювенильными растворами. По мнению В. Я. Левина

### Средний химический состав петрохимических подгрупп метаморфитов

№ п.п.	Петрохим. п/группа	Колич. анализов	Оксиды (мас. %)					
			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	MgO
Известково-щелочная серия								
1	I	12	50.90	1.58	15.41	3.68	8.74	5.37
2	IV	2	54.69	0.96	15.46	2.41	6.58	5.71
3	VII	3	61.73	0.78	16.11	3.21	3.07	3.35
4		2	59.72	0.82	16.84	0.86	4.57	2.76
5	X	7	66.40	0.67	15.31	0.96	4.06	2.22
6		6	66.73	0.39	15.92	0.65	2.47	2.61
7	XIII	10	71.58	0.38	14.42	0.65	2.05	1.30
8		5	70.14	0.62	13.65	1.60	3.06	1.03
9		24	71.26	0.34	15.66	0.39	1.17	1.02
10	XVI	1	73.85	0.68	11.42	0.48	3.90	1.56
11		7	74.36	0.16	12.20	0.57	1.25	0.71
Субщелочная серия								
12	II	2	48.76	1.61	14.84	7.92	5.39	6.97
13	V	1	56.41	1.07	15.70	2.16	5.82	5.33
14	VIII	2	62.73	0.73	15.81	2.17	4.07	2.96
15	XIV	6	69.12	0.61	15.48	0.54	1.43	0.65
16	XVII	2	73.90	0.16	14.28	0.40	0.72	0.25
Формула Т. Барта								
<ol style="list-style-type: none"> <li>1. K<sub>3</sub>Na<sub>57</sub>Ca<sub>98</sub>Mg<sub>78</sub>Fe<sub>176</sub>Al<sub>176</sub>Ti<sub>11</sub>Si<sub>496</sub></li> <li>2. K<sub>15</sub>Na<sub>60</sub>Ca<sub>79</sub>Mg<sub>81</sub>Fe<sub>69</sub>Al<sub>174</sub>Ti<sub>7</sub>Si<sub>525</sub></li> <li>3. K<sub>21</sub>Na<sub>60</sub>Ca<sub>47</sub>Mg<sub>46</sub>Fe<sub>47</sub>Al<sub>174</sub>Ti<sub>6</sub>Si<sub>566</sub></li> <li>4. K<sub>23</sub>Na<sub>80</sub>Ca<sub>50</sub>Mg<sub>38</sub>Fe<sub>42</sub>Al<sub>186</sub>Ti<sub>16</sub>Si<sub>560</sub></li> <li>5. K<sub>24</sub>Na<sub>65</sub>Ca<sub>31</sub>Mg<sub>30</sub>Fe<sub>37</sub>Al<sub>163</sub>Ti<sub>5</sub>Si<sub>599</sub></li> <li>6. K<sub>20</sub>Na<sub>83</sub>Ca<sub>36</sub>Mg<sub>35</sub>Fe<sub>22</sub>Al<sub>167</sub>Ti<sub>4</sub>Si<sub>595</sub></li> <li>7. K<sub>23</sub>Na<sub>69</sub>Ca<sub>21</sub>Mg<sub>17</sub>Fe<sub>19</sub>Al<sub>150</sub>Ti<sub>3</sub>Si<sub>633</sub></li> <li>8. K<sub>17</sub>Na<sub>82</sub>Ca<sub>20</sub>Mg<sub>14</sub>Fe<sub>34</sub>Al<sub>142</sub>Ti<sub>5</sub>Si<sub>627</sub></li> </ol>								

Примечание. 1 – амфиболит; 2 – гранат-амфибол-биотитовый плагиогнейс, 3 – амфибол-биотитовый плагиогнейс, 4 – кварцевый диорит, 5 – биотитовый плагиогнейс, 6 – тоналит, 7 – биотит-мусковитовый плагиогнейс, 8 – плагиомигматит, 9 – плагиогранит и плагиогранит-порфир, 10 – двуполевошпатовый гнейс, 11 – лейкократовый плагиогранит (трондьемит)

Таблица 19

## еланчиковской толщи и пород плаггиогранитной ассоциации

Оксиды (мас. %)			Петрохимические модули				
CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	q	c	α	f	n
Известково-щелочная серия							
9.43	3.03	0.48	0.30	0.61	0.37	0.56	0.90
7.72	3.22	1.18	9.42	0.51	0.55	0.47	0.80
4.85	3.70	1.84	0.59	0.35	0.69	0.52	0.74
5.47	4.41	1.95	0.56	0.35	0.55	0.45	0.78
3.22	3.69	2.10	0.69	0.26	0.73	0.57	0.72
3.80	4.84	1.76	0.68	0.26	0.62	0.50	0.82
2.23	3.65	2.11	0.75	0.18	0.69	0.55	0.83
2.10	4.68	1.49	0.72	0.17	0.69	0.71	0.83
2.65	5.21	1.25	0.74	0.21	0.64	0.53	0.86
1.70	2.12	2.90	0.78	0.19	0.58	0.61	0.52
2.11	5.12	1.57	0.77	0.16	0.73	0.62	0.83
Субщелочная серия							
7.61	3.15	1.46	0.24	0.49	0.60	0.51	0.79
4.14	3.54	3.15	0.48	0.29	0.92	0.45	0.63
2.74	3.62	2.87	0.63	0.22	0.68	0.54	0.65
1.47	5.20	4.30	0.71	0.09	0.88	0.65	0.63
0.92	3.35	5.45	0.78	0.06	0.80	0.73	0.48
Формула Т. Барта							
9. $K_{14}Na_{88}Ca_{24}Mg_{13}Fe_{11}Al_{162}Ti_2Si_{625}$							
10. $K_{33}Na_{36}Ca_{16}Mg_{17}Fe_{32}Al_{120}Ti_5Si_{658}$							
11. $K_{17}Na_{86}Ca_{19}Mg_8Fe_{13}Al_{125}Ti_1Si_{646}$							
12. $K_{18}Na_{60}Ca_{80}Mg_{102}Fe_{106}Al_{172}Ti_{12}Si_{480}$							
13. $K_{38}Na_{65}Ca_{42}Mg_{76}Fe_{61}Al_{177}Ti_8Si_{539}$							
14. $K_{34}Na_{64}Ca_{27}Mg_{40}Fe_{47}Al_{172}Ti_5Si_{580}$							
15. $K_{53}Na_{90}Ca_{14}Mg_8Fe_{15}Al_{163}Ti_4Si_{615}$							
16. $K_{61}Na_{57}Ca_8Mg_3Fe_8Al_{147}Ti_1Si_{648}$							

и лейкоплаггиогранит-порфир, 12 – меланократовый биотит-амфиболовый плаггиогнейс, 13 – амфибол-биотитовый гнейс, 14 – амфибол-биотитовый гнейс, 15 – гранитогнейс, 16 – лейкократовый гранитогнейс. Данные [177], В. Н. Юрецкого и др. (1982).

[111], образование плагиогранитов происходило при температуре около 700° и давлении примерно 3–5 кбар.

Полевыми наблюдениями установлено, что процесс гранитизации (плагиогранитизации) амфиболитов сопровождается возникновением серии пород переходного состава от габбро до гранита [177]. Учитывая это, рассмотрим возможные закономерности изменения химизма пород в системе: амфиболит – мелано- и мезократовый плагиогнейс – плагиомигматит–плагиогранит (табл. 19). В этой системе плагиогнейсы представлены гранат-биотит-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и мусковит-биотитовыми разновидностями, по составу отвечающими диориту, кварцевому диориту, тоналиту. Плагиомигматиты относятся к гранитному ряду, меланосомы в них имеют состав кварцевого диорита – тоналита, а лейкосомы – гранита. Среди плагиогранитов распространены также кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и трондjemиты.

Эволюция химического состава серии переходных пород при гранитизации амфиболитов не всегда может быть постепенной. Изменения в их химизме нередко происходят скачкообразно, что является отражением многостадийности процесса гранитизации основных метаморфитов.

С целью установления отдельных стадий изменения вещественного состава метаморфических пород при их метасоматическом преобразовании был использован кислородный метод Т. Барта [242]. Сравнение формул Барта (см. табл. 19) дает следующее представление о балансе переносимого вещества в процессе метасоматоза и гранитизации амфиболитов.

#### Известково-щелочная серия метаморфитов

1. Амфиболиты состава габбро (1)\* → мезократовый гранат-биотит-амфиболовый плагиогнейс диоритового состава (2).

Привнос	Вынос
K = 12, Na = 3, Mg = 3, Si = 29	Ca = 18, Fe = 32, Al = 2, Ti = 4

2. Мезократовый гранат-биотит-амфиболовый плагиогнейс диоритового состава (2) → амфибол-биотитовый плагиогнейс состава кварцевого диорита (3).

Привнос	Вынос
K = 6, Si = 41	Ca = 32, Mg = 35, Fe = 22, Ti = 1

3. Амфибол-биотитовый плагиогнейс состава кварцевого диорита (3) → биотитовый и амфибол-биотитовый плагиогнейс гранодиоритового состава (5).	Привнос	Вынос
	K = 3, Na = 5, Si = 33	Ca = 16, Mg = 16, Fe = 10, Al = 11, Ti = 1
4. Биотитовый и амфибол-биотитовый плагиогнейс гранодиоритового состава (5) → биотит-мусковитовый плагиогнейс гранитного состава (7).	Привнос	Вынос
	Na = 4, Si = 34	K = 1, Ca = 10, Mg = 13, Fe = 18, Al = 13, Ti = 2
5. Биотит-мусковитовый плагиогнейс гранитного состава (7) → лейкократовый гранитогнейс (10).	Привнос	Вынос
	K = 10, Fe = 13, Ti = 2, Si = 25	Na = 33, Ca = 5, Mg = 10, Al = 30

\* Здесь и далее – порядковый номер в табл. 19.

Процесс гранитизации и лейкократизации амфиболитов осуществляется при постоянном привносе щелочей и кремния и выносе кальций-железо-магнезиальных компонентов. Характерна переменная роль калия и натрия в метасоматическом изменении метаморфических пород, в связи с чем намечается несколько стадий метасоматоза при гранитизации амфиболитов и последовательном их преобразовании в плагиогнейсы (вплоть до гранитогнейсов):

- 1-я стадия – натрий-калиево-кремниевая с привносом магния;
- 2-я стадия – калиево-кремниевая;
- 3-я стадия – калий-натриево-кремниевая;
- 4-я стадия – натриево-кремниевая;
- 5-я стадия – калиево-кремниевая с привносом железа.

Если сравнить состав исходного субстрата (амфиболита, № 1) с составом конечного продукта его гранитизации (лейкократового гранитогнейса, № 10), то будем иметь следующий баланс перенесенного вещества (см. табл. 19): привнос K = 30, Si = 162; вынос Na = 21, Ca = 82, Mg = 71, Fe = 69, Al = 56, Ti = 6. Следовательно, общая направленность процесса гранитизации известково-щелочного амфиболита выражается в доминирующей роли калиево-кремниевое метасоматоза с выносом натрия, в связи с чем образование плагиогранитов в данном случае произойти не могло.

Возвращаясь к вопросу петрогенеза плагиогранитной ассоциации, можно предположить, что плагиограниты были сформированы из наиболее гранитизированной части метаморфических пород,

каковыми являются биотитовые плагиогнейсы подгруппы X (в табл. 19 – № 5), биотит-мусковитовые плагиогнейсы подгруппы XIII (№ 7) и плагиомигматиты этой же подгруппы (№ 8), по отношению к составу которых проанализируем баланс перенесенного вещества в процессе их дальнейшей гранитизации и преобразования в плагиограниты:

- |   |  |   |
|---|--|---|
| 1. Биотитовые плагиогнейсы (№ 5) → биотитовые плагиограниты (№ 9).          | Привнос<br>Na = 23, Si = 26            | Вынос<br>K = 10, Ca = 7,<br>Mg = 17, Fe = 26,<br>Al = 1, Ti = 3 |
| 2. Мусковит-биотитовые плагиогнейсы (№ 7) → биотитовые плагиограниты (№ 9). | Привнос<br>Na = 19, Ca = 3,<br>Al = 12 | Вынос<br>K = 9, Mg = 4,<br>Fe = 8, Ti = 1, Si = 8               |
| 3. Плагиомигматиты (№ 8) → биотитовые плагиограниты (№ 9).                  | Привнос<br>Na = 6, Ca = 4,<br>Al = 20  | Вынос<br>K = 3, Mg = 1,<br>Fe = 23, Ti = 3, Si = 2              |

Таким образом, в случае гранитизации мезократовых биотитовых плагиогнейсов и преобразования их в плагиограниты наиболее интенсивно должен был проявиться натриево-кремниевый метасоматоз. Формирование плагиогранитов за счет мусковит-биотитовых плагиогнейсов и плагиомигматитов которые были уже в значительной мере насыщены кремнеземом могло происходить в результате кальций-алюмо-натриевого метасоматоза с выносом кремния наряду с фемафильными элементами (Mg, Fe, Ti). Во всех трех возможных вариантах возникновения плагиогранитов при метасоматозе известково-щелочных гранитизированных метаморфических пород осуществляется заметный вынос калиевой составляющей, т.е. описываемый процесс имеет явно выраженную натриевую направленность.

Дальнейшая эволюция химизма биотитовых плагиогранитов была связана с их лейкократизацией и образованием пород типа трондьемитов. В этом процессе возможны два варианта: плагиогранитизация двуполевошпатовых гнейсов (№ 10) или лейкократизация несколько ранее образованных биотитовых плагиогранитов (№ 9):

- |   |  |   |
|---|--|---|
| 1. Двуполевошпатовые гнейсы (№ 10) → трондьемиты (№ 11) | Привнос<br>Na = 40,<br>Ca = 3,<br>Al = 5 | Вынос<br>K = 16, Mg = 9,<br>Fe = 19, Ti = 4,<br>Si = 12 |
|---|--|---|

2. *Биотитовые плагиограниты (№ 9) → трондъемиты (№ 11)*

Привнос	Вынос
K = 3,	Na = 2, Ca = 5,
Fe = 2,	Mg = 5, Al = 37,
Si = 31	Ti = 1

При гранитизации двуполевошпатовых гнейсов должен осуществляться значительный привнос натрия, а также в небольшом количестве алюминия и кальция (кальций-алюмо-натриевый метасоматоз). При этом наряду с фемифильными элементами происходит заметный вынос калия и кремния.

Лейкократизация биотитовых плагиогранитов может быть обусловлена преимущественно кремниевым метасоматозом с выносом большого количества алюминия и весьма незначительного – натрия и кальций-магнезиальной составляющей.

Описанный выше процесс плагиогранитизации метаморфических пород относится только к их известково-щелочной серии. Но среди метаморфитов той же еланчиковской толщи значительный объем принадлежит породам субщелочной серии. Отдельных площадных ареалов развития известково-щелочных и субщелочных метаморфических пород еланчиковской толщи не установлено, а в разрезе толщи обычно фиксируется перемежаемость пачек и слоев метаморфитов этих двух серий. Следовательно в процесс плагиогранитизации неизбежно должны быть вовлечены субщелочные метаморфические породы.

#### Субщелочная серия метаморфитов

Формирование субщелочной серии метаморфических пород еланчиковской и кыштымской толщ произошла, вероятно, в процессе щелочного метасоматоза известково-щелочных метаморфитов. В связи с этим целесообразно проследить направленность изменения химизма последних при переходе их в субщелочные разновидности (см. табл. 19):

1. *Амфиболиты состава габбро (1) → субщелочные меланократовые гнейсы состава монцогаббро (12).*

Привнос	Вынос
K = 15, Na = 3,	Ca = 18, Al = 4,
Mg = 24, Fe = 5,	Si = 16
Ti = 2	

2. *Известково-щелочные гранат-амфибол-биотитовые гнейсы диоритового состава (2) → субщелочные амфибол-биотитовые гнейсы монцодиоритового состава (13).*

Привнос	Вынос
K = 23, Na = 5,	Ca = 37,
Al = 3, Ti = 1,	Mg = 5, Fe = 8
Si = 14	

3. Известково-щелочные амфибол-биотитовые гнейсы кварц-диоритового состава (3) → субщелочные амфибол-биотитовые гнейсы кварц-монцодиоритового состава (14).

Привнос  
K = 13, Na = 4,  
Si = 14

Вынос  
Ca = 20,  
Mg = 6, Al = 2,  
Ti = 1

4. Известково-щелочные плагиомигматиты (8) → субщелочные гранитогнейсы (15).

Привнос  
K = 36, Na = 8,  
Al = 21

Вынос  
Ca = 6, Mg = 6,  
Fe = 19, Ti = 1,  
Si = 12

5. Известково-щелочные двуполевошпатовые гнейсы (10) → субщелочные лейкократовые гранитогнейсы (16).

Привнос  
K = 28, Na = 21,  
Al = 27

Вынос  
Ca = 8, Mg = 14,  
Fe = 24, Ti = 4,  
Si = 21

Таким образом, образование субщелочных метаморфических пород могло происходить при следующих метасоматических процессах: в группе весьма низкокремнекислых ассоциаций (№ 1 и 12) – щелочно-железомагнезиальном; в группе низкокремнекислых ассоциаций (№ 2 и 13; 3 и 14) – преимущественно кремниевощелочном; в группе высоко- и весьма высококремнекислых ассоциаций (№ 8 и 15; 10 и 16) – алюмощелочном.

Общая направленность метасоматического преобразования субщелочных метаморфитов (от основных к кислым) отражена в формулах Т. Барта (см. табл. 19), сопоставление которых позволяет выявить следующий баланс перенесенного вещества в процессе гранитизации меланократовых метаморфических пород.

1. Меланократовый биотит-амфиболовый плагиогнейс состава монцогаббро (12) → мезократовый амфибол-биотитовый гнейс монцодиоритового состава (13).

Привнос  
K = 20, Na = 5,  
Al = 3, Al = 5,  
Si = 59

Вынос  
Ca = 38,  
Mg = 26,  
Fe = 45, Ti = 4

2. Мезократовый амфибол-биотитовый гнейс монцодиоритового состава (13) → мезократовый амфибол-биотитовый и биотитовый гнейс состава кварцевого монцодиорита (14).

Привнос  
Si = 41

Вынос  
K = 4, Na = 1,  
Ca = 15,  
Mg = 36, Al = 5,  
Fe = 14, Ti = 3

3. Мезократовый амфибол-биотитовый и биотитовый гнейс состава кварцевого монцодиорита (14) → лейкократовый гранитогнейс (16).	Привнос K = 27, Si = 67	Вынос Na = 7, Ca = 19, Mg = 7, Fe = 39, Al = 25, Ti = 4
---	----------------------------	--

Таким образом, намечается три стадии метасоматического преобразования субщелочных метаморфических пород:

1-я стадия – алюмо-щелочно-кремниевая;

2-я стадия – кремниевая;

3-я стадия – калиево-кремниевая.

Характерной особенностью выделенных стадий метасоматоза метаморфитов субщелочной серии является значительный привнес калия и кремния в исходные породы и существенный вынос из них кальция, магния, железа и незначительного количества натрия, при этом метасоматические стадии заметно различаются между собой по совокупности подвижных компонентов. Так переход меланократового плагиогнейса монцогаббрового состава в мезократовый гнейс монцодиоритового состава сопровождался привнесом четырех элементов – алюминия, натрия, калия и кремния; для преобразования монцодиорито-гнейса в кварцевый монцодиорито-гнейс потребовался привнос только кремния и вынос всех остальных петрогенных элементов; лейкократовый субщелочной гранито-гнейс был образован в результате калий-кремниевый метасоматоза кварцевого монцодиорито-гнейса со значительным выносом кальция, магния, железа, алюминия, а также натрия и титана.

*Изложенный выше материал однозначно свидетельствует о том, что процессы гранитизации субщелочных метаморфических пород, в отличие от процессов гранитизации известково-щелочных метаморфитов, проходили при преимущественном выносе натрия из гранитизируемых пород. Поэтому формирование плагиогранитов за счет преобразования субщелочных метаморфических пород маловероятно.*

На петрохимические диаграммы (рис. 22, 23) вынесены тренды, отражающие эволюцию химизма метаморфических пород известково-щелочной и субщелочной серий, а также тренд состава плагиогранитов. Характер изменения параметров известковистости (модуль «с») и степени щелочности (модуль «α») иллюстрирует диаграмма «с – SiO<sub>2</sub> – α» (см. рис. 23). На левой плоскости диаграммы с трендом известково-щелочных метаморфитов (I) совпадает тренд плагиогранитов (III). Тренд субщелочных метаморфических пород

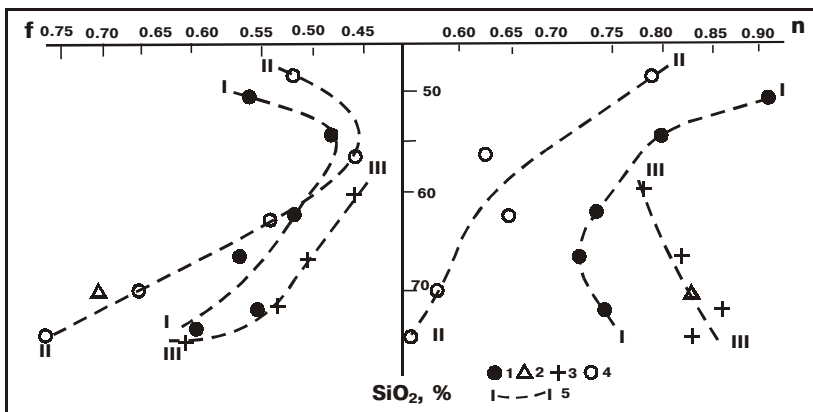


Рис. 22. Вариационная диаграмма  $f - SiO_2 - n$  средних составов пород еланчиковской толщи и плагиигранитных комплексов

1-3 – известково-щелочная серия пород: 1 – плагиигнейсы, 2 – плагииогматиты, 3 – плагииграниты; 4 – субщелочная серия пород (субщелочные гнейсы и плагииогматиты); 5 – вариационные линии: I – известково-щелочных метаморфитов, II – субщелочных метаморфитов, III – плагиигранитов.

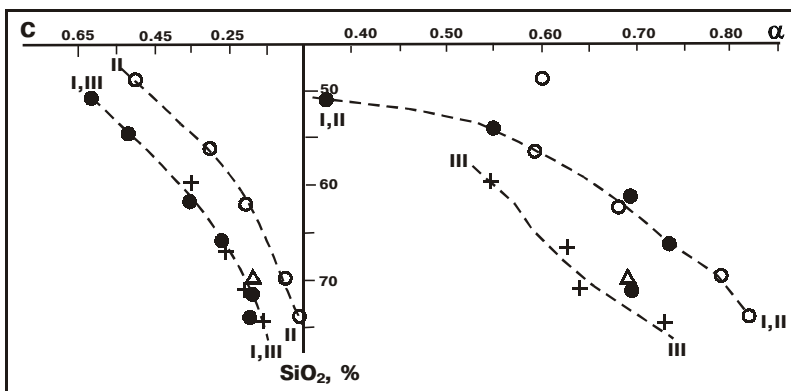


Рис. 23. Вариационная диаграмма  $c - SiO_2 - \alpha$  средних составов пород еланчиковской толщи и плагиигранитных комплексов

Условные обозначения см. рис. 22.

(II) смещен вправо относительно тренда I и III, что отражает пониженную известковистость субщелочных метаморфитов по сравнению с известково-щелочными, а также плагиигранитами. Характер вариационных кривых этих трендов идентичен и свидетельствует о плавном и последовательном снижении содержания извести в мета-

морфических породах известково-щелочной и субщелочной серий в процессе их гранитизации, а также лейкократизации плагиогранитов.

Закономерности изменений степени щелочности рассматриваемых породных ассоциаций отражают тренды, расположенные в правой плоскости диаграммы (см. рис. 23). Тренды известково-щелочных и субщелочных метаморфитов практически совпадают, то есть степень щелочности этих пород одинакова и увеличивается в близких интервалах при возрастании кремнекислотности. Судя по абсолютным значениям модуля « $\alpha$ », известково-щелочные и субщелочные метаморфиты относятся к умереннощелочному типу.

Плагиограниты так же, как и метаморфиты, характеризуются умеренной щелочностью, но тренд их смещен влево по отношению к тренду метаморфических пород, что указывает на несколько пониженную (в абсолютных значениях) степень щелочности плагиогранитов.

Характер изменений железистости и типа щелочности метаморфических пород при их гранитизации, а также плагиогранитов, иллюстрируют вариационные кривые диаграммы « $f - \text{SiO}_2 - n$ » (см. рис. 22). На этой диаграмме четко выделяются три тренда эволюции химизма рассматриваемых групп пород, в целом относящихся к магнезиально-железистому существенно натриевому типу.

В процессе гранитизации известково-щелочных и субщелочных метаморфических пород, по составу отвечающих габбро и монцогаббро, и преобразовании их в меланократовые амфибол-биотитовые гнейсы происходит некоторое снижение железистости пород (от низкожелезистого до низкомагнезиального типа) в интервале кремнекислотности  $\text{SiO}_2 = 45-55 \%$ , но дальнейший привнос кремния влечет за собой возрастание железистости гнейсов вплоть до образования высокожелезистых гранитогнейсов. Эволюция железистости плагиогранитов при их лейкократизации носит однонаправленный характер: низкомагнезиальные кварцевые диориты сменяются магнезиально-железистыми тоналитами и далее умеренно- и высокожелезистыми трондьемитами.

Тип субщелочных пород изменяется от высоконатриевого в амфиболитах монцогаббрового состава до низконатриевого и калиево-натриевого в гранитогнейсах. Несколько иной характер носит эволюция щелочей в метаморфитах известково-щелочной серии. В интервале кремнекислотности  $\text{SiO}_2 = 50-67 \%$  отмечается закономерное возрастание роли калиевой составляющей в формировавшихся гнейсах (от высоконатриевого до умереннонатриевого типа). Дальнейшее увеличение степени кремнекислотности в известково-щелоч-

ных метаморфических породах ( $\text{SiO}_2 = 67\text{--}73\%$ ) не приводит к заметному изменению в типе щелочности пород, и лишь в лейкократовых гнейсогранитах ( $\text{SiO}_2 > 73\%$ ) отмечается резкое возрастание концентраций калия с образованием калиево-натриевых разновидностей гранитогнейсов. Подобное изменение в щелочности метаморфитов связано уже со вторым этапом их гранитизации.

Лейкократизация плагиогранитов сопровождалась значительным привносом кремнезема, повышением их железистости и натриевости (от  $n = 0.78$  в кварцевых диоритах до  $n = 0.85$  – в плагиогранитах и трондьемитах).

Анализ изложенного выше материала позволяет сделать следующее заключение.

1. Гипотетически образование плагиогранитных массивов могло произойти только на известково-щелочном субстрате, поскольку гранитизация метаморфических пород повышенной щелочности осуществлялась при последовательном привносе калия.

2. Неоднородность состава метаморфических толщ, подвергшихся плагиогранитизации, непосредственным образом должна быть отражена и на составе плагиогранитных массивов. В отечественной и зарубежной литературе приведено множество примеров, свидетельствующих о том, что формированию метасоматических (метаморфических) гранитоидов предшествует интенсивная мигматизация субстрата, которая при росте температуры и давления может привести к образованию анатектических выделок, остающихся на месте своего зарождения или же перемещенных в более верхние горизонты земной коры. Образующиеся при этом массивы, как правило, неоднородны, содержат многочисленные реликты гранитизированного субстрата, характеризуются наличием полосчатых и гнейсовидных текстур в гранитоидах и в петрографическом смысле являются многофациальными. Особенно это присуще массивам, завершившим свое развитие в этап плагиогранитизации. Примером могут служить плагиомигматиты и порфиробластовые натриевые гнейсограниты первого этапа формирования Чашковско-Еланчиковского и Кисегачского массивов чашковского комплекса [177, 178]. И только последующий этап нормальной калиево-натриевой гранитизации и палингенеза привел к гомогенизации расплава и образованию относительно однородных массивов.

Предыдущие исследователи ([111, 114, 162]; В. Н. Юрецкий и др., 1982) связывают, как отмечалось ранее, формирование плагиогранитов уразбаевского комплекса с этапом плагиогранитизации метаморфических толщ. В таком случае в Уразбаевском массиве долж-

на сохраниться неоднородность как в петрографическом составе, так и текстурных особенностях слагающих массив пород. Фактически массив представляет собой однородное по составу типичное интрузивное тело, сложенное средне-крупнозернистыми плагиогранитами. В экзоконтакте массива вмещающие вендские отложения перекристаллизованы, и какие-либо признаки их мигматизации отсутствуют. Не проявлены признаки более поздней наложенной калиево-натриевой гранитизации и в самих плагиогранитах Уразбаевского массива.

3. Плагиогранитам уразбаевского комплекса (так же, как и пустозоровского, и кундравинского комплексов) свойственно высокое содержание натрия, что резко отличает эти породы по величине отношения натрия и калия от плагиогнейсов и плагиогранитогнейсов метаморфических толщ.

4. Сравнение геохимических особенностей плагиогнейсов еланчиковской толщи (как возможного субстрата плагиогранитов, по В. Я. Левину [111, 114]) и плагиогранитов уразбаевского комплекса показало существенное различие в содержании некоторых типоморфных элементов в этих породах (табл. 20). Так, плагиограниты обогащены Cu, Zn, Pb, Mo, Ni, V, Co, Ga. Наряду с этим, в них отмечаются низкие содержания рубидия (22 г/т против 173 г/т в плагиогнейсах) и низкие величины Rb/Sr – отношения (0.12 против 1.0 в плагиогнейсах).

Повышенные концентрации в плагиогранитах элементов фемафильно-халькофильной и халькофильно-литофильной групп, обедненность редкими элементами и низкие величины Rb/Sr - отношения – все это не характерно для коровых гранитоидов и присуще производным более глубинных (подкоровых и нижнекоровых) магм. В. Н. Юрецкий и др. (1982), являясь сторонниками палингенно-метасоматического происхождения уразбаевских плагиогранитов, тем не менее констатируют, что на диаграмме Rb – Sr фигуративные точки плагиогранитов размещены между полями континентальной и островодужной толеитовой магмы и щелочнобазальтовой и континентальной андезитовой магм.

5. Процесс гранитизации протерозойских метаморфических пород включает два этапа, что признается большинством исследователей Ильменогорского антиклинория: ранний этап плагиогранитизации (натриевый), приведший к образованию плагиогнейсов, плагиомигматитов и плагиогранитогнейсов, и поздний этап нормальной (калиево-натриевой) гранитизации, с которым связано формирование двуполевошпатовых гнейсов и гранитогнейсов.

Таблица 20

**Среднее содержание элементов-примесей (г/т)  
в гнейсах еланчиковской толщи и плагиогранитах  
Урузбаевского комплекса**

Пор- ро- да	Харак- терис- тика	Элемент								
		Cu	Zn	Pb	Mo	Co	Ni	Cr	V	Ga
1	X	70	52.6	13.6	0.2	8.9	35.3	54.4	31.3	36.8
	S <sup>2</sup>	1.03	1.17	1.23	1.39	0.13	1.06	1.14	5.14	1.03
2	X	10.9	8.8	5.9	16.5	2.8	8.0	7.7	8.7	5.5
	S <sup>2</sup>	0.06	0.07	0.58	0.19	0.08	0.06	0.06	0.14	0.01
3	X	126.4	105.2	22.3	1.2	7.8	50.9	90.6	39.9	43.4
	S <sup>2</sup>	1.17	1.20	1.02	1.16	1.16	1.15	1.30	1.43	2.62
Пор- ро- да	Харак- терис- тика	Элемент								
		Ba	Ti	Be	Zr	Sr	Rb	Nb	Rb/Sr	
1	X	316	3931	2.7	124.6	175	173**	18**	1	
	S <sup>2</sup>	219.8	1.05	1.25	31.2	15.6	Нет данных			
2	X	99	2710	0.95	75	120	195**	16**	1.6	
	S <sup>2</sup>	0.06	0.007	0.23	0.03	0.03	Нет данных			
3	X	244	3475	1.8	173.9	173.9	22	16	0.12	
	S <sup>2</sup>	24.3	1020	1.47	22.4	82.4	Нет данных			

Примечание. 1 – известково-щелочной плагиогнейс, 2 – субщелочной плагиогнейс, 3 – плагиогранит. По материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982); \*\* по [177].

Этап плагиогранитизации должен был проявиться, вероятно, не позднее среднего ордовика, поскольку под влиянием натриевой гранитизации произошло образование плагиомигматитов и порфиробластовых плагиогнейсогранитов ранне-среднеордовикского чашковского комплекса. Плагиогранитизации были подвергнуты породы ильменогорской, еланчиковской и кыштымской толщ. Абсолютный возраст плагиогнейсов ильменогорской и еланчиковской толщ, определенный Rb-Sr методом, оценивается в 466 млн лет, Шумихинского купола – 435 млн лет [100]. Абсолютный возраст плагиогранитов и трондjemитов из лейкосомы плагиомигматитов по амфиболитам – 440 млн лет, гнейсовидных плагиогранитов южной части Ильменских гор – 432 млн лет (K-Ar метод, [163]). Следовательно, время плагиогранитизации метаморфических пород, установленное разными радиологическими методами, оценивается как верхний

ордовик – ранний силур, что противоречит раннеордовикскому возрасту плагиогранитов уразбаевского комплекса.

Время проявления второго этапа нормальной калиево-натриевой гранитизации установить еще более затруднительно, чем первого этапа. Судя по принятому в последние годы возрасту чашковско-го мигматит-гнейсогранитного комплекса (ранний – средний ордовик), второй этап гранитизации мог произойти где-то в среднем ордовике, поскольку с калиево-натриевой гранитизацией теснейшим образом связано формирование поздних гнейсогранитов Чашковско-Еланчиковского и Кисегачского массивов. Однако определения абсолютного возраста нормально гранитизированных пород дают цифры 275–360 [101], 280 [39], 255 млн лет [100], что соответствует времени проявления герцинского тектоно-магматического цикла (девон – карбон – пермь).

*Таким образом, приведенные выше аргументы не позволяют принять в качестве основной гипотезу палингенно-метасоматического происхождения плагиогранитов уразбаевского комплекса и рассматривать их как продукты плагиогранитизации метаморфических пород, а скорее всего, свидетельствуют в пользу другого, изложенного ниже, варианта их образования.*

#### **Вариант 2. Плагиограниты как производные глубинного магматического очага**

Общеизвестно, что плагиограниты, как правило, распространены в областях, испытавших этап геосинклинального развития, где они входят в состав габбро-плагиогранитных ассоциаций или же образуют самостоятельные комплексы. Нередко плагиограниты совместно с диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами являются составной частью габбро-пироксенит-дунитовых формаций, представляя собой продукт более поздней фазы внедрения плагиогранитной магмы [103].

В данной работе были охарактеризованы плагиограниты, принадлежащие двум формационным типам: габбро-плагиогранитному (пустозеровский комплекс) и плагиогранитному (уразбаевский и кундравинский комплексы). Для габбро-плагиогранитной ассоциации присуще пространственная разобщенность массивов основных и кислых пород, что не позволяет дать объективную оценку их взаимоотношениям и возможной петрогенетической связи. Принимая априори точку зрения генетического родства габбро и плагиогранитов, мы должны тем не менее найти подтверждение этому, то есть охарактеризовать признаки, указывающие на принадлежность этих пород к производным одного и того же магматического очага.

Одним из признаков возможного родства габбро и плагиогранитов пустозеровского комплекса является единство их структурно-геологического положения. Массивы основных и кислых пород комплекса приурочены к одной и той же субмеридиональной зоне разломов, разграничивающей Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий и Арамильско-Сухтелинский синклинорий. Габброиды слабают линейно-вытянутой формы тела с крутым западным падением и залегают среди диабазовых порфиритов нижнего силура. Плагиограниты образуют вытянутые в субмеридиональном направлении эллипсоидные массивы с хорошо развитой порфировой фацией. Вмещающие карбонатно-сланцевые отложения среднего рифея в экзоконтакте некоторых массивов (например Якумбаевского) подвергнуты плагиогранитизации. В своей восточной части Якумбаевский массив контактирует с вулканогенными породами нижнего силура. В целом для плагиогранитных массивов пространственная связь с эффузивными образованиями выражена не столь четко, как для габброидных массивов.

Что касается возрастного положения габброидов и плагиогранитов пустозеровского комплекса, то более или менее определенно можно судить лишь о нижнем пределе геологического возраста по факту прорывания этими породами вендских отложений саитовской свиты. Можно также предполагать комагматичность габброидов и основных эффузивов нижнего силура. Верхний возрастной предел габбро-плагиогранитного комплекса не ясен.

Следующий признак, подтверждающий возможное генетическое родство основных и кислых пород в габбро-плагиогранитных ассоциациях Ильменогорского антиклинория, заключается в наличии близких (или сходных) петро- и геохимических особенностей этих магматитов (табл. 21, см. табл. 17).

Несмотря на контрастность в составе габбро-плагиогранитных комплексов устанавливается ряд общих петрохимических черт, присущих как габброидам, так и плагиогранитам. Те и другие породы относятся к известково-щелочному ряду и имеют умеренную степень щелочности (рис. 24–26).

Существует четкая коррелятивная связь между величинами известковистости и кремнекислотности описываемых магматитов. В габброидах даже при небольшом возрастании содержания кремнезема (от 46 до 51 %) происходит интенсивное снижение известковистости (с 0.87 до 0.56). Аналогичная тенденция сохраняется и в плагиогранитах, хотя понижение их известковистости по мере роста кремнекислотности осуществляется не столь резко, как в габброидах.

Таблица 21

## Химический состав габброидов пустозервского комплекса

Порода	Оксиды (мас. %), петрохимические модули							
	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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
1	48.33	0.48	16.28	3.73	5.38	8.52	13.30	1.75
2	47.41	0.36	16.36	2.43	5.38	10.72	13.74	1.11
3	46.09	0.14	13.88	2.39	5.42	14.33	13.88	1.05
4	47.32	0.13	23.78	0.88	2.12	7.08	15.80	1.95
5	50.33	0.14	9.81	1.41	8.36	16.72	7.40	1.84
6	48.20	0.27	14.61	1.67	5.90	12.40	10.73	2.22
7	47.93	0.26	14.89	1.91	5.40	10.86	13.92	1.04
8	50.21	1.26	14.64	4.16	6.87	7.51	9.07	3.70
9	50.96	1.12	15.46	2.92	8.18	6.11	9.54	4.0
Ср.	48.53	0.46	15.52	2.40	5.90	10.46	11.93	2.07
Порода	Оксиды (мас. %), петрохимические модули							
	K <sub>2</sub> O	q	c	α	f	n	F	al'
1	0.13	0.20	0.80	0.19	0.31	0.95	0.38	0.98
2	0.05	0.19	0.87	0.11	0.28	0.98	0.29	0.86
3	0.21	0.06	0.85	0.10	0.22	0.90	0.28	0.58
4	0.11	0.27	0.81	0.14	0.18	0.95	0.25	0.22
5	0.06	0.14	0.70	0.32	0.24	0.98	0.13	0.35
6	0.30	0.17	0.71	0.26	0.25	0.92	0.20	0.70
7	0.12	0.23	0.86	0.12	0.24	0.94	0.12	0.80
8	0.10	0.25	0.57	0.43	0.56	0.98	0.35	0.86
9	0.19	0.29	0.56	0.44	0.50	0.97	0.24	1.0
Ср.	0.14	0.20	0.75	0.23	0.30	0.96	0.27	0.82

Примечание. 1–4 – габбро-амфиболиты, 5–7 – габбро-диабазы, 8, 9 – диабазы.

По материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982).

$$F = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO} \quad \text{– коэффициент окисленности железа;}$$

$$al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \quad \text{– коэффициент глиноземности.}$$

Обратная корреляционная зависимость между известковистостью и степенью щелочности характерна как для габбро, так и для плагиигранитов: повышение известковистости пород влечет за собой понижение степени их щелочности и наоборот (рис. 27).

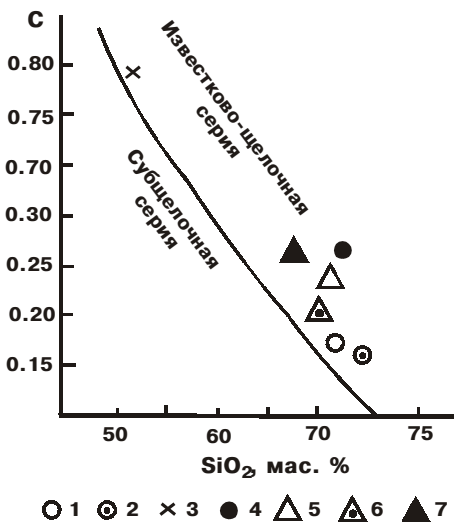


Рис. 24. Вариационная диаграмма  $c - SiO_2$  средних составов магматитов плагиогранитной и габбро-плагиогранитной ассоциации

1, 2 – уразбаевский комплекс: 1 – плагиограниты, 2 – плагиогранит-порфиры; 3, 4 – пустозеровский комплекс: 3 – габброиды, 4 – плагиограниты; 5–7 – кундравинский комплекс: 5 – плагиограниты, 6 – плагиогранит-порфиры, 7 – тоналит-порфиры.

Отмечается стабильный высоконатриевый уклон в габбро и плагиогранитах, но в абсолютных значениях величина модуля «n» в плагиогранитах несколько ниже (рис. 28).

И в габбро, и в плагиогранитах близки величины отношений  $Ca/\Sigma Fe$  и  $Ca/Mg$ : значения первого отношения находятся в пределах 1–2, второго 0.1–0.2 (рис. 29, 30).

Увеличение кремнекислотности основных и кислых пород сопровождается снижением содержаний в них титана (рис. 31).

Устанавливается сходство в степени окисленности железа как в габбро, так и в плагиогранитах, что указывает на близкую величину парциального давления кислорода в кристаллизовавшихся магматических расплавах (рис. 32).

Плагиограниты разновозрастных собственно плагиогранитных и габбро-плагиогранитных комплексов обладают близкими, а порой и сходными петрохимическими характеристиками, что наглядно иллюстрируется различными диаграммами (см. рис. 20, 21, 24–32). Одновременно с этим, отмечаются и их некоторые, хотя и незначительные отличия (рис. 33–38).

Так, плагиогранитам уразбаевского комплекса присущи пониженная известковистость и более высокая степень щелочности, наименьшие содержания Ca, Ti, Fe, Mg. Плагиограниты пустозеровского комплекса характеризуются повышенными содержаниями этих элементов, а породы кундравинского комплекса по этим показателям занимают промежуточное положение между плагиогранитами

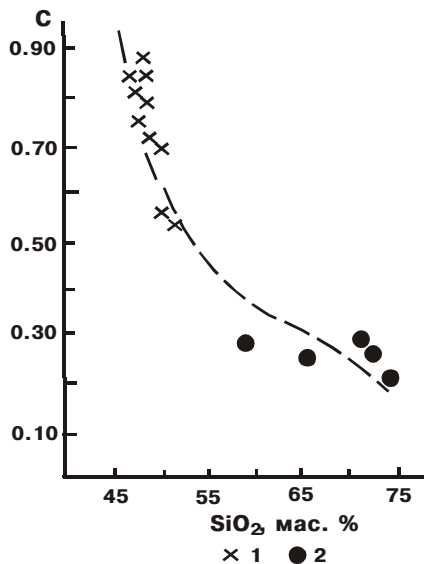


Рис. 25. Вариационная диаграмма  $c - SiO_2$  для пород пустозеровского габбро-плаггиогранитного комплекса

1 – габброиды, 2 – плаггиограниты.

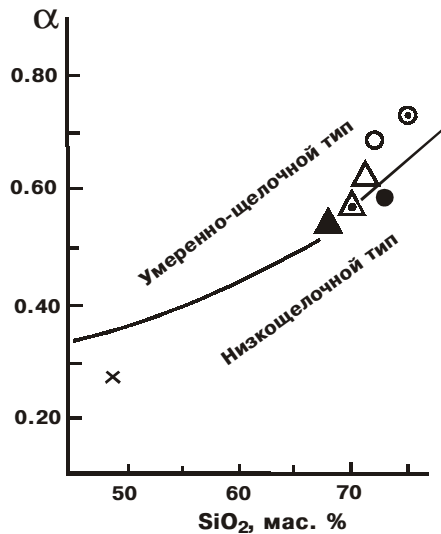


Рис. 26. Вариационная диаграмма  $c - SiO_2$  средних составов магматитов плаггиогранитной и габбро-плаггиогранитной ассоциации

Условные обозначения см. рис. 24.

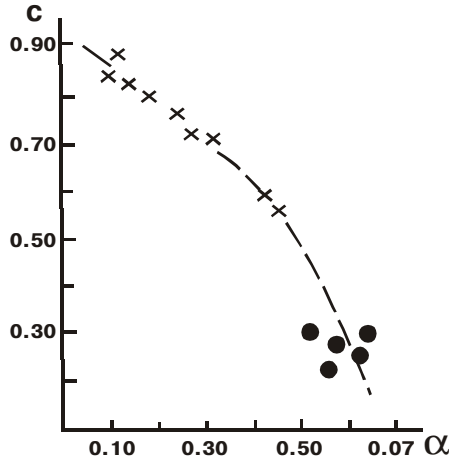


Рис. 27. Вариационная диаграмма  $c - \alpha$  для пород пустозеровского габбро-плагиогранитного комплекса

Условные обозначения см. рис. 25.

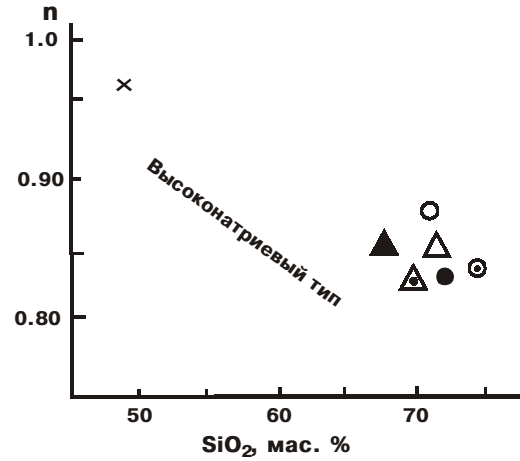


Рис. 28. Вариационная диаграмма  $n - \text{SiO}_2$  средних составов магматитов плагиогранитной и габбро-плагиогранитной ассоциации

Условные обозначения см. рис. 24.

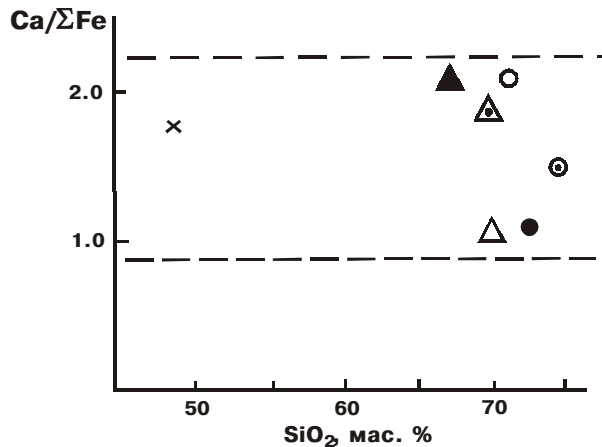


Рис. 29. Вариационная диаграмма  $Ca/\Sigma Fe - SiO_2$  средних составов магматитов плаггиогранитной и габбро-плаггиогранитной ассоциаций  
Условные обозначения см. рис. 24.

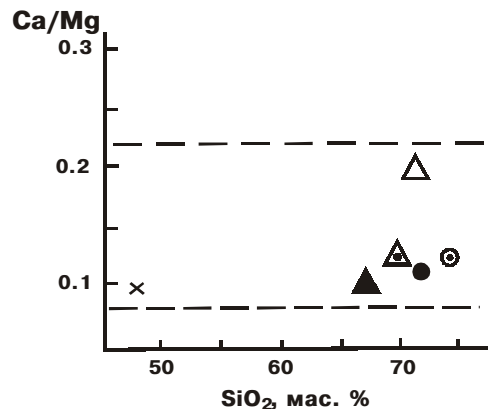


Рис. 30. Вариационная диаграмма  $Ca/Mg - SiO_2$  средних составов магматитов плаггиогранитной и габбро-плаггиогранитной ассоциаций  
Условные обозначения см. рис. 24.

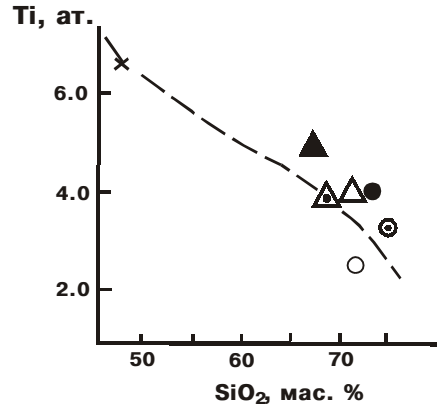


Рис. 31. Вариационная диаграмма Ti – SiO<sub>2</sub> средних составов магматитов плаггиогранитной и габбро-плаггиогранитной ассоциаций

Условные обозначения см. рис. 24.

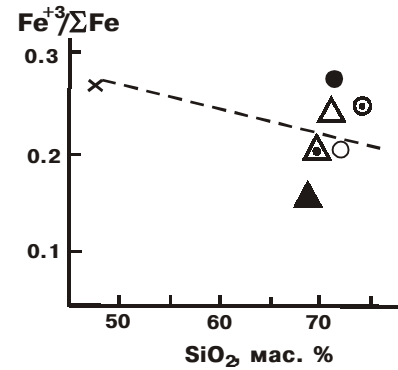


Рис. 32. Вариационная диаграмма Fe<sup>3+</sup>/ΣFe – SiO<sub>2</sub> средних составов магматитов плаггиогранитной и габбро-плаггиогранитной ассоциаций

Условные обозначения см. рис. 24.

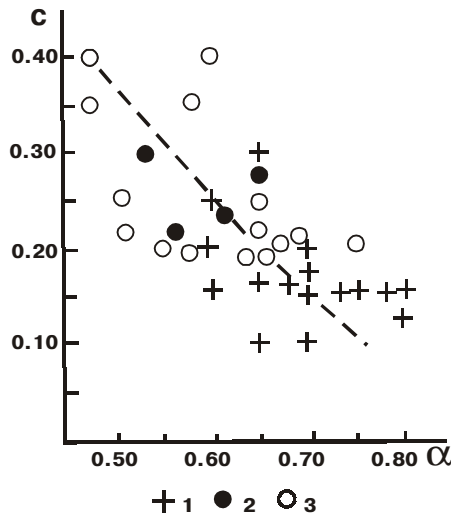


Рис. 33. Вариационная диаграмма  $c - \alpha$  для пород плагиигранитных массивов

1-3 – массивы: 1 – Уразбаевский, 2 – Пустозеровский, 3 – Кундравинский.

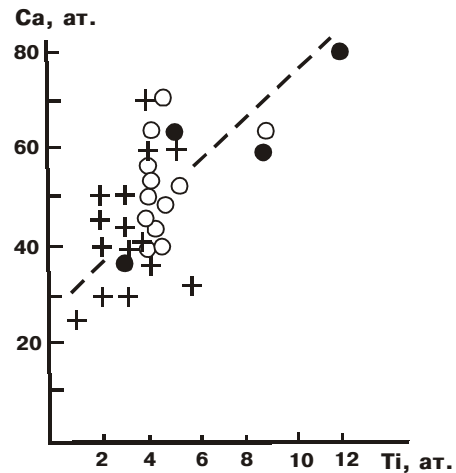


Рис. 34. Вариационная диаграмма  $Ca - Ti$  для пород плагиигранитных массивов

Условные обозначения см. рис. 33.

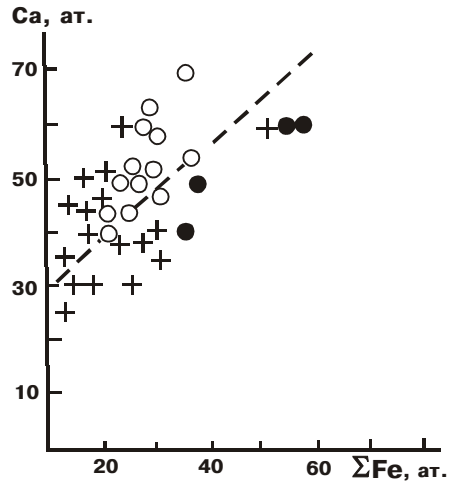


Рис. 35. Вариационная диаграмма Ca –  $\Sigma\text{Fe}$  для пород плагиигранитных массивов  
Условные обозначения см. рис. 33.

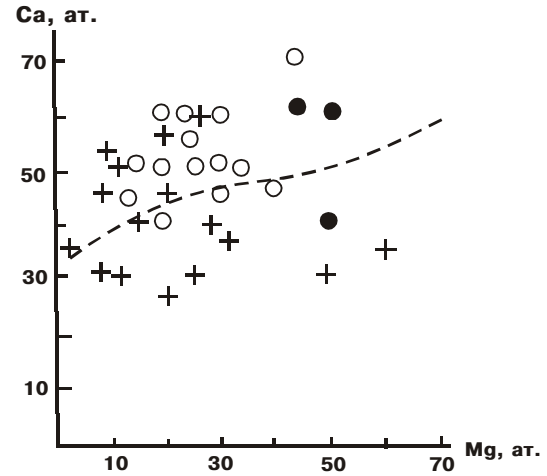


Рис. 36. Вариационная диаграмма Ca – Mg для пород плагиигранитных массивов  
Условные обозначения см. рис. 33.

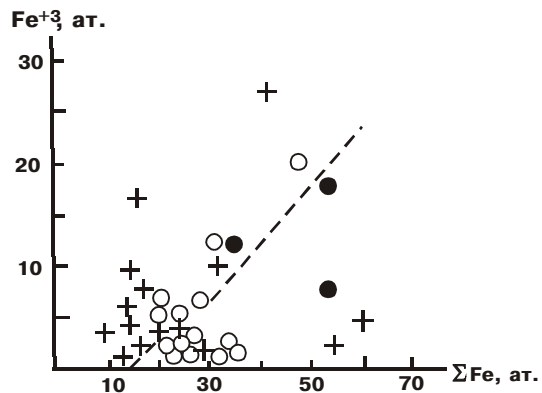


Рис. 37. Вариационная диаграмма Fe – ΣFe для пород плагиигранитных массивов  
Условные обозначения см. рис. 33.

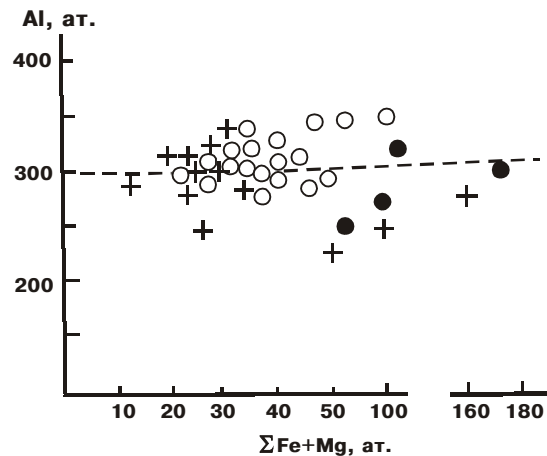


Рис. 38. Вариационная диаграмма Al – SFe + Mg для пород плагиигранитных массивов  
Условные обозначения см. рис. 33.

**Среднее содержание элементов примесей (г/т)  
в габброидах и плагиогранитах пустозеровского комплекса**

Порода	Характеристика	Элемент					
		Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Cr
1	X	188	66	2.9	15.4	109.5	245
	S <sub>2</sub>	118.6	1.02	1.15	1.03	1.40	2.26
	Кларк	1.8	0.5	0.35	0.4	0.8	1.2
2	X	126	105	22.3	7.8	50.2	90.6
	S <sup>2</sup>	1.17	1.20	1.02	1.16	1.15	1.30
	Кларк	6	1.7	1.1	1.6	6	3.6
Порода	Характеристика	Элемент					
		V	Ga	Ba	Ti	Zr	
1	X	59.3	30.3	104	3867	32.9	
	S <sub>2</sub>	7.46	1.05	1.01	1.04	3.95	
	Кларк	0.3	1.7	0.34	0.4	0.08	
2	X	39.9	43.4	244	3475	173.9	
	S <sup>2</sup>	1.43	2.62	24.3	10.20	82.4	
	Кларк	1	2.1	0.3	1.8	0.6	

Примечание. 1 – габброиды, 2 – плагиограниты. По материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982).

первых двух комплексов. С другой стороны, разновозрастные плагиограниты весьма близки по содержанию глинозема и щелочей.

Приведенные выше общие петрохимические признаки основных и кислых пород из габбро-плагиогранитной ассоциации характерны не только для плагиогранитов пустозеровского комплекса, но и для уразбаевских и кундравинских плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, что указывает на унаследованность главных петрохимических особенностей кислых пород от более ранних основных в рамках рассматриваемых ассоциаций. Этот вывод подтверждается также и геохимическими особенностями этих пород (табл. 22): плагиогранитам, как и габброидам, присущи повышенные концентрации фемафильно-халькофильных элементов (Cu, Ni, Co) и низкие концентрации литофильных рудных и редких элементов, что характерно для кислых магматитов «базальтоидного» типа.

В связи с вышеизложенным автор придерживается точки зрения образования плагиогранитов Ильменогорского антиклинория в результате интрузий натриевой кислой (умереннокислой) магмы, генетически или парагенетически связанной с основной магмой.

Ю. А. Кузнецов [103], характеризуя габбро-плагиогранитную и плагиогранитную формации геосинклиналильного этапа развития подвижных зон, подчеркивал, что плагиограниты не могут быть дифференциатами базальтовой магмы, поскольку в габбро-плагиогранитных ассоциациях практически не развиты промежуточные средние типы магматических пород. Возникновение плагиогранитной магмы связано, вероятно, с перемещением магматического очага основного состава из базальтового слоя в гранитно-метаморфический. Под влиянием глубинных флюидов (сквозьмагматических растворов, по Д. С. Коржинскому; интрателлурических потоков, по Ю. А. Кузнецову и Э. П. Изоху [104]), проникающих по тем же самым ослабленным зонам глубинных разломов, которые служили путями движения основной магмы и где размещены интрузии габбро, будет происходить плавление сиалических толщ с образованием кислых интрузий.

В структурах Ильменогорского антиклинория, особенно в пределах шовной зоны разломов, разделявшей Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий и Сухтелинско-Арамилский синклинорий, в результате интродирования базальтовой магмы плавлению подвергались протерозойские гнейсы, плагиогнейсы и плагиомигматиты, которые могли быть субстратом плагиогранитных выплавок, впоследствии внедренных в сланцевые толщи вендского возраста. Взаимодействие базальтовой и плагиогранитной магм или же плагиогранитной магмы с амфиболитами и меланократовыми гнейсами могло привести к образованию гибридных пород типа кварцевых диоритов и тоналитов. Не исключено также, что плагиограниты могли быть сформированы в результате фракционной кристаллизации основной магмы, примеры чего приведены в работах [128, 129, 261 и др.]

---

---

---

---

**Глава 4**  
**ГРУППА ГРАНИТОИДОВ – ПРОИЗВОДНЫХ**  
**ПАЛИНГЕННОЙ КОРОВОЙ МАГМЫ**

**4.1. Субщелочной калиево-натриевый тип**  
**гранит-лейкогранитной ассоциации**

К данному петрохимическому типу отнесены граниты, лейкограниты и гранитные пегматиты пермского сабанайского комплекса и так называемого «послемиаскитового» дайкового и жильного комплекса пермо-триасового возраста, характеристика которых приведена по материалам [111], В. Н. Юрецкого и др. (1982).

**4.1.1. Геологическая позиция гранитных тел, особенности их строения и состава**

**Сабанайский комплекс** включает два гранитных массива – Сабанайский и Акакульский, расположенные в окрестностях одноименных озер. Массивы приурочены к шовной зоне Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория и Арамильско-Сухтелинского синклинория и контролируются разломами субмеридионального направления (рис. 39).

Граниты комплекса прорывают амфиболовые плагиосланцы вендской сайтовской свиты, нижнесилурийские ультрабазиты беспаловского комплекса, а также породы Увильдинского монцодиорит-гранитного массива условно каменноугольного возраста. Абсолютный возраст гранитов сабанайского комплекса, определенный К-Аг методом, оценивается в пределах 300–250 млн лет.

*Сабанайский массив* площадью около 10 км<sup>2</sup> расположен северо-восточнее оз. Увильды (восточнее оз. Сабанай) и непосредственно контактирует с гранитоидами Увильдинского массива. Имеет несколько удлиненную в субмеридиональном направлении форму и сложен биотитовыми гранитами, лейкогранитами и адамеллитами. Западная граница массива извилистая с многочисленными гранитными инъекциями во вмещающие породы. Восточный контакт резкий, в эндоконтакте развиты среднезернистые лейкократовые граниты, подвергнутые дроблению в зоне шириною 2 м. На протяжении 800 м к востоку от контакта массива вмещающие породы интен-

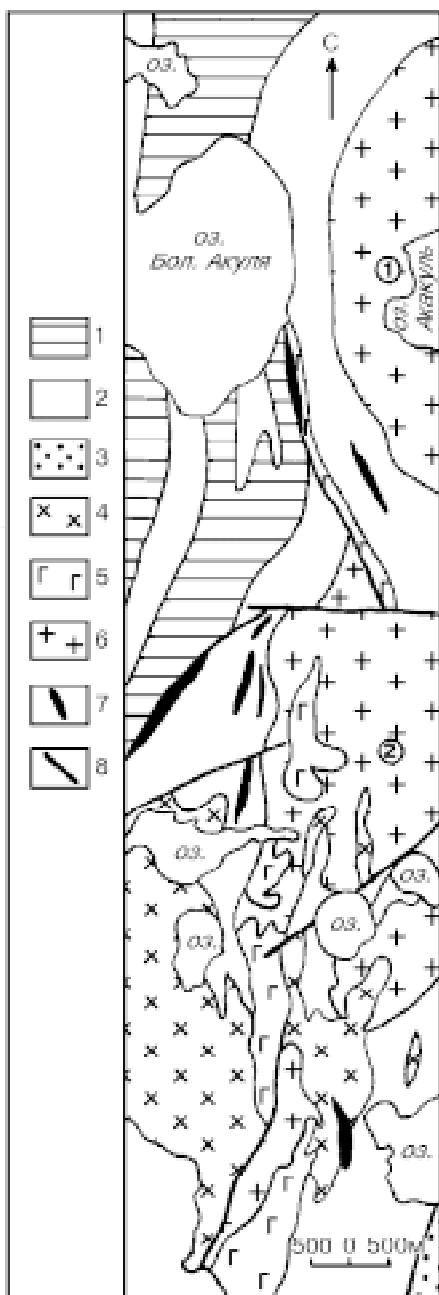


Рис. 39. Схема геологического положения массивов сабанайского комплекса (Составлена по материалам В. Н. Юрецкого и др., 1982)

1–3 – метаморфические породы: 1 – протерозойские, 2 – вендские, 3 – силурийские; 4 – гранитоиды Увильдинского массива, 5 – силурийские базиты, 6 – граниты и лейкограниты Акакульского (1) и Сабанайского (2) массивов, 7 – дайки и жилы гранитов и лейкогранитов, 8 – разломы.

сивно насыщены дайками и жилами пегматитов, аплитов, гранит- и гранодиорит-порфиров.

В южной части массива контакт гранитов с амфиболовыми плагиосланцами также резкий, причем в экзоконтакте отмечаются многочисленные гранитные прожилки, приуроченные к плоскостям сланцеватости вмещающих пород. Контакт падает под амфиболовые плагиосланцы под углом 60–70°. Вблизи границы с Увильдинским массивом сабанайские граниты содержат ксенолиты граносиенитов размером от нескольких сантиметров до сотен метров.

В Сабанайском массиве хорошо проявлены горизонтальные, а также круто-

падающие диагональные трещины скалывания северо-западного направления, по стенкам которых развиты сульфиды и мусковит, причем, судя по бороздкам скольжения, подвижки по трещинам имели место уже после отложения сульфидов.

*Акакульский массив* находится севернее Сабанайского и отделен от него неширокой (до 1.5 км) полосой вмещающих плагиосланцев. Имеет изометричную овальную форму и размеры в поперечнике 5–5.5 км. По составу и характеру взаимоотношений с вмещающими породами сходен с Сабанайским массивом.

Жильная серия сабанайского комплекса представлена аплитами, гранитными пегматитами, гранит- и гранодиорит-порфирами, наиболее широко распространенными в экзоконтактной зоне. В самих массивах жильные породы развиты слабо, обычно в виде маломощных (до 10 см) прожилков аплитов и пегматитов. За пределами массивов аплиты образуют жилы мощностью 1–15 м и протяженностью порядка 100–200 м. Простираение жил субмеридиональное с отклонениями на северо-запад и северо-восток. Аплиты мусковитизированы и нередко содержат гранат красноватой окраски.

Сабанайский и Акакульский массивы выделяются в гравитационном поле отрицательными аномалиями с амплитудами 3–5 и 6–8 мгл. В центральной части массивов магнитное поле спокойное отрицательное интенсивностью 150–200 нтл, а в эндоконтактной – дифференцированное, повышенное до +100±200 нтл. Согласно геофизическим данным, полоса вмещающих пород, разделяющая Сабанайский и Акакульский массивы, имеет мощность порядка 400–750 м. Вертикальная мощность Сабанайского массива оценивается в 1–1.5 км, Акакульского – 2.5–3 км. На глубине массивы сближаются и образуют единое гранитное тело.

Предыдущими исследователями выделено на геологических картах масштаба 1:25 000 (Роненсон и др., 1980) и 1:50 000 (Юрецкий и др., 1982) в районе водораздела оз. Теренкуль и пр. Гудковского крупное субширотное дайкообразное тело мелко-среднезернистых гранитов, отнесенное ими к сабанайскому комплексу.

Проведенное автором [176] детальное картирование масштаба 1:25000–1:10000 этой дайки показало, что на данном участке развита серия маломощных (до 10 м) субпараллельных гранитных жил широтного – северо-западного направления, неоднородных как по составу, так и по структурно-текстурным особенностям и пересеченных субмеридиональными жилами лейкогранитов и аплитов. Установлено, что отмеченные выше жильные граниты по петрографическому составу и петрохимическим осо-

бенностям сходны с гранитами жильной серии Кисегачского массива и существенно отличаются по этим признакам от гранитов сабанайского комплекса.

**«Послемиаскитовый» комплекс**, представленный дайками и жилами аплитов, гранитов и гранитных пегматитов, наиболее широко распространен в районе Ильменогорского щелочного массива, а также, возможно, в Увильдинском и западной части Кисегачского массивов. Жильные тела приурочены к субширотным разломам, падение их крутое на север, северо-восток и юго-восток. Мощность жил колеблется в широких пределах – от десятков сантиметров до десятков метров, протяженность достигает 800 м. В крупных гранитных жилах отмечаются перекристаллизованные участки пегматоидной структуры, имеющие неправильную или линзовидную форму и размеры от первых десятков сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Вмещающие метаморфические породы (амфиболиты, гнейсы) на контакте с жилами слабо фельдшпатизированы [111].

В. А. Попов и др. [186], В. И. Попова и др. [190] выделяют среди «послемиаскитовых» жильных пород безамазонитовые и амазонитовые (наиболее поздние) гранитные пегматиты. Безамазонитовые пегматиты распространены преимущественно в зоне восточного эндо- и экзоконтакта Ильменогорского щелочного массива, а также среди пород Центральной щелочной полосы. По минеральному составу эти пегматиты могут быть разделены на три типа: 1) кварц-анортоклазовые с линдокидом (копи 364, 368, 385 и др.), 2) кварц-микроклиновые графические (копи 29, 386-V и др.), 3) пироксен-кварц-полевошпатовые графические с малаконом и чевкинитом (копи 17, 21, 183, 405).

Амазонитовые гранитные пегматиты наиболее широко развиты в восточной экзоконтактовой зоне Ильменогорского щелочного массива (обычно на расстоянии 1–3 км от контакта) и залегают среди гнейсов и амфиболитов. Жилы, как правило, по простиранию различно ориентированы и имеют крутое (близкое к вертикальному) падение. Мощность их невелика (0.4–0.6 м) с короткими раздувами до 4–5 м, протяженность – 150–200 м. По составу и строению внешних зон жилы амазонитовых пегматитов разделяются на три группы: 1) кварц-микроклиновые графические (копи 61, 69, 70, 77, 50, 27, 235, 395), 2) кварц-двуполевошпатовые ритмично-графические (копи 35, 58, 59, 60, 394), 3) кварц-микроклиновые с обособлениями неравномернозернистого гранита (копи 79–88, 96 и др.).

Характерной особенностью амазонитовых гранитных пегматитов является обогащенность их рудными, редкими и редкоземель-

ными минералами, при этом общее число минералов (включая главные и второстепенные) превышает 60 [190].

В Ильменогорском щелочном массиве «послемиаскитовые» гранитоиды представлены преимущественно пегматитами и аплитами. Протяженность жильных тел 75–150 м, мощность 2–6 м, падение северное или северо-восточное под углом 60–75°. Широко развиты аплиты, среднезернистые и крупнозернистые гранитоиды. Крупноблочные и графические пегматиты имеют ограниченное распространение.

Миаскиты в контактах с жилами аплитов и гранитных пегматитов перекристаллизованы и катаклазированы, частично мусковитизированы или серицитизированы. Характерно, что в контактовых зонах в щелочных породах уменьшается количество нефелина до полного его исчезновения, а в пегматитах появляется щелочной пироксен (эгирин-авгит). Миаскиты, наблюдаемые в виде ксенолитов в гранитных пегматитах, как правило, не содержат нефелин [111].

В северной части Ильменских гор распространены амфиболсодержащие гранитные пегматиты, которые предшествуют по времени образования амазонитовым пегматитам. Амфиболсодержащие пегматиты прорывают фениты, биотитовые сиениты, миаскиты, а также гнейсы, амфиболиты и гранитные мигматиты. Протяженность даек и жил, сложенных подобными пегматитами, колеблется от первых десятков метров до 250–300 м, мощность от 1–3 до 5–8 м. Простираение их широтное, падение крутое северное. Центральные участки жил и даек сложены средне-крупнозернистыми пегматоидными породами, а в краевых частях распространены пегматиты мелкозернистой и графической структуры [5].

Абсолютный возраст породообразующих минералов пегматитов 228–295 млн лет, радиоактивных минералов 214–248 млн лет, амазонитизации  $232 \pm 13$  млн лет ([111]; В. Н. Юрецкий и др., 1982).

#### **4.1.2. Петро- и геохимические особенности ассоциации**

С петрохимической точки зрения рассматриваемый тип магматитов представляет собой слабо дифференцированную ассоциацию высоко- и весьма высококремнекислых гранитоидов субщелочной серии (табл. 23, рис. 40, 41).

*Петрохимическая группа высококремнекислых ассоциаций  
( $\text{SiO}_2 = 69\text{--}72.5\%$ )*

Подгруппа XIV ( $c = 0.06\text{--}0.11$ ) включает адамеллиты и биотитовые граниты Сабанайского, частично Акакульского массивов,

а также аплиты «послемиаскитового» жильного комплекса. Для биотитовых гранитов характерны преимущественно высокая степень щелочности ( $\alpha = 0.82-0.87$ ), умеренная железистость ( $f = 0.75-0.80$ ) и низконатриевый тип щелочности ( $n = 0.55-0.63$ ). В отличие от биотитовых гранитов, адамеллиты и аплиты принадлежат к умеренно щелочным низкожелезистым разновидностям ( $\alpha = 0.75-0.76$ ;  $f = 0.55-0.60$ ). Пониженная железистость присуща также и ограниченному числу биотитовых гранитов, обладающих в пределах данной петрохимической группы повышенной кремнекислотностью ( $SiO_2 = 72.5\%$ ).

Подгруппа XV ( $c = 0.05-0.07$ ). Гранитоиды этой подгруппы имеют незначительное распространение в гранит-лейкогранитной ассоциации и представлены низкоизвестковистыми, пониженной кремнекислотности аплитами, пегматитами и аплитовидными гранитами «послемиаскитового» комплекса, а также биотитовыми гранитами Сабанайского массива. Аплиты и аплитовидные граниты обладают высокой и весьма высокой степенью щелочности ( $\alpha = 0.83-0.92$ ), несколько повышенной калиестью (натриево-калиевый тип,  $n = 0.45-0.54$ ) и умеренной железистостью ( $f = 0.66-0.77$ ). Аплиты, имеющие подобные петрохимические параметры, слагают как самостоятельные тела, так и краевые зоны в жилах и дайках, центральные части которых представлены гранитными пегматитами. Последние характеризуются высокой степенью щелочности ( $\alpha = 0.83$ ), высокой железистостью ( $f = 0.82$ ) и умеренной натриевостью ( $n = 0.72$ ), то есть по сравнению с аплитами гранитные пегматиты обогащены железом и натрием. Биотитовые граниты, распространенные в Сабанайском массиве и относящиеся к данной подгруппе, имеют высокую степень щелочности ( $\alpha = 0.88$ ), высокую железистость ( $f = 0.80$ ), низконатриевый уклон в типе щелочности ( $n = 0.59$ ) и в целом по петрохимическим показателям наиболее близки к «послемиаскитовым» гранитным пегматитам.

*Петрохимическая группа весьма высококремнекислых ассоциаций ( $SiO_2 > 73\%$ )*

Подгруппа XVII ( $c = 0.05-0.11$ ) объединяет субщелочные лейкократовые граниты Акакульского и Сабанайского массивов, а также лейкограниты, аплиты и пегматиты «послемиаскитового» комплекса. Эти породы характеризуются высокой и преимущественно весьма высокой степенью щелочности ( $\alpha = 0.85$ ) и относятся к калиево-натриевым ( $n = 0.52-0.54$ ) и низконатриевым ( $n = 0.55-0.62$ ) разновидностям. Лейкогранитам Сабанайского и, в меньшей мере, Ака-

### Химический состав гранитов сабанайского

№ п.п.	Петрохим. группа	Петрохим. п/ группа	Массив, комплекс	Оксиды (мас. %)				
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
1	Г	XIV	сабанайский	71.13	0.35	14.67	1.09	
2				71.69	0.26	14.77	0.33	
3				71.80	0.23	14.50	0.33	
4				71.95	0.25	14.20	1.00	
5				72.50	0.27	14.21	0.26	
6				акаульский	72.42	0.20	14.07	0.42
7		сабанайский	69.21	0.40	14.90	0.66		
8		«послемиасовский»	72.31	0.12	15.18	1.08		
9		XV	сабанайский	71.10	0.26	15.0	1.10	
10				«послемиаскитовый»	70.28	0.22	13.54	1.49
11					71.48	0.35	14.72	0.83
12					70.69	0.10	14.66	0.33
13	Д				XVII	акаульский	73.69	0.09
14		73.72	0.14	14.07			0.12	
15		74.55	0.10	13.90			0.47	
16		75.67	0.11	12.81			0.49	
17		сабанайский	73.06	0.06			15.33	0.75
18			73.30	0.06			13.90	0.33
19			73.50	0.11	14.45	0.60		
20			73.60	0.11	14.24	0.70		
21			73.63	0.14	13.42	0.49		
22			73.64	0.11	13.34	1.11		
23			73.95	0.17	13.90	0.34		
24			74.10	0.25	12.43	2.00		
25		«послемиаскитовый»	73.20	0.09	14.46	0.07		
26			74.12	0.10	14.0	0.16		
27	XVIII		«послемиаскитовый»	73.78	0.10	13.79	0.34	

Примечание. 1–6, 8, 9 – биотитовый гранит, 7 – адамеллит, 8, 10 – аплитовидный гранит, 11 – пегматит (центральная часть жилы), 12 – аплит (краевая часть жилы), 13–25 – лейкогранит, 26, 27 – амфиболсодержащий

кульского массивов присущи широкие вариации в степени железистости – от умеренномагнезиального ( $f = 0.26–0.46$ ) до высокожелезистого ( $f = 0.54–0.90$ ) типов, причем количество железистого компонента и в магнезиальных, и существенно железистых разновид-

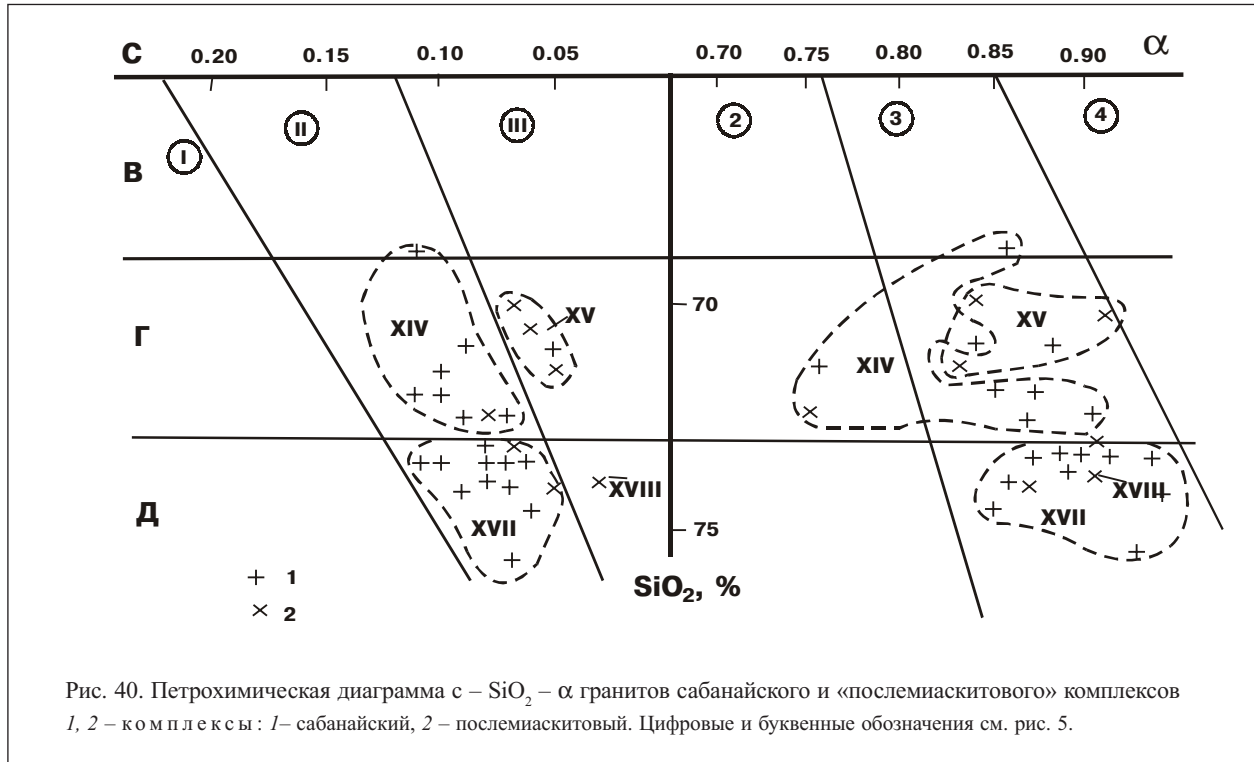
## и «послемиаскитового» комплексов

Оксиды (мас. %)					Петрохим. модули				
FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	q	c	α	f	n
1.22	0.43	1.28	4.29	4.90	0.73	0.09	0.84	0.79	0.63
1.44	0.80	1.44	4.00	4.20	0.75	0.10	0.76	0.55	0.59
1.13	0.36	1.56	4.38	5.00	0.74	0.10	0.87	0.72	0.57
1.11	0.14	1.55	4.00	5.00	0.75	0.11	0.85	0.87	0.55
1.25	0.32	1.13	4.50	4.80	0.75	0.07	0.91	0.75	0.58
1.21	0.70	1.29	4.26	4.90	0.74	0.09	0.87	0.58	0.57
2.33	1.28	1.28	4.50	5.0	0.70	0.11	0.86	0.55	0.58
0.78	0.63	1.09	3.50	4.79	0.75	0.08	0.75	0.60	0.52
1.07	0.31	0.71	4.80	5.0	0.74	0.05	0.88	0.80	0.59
2.72	0.76	1.01	3.76	4.78	0.72	0.07	0.84	0.77	0.54
2.03	0.52	0.66	5.43	3.18	0.72	0.05	0.83	0.82	0.72
1.78	0.60	0.90	3.65	6.92	0.72	0.06	0.92	0.66	0.45
0.18	0.80	1.16	4.00	5.00	0.77	0.08	0.87	0.26	0.55
1.04	0.29	1.28	4.60	4.62	0.76	0.08	0.89	0.70	0.60
0.57	0.24	0.80	3.82	4.88	0.77	0.06	0.85	0.70	0.54
0.86	0.49	0.99	4.69	4.28	0.77	0.07	0.97	0.60	0.62
0.25	0.08	1.30	4.50	4.80	0.76	0.08	0.82	0.81	0.59
1.15	0.20	1.30	4.60	4.80	0.75	0.08	0.92	0.75	0.59
0.43	0.59	1.13	4.92	4.43	0.75	0.07	0.89	0.48	0.62
0.20	0.30	1.08	4.50	5.00	0.76	0.07	0.90	0.61	0.58
0.86	1.18	1.69	4.07	4.71	0.75	0.11	0.88	0.37	0.57
0.11	0.39	1.72	4.80	5.00	0.74	0.10	0.99	0.60	0.59
1.01	0.88	1.41	4.20	4.63	0.75	0.09	0.86	0.46	0.58
1.22	0.28	0.93	4.00	4.80	0.76	0.07	0.95	0.86	0.56
0.69	0.39	1.13	4.0	5.88	0.76	0.07	0.90	0.52	0.51
1.43	0.12	0.80	3.84	5.40	0.74	0.05	0.87	0.90	0.52
0.64	0.37	0.52	2.20	8.0	0.77	0.03	0.90	0.61	0.30

гранитный пегматит (26 – краевая часть, 27 – центральная часть дайки).

Анализы 1–7, 9, 13–25 – по В. Н. Юрецкому и др. (1982); 8, 10–12 – по [111]; 26, 27 по [5].

ностях лейкогранитов находится примерно на одинаковом уровне (1–1.5 %). Низкая железистость в некоторых части лейкократовых гранитов Сабанайского массива отмечается в породах с пониженной кремнекислотностью ( $\text{SiO}_2 = 73\text{--}73.5\%$ ) и связана прежде всего



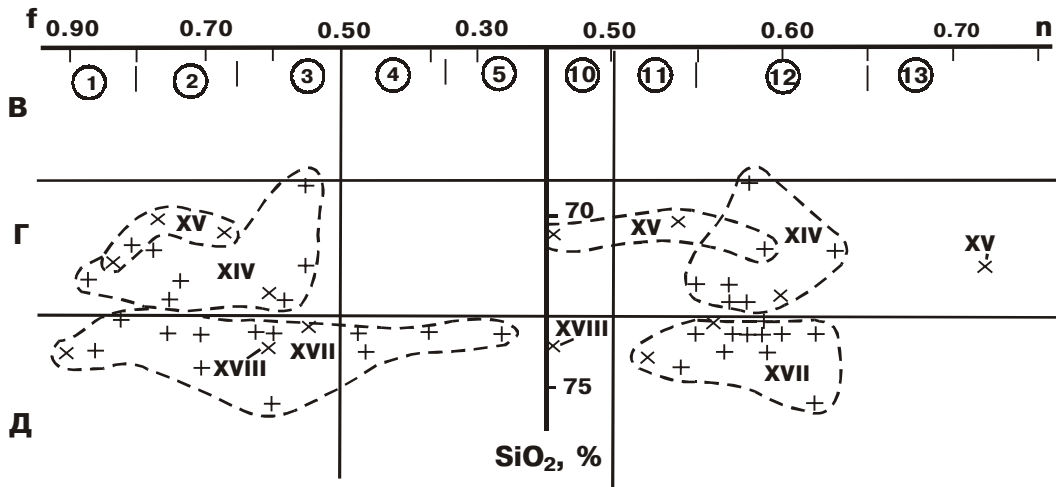


Рис. 41. Петрохимическая диаграмма  $f - SiO_2 - n$  гранитов сабанайского и «послемиаскитового» комплексов  
Условные обозначения см. рис. 42; цифровые и буквенные обозначения см. рис. 6.

с повышением содержания магния при взаимодействии лейкократовых гранитов с граносиенитами и кварцевыми монцонитами Увильдинского массива. Вполне естественно, что при общей оценке петрохимических особенностей гранит-лейкогранитной ассоциации подобные разновидности лейкогранитов не должны рассматриваться, хотя по остальным петрохимическим показателям эти породы сходны с лейкогранитами железистой серии.

Подгруппа XVIII ( $c = 0.03-0.04$ ) представлена амфиболсодержащими гранитными пегматитами «послемиаскитового» комплекса, обычно распространенными в центральных частях жил сложного состава. Эти породы характеризуются весьма высокой степенью щелочности ( $\alpha = 0.90$ ), низкой железистостью ( $f = 0.60-0.61$ ) и повышенной по сравнению с лейкогранитами подгруппы XVII калиевоностью (умереннокалиевый тип,  $n = 0.30-0.32$ ). Краевые зоны сложных пегматитовых жил и даек представлены обычно высокожелезистыми аплитами калиево-натриевого типа, относящимися к субщелочной серии (подгруппа XVII).

Таким образом, по химическому составу рассматриваемый петрохимический тип представляет собой слабо дифференцированную ассоциацию высоко- и весьма высококремнекислых субщелочных гранитов и лейкогранитов низконатриевого, существенно железистого типа, обладающих высокой и весьма высокой степенью щелочности.

Биотитовые и лейкократовые граниты связаны между собой постепенными переходами. Для них характерно массивное сложение, среднезернистая, иногда порфириовидная структура. Состоят из плагиоклаза 20–25, калиевого полевого шпата 37–47, кварца 25–30, биотита 1–5, редко мусковита 0.5 %. В гибридных разновидностях в единичных зернах появляется роговая обманка. Среди аксессуарных минералов распространены магнетит, апатит, циркон, гранат, молибденит, пирит, флюорит, а также рутил, торит, пирохлор, урановая смолка, колумбит.

Плагиоклаз представлен в основной массе гранитов олигоклазом № 12–17, в порфириовидных выделениях – № 21–24. В калиевом полево-м полево-м шпате (решетчатом микроклине и ортоклазе) ортоклазовая молекула составляет от 71 до 95 %.

Для «послемиаскитовых» гранитов и аплитов характерна мелкозернистая структура, массивная текстура и розоватая окраска. В аплитовидных гранитах иногда распространены порфириовидные выделения калиевого полевого шпата. Эти породы состоят из олигоклаза 30–35, нечетко решетчатого микроклина и ортоклаза 35–40,

кварца 25–30 %, биотита (0.5 % – в аплитах, 2 % – в гранитах). Отмечаются повышенные содержания магнетита (до 0.5 %) и единичные зерна пироксена.

Главный минерал «послемиаскитовых» жильных пород – розовый микроклин. В пегматитах кварц и пироксен распределены крайне неравномерно: в центральных частях пегматитовых жил обычно распространён кварц, в краевых аплитовидных частях – пироксен в виде мелких удлинённых зерен, ориентированных параллельно контактам. Иногда пироксен отмечается и в центральных частях жил, где он представлен более крупными неравномерно распределёнными зёрнами.

В центральных частях жил амфиболсодержащих пегматитов развиты, как правило, калиевый полевой шпат и роговая обманка, а в краевых аплитовидных зонах – плагиоклаз, наряду с которым отмечаются повышенные содержания кварца и магнетита.

Оценивая геохимические особенности гранит-лейкогранитной ассоциации, нельзя не обратить внимание, что подавляющее большинство рудных и редких элементов содержатся в этих породах на уровне или ниже кларка. В связи с этим остановимся на характере распределения лишь тех микроэлементов, концентрации которых достигают вышекларковых и специализированных значений (табл. 24, 25; рис. 42).

*Медь* в специализированных количествах (более 4 кларков) устанавливается в гранитах и аплитах Сабанайского и Акакульского массивов. Наиболее высокие содержания меди (до 7 кларков) отмечаются в пегматитах «послемиаскитового» комплекса. В аплитах этого же комплекса концентрация меди не превышает 3.5 кларков.

*Свинец* в повышенных содержаниях (3–5 кларков) характерен только для гранитов сабанайского комплекса, причём в гранитах Акакульского массива его концентрации более высокие, чем в сабанайских гранитах.

*Олово* в количестве 2 кларков устанавливается только в «послемиаскитовых» пегматитах. В аплитах этого же комплекса, а также в

Таблица 24

**Содержания Rb и Sr (г/т) в пегматитах  
«послемиаскитового» комплекса**

Rb	585	592	508	789	678	692	471	654	584
Sr	59	45	61	44	74	42	94	43	39
Rb/Sr	9.9	13	8.3	17.9	9.2	16.5	5	15	15

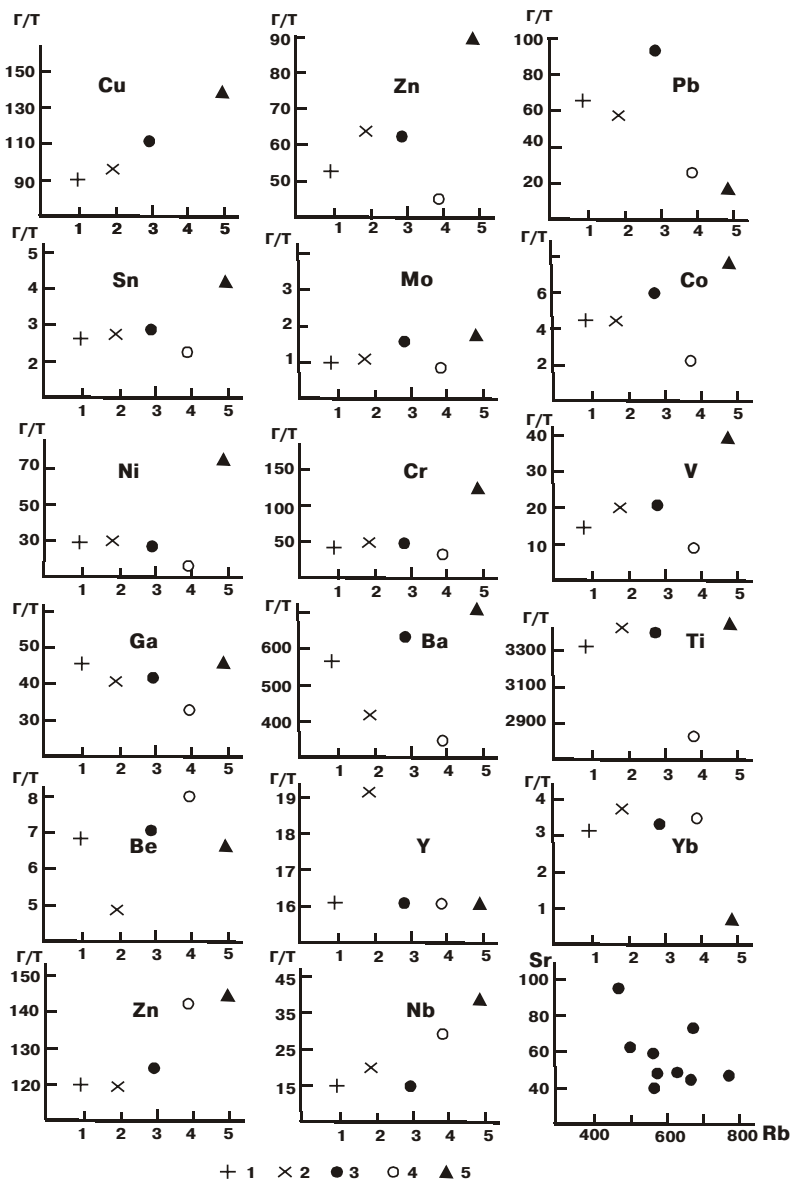
Примечание. По материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982).

**Среднее содержание элементов-примесей (г/т)  
в гранитоидах сабанайского и «послемиаскитового» комплексов**

I	II	Элемент																
		Cu	Zn	Pb	Sn	Mo	Co	Ni	Cr	V	Ga	Ba	Ti	Be	Y	Yb	Zr	Nb
1	X	91.1	52.8	66.2	2.6	1.0	4.3	30.1	45.2	15.9	45.0	563	3320	6.7	16.2	3.1	121.5	15.4
	S <sup>2</sup>	1.05	1.16	1.40	1.08	1.13	1.18	1.12	1.08	1.25	1.83	1.34	1.08	1.21	1.03	1.02	1.08	1.06
2	X	96.4	63.8	59.0	2.8	1.0	4.3	30.0	50.4	19.7	39.8	411	3426	4.8	19.7	3.7	120.2	19.8
	S <sup>2</sup>	9.60	9.01	2.07	1.11	1.22	1.21	1.05	3.50	1.29	1.04	1.32	1.05	1.45	1.10	1.08	1.07	1.13
3	X	110.3	62.0	94.7	2.8	1.5	6.0	29.6	53.2	20.2	40.8	635.7	3386	6.9	15.9	3.1	126.6	15.4
	S <sup>2</sup>	9.85	5.22	1.33	1.07	1.33	0.09	1.07	1.10	1.16	1.03	4.65	5.68	0.17	1.0	1.01	21.23	1.0
4	X	67.8	29.6	23.4	2.2	0.8	2.2	17.1	29.5	7.9	32.3	318	2802	7.9	16.1	3.3	143.6	28.8
	S <sup>2</sup>	1.08	5.74	1.42	1.02	1.12	1.22	1.13	1.18	1.23	1.09	1.32	1.10	1.21	1.01	1.03	1.16	1.32
5	X	141.0	90.7	17.6	4.3	1.7	7.7	75.3	125	41	46.7	125.7	3450	6.7	16.0	0.6	144.8	38.5
	S <sup>2</sup>	1.07	10.55	4.12	1.15	1.09	1.04	0.64	1.17	2.51	1.01	1.77	1.03	0.18	1.01	1.24	1.05	0.31

Примечание. 1–3 – сабанайский комплекс: 1 – граниты Сабанайского массива, 2 – аплиты и аплитовидные граниты Сабанайского массива, 3 – граниты Акакульского массива, 4, 5 – «послемиаскитовый» комплекс: 4 – аплиты и аплитовидные лейкограниты, 5 – пегматиты.

По материалам В. Н. Юрецкого и др. (1982). I – породы, II – характеристика.



+ 1 x 2 ● 3 ○ 4 ▲ 5

Рис. 42. Вариационные диаграммы распределения средних содержания рудных и редких элементов в гранитах сабанайского и «послемиаскитового» комплексов

1-3 – сабанайский комплекс: граниты (1) и аплиты (2) Сабанайского массива; 3 – граниты Акакульского массива; 4, 5 – «послемиаскитовый» комплекс: 4 – аплиты, 5 – гранитные пегматиты.

гранитах сабанайского комплекса его содержание находится в пределах 1–1.5 кларка.

*Никель.* Наиболее высокие концентрации этого элемента (до 9 кларков) наблюдаются в пегматитах «послемиаскитового» комплекса (в аплитах – не более 3-х кларков). Для гранитов сабанайского комплекса характерно содержание никеля в количестве 3.7–4 кларков.

*Хром* в специализированных значениях (5 кларков) устанавливается только в «послемиаскитовых» пегматитах. В остальных разновидностях пород гранит-лейкогранитной ассоциации его содержание не превышает 2 кларков. В аналогичных количествах отмечаются концентрации *галлия* и *ниобия* в пегматитах и, в меньшей мере, сабанайских гранитах.

*Бериллий* в относительно повышенных содержаниях (до 1.5 кларка) характерен только для аплитов и аплитовидных гранитов «послемиаскитового» комплекса, а также для гранитов Сабанайского и Акакульского массивов.

*Молибден* в количестве 1.5–1.7 кларка концентрируется преимущественно в «послемиаскитовых» гранитных пегматитах и биотитовых гранитах Акакульского массива. В сабанайских гранитах и аплитах «послемиаскитового» комплекса он содержится на кларковом и даже нижекларковом уровне.

Для гранит-лейкогранитной ассоциации характерны высокие содержания *рубидия* и низкие *стронция*. Величина Rb/Sr отношения колеблется в пределах 8–18, что характерно для гранитов корового происхождения (см. табл. 24, рис. 42).

Специализация гранитов рассматриваемого петрохимического типа на фемафильно-халькофильные элементы – и прежде всего на Cu, Pb, Ni, Cr – связана, вероятно, с влиянием глубинных флюидов, проникавших по тем же разломам, к которым были приурочены гранитные массивы и жильные тела. Повышенные содержания Mo, Be, Sn, Nb подтверждаются наличием в гранитах акцессорного пироклора, колумбита, молибденита, флюорита, что свидетельствует также и о редкометальной специализации гранит-лейкогранитной ассоциации.

#### **4.2. О выделении в Ильменогорском антиклинории единого пермо-триасового позднеорогенного гранит-лейкогранитного комплекса**

Речь идет о целесообразности объединения сабанайских и «послемиаскитовых» гранитов и гранитовидных пород в один позднеорогенный гранит-лейкогранитный комплекс. Общеизвестно, что в

основу выделения магматического комплекса должны быть положены следующие основные критерии: близость геологического возраста магматических пород; одинаковое их положение в тектонических структурах или структурно-фациальных зонах; приуроченность магматитов к определенным стадиям развития геологических структур; близость или сходство минералогических, петрохимических и геохимических особенностей пород.

Ниже рассмотрим эти критерии применительно к сабанайскому и «послемиаскитовому» комплексам.

*Близость геологического возраста.* Гранитные массивы сабанайского комплекса интродуцируют вендские отложения сайтовской и аракульской толщ, нижнесилурийские ультрабазиты беспаловского комплекса, породы Увильдинского монцодиорит-гранитного массива, возраст которого разными исследователями трактуется как среднеордовикский (Юрецкий и др., 1982) или среднекаменноугольный [160]. Дайки и жильные тела гранитов, аплитов и пегматитов «послемиаскитового» комплекса прорывают раннепротерозойские метаморфические толщи, гранитоиды Увильдинского и Кисегачского (?) массивов и щелочные породы позднеордовикского Ильменогорского комплекса.

Абсолютный возраст, определенный К - Аг методом составляет: гранитов сабанайского комплекса – 250–230 млн лет, породообразующих минералов пегматитов «послемиаскитового» комплекса – 295–228 млн лет, радиоактивных минералов пегматитов – 248–214 млн лет, возраст амазонитизации –  $232 \pm 13$  млн лет [111].

Вышеприведенные данные позволяют датировать граниты сабанайского комплекса и гранитовидные породы «послемиаскитового» комплекса в пределах поздней перми – раннего триаса.

*Сходство структурно-тектонического положения.* Этот критерий предусматривает не только пространственное сонахождение магматических пород в пределах определенных тектонических структур (платформ, геосинклиналей), но и их приуроченность к конкретным этапам и стадиям развития этих структур (комплексы доинверсионные, собственно геосинклинальные, инверсионные, постинверсионные; геоантиклинальные, орогенные; тектоно-магматической активизации и др.).

Сабанайский и «послемиаскитовый» гранитные комплексы принадлежат к позднеорогенным ассоциациям и относятся к завершающей фазе герцинского тектоно-магматического цикла, проявленно-го на Южном Урале. Штокообразные массивы (Сабанайский, Акакульский) приурочены к структурному шву Сысертско-Ильменогор-

ского мегантиклинория и Арамильско-Сухтелинского синклинория и контролируются пересечением структурного шва субширотными разломами. Дайковый и жильный комплекс («послемиаскитовый») имеет более широкое площадное распространение: трещинные тела гранитов, аплитов и пегматитов, приуроченные к близширотным (с отклонениями к северо-западу и северо-востоку) разломам, развиты как на восточном крыле Ильменогорского антиклинория, так и в его центральной части, где прорывают массив щелочных пород.

Имеющиеся различия в структурном контроле сабанайских и «послемиаскитовых» гранитоидов, казалось бы препятствующие объединению их в один комплекс, нивелируются, если учесть, что позднеорогенный этап развития Южноуральского региона характеризуется подновлением старых и возникновением новых разломов субширотного направления, к которым, естественно, и были приурочены дайкообразные и жильные тела завершающей стадии герцинского гранитного магматизма.

*Важными признаками, указывающими на общность происхождения магматитов, являются определенная парагенетическая ассоциация пород, объединяемых в комплекс, их близкие или сходные минералогические, петрохимические и геохимические особенности.*

Петрографический состав сабанайского и «послемиаскитового» комплекса весьма сходен: граниты, аплиты, пегматиты. Близок и минеральный состав пород – кислый олигоклаз, микроклин и ортоклаз, кварц, низкое содержание биотита, наличие мусковита. Характерен также набор аксессуарных минералов: апатит, циркон (в том числе радиоактивный), гранат, молибденит, пирит, магнетит, флюорит, рутил, урановая смолка, торит, пирохлор, колумбит.

По содержанию кремнезема в рассматриваемых комплексах выделяются по две петрохимические группы (высококремнекислая,  $\text{SiO}_2 = 69\text{--}72.5\%$  и весьма высококремнекислая,  $\text{SiO}_2 > 73\%$ ), представленные соответственно гранитами и лейкогранитами, относящимися к субщелочному ряду и имеющими повышенную железистость, высокую и весьма высокую степень щелочности, калиево-натриевый и низконатриевый уклон в типе щелочности.

В сабанайских и «послемиаскитовых» гранитоидах устанавливается повышенное содержание, с одной стороны, халькофильно-фемафильных элементов (Cu, Pb, Ni, Cr), а с другой – литофильных (Mo, Be, Sn, Nb). Характерны высокие концентрации рубидия при весьма низких накоплениях стронция.

Близость вещественного состава сабанайского и «послемиаскитового» комплексов была подчеркнута ранее В. Н. Юрецким и др.

(1982). При этом отмечалось, что граниты этих комплексов по сравнению с другими обогащены также такими радиоактивными элементами, как уран и торий.

Приведенные выше критерии несомненно свидетельствуют о генетическом родстве сабанайских и так называемых «послемиаскитовых» гранитоидов и являются существенным аргументом для их объединения в один позднеорогенный гранит-лейкогранитный комплекс пермо-триасового возраста, в котором «послемиаскитовые» гранитоиды выступают в роли дайковой и жильной фации сабанайского комплекса.

---

---

---

---

**Глава 5**  
**ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ**  
**ПАЛЕЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ**  
**ИЛЬМЕНГОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ**

**5.1. Критерии оценки металлогенической**  
**(геохимической) специализации и потенциальной**  
**рудноносности гранитоидных ассоциаций**

Дискуссия о металлогенической (геохимической) специализации магм и как следствие этого – магматических комплексов общеизвестна. Отдельные вопросы данной проблемы рассматривались в многочисленных публикациях [1, 2, 4, 8, 9, 13–15, 18, 23, 30, 31, 35, 36, 37, 38, 42, 46, 47, 49, 50, 54, 57, 63, 65–67, 72, 74–79, 82–88, 90–93, 97, 107–109, 114, 116, 127, 133, 141, 142, 144–147, 148, 150, 151, 153, 154, 157, 159, 165–167, 169–171, 173–175, 179, 180, 182–184, 185, 191, 195, 198, 201–208, 210, 211, 214–218, 221–226, 229, 230, 232, 237–239, 243, 244, 262 и др.], анализ которых показывает, что у исследователей имелось (и имеется) разное представление о самих понятиях «металлогеническая специализация» и «потенциальная рудоносность» интрузий [например 87, 89, 95, 218, 221, 222 и др.].

По мнению автора, *металлогеническую специализацию целесообразно определять как физико-химический процесс избирательного обогащения кристаллизующегося магматического расплава рудными и редкими элементами в геохимически благоприятной для них среде, что выражается в парагенетической и пространственно-временной связи определенной рудной минерализации с определенным петрохимическим (петрогеохимическим) типом магматических горных пород. Потенциальная рудоносность интрузии оценивается как возможная реализация рудных концентраций магмы в месторождения полезных ископаемых, связанная с процессом отщепления этих рудных концентраций и летучих компонентов от магматического расплава при наличии благоприятных факторов.*

Рудно-магматический процесс может быть представлен следующей упрощенной схемой: металлогеническая специализация магмы – потенциальная рудоносность интрузии – реальная рудоносность интрузии, приводящая к формированию рудных тел, или же концен-

трация рудных и редких элементов в магме – отщепление рудных и летучих компонентов при интродировании и кристаллизации магматического расплава – образование рудных залежей. В совокупности все это можно определить как рудогенерирующую (рудообразующую) способность интрузии.

Любая потенциально рудоносная интрузия предварительно должна быть геохимически (металлогенически) специализированной, при этом рудообразующая способность магматического расплава может быть достигнута совокупностью факторов: составом исходной магмы, уровнем глубинности генерации магматического расплава и благоприятной геолого-структурной обстановкой формирования интрузивов, многофазностью магматического процесса, богатством магмы летучими компонентами, благоприятными физико-химическими условиями кристаллизационной дифференциации, приводящими к накоплению рудных и летучих элементов в остаточном магматическом расплаве, минимально проявленным кристаллохимическим рассеяниям элементов, интенсивностью и длительностью процессов эманационной дифференциации, влиянием вмещающей среды и др.

Охарактеризованные в опубликованной литературе критерии металлогенической специализации и потенциальной рудоносности интрузий практически совпадают, хотя, как было отменено выше, смысл этих понятий различен. Автором указанные критерии рассматриваются в едином контексте как петрологические признаки металлогенически специализированных потенциально рудоносных магматических ассоциаций. Комплексная оценка рудоносности магматитов включает чаще всего такие признаки, как формационная принадлежность, геохимические, минералогические и петрохимические особенности вещественного состава магматических комплексов. Можно вполне определенно говорить о потенциальной рудоносности ультрамафических и мафических формаций в отношении хрома и платины, меди, никеля, титана, колчеданов и полиметаллов; мафически-салических формаций – в отношении железа, золота, молибдена, меди, мышьяка, свинца, цинка; салических формаций – в отношении редких земель и редких элементов. Месторождения полиметаллов и редких металлов могут быть связаны с гранитоидными ассоциациями как палингенных коровых магм, так и более глубоких латитовых магм.

Для магматических формаций (формационного типа) в целом характерна комплексная рудная минерализация, в связи с чем одна и та же магматическая формация может быть рудоносной по отноше-

нию к разным рудным и редким элементам (к примеру, в одних случаях является существенно вольфрамоносной, в других – оловоносной). Для решения этого вопроса требуется более глубокое изучение вещественного состава породных групп, с которыми может быть связан тот или иной рудный и редкий элемент.

Еще в 50–60-х гг. прошедшего столетия Э. П. Изох с соавторами [75, 76] подчеркивали, что с разными по типу щелочности габбро-гранодиорит-гранитными сериями Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья связаны разные рудные комплексы. Так, с натровыми интрузивными сериями ассоциируют грейзены и кварц-серицитовые метасоматиты, часто с золотом и богатые турмалином; кварцевые жилы с вольфрамитом и молибденитом; кварц-карбонатно-сульфидное оруденение; золото-сурьмяная формация. При этом ведущими металлами являются вольфрам, молибден, золото, сурьма. Рудные комплексы, связанные с калиевыми габбро-гранодиорит-гранитными сериями, представлены оловоносными грейзенами, кварцевыми жилами с касситеритом и вольфрамитом; железисто-силикатными оловорудными формациями; галенит-сфалеритовой формацией с касситеритом и др. Характерна высокая оловоносность различных типов оруденения, обилие минералов железа и богатство сульфидами.

Более обстоятельно Э. И. Изохом рассмотрены петрологические критерии рудоносности гранитоидных ассоциаций в работе [74], в которой среди ведущих вещественных признаков гранитоидов с разным оруденением охарактеризованы состав магматической ассоциации (базитовый или гранитоидный) и роль в ней основных или кислых пород; тип щелочности (натровый или калиевый); уровень общей щелочности (сравнительно низкий для железозолотоносных формаций, средний для вольфрам- и оловоносных, повышенный для молибден- и тантало-ниобиеносных); основность – кислотность ассоциаций и их контрастность; состав гранитоидной породной группы; глиноземистость; степень завершенности магматической ассоциации. Все эти признаки снимаются с статистико-петрохимических диаграмм, в основе которых лежат вариационные диаграммы А. Харкера, дополненные частотными гистограммами. Для оценки рудоносности магматических формаций привлечены также такие критерии, как размер массивов, их глубинность и степень эродированности, фазы формирования, признаки авто- и аллохтонности, тип тектонической структуры и стадии ее развития, связь с эффузивами, наличие послегранитовых даек и др. По мнению Э. П. Изоха, минералогические признаки рудоносности имеют лишь подчиненное значение, так как минеральный состав гранитоидов суще-

ственно зависит от инертных компонентов и резко изменяется даже при весьма малых вариациях количественных соотношений между глиноземом, известью и щелочами, обусловленных нередко местными, второстепенными или случайными факторами.

Б. Ф. Налетовым [148, 149] с целью диагностики гранитоидных комплексов с разным оруденением использована совокупность минералогических и петрохимических признаков. Им были изучены гранитоидная и базитовая породные группы в которых исследовалось распределение проб по характеристикам А. Н. Заварицкого, содержанию глинозема и оксида титана, отношению щелочей, общей железистости и известковистости. В составе породных групп выделялись типы пород по шкале меланократовости и содержанию кремнезема. Для гранитоидов, несущих разное оруденение, были установлены предельные колебания величин вышеотмеченных параметров и выявлены отличительные признаки.

Описанные Б. Ф. Налетовым петрохимические признаки рудоносных гранитоидов в принципе совпадают с признаками подобных гранитоидов, установленными Э. П. Изохом [74]. В целом работы этих исследователей вносят существенный вклад в решение проблемы петрохимической диагностики гранитоидных ассоциаций, несущих разное оруденение. Тем не менее, нельзя не отметить некоторые спорные моменты в методике Б. Ф. Налетова. Прежде всего это относится к использованию предельных колебаний величин характеристик А. Н. Заварицкого и массовых содержания отдельных петрогенных элементов в качестве отличительного признака гранитоидов с разным оруденением. Так, молибден- и вольфрамоносные гранитоиды имеют одинаковые вариации в параметре «а» (12.5–15) и близкие содержания калия (соответственно  $K_2O = 3.5$  и 3–4 %); меденосные и вольфрамоносные гранитоиды характеризуются (в значительной части разновидностей) также близкими параметрами  $a > 12.5$ .

Среди молибден- и оловоносных ассоциаций доминируют граниты со сходными величинами отношений щелочей ( $n < 65$ ), что явно не согласуется с выводами большинства исследователей о четком различии в типе щелочности гранитоидов с молибденовым (натриевый тип) и оловянным (натриево-калиевый и калиевый тип) оруденением. Таким образом, применение вышеотмеченных характеристик как типоморфных признаков гранитоидов с разным оруденением малоэффективно, хотя по типу щелочности эти породы должны иметь заметные отличия.

В 70-х гг. прошлого века опубликован ряд работ, посвященных выделению и описанию «геохимических типов» гранитов [82, 83, 222 и др.]. В монографии В. И. Коваленко [82] обстоятельно охарактеризованы следующие геохимические типы: литий-фтористые граниты, представленные серией аляскисты – микроклин-альбитовые и амазонитовые граниты – альбит-лепидолитовые граниты, рудоносные на Ta, Li, Rb, Sn; щелочные (агпайтовые) граниты с ниобиевой, циркониевой и редкоземельной минерализацией; стандартные (биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые) граниты, рудоносные в отношении Be, Ta, W. Анализ петрогенетических особенностей вышеотмеченных геохимических типов гранитов позволил В. И. Коваленко сделать вывод о существовании в природе редкометальных магм.

Судя по вещественному составу, можно отметить, что литий-фтористые и щелочные (агпайтовые) граниты близки между собой по высокому уровню концентрации в них олова, гафния и ниобия и низкому содержанию бария и стронция. Основное геохимическое отличие данных типов гранитов заключается в том, что литий-фтористые граниты обогащены фтором, литием, рубидием и таллием, а щелочные граниты – редкими землями, танталом и цирконием. Литий-фтористые граниты крайне обеднены редкоземельными элементами и цирконием. В то же время полевошпатовые метасоматиты и альбититы, являясь продуктом постагмагматического изменения этих гранитов, несут редкоземельное оруденение. Одинакова рудная минерализация (оловянно-вольфрамовая), сопровождающая мусковитовые грейзены, связанные с литий-фтористыми и стандартными гранитами. Все это наводит на мысль, что редкоземельное, оловянное и вольфрамовое оруденение генетически может быть связано не только с литий-фтористыми гранитами, но иметь также и другой, более глубокий, общий для всех типов источник.

Л. В. Таусон [221, 222] при решении вопроса о геохимической типизации и потенциальной рудоносности гранитоидов исходил прежде всего из анализа геохимической истории редких элементов при развитии рудно-магматических систем с учетом генетических особенностей исходных магм. В его работах особое внимание уделено кристаллохимическому рассеянию редких элементов при кристаллизации гранитоидной магмы и их концентрированию при процессах эманационной дифференциации магматических расплавов. Подчеркивалось, что потенциальная рудоносность гранитоидных интрузий определяется масштабами и интенсивностью процессов эманационной дифференциации магматического вещества при ста-

новлении интрузий и возможностью концентрирования рудных и редких элементов в остаточных расплавах при их кристаллизации.

Общими критериям потенциальной рудоносности Л. В. Таусон считал многократное увеличение концентраций фтора и редких элементов (лития, рубидия, цезия, в меньшей степени ниобия, олова, вольфрама), увеличение в десятки раз значений концентраций этих элементов в апикальных частях интрузивов по сравнению с глубинными неизменными разностями, резкое накопление многих редких элементов в поздних минералах-концентраторах (биотите, мусковите), обилие в апикальных частях интрузивов рудных акцессорных минералов, масштаб и состав эманационных ореолов интрузии. Большой потенциальной рудоносностью обладают граниты, характеризующиеся высокой активностью воды, что приводит к образованию двуслюдяных разностей гранитов, резкому преобладанию воды над фтором в биотитах и увеличению коэффициента железистости.

Основными признаками металлогенической специализации (потенциальной рудоносности) магм П. Г. Недашковский [150] считает уровень концентрирования и характер распределения микроэлементов в породах и минералах, количество и видовой состав акцессорных минералов и содержащихся в них рудных и редких элементов, повышенные содержания летучих компонентов в породах и минералах.

Сравнение рудоносных гранитоидов разных петрогеохимических типов, выделенных П. Г. Недашковским, показывает, что эти ассоциации различаются не столько по видам несущего ими оруденения, сколько набором рудных формаций (за исключением гранитоидов базальтоидного и частично андезитового типов). Если для гранитоидов андезитового типа характерно редкометально-полиметаллическое оруденение, то для всех остальных петрогеохимических типов присуще редкометальное оруденение. Поэтому и редкометальный состав палингенных плюмазитовых гранитов, гранитоидов риодацитового и в меньшей степени андезитового типов чрезвычайно сходен: олово, литий, рубидий, цирконий, тантал, ниобий или же олово, литий, рубидий, цирконий, молибден, свинец. Различие заключается только в абсолютных средних содержаниях редких элементов в гранитоидах разных петрогеохимических типов, уровень концентрации которых закономерно возрастает от гранитоидов андезитового типа к плюмазитовым палингенным гранитам, причем наиболее высокие концентрации ниобия и тантала характерны для гранитоидов риодацитового типа.

Таким образом, близость редкоэлементного состава гранитоидов разных петрогеохимических типов, образованных из разных по составу исходных магм, вероятно, указывает на возможность существования одного и того же источника рудных и редких элементов. Тот факт, что редкометальное оруденение проявляется в различных рудных формациях, связанных с тем или иным петрогеохимическим типом гранитоидов, можно объяснить также различными структурно-геологическими условиями становления интрузий и влиянием мантийных флюидов.

А. А. Маракушевым [137] подчеркивается, что главным в проблеме рудообразования является не источник рудных металлов, а механизм их избирательной концентрации в магматических системах, основу развития оруденения в которых создают отделяющиеся от силикатных расплавов оксидные, сульфидные, карбонатные, фосфатные, галогенидные, боратные и другие, богатые солями флюидные фазы, вызванные эффектом жидкостной несмесимости, то есть жидкостным расслаиванием остаточных расплавов в закрытых (замкнутых) магматических системах.

По представлениям А. А. Маракушева, расщепление кислой магмы создает оптимальные предпосылки рудной концентрации в магматических системах и образованию в них своеобразных рудных магм. Металлогеническая специализация интрузивов реализуется при внедрении их из областей генерации магмы на более высокие уровни земной коры, на которых возникают магматические очаги и происходит магматическая дифференциация, сопровождающаяся эффективной концентрацией рудных металлов. В зависимости от химического сродства рудогенных элементов к флюидным компонентам происходит соответствующая концентрация этих элементов. Так, серо-водородная и хлоридная обстановка глубинных зон способствует концентрации золота, серебра, меди, ртути, платины и хрома, определяющих специфику металлогении подвижных поясов мафического профиля. Окислительная и фторидная специфика, свойственная земной коре, отражает концентрацию олова, вольфрама, лития, скандия, лантана, урана, тория, циркония, гафния, ниобия, тантала, бериллия, бора, что характерно для металлогенических поясов активизации платформ с широко развитым кислым магматизмом боро-фторидной флюидной специфики.

Процесс расслоения силикатных расплавов, приводящий к отделению флюидов разного состава и соответственно связанных с ними рудных и редких элементов, проявляется как в петрографической и петро-геохимической, так и металлогенической зональности

плутонов. Последняя выражается в пространственно-временной связи определенных групп рудных и редких элементов с породными группами определенного состава, то есть можно перейти от критерия связи магматическая формация – рудная формация к критерию связи геохимический (петрогеохимический, петрохимический) тип магматитов – тип оруденения.

С. М. Бескиным [13], на примере рудоносных гранитов Восточного Забайкалья, в качестве критерия различий редкометалльных гранитоидов с разной металлогенической спецификой предложены графики магний-кальциевых и литий-рубидиевых отношений, с которых снимаются трендовые параметры, являющиеся основой для пересчетов и построения синтезирующих диаграмм. По этим параметрам производится петролого-металлогеническая группировка гранитовых серий с выделением массивов с различной редкометалльной металлогенией. Установлено, что каждая из серий характеризуется определенным набором гранитоидов, обладающих определенными петро-геохимическими особенностями. Выделены пегматитовые серии гранитоидов, с которыми связаны месторождения олова, лития, тантала, бериллия, и олова, бериллия, вольфрама (тантала?) и непегматитовые серии, рудоносные в отношении олова, вольфрама, бериллия; олова, вольфрама (бериллия?, фтора?); олова, тантала, лития, вольфрама (фтора?).

Исследованиями С. М. Бескина выявлена прямая зависимость металлогенической специфики гранитов от петро-геохимических вариаций в их составе, причем параметры отношений некоторых петрогенных и редких элементов позволяют произвести диагностику гранитов с разной редкометалльной минерализацией. Это еще раз подтверждает наши выводы о том, что петрохимическая специфика дифференциатов магмы является одним из ведущих факторов рудоносности гранитоидных ассоциаций [167, 170, 171, 173].

Геохимические и минералогические признаки редкометалльных гранитов описаны в работах Ив. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой [51], А. М. Гребенникова [48], М. И. Кузьмина и В. С. Антипина [108], А. М. Подольского [185], Я. А. Косалса [96], Ю. П. Трошина [230] и др., обобщенный анализ которых показывает, что металлоносные интрузии по сравнению с нерудоносными обладают большими дисперсиями содержаний редких элементов. Например, дисперсия олова возрастает в 17 раз, бериллия – в 25 раз, лития – в 8 раз. Олово обычно концентрируется в биотите поздних интрузивных фаз рудоносных гранитов, а в гранитах нерудоносных комплексов входит в состав минералов ранних этапов кристаллизации.

Кроме биотита, олово может концентрироваться и в мусковитах грейзенизированных гранитов, что отражает накопление его в постмагматическую стадию. Индикаторами оловянного оруденения могут быть циркон, сфен, анатаз, тантало-ниобаты, вольфраматы, обогащенные оловом. Для ниобиеносных гранитов характерно повышенные содержания ниобия (более 2.5 кларка), тантала, лития, рубидия, цезия, олова, фтора и пониженные количества титана, стронция, бария и фосфора.

Специализация гранитоидной магмы в отношении фтора более всего присуща лейкократовым редкометальным гранитам, в которых фтор в отличие от бора концентрируется не в полевых шпатах, а в биотите, причем его содержание может достигать в некоторых случаях 8500 г/т.

Одним из признаков металлогенической специализации магматических комплексов могут быть соотношения летучих компонентов в изверженных породах. Так, на молибден потенциально рудоносны граниты, обогащенные летучими в соотношениях  $S > Cl > F > B$ ; на олово рудоносны граниты, в составе которых присутствуют летучие компоненты в соотношениях  $Cl > F > B > S$ ; на вольфрам –  $Cl > F > S$ ; на бериллий, литий, тантал и редкие щелочи –  $F > Cl > B > S$ .

В вольфрамоносных гранитоидах широко развиты шеелит и апатит с повышенным содержанием вольфрама, а типичной минеральной ассоциацией является ильменит-монацит-апатитовая с ксенотимом. Для гранитов с тантало-ниобиевой минерализацией из акцессорных минералов наиболее характерны колумбит, эвксенит, колумбит-танталит, фергюсонит и стрюверит. Типична ильменит-монацитовая ассоциация с апатитом и радиоактивным цирконом. Ниобий-фтороносные граниты обладают аномально высокими содержаниями флюорита и радиоактивного циркона вместе с топазом и торитом при пониженном количестве (по сравнению с танталоносными гранитами) монацита, ильменита и апатита.

В оловоносных гранитах характерным акцессорным минералом является касситерит, причем при содержании его в породе 0.01 % он концентрирует в 10 раз больше олова, чем все остальные минералы [92]. По нашим данным, в оловоносных гранитах Забайкалья в ассоциации с касситеритом часто находятся топаз и турмалин, что также является одним из признаков оловородной специализации магматических комплексов.

Оловоносные граниты обычно содержат акцессорный касситерит и турмалин в концентрациях, в несколько раз превышающих со-

держание их в неоловоносных, при этом наличие касситерита в гранитах и постмагматических жильных образованиях, а также присутствие рассеянного олова в породообразующих и акцессорных минералах в количествах в 3–5 раз выше, чем в безрудных гранитах, свидетельствует о том, что выделение олова начинается в магматическую стадию и завершается в гидротермальную [127].

По данным М. Г. Руб и Н. А. Ашихминой [201], в гранитоидах трахиандезитоидного типа, потенциально рудоносных на олово и вольфрам, такие акцессорные минералы, как магнетит и ильменит, практически всегда обогащены хромом, никелем, ванадием, магнием и алюминием, тогда как в вольфрам-оловоносных гранитах, образованных из риолитоидной магмы, и ильменит, и магнетит содержат фемафильные элементы в крайне низких количествах. Для гранитов того и другого типов характерно уменьшение содержаний касситерита, тантало-ниобатов, сульфидов и резкое увеличение содержаний циркона, апатита и монацита от верхних к более глубинным частям массивов. Такие минералы-примеси, как флюорит, топаз и паризит, накапливаются в апикальных частях интрузивов.

Для полиметаллоносных гранитоидных ассоциаций, относящихся к разным генетическим группам, также характерны минералогеохимические отличия. Согласно исследованиям Б. П. Санина и Л. Д. Зориной [214], для полиметаллических месторождений салической группы, связанной с гранитными комплексами, присущи повышенные содержания лития, бериллия, ниобия, тантала, олова и пониженные концентрации цинка, меди, серебра, ртути, таллия и галлия. Месторождения фемической группы, ассоциирующей с габбро-монцит-сиенитовыми комплексами, сопровождаются повышенными концентрациями золота, серы, сурьмы, серебра, ртути, меди, цинка, кадмия, причем высокие содержания меди отмечаются в пирите, сфалерите и галените.

На VI Всесоюзном петрографическом совещании (Ленинград, 1981) большое внимание было уделено петрологическим критериям рудоносности магматических образований [2, 18, 31, 57, 132, 143, 205 и др.]. В. Л. Масайтис с соавторами [143], рассматривая системы петрологических критериев рудоносности магматических комплексов, отмечают, что сама формационная принадлежность магматитов является непосредственным критерием потенциальной рудоносности. Системы критериев потенциальной рудоносности могут быть установлены для каждого семейства магматических формаций в целом, а также для отдельных групп формаций и их формационных видов, при этом металлогеническая специализация определя-

ется условиями генерации магм – Р-Т условиями, степенью плавления, составом исходного субстрата и флюидным режимом.

Системы критериев реальной рудоносности устанавливаются для разновидностей формаций, отдельных комплексов и магматических тел. Признаки реальной рудоносности определяются типами связей между магматическими и рудными образованиями (глубины становления интрузий, вещественный состав, строение магматических тел и др.).

Д. В. Рундквист, К. А. Марков, Н. В. Никитин и др. [211] в работе, посвященной формационному анализу магматических ассоциаций при металлогенических исследованиях, отмечают, что металлогения отдельных магматических формаций в первую очередь определяется их составом, то есть принадлежностью к тому или иному магматическому семейству, в каждом из которых рудоносность формаций является функцией геологических условий их образования. В частности, для металлогении орогенных зон и зон тектономагматической активизации важное значение имеет петрохимический тип фундамента. Для салической группы формаций, развитой на мафическом основании, характерны месторождения молибдена, вольфрама, меди, висмута, золота; развитой на салическом основании – месторождения редких металлов, олова, свинца, цинка, серебра, сурьмы. Реальная рудоносность магматических формаций зависит от сочетания ряда факторов: состава и строения окружающей среды, физико-химических условий рудогенеза (открытости – закрытости рудообразующих систем) и др.

В. А. Агамелян, Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян и др. [2], рассматривая петролого-геохимические критерии рудоносности магматических и метаморфических образований Армении, подчеркивают, что для магматических ассоциаций с медно-молибденовым (порфировым) оруденением, приуроченных к наложенным вулканоплутоническим поясам андезит-латитовой серии, важное индикаторное значение имеют величина отношения  $K_2O/Na_2O$  и  $Al/K_2O + Na_2O + CaO$ , а также их акцессорно-минеральная специализация, наследующаяся минерализацией постмагматического этапа, и геохимическая специализация на медь и молибден.

Медно-рудные и полиметаллические («колчеданные») месторождения обычно приурочены к областям развития островодужного вулканизма. Отличительной особенностью рудоносных пород являются известково-щелочной химизм, пониженная натровая щелочность, пониженная железистость цветных минералов, восстановительный характер флюидного режима.

Б. Г. Ванштейном, Ю. Б. Мариным, Г. Т. Скубловым [31, 140] детально охарактеризованы петрогеохимические критерии оценки редкометальной рудоносности гранитных массивов. Так, с редкометальной лейкогранит-аляскитовой формацией могут быть связаны кварцевожильно-грейзеновые месторождения вольфрама, молибдена, олова, висмута; альбитито-грейзеновые месторождения ниобия и олова; хрустале-флюоритовые пегматитовые месторождения.

Рудоносные аляскитовые плутоны отличаются от безрудных (хрустале-пегматитоносных) повышенными содержаниями оксидов алюминия, калия, кальция и пониженными – оксидов окисного железа, марганца, магния и натрия. Резко выделяются рудоносные аляскиты повышенными значениями средних содержаний редких элементов и их дисперсий, что свидетельствует как о первичной специализации магм рудных плутонов, так и о различном флюидном режиме аляскитовых расплавов во времени, предопределяющем состав возникающих из них пород.

В аляскитовых массивах разного типа различно поведение таких типоморфных элементов, как ниобий, рубидий и свинец. В рудных массивах большинство редких элементов образуют с летучими прочные апидокомплексные соединения, что способствует их миграции в верхние этажи магматических камер. В безрудных массивах большинство редких элементов рассеивается в породообразующих минералах.

В ходе внутрикамерной дифференциации рудные плутоны обнаруживают нарушение гомодромности в своем развитии: уменьшается содержание оксидов калия и окисного железа от главной фазы к жильной, дифференцированность распределения оксида закисного железа при стабильном содержании натрия. Безрудные плутоны характеризуются резким уменьшением количества закисного железа от главной фазы к жильной при дифференцированном распределении оксидов натрия и закисного железа при стабильном содержании калия. В породах безрудных массивов редкие элементы не имеют определенных тенденций распределения. Наиболее чутким индикатором разделения рудных и безрудных плутонов является ниобий.

В работах этих исследователей подчеркивается, что основной причиной неоднозначного поведения щелочей (а также закисного и окисного железа) в аляскитовых массивах разного типа является различный режим их становления, определяющий различные возможности накопления и миграции в камерах водно-флюидной фазы, различную направленность кислотно-щелочной эволюции. Для образования месторождений необходимо создание благоприятного ре-

жима становления массивов, характеризующегося снижением общей щелочности и кислым типом кристаллизации и приводящего к выпадению или слабому проявлению ранней щелочной стадии и интенсивному развитию кислотного метасоматоза.

В. И. Коваленко и М. Г. Руб [84] в обобщающей работе, посвященной рудоносности кислых и средних магматических пород, отмечают, что с риолит-гранитными ассоциациями связаны оловорудные, вольфрамовые и молибденовые месторождения касситерит-вольфрамит-кварцевой и молибденит-кварцевой формаций, а также золото-серебряные, серебряные и полиметаллические месторождения; с редкометальными гранитами – редкометальные танталовые, оловянные и вольфрамовые месторождения грейзеновой и касситерит-вольфрамит-кварцевой формаций. С трахиандезит-монцонит-кварцево-сиенитовой ассоциацией парагенетически связаны оловорудные месторождения касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной формаций, вольфрамовые месторождения скарновой формации и др.

Петрологическими критериями рудоносности как риолит-гранитных (производных палингенных коровых магм), так и латитовых (производных более глубинных магм) ассоциаций являются:

- полнота и длительность процессов дифференциации, которые более интенсивно проявлены в магматических ассоциациях второго типа;

- наличие промежуточных магматических очагов;

- повышенная щелочность магматитов (для риолит-гранитных ассоциаций характерны высокие содержания рубидия и низкие калий-рубидиевые отношения, а для латитовых ассоциаций – низкие содержания рубидии и высокие калий-рубидиевые отношения);

- большое количество летучих, входящих в состав породообразующих и акцессорных минералов, что наследуется постмагматическими растворами;

- наличие среди акцессориев рудных минералов, являющихся главными в постмагматических образованиях;

- присутствие рудных элементов в породообразующих и акцессорных минералах, наблюдающихся как в виде изоморфных примесей, так и в виде микровключений минералов;

- повышенные, по сравнению со средними содержаниями в гранитоидах, концентрации и дисперсии содержаний типоморфных элементов. В редкометальных гранитах такими элементами являются рубидий, фтор, олово, ниобий, иногда вольфрам. В этих гранитах наблюдаются пониженные концентрации хрома, бария, редких зе-

мель. Для гранитоидов латитового ряда к типоморфным элементам относятся калий, стронций, хлор, фтор, фосфор, олово, вольфрам, хром, никель, кобальт;

– прямая корреляционная связь между содержанием в породе и породообразующих минералах (особенно в слюдах) рудных элементов и летучих компонентов;

– увеличение содержаний рудных элементов и летучих компонентов в породах поздних фаз, что свидетельствует о накоплении их в остаточных расплавах.

Таким образом, приведенный выше обзор публикаций хотя и охватывает далеко не полный перечень работ, посвященных вопросам рудоносности магматических ассоциаций, тем не менее дает ясное представление о широком спектре петрологических критериев, позволяющих в той или иной степени диагностировать металлогенически специализированные потенциально рудоносные гранитоидные комплексы. Анализ этих публикаций дает возможность сделать некоторые выводы о состоянии проблемы диагностики рудоносных гранитоидов.

1. Состав исходной магмы, обусловленный ее генезисом и уровнем глубинности зарождения, непосредственно сказывается на металлогенической специализации магматических комплексов и прежде всего на геохимическом профиле рудной минерализации.

Формационная принадлежность магматитов, выступающая в качестве одного из критериев их потенциальной рудоносности, позволяет иметь только обобщенное представление о связи рудной формации с той или иной магматической формацией, что вполне приемлемо при региональном металлогеническом анализе. Однако для прогнозной оценки конкретных площадей (отдельных массивов) требуется разработка критериев рудоносности на уровне геохимического (петрогеохимического и петрохимического) типа магматической ассоциации, где на первое место выходят вещественные признаки последней.

2. Среди критериев вещественного состава достаточно полно разработанными и наиболее надежными являются геохимические признаки рудоносных магматитов.

Для «мантийных» и «коровых» гранитоидов характерен разный набор элементов-примесей, в связи с чем рудоносные гранитоиды разного генезиса достаточно хорошо различаются по ассоциациям геохимических групп рудных и редких элементов даже в тех случаях, когда они содержат однотипное оруденение (например полиметаллическое или оловорудное). Породообразующие и аксессуар-

ные минералы (в том числе и главные минералы руд) гранитоидов, с которыми ассоциируется разное оруденение, также отличаются набором элементов-примесей. Одним из признаков потенциальной рудоносности интрузий является обогащенность гранитов поздних фаз летучими компонентами и высокие дисперсии содержащий в них рудных и редких элементов. В качестве геохимического признака оценки рудоносности гранитоидных комплексов используются различные индексы и коэффициенты концентрации элементов [85, 133 и др.].

3. Минералогические критерии рудоносности магматитов выражены прежде всего в видовом составе аксессуариев и закономерностях их распространения в производных разных фаз гранитоидных интрузий. Характерно наличие в составе гранитоидов как самих рудных минералов, так и их спутников, то есть тех же аксессуарных минералов, что и в составе рудного комплекса.

Однако в целом минералогические критерии менее «надежны», чем геохимические, поскольку минеральный состав изверженных пород зависит не столько от химического состава исходной магмы, сколько от условий ее кристаллизации и постмагматических процессов. Из одной и той же магмы при кристаллизации в разных условиях, могут быть образованы породы одинакового химического состава, но имеющие разный минеральный состав.

4. В большинстве публикаций диагностика рудоносных магматитов по петрохимическим признакам основана преимущественно на сравнительном анализе содержаний петрогенных компонентов в безрудных и рудоносных комплексах и их поведении в процессе развития рудно-магматических систем. При этом, как правило, используются прямые данные химического анализа (мас. %). Неизбежно возникает вопрос: насколько корректно сопоставление петрогенных элементов в их массовых содержаниях?

Ранее отмечалось, что суть химизма магматитов определяется не столько массовыми, сколько атомными количествами петрогенных элементов, поскольку массовые содержания последних не соизмеримы между собой. К примеру, при равном (допустим, по 4 %) массовом количестве в породе натрия и калия их отношение будет равно единице. Переведа массовые содержания этих элементов в их атомные количества, будем иметь отношение  $130 \text{ Na} : 84 \text{ K} = 1.55$ , то есть фактически в породе натриевой составляющей в полтора раза больше, чем калиевой.

Как известно, одним на устойчивых петрохимических признаков рудоносных магматитов является тип их щелочности (натрие-

вый или калиевый), поскольку с гранитоидами разного щелочного уклона ассоциирует, как правило, разное оруденение. Авторы публикаций, оперирующие в своей методике петрохимического анализа массовыми содержаниями петрогенных элементов, в конечном счете произвольно закладывают в конечный результат погрешность, влияющую на оценку петрохимических особенностей магматитов. Наиболее ощутима эта погрешность при петрохимической оценке рудоносности изверженных пород.

Некоторые петрографы видят различия в петрохимических особенностях гранитоидов с разным оруденением в предельных колебаниях содержаний оксидов петрогенных компонентов и величин главных петрохимических характеристик А. Н. Заварицкого (а, b, n), что также приводит в определенной мере к известным неточностям в результатах исследований. Во-первых, и те, и другие параметры между собой не адекватны. Во-вторых, пределы колебаний массовых содержаний одних и тех же петрогенных компонентов и петрохимических характеристик в гранитоидах с разным оруденением в значительной мере перекрываются (например в вольфрамоносных, молибденоносных и оловоносных гранитах вариации в содержаниях оксидов кремния, железа и щелочей практически совпадают). В-третьих, петрохимические характеристики А. Н. Заварицкого, являющиеся по существу величинами отношений атомных количеств кремния (s), щелочей (а), кальция (с) и суммы железа и магния (b) к общему атомному количеству петрогенных элементов в породе, отражают основные особенности химизма магматитов в целом. Но применение этих характеристик в качестве петрохимического признака рудоносных магматитов малоэффективно, поскольку эти параметры не только взаимосвязаны, но и взаимозависимы (что изначально заложено при их расчете для пород нормального ряда, пересыщенных алюминием или щелочами). Изменение величины одной характеристики влечет за собой изменение другой. Относительно независимой величиной здесь выступает только одна числовая характеристика – показатель типа щелочности «n» (для пород нормального ряда и пересыщенных алюминием).

По-видимому, при разработке петрохимических критериев рудоносности магматических ассоциаций целесообразно применить такую комбинацию петрохимических параметров, которые при существующей их взаимосвязи не были бы взаимозависимыми. Это может быть достигнуто, если при расчете будет исключен общий для всех показателей знаменатель. Подобный принцип и был положен в основу разработки метода петрохимического анализа магма-

тических ассоциаций и оценки их рудоносности по петрохимическим признакам, что обстоятельно изложено в ряде работ автора [170, 171, 173, 175, 178–180 и др.].

## **5.2. Взаимосвязь петрохимической и металлогенической специализации магматических ассоциаций**

Главные петрохимические и металлогенические (геохимические) особенности рудоносных гранитоидных комплексов охарактеризованы автором в монографиях [179, 180]. Здесь же основное внимание акцентируется на имеющихся отличиях в петрохимической и металлогенической специфике гранитоидов, относящихся к разным генетическим группам.

**Гранитоиды – производные щелочнобазальтоидной магмы\***. Эта группа объединяет как последовательно дифференцированные (от габбро до гранитов) ассоциации, так и слабо дифференцированные щелочные сиенит-гранитные комплексы, представляющие собой наиболее поздние производные глубинной магмы. В рассматриваемой генетической группе выделяются два петрохимических типа магматитов, несущих разную рудную минерализацию.

*Магматические породы субщелочного калиево-натриевого (существенно натриевого) типа габбро-монцитит-граносиенит (гранодиорит)-гранитной ассоциации с полиметаллическим, золото-полиметаллическим и золото-молибденовым оруденением* обычно слагают гипабиссальные штокообразные или хорошо дифференцированные более крупные интрузивные тела, контролируемые, как правило, зонами глубинных разломов.

Магматиты, несущие преимущественно полиметаллическое (и золото-полиметаллическое) оруденение, представлены ассоциацией кварцевых монцитидиоритов, кварцевых сиенито-диоритов и кварцевых сиенит-порфиров, для которых характерны низкая степень кремнекислотности, существенно натриевый тип щелочности, явное преобладание магния над железом (низко- и умеренно магниезиальный тип), умеренная и высокая щелочность. В составе ассоциации присутствует базитовая группа пород и умереннокислых гранитоидов с натриевым уклоном.

Магматиты преимущественно с золото-молибденовым оруденением обычно представлены граносиенит-гранодиоритовой породной группой. Диагностическими признаками для них являются низ-

---

\* Известково-щелочные габбро-диорит-гранитные и габбро-плагиогранитные комплексы здесь не рассматриваются.

кая и умеренная степень кремнекислотности, калиево-натриевый тип щелочности (при сближенном количестве натрия и калия), преобладание магния над железом, умеренная степень щелочности. Обычно присутствуют базиты и умеренно кислые граниты, широко развиты дайки гранодиорит- и граносиенит-порфиоров. Умеренно- и высококремнекислые гранитоиды низкожелезистого и низконатриевого типа чаще всего несут молибденовое и медно-молибденовое оруденение.

*С щелочным калиево-натриевым типом сиенит-гранитной ассоциации обнаруживает связь вольфрам-ниобиевое, редкометальное и бериллий-литий-фтористое оруденение.* Большинство исследователей относят эти породы к наиболее поздним производным глубинной щелочнобазальтоидной магмы, образованным поэтапно в длительный промежуток геологического времени (поздний палеозой – поздняя юра) в условиях развития внутриконтинентальных рифтогенных структур и сопровождавшимся формированием комагматических высокощелочных вулканитов.

Характерные особенности данного петрохимического типа – отсутствие в составе магматитов базитовой группы, наличие в гранитоидах эгирина, рибекита и арфведсонита, высокий уровень щелочности и аргитности всех разновидностей пород петрохимического типа, умеренная железистость и калиево-натриевый (до низконатриевого) тип щелочности. Щелочные гранитоиды слагают близповерхностные интрузивы и в экзоконтактовых зонах имеют переходы к фельзитам и кварцевым порфирам.

В отношении вольфрам-ниобиевой, редкоземельной, циркониевой и бериллий-литий-фтористой минерализации наиболее перспективны щелочные граниты и лейкограниты заключительной фазы интрузий, обладающие наиболее четко выраженными петро- и геохимическими признаками потенциальной рудоносности.

**В группе палингенных коровых гранитоидов** выделяются несколько петрохимических типов, различающихся по ведущей рудной минерализации.

*Молибденовое и молибден-вольфрамовое оруденение обычно связано с субщелочным калиево-натриевым типом диорит-гранодиорит-гранитной формации,* массивы которой были образованы в мезо- и гипабиссальных условиях в разные тектоно-магматические циклы. Выделяются несколько петрохимических подтипов магматитов: с медно-молибденовой (золото-медно-молибденовой), молибденовой и молибден-вольфрамовой минерализацией.

В первом подтипе медно-молибденовое и золото-медно-молибденовое оруденение ассоциирует с монцогранодиоритами,

гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и амфибол-биотитовыми гранитами с подчиненным количеством граносиенитов. Характерен преимущественно низконатриевый уклон, хотя отмечаются разновидности калиево-натриевого типа щелочности. Уровень железистости низкий, доминируют гранитоиды низкомагнезиального – низкожелезистого типов. Агпаитность (степень щелочности) умеренная. По петрохимическим и металлогеническим особенностям гранитоиды этого подтипа нередко сходны с наиболее поздними дифференциатами щелочнобазальтоидной магмы.

Второй подтип (магматиты с собственно молибденовой минерализацией) представлен умереннокислыми и умеренно-высококремнекислыми биотитовыми гранитами и гранит-порфирами апикальных частей интрузии, образованными в позднюю магматическую фазу. Граниты характеризуются калиево-натриевым уклоном и близкими содержаниями оксидов калия и натрия. Характерна низкая и умеренная железистость. Среди молибденоносных гранитоидов первого и второго подтипов распространены, кроме субщелочных, и известково-щелочные разновидности.

Третий подтип (магматиты с молибден-вольфрамовым оруденением) представлен субщелочными биотитовыми и лейкократовыми гранитами, слагающими как самостоятельные массивы, так и отдельные части многофазных интрузивов. Характерные признаки этого подтипа – калиево-натриевый (реже низкокалиевый) тип щелочности, умеренная железистость, широкое развитие умеренно- и высокощелочных лейкократовых разновидностей.

*С субщелочным натриево-калиевым типом гранит-лейкогранитной ассоциации связана исключительно большая группа редкометальных месторождений.* В этом типе магматитов выделяются два подтипа, различающихся по условиям формирования магматических систем и видам несущего ими оруденения.

Первый подтип представлен высокощелочной железистой риолит-гранит-лейкогранитной ассоциацией с вольфрамовым и тантал-ниобиевым оруденением.

Вольфрам имеет тесную геохимическую связь с молибденом и оловом, поэтому граниты этого подтипа обнаруживают много общих черт, с одной стороны, с гранитами, содержащими вольфрам-молибденовую минерализацию, а с другой – с гранитами, несущими комплексную оловянно-вольфрамовую, бериллий-литий-фтористую и танталовую минерализацию. По составу это относительно простые гранит-лейкогранитные преимущественно вольфрамоносные комплексы или же риолит-гранитные вольфрам-танталоносные (иногда

с ниобием) ассоциации высокой степени кремнекислотности, железистости и щелочности, низкокалиевого и калиево-натриевого типа. В составе их отмечается наличие биотитовых и двуслюдяных гранитов.

Второй подтип редкометальных гранитов несет комплексное оловянно-вольфрамовое, бериллий-литий-фтористое и танталовое оруденение и представлен умеренно- и высокощелочными железистыми разновидностями, образующими как штоко- так и батолитоподобные тела, сформированные в гипабиссальных и мезогипабиссальных условиях в разные тектоно-магматические циклы и распространенные в разных структурно-формационных зонах. Тем не менее, для этих гранитов характерны общие петро- и геохимические признаки: высокая степень кремнекислотности, умеренная и высокая щелочность, натриево-калиевый уклон, тенденция накопления редких элементов в наиболее поздних производных гранитной магмы.

Намечаются следующие петрохимические различия гранитов с тем или иным преобладающим редкометальным оруденением. Собственно оловоносные граниты относятся к известково-щелочной серии, имеют весьма высокую кремнекислотность, пониженную общую щелочность и пониженную железистость; для олово-вольфрамоносных гранитов характерны высокая и весьма высокая кремнекислотность и заметные колебания в содержаниях калия и натрия; граниты с щелочно-редкометальной минерализацией обладают высокой степенью щелочности и железистости, стабильными величинами отношений калия и натрия при доминирующей роли калия.

В петрохимическом типе редкометальных гранитоидов по кремнекислотности выделяются три группы: умереннокремнекислая (граносиениты, гранодиориты); высококремнекислая (граниты); весьма высококремнекислая (лейкограниты). Если среди умереннокремнекислых пород преобладают гранитоиды только одной (субщелочной) серии, то в группе высококремнекислых магматитов распространены граниты двух серий – субщелочной и щелочной, а в группе весьма высококремнекислых пород развиты лейкограниты трех серий – известково-щелочной, субщелочной и щелочной.

Следовательно, процессы формирования петрохимического типа редкометальных гранитов сопровождалось не только последовательным возрастанием кремнекислотности магматитов, но и их дифференцированием по щелочности и известковистости.

*Известково-щелочной – субщелочной калиево-натриевого типа гранитоидов с вольфрамово-оловянным оруденением* представлен гранодиорит-гранитными комплексами, слагающими крупные бато-

литоподобные тела мезо- и гипабиссальной фации глубинности, среди которых распространены массивы трещинного и очагово-купольного типов. Характерная особенность этих гранитоидов – наличие двух петрохимических серий – известково-щелочной и субщелочной, но реально рудоносными выступают граниты субщелочной серии, имеющие умеренную щелочность, низкую, умеренную и высокую железистость, калиево-натриевый тип щелочности. Распространенная в составе комплексов диорит-гранодиоритовая группа пород относится к низко-умереннощелочному, магнизиально-железистому, существенно натриевому типу.

Гранитоиды с разным оруденением различаются не только по своим петрохимическим особенностям, но и по содержанию элементов-примесей (табл. 26). Так, концентрация фтора, лития, рубидия, олова и вольфрама закономерно повышается от гранитоидов с золото-молибден-полиметаллическим оруденением к гранитоидам с комплексным редкометальным оруденением, при этом одновременно снижаются содержания стронция и бария. Наибольшее количество бериллия фиксируется в гранитоидах с молибден-вольфрамовой, комплексной редкометальной и оловорудной минерализацией, тогда как магматиты с золото-молибден-полиметаллическим и собственно молибденовым оруденением характеризуются минимальным его содержанием.

Повышенные концентрации бора присущи гранитоидам с оловянной и золото-молибден-полиметаллической минерализацией, а свинца и цинка – гранитам с комплексным редкометальным оруденением, хотя в целом какой-либо закономерности в содержаниях двух последних элементов в гранитоидах с разным оруденением не отмечается.

Геохимическая специфика гранитов с разным оруденением хорошо согласуется с их петрохимической спецификой. В гранитах – производных щелочнобазальтоидной магмы отмечается прямая коррелятивная связь стронция и бария с натрием при повышенном содержании магния и кальция. В гранитах палингенного генезиса и несущих редкометальную минерализацию, такие элементы, как литий, бериллий, рубидий, олово, вольфрам и фтор, связаны линейной зависимостью с калием при возрастающей роли железистой составляющей и снижении известковистости пород.

Устанавливается следующая корреляция между петрохимическими особенностями и геохимической специализацией магматитов: снижение в гранитоидах известковистости и увеличение железистости, калиевости, относительной кремнекислотности и степени ще-

Таблица 26

**Среднее содержание петрогенных компонентов и элементов-примесей в некоторых типах рудоносных гранитоидов**

Оксиды, модули, элементы	Рудоносные ассоциации				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub> , %	68.31	71.74	73.84	74.36	74.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.18	14.06	12.20	13.10	14.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.59	0.84	0.80	0.42	1.13
FeO	2.60	1.59	1.61	1.20	0.73
MgO	2.93	0.86	0.42	0.26	0.37
CaO	2.55	1.79	0.60	0.67	0.72
Na <sub>2</sub> O	4.00	3.80	4.50	3.50	2.37
K <sub>2</sub> O	4.02	3.85	4.20	4.48	5.31
q	0.66	0.75	0.76	0.79	0.82
c	0.18	0.13	0.05	0.05	0.08
α	0.77	0.74	0.93	0.80	0.61
f	0.43	0.63	0.76	0.77	0.73
n	0.59	0.60	0.61	0.54	0.42
F, %	0.06	0.07	0.09	0.22	0.20
Li, г/т	25	30	70	165	120
Be	2.0	2.5	9.0	5.2	6.3
Sr	350	186	120	95	150
Ba	700	820	515	360	290
Rb	130	165	175	390	300
B	25	-	16	13	28
Sn	2.5	3.0	6.0	25	15
W	2.0	1.5	27	38	6.0
Mo	3.0	3.5	10	-	0.8
Zn	50	40	60	80	30
Pb	30	15	25	55	33
Колич. проб	61	191	26	688	29

Примечание. Рудоносные ассоциации: 1 – с золото-молибден-полиметаллитическим, 2 – молибденовым, 3 – молибден-вольфрамовым, 4 – комплексным редкометалльным, 5 – оловянным оруденением.

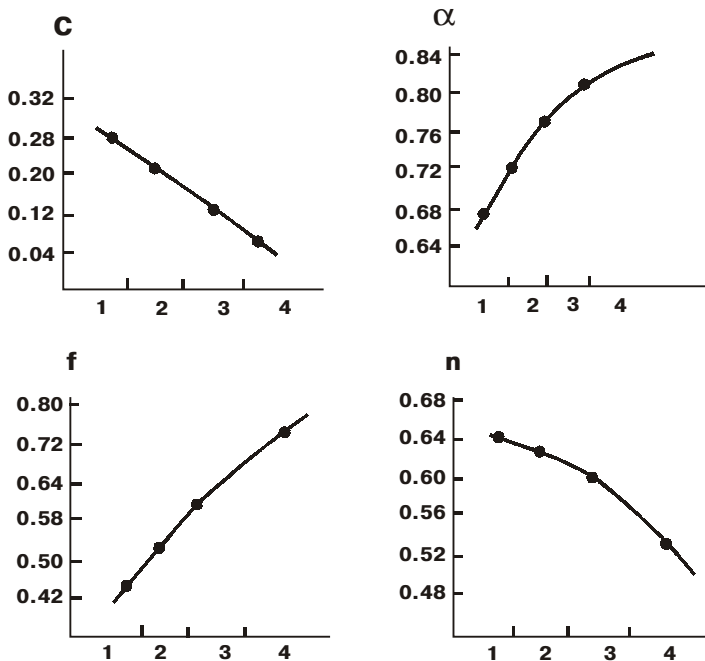


Рис. 43. Вариационная диаграмма взаимосвязи петрохимической и геохимической специфики магматических ассоциаций

Геохимическая специализация магматитов: 1 – фемафилно-халькофильная, 2 – халькофильная, 3 – халькофильно-литофильная, 4 – литофильная.

лочности ведет к последовательной смене ассоциирующих с ними геохимических групп рудных и редких элементов от фемафилно-халькофильной и халькофильно-литофильной до литофильной (рис. 43).

Ввиду существенных различий в петрохимических и минерало-геохимических особенностях гранитоидов – дифференциатов подкоровой щелочнобазальтоидной и палингенной коровой магм – можно однозначно полагать, что исходные магмы этих генетических групп изверженных пород изначально концентрируют малые элементы, принадлежащие к разным геохимическим группам: соответственно, фемафилно-халькофильной и халькофильно-литофильной. Следовательно, состав исходной магмы влияет прежде всего на избирательное концентрирование редких и рудных элементов, накопление которых наиболее интенсивно происходит в благоприятной для них химической среде.

Если химический состав исходной магмы является фактором изначального концентрирования определенных геохимических групп

рудных и редких элементов, то последующая петрохимическая эволюция магматических расплавов приводят к заметному изменению геохимической (металлогенической) специфики магматических дифференциатов. По-видимому, это одна из причин того, что рудоносные магматические комплексы часто характеризуются комплексной металлогенической специализацией при ведущей роли одного-двух рудных или редких элементов.

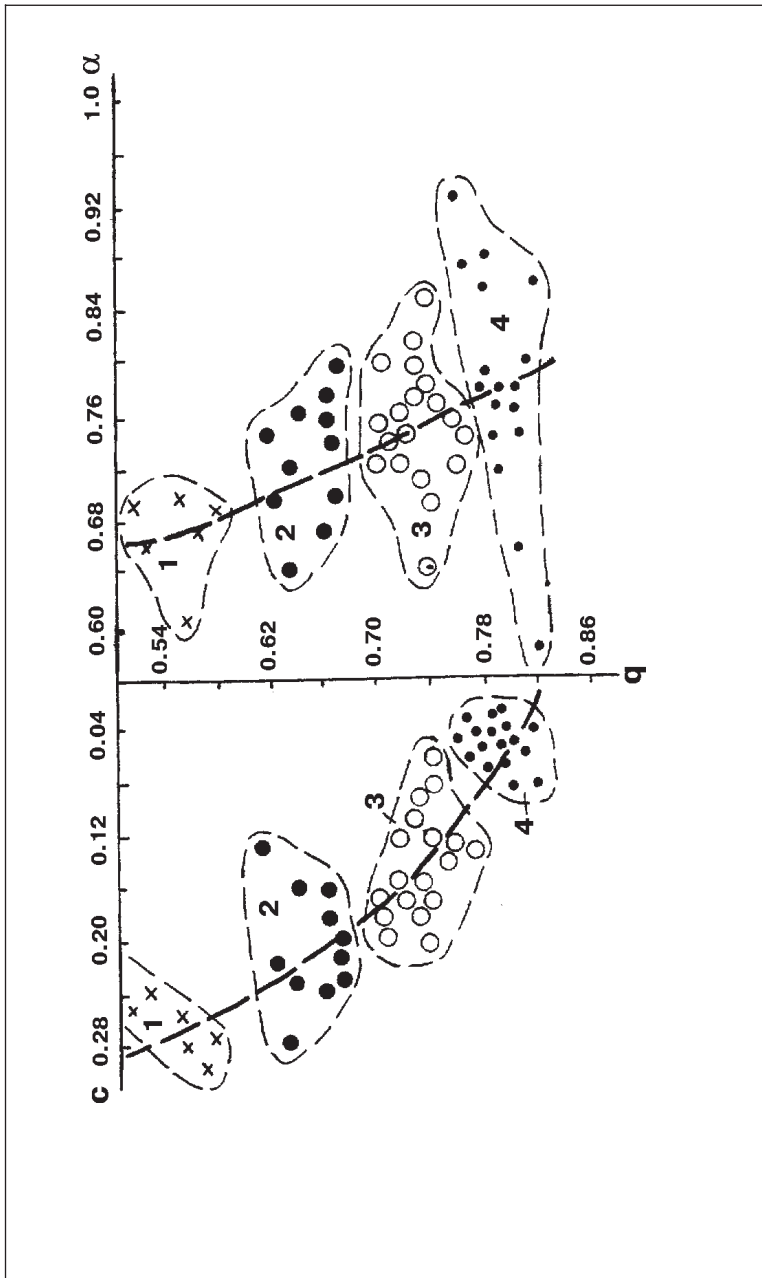
Гранитоиды, содержащие пониженное количество кремнезема и повышенные количества оксидов кальция, натрия, железа и магния, как правило, бесперспективны в отношении редкометального (в частности оловянного) оруденения, поскольку олово обычно концентрируется в железомagneзиальных силикатах – сфене (до 86 %) и роговой обманке (5–7 %).

В гранитных интрузиях высокой кремнекислотности, пониженной известковистости, повышенной калиевости и железистости, в которых сфен и роговая обманка практически отсутствуют, олово сохраняется в расплавах (лишь частично накапливаясь в биотите) до поздних этапов их кристаллизации с последующим обособлением в виде касситерита.

Э. П. Изох подчеркивал, что петрохимический профиль магматизма и геохимический профиль оруденения очень тесно друг с другом связаны и управляются общими причинами, одной из которых является связь в магматическом петрогенезисе калия с фтором, оловом, молибденом, бериллием, а натрия – с хлором, железом, золотом. Поэтому магматические комплексы, несущие разное оруденение, будут различаться прежде всего по уровню общей щелочности, железистости и определенному уклону в типе щелочности (рис. 44).

На петрохимическую специфику магматических расплавов несомненно влияет состав вмещающей среды (субстрата), что сказывается на петро- и геохимических особенностях формирующихся гранитоидов и поведении в них редких и рудных элементов [9, 44, 45, 133, 134, 150, 172, 174, 179–181 и др.].

*Таким образом, оптимальный химический состав магматических расплавов (как глубинных, так и коровых) является устойчивым фактором формирования рудоносных гранитоидных комплексов и в целом рудогенерирующей способности гранитных интрузий. Определенное содержание петрогенных элементов в магме, по-видимому, предопределяет уровень накопления в ней конкретных геохимических групп рудных и редких элементов, но реальная рудоносность магматических ассоциаций может быть обусловлена только совокупностью благоприятных факторов [133, 179, 180].*



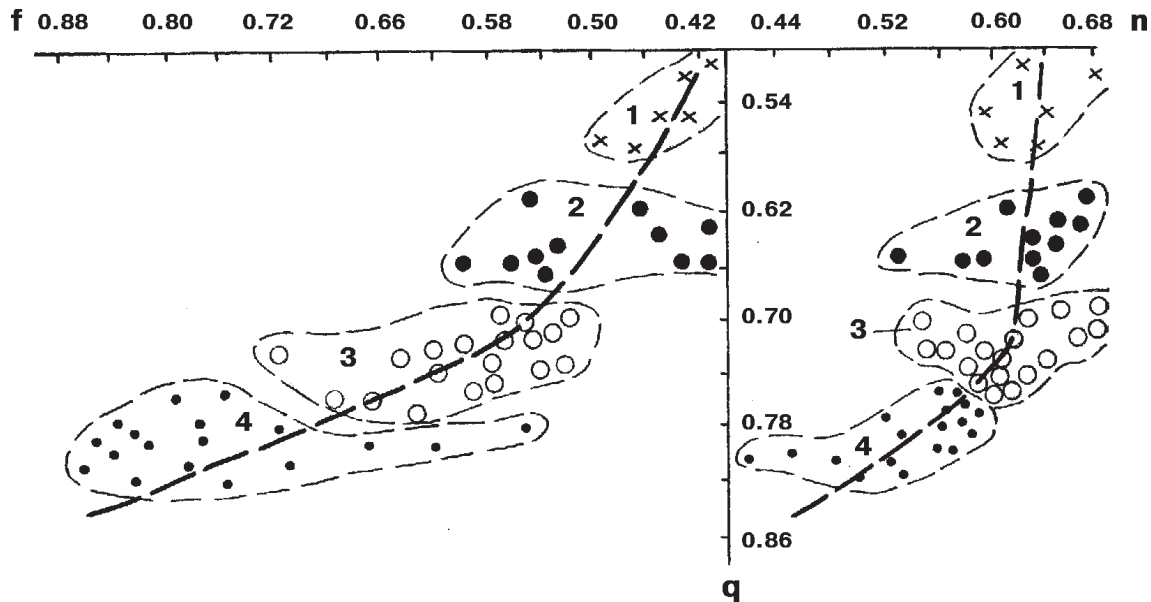


Рис. 44. Положение ареалов фигуративных точек составов рудоносных гранитоидов на петрохимических диаграммах  
 1-4 – рудоносные магматические ассоциации: 1 – с полиметаллическим и золото-полиметаллическим оруденением, 2 – с золото-полиметаллическим оруденением, 3 – с молибденовым оруденением, 4 – с комплексным редкометальным оруденением (Sn, W, Be, Li, F, Ta, Nb).

Рудоносные гранитоиды, в зависимости от преобладания связанного с ними того или иного оруденения, можно объединить в четыре крупные ассоциации:

- гранитоиды с полиметаллической и золото-полиметаллической минерализацией;
- гранитоиды с золото-молибден-полиметаллической минерализацией;
- гранитоиды преимущественно с молибденовой минерализацией;
- гранитоиды с комплексной редкометальной минерализацией.

На диаграммах (см. рис. 44) показано размещение фигуративных точек гранитоидов выделенных ассоциаций, отражающих средний состав достоверно рудоносных массивов из разных регионов. При анализе диаграмм привлекает внимание четкая дифференцированность ареалов фигуративных точек составов гранитоидов с разным оруденением. Отмечается закономерное возрастание модулей относительной кремнекислотности ( $q$ ) и железистости ( $f$ ) и понижение значений известковистости от магматитов с золото-полиметаллической минерализацией к гранитоидам с комплексным редкометальным оруденением.

Наиболее высокая калиевоность ( $n = 0.40–0.55$ ) устанавливается в редкометальных гранитах. Магматиты с молибденовым (частично молибден-вольфрамовым) и золото-молибден-полиметаллическим оруденением характеризуются примерно одинаковой величиной натриево-калиевого отношения (от калиево-натриевого до умеренно-натриевого типов,  $n = 0.52–0.70$ ). Изверженные породы с полиметаллической и золото-полиметаллической минерализацией принадлежат к низко- и умереннонатриевому типам.

Несколько пониженная степень щелочности ( $\alpha = 0.60–0.70$ ) отмечается в магматитах рудоносной ассоциации 1 (с полиметаллическим и золото-полиметаллическим оруденением). Для гранитов 2-й и 3-й ассоциаций (с золото-молибден-полиметаллическим и молибденовым оруденением) характерны примерно равные интервалы значений модуля  $\alpha$  ( $0.64–0.84$ ), а граниты с редкометальным оруденением имеют более широкий диапазон в степени щелочности ( $\alpha = 0.4–0.88$ ).

Среди магматитов 3-й ассоциации по граничным величинам петрохимических модулей выделяются типы гранитоидов с золото-молибденовым и собственно молибденовым оруденением, а в 4-й ассоциации – с молибден-вольфрамовым, вольфрам-ниобиевым,

комплексным редкометальным (Sn – W, Be – Li – F и Ta – Nb) и оловянным орудуением.

Таким образом, петрохимическая специфика глубинной щелочнотальтоидной или же коровой палингенной магм оказывает существенное влияние на избирательную концентрацию рудных и редких элементов, то есть определенные группы этих элементов интенсивно накапливаются в наиболее благоприятней для них среде определенного химического состава. Так, для концентрации Au, Mo, Pb, Zn, Cu требуется пониженная кремнекислотность и высокая щелочность магматического расплава с доминирующей ролью натрия среди щелочей; для формирования комплексного редкометального орудуения (Sn–W, Be, Li, F, Ta, Nb) наиболее оптимален высококремнекислый субщелочной состав расплавов с натриево-калиевым и низкокалиевым уклоном. Накоплению олова благоприятствует известково-щелочной высококремнекислый состав магматического расплава, содержащего повышенные количества калиевой составляющей.

Неоднократное переплавление одних и тех же участков земной коры, приводящее к образованию разновозрастных магматических комплексов, сопровождается миграцией магматических очагов из глубинных фаций в гипабиссальную, наследованием (полным или частичным) основных черт химизма переплавляемого вещества, мобилизацией рассеянных в нем редких и рудных элементов и их накоплением в каждой последующей гранитной интрузии, что может привести к промышленной концентрации этих элементов в поздних дифференциатах наиболее молодых интрузий.

### **5.3. Авторский метод петрохимической диагностики потенциально рудоносных магматитов**

Метод петрохимической оценки потенциальной рудоносности гранитоидных ассоциации был рассмотрен автором в ряде работ [167, 170, 171, 173, 175, 178–180]. Здесь же обратим внимание только на основные положения метода.

Сложность разработки петрохимических критериев рудоносности магматических пород заключается прежде всего в том, что в отличие от геохимических методов, оперирующих непосредственно с рудными элементами, петрохимические методы базируются исключительно на сравнительном анализе (с вычислением различных петрохимических параметров) закономерностей распределения и поведения петрогенных компонентов в рудоносных и безрудных

комплексах, то есть приходится использовать данные, лишь косвенно относящиеся к рудной минерализации и базирующиеся на геохимической связи петрогенных элементов и элементов-примесей.

Известно, что геохимическое сродство петрогенных и малых элементов породы обусловлено близостью или сходством их кристаллохимических, физико-химических и энергетических свойств. По величине заряда ионов, ионного радиуса, ионного потенциала и электроотрицательности с калием геохимически близки Cs, Rb, Li; с натрием и кальцием – Ba, Pb, Sr, Ce; с железом и магнием – Zn, Cu, Ni, Bi, Y, La. Элементы, кристаллохимически близкие к кальцию, натрию, железу и магнию, как правило, образуются в начальные и средние этапы магматической кристаллизации и обычно захватываются в структуры породообразующих минералов. Другая часть элементов (Be, Li, Rb, Ta, Nb, W, Mo, Sn), отличающихся от петрогенных компонентов величинами ионных зарядов и радиусов (следовательно и величиной ионного потенциала), концентрируется в остаточных расплавах.

Свидетельством близости геохимических свойств определенных групп элементов является изоморфное замещение в кристаллической структуре минералов атомов и ионов одних элементов атомами и ионами других, а также сонахождение элементов-примесей в различных минералах. Так, в мусковитах микроэлементы представлены двумя группами: 1) заимствованными из вмещающих пород (V, Cr) и 2) привнесенными рудоносными растворами и находящимися в виде изоморфной примеси (Rb, Cs, Be, Ga, Ge, Sc) или же в виде микровключений (W, Sr, Nb, Ta, Pb, U, Th).

Литиевые слюды содержат как редкие, так и петрогенные элементы-примеси: в цинвальдите постоянно присутствуют Nb, Ta, Sn, Cs; лепидолите – Fe, Mn, Mg. Бериллы в зависимости от содержащихся в них примесей подразделяются на калиевые, натриево-калиевые, натриево-литиевые и литиево-цезиевые.

В калиевом полевом шпате гранитоидов обычно происходит накопление Rb, Cs, Li, Be, Pb, Ti и уменьшение содержаний Ba и Sr от ранних дифференциатов гранитного расплава к поздним, причем наиболее интенсивная концентрация Rb и Cs приурочена к конечному этапу магматической кристаллизации. Высокие содержания этих элементов присущи калиевым полевым шпатам из пегматитов и метасоматитов с оловянным и редкометальным (Ta, Li, Cs) оруденением [228].

Геохимическое поведение элементов-примесей при магматической дифференциации подробно рассмотрено в работах Л. С. Боро-

дина [22, 23, 24], из которых следует, что особенности концентрации редких элементов в главных типах изверженных пород закономерно отражают величину общей щелочности и кислотности магматических серий. Так, Li и Rb обычно накапливаются в породах щелочногранитоидной ассоциации; Sr и Ba – в магматитах щелочной серии (нефелинсиенитовые и карбонатитовые массивы); Y – в щелочных гранитах (комагматах пантеллеритовой серии); Zr и Nb – в конечных дифференциатах щелочнобазальтовых и кремнекислых агпайтовых серий.

Устанавливается прямая корреляционная связь между содержаниями петрогенных компонентов и элементов-примесей. По мере увеличения кремнекислотности магматических серий в изверженных породах закономерно снижается содержание CaO и MgO, а также Sr, V, Co, Ni, Cr, Ti, но наряду с этим происходит возрастание общей щелочности и увеличение концентраций Ba, Zr, Nb, Y и других щелочноредкометаллических и редкоземельных элементов.

Благодаря геохимической связи между петрогенными и редкими (а также рудными) элементами рудоносные интрузии отличаются от нерудоносных как геохимически, так и петрохимически. Это дает основание полагать, что петрохимические особенности магматических пород, выраженные величинами атомных отношений определенных групп петрогенных компонентов в безрудных и рудоносных комплексах, могут служить индикаторами потенциальной рудоносности изверженных пород.

Для установления петрохимических критериев потенциальной рудоносности магматических пород и выявления свойств петрохимических параметров как возможных индикаторов оруденения в гранитоидах в качестве объектов исследований были выбраны разные по сложности состава рудоносные магматические комплексы известных рудных провинций (Забайкалье, Центральный Казахстан, Юго-Западный Алтай, Карелия, Средний и Южный Урал, Словакия, Чехия, Восточная Германия, Франция, Западные Карпаты, Канада, Юго-Западная Англия, Северный Вьетнам, Австралия, Монголия и др.). Альтернативой служили относительно безрудные комплексы Забайкалья: становой, малханский, куандинский, олекминский, витимканский, баргузинский, ундинский и др. Было обработано 14 200 силикатных и свыше 30 000 спектральных анализов по 47 гранитоидным комплексам. Большинство из этих комплексов ранее геохимически охарактеризовано В. Л. Козловым [85], что дало автору возможность объективного сопоставления геохимических и петрохимических признаков рудоносных магматических пород [179, 180].

Материалы по геологии различных месторождений мира свидетельствуют о том, что рудная минерализация обычно связана с наиболее поздними и завершающими этапами развития рудно-магматических систем. Поэтому была сделана выборка результатов химических анализов магматитов рудопродуктивных фаз из разных комплексов. Это позволило, во-первых, устранить влияние на средние значения петрохимических параметров составов гранитоидов, относящихся к малопродуктивным и безрудным фазам; во-вторых, произвести обоснованное сопоставление петрохимических показателей магматитов с разной рудоносностью; в-третьих, выделить в отдельных комплексах петрохимические группы гранитоидов, несущие разные виды оруденения.

Для статистической обработки выше отмеченные выборки группировались с учетом однотипности оруденения, связанного с определенными разновидностями магматитов, независимо от их принадлежности к тому или иному комплексу. Полученные результаты выносились на диаграммы рудоносности – петрохимические диаграммы, на которых по граничным величинам петрохимических модулей выделены поля гранитоидов с разным оруденением, а на вертикальной шкале вместо массовых содержаний  $\text{SiO}_2$  (%) отложены величины модуля относительной кремнекислотности (q), в основу расчета которого положены следующие данные.

Согласно формулам химического состава, в минералах литофильных алюмосиликатов отношение числа атомов кремния к суммарному количеству атомов остальных петрогенных элементов составляет в ортоклазе – 1.5; анортите – 0.66; мусковите – 0.75. В среднем по данной группе минералов отношение  $\text{Si} : (\text{Al} + \text{K} + \text{Na} + \text{Ca}) = 0.97$ . В алюмосиликатах фемафильной группы это отношение составляет в роговой обманке – 1.1; биотите – 0.67, в среднем –  $\text{Si} : (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na} + \text{Al}) = 0.85$ . В простых силикатах фемафильной группы (энстатите, гиперстене, диопсиде, эгирине) отношение  $\text{Si} : (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na}) = 1$ . Следовательно, базовый уровень метасиликатного состава изверженной породы выразится отношением  $\text{Si} : \text{сумма петрогенных элементов} \approx 1$ , что в идеальном случае будет соответствовать составу магматитов из области перехода базитов к ультрабазитам.

Разность  $\text{Si} - \text{сумма петрогенных элементов} = \Delta\text{Si}$  фактически отражает избыток или дефицит кремния (следовательно и кремнекислоты) по отношению к базовому метасиликатному уровню горной породы, то есть наличие или отсутствие в магматитах свободного кремнезема (кварца), а отношение величины этой разности к атом-

ному количеству кремния определяет в общем случае степень относительной кремнекислотности магматических пород:

$$q = \frac{\Delta \text{Si}}{\text{Si}},$$

или, применяя систему пересчетов А. Н. Заварицкого [60],

$$q = \frac{S - (A + C + B)}{S}. \quad (1)$$

Исходя из формулы (1), для пород, пересыщенных щелочами, группа A = Al, группа C = (K + Na) - Al, группа B = Fe - [(Na + K) - Al] + Ca + Mg. Тогда модуль относительной кремнекислотности определится выражением:

$$q = \frac{\text{Si} - (\text{Al} + \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})}{\text{Si}}. \quad (2)$$

При вычислении относительной кремнекислотности магматических пород, пересыщенных алюминием, в расчет принимаются следующие группы элементов: группа A = K + Na, группа C = Ca, группа B = Fe + Mg + [Al - (2 Ca + Na + K)]. Следовательно, для этого типа магматитов

$$q = \frac{\text{Si} - (\text{Al} - \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})}{\text{Si}}. \quad (3)$$

Для пород нормального ряда группа A = K + Na, группа C = 0.5 [Al - (K + Na)] и группа B = Fe + Ca - 0.5 [Al - (K + Na)] + Mg. Отсюда

$$q = \frac{\text{Si} - (\text{K} + \text{Na} + \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe})}{\text{Si}}. \quad (4)$$

Из всех разновидностей главных типов магматических пород примерно 80 % приходится на долю магматитов нормального ряда; 15 % - на породы, пересыщенные алюминием и 5 % - на породы, пересыщенные щелочами [242]. Поэтому при определении степени относительной кремнекислотности магматических пород наиболее целесообразно принять среднестатистическое значение модуля «q» из формул (2), (3) и (4):

$$q = \frac{\text{Si} - [0.2\text{Al} + 0.8(\text{K} + \text{Na}) + 0.7 \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}]}{\text{Si}}. \quad (5)$$

Расчеты показывают, что величины относительной кремнекислотности магматитов, вычисленные по формулам (4) и (5) весьма близки (погрешность составляет  $q \pm 0.02$ ), но предпочтение нужно отдать формуле (5), учитывающей атомное количество алюминия.

Для высокотитанистых магматитов при вычислении модуля относительной кремнекислотности атомное количество титана (как и других петрогенных элементов) вычитается из атомного количества кремния.

При анализе потенциальной рудоносности магматитов по петрохимическим признакам применение модуля относительной кремнекислотности (вместо массовых количеств  $\text{SiO}_2$ , %) вызвано тем, что в процессе разбраковки химических анализов автор столкнулся со следующим фактом: с одной стороны, гранитоиды с одинаковым содержанием кремнекислоты нередко оказываются рудоносными на разные рудные и редкие элементы (например, Mo и Sn); с другой стороны, магматиты с однотипным оруденением часто содержат разное количество кремнезема. Все это не позволяло с достаточной степенью надежности подразделить гранитоиды, несущие разное оруденение, по граничному значению  $\text{SiO}_2$ , %. Поэтому в качестве одного из петрохимических критериев рудоносных магматических пород было принято значение модуля относительной кремнекислотности, так как в этом случае учитывается влияние атомных количеств всех главных петрогенных элементов, геохимически связанных с рудными компонентами. Как можно видеть из табл. 27, по величинам модуля относительной кремнекислотности магматиты с разным оруденением четко разделяются.

Для групп магматических пород были вычислены граничные величины модуля «q»: ультрабазиты (крайне низкокремнекислые)  $q < 0$ ; базиты (весьма низкокремнекислые)  $q = 0-0.40$ ; породы среднего состава (низкокремнекислые)  $q = 0.40-0.63$ ; дациты-гранодиориты (умеренно кремнекислые)  $q = 0.63-0.70$ ; риолиты-граниты (высококремнекислые)  $q = 0.70-0.78$ ; лейкограниты (весьма высококремнекислые)  $q > 0.78$ .

Границы между группами магматических пород (при 95 %-ном доверительном уровне) находятся в пределах колебаний  $q \pm 0.02$ , что обусловлено прежде всего существующими в природе взаимопереходами породных групп.

Таким образом, вычисленный по формуле (5) модуль относительной кремнекислотности был введен в вертикальную шкалу петрохимических диаграмм, на которых выделялись с 95 %-ной доверительной вероятностью ареалы фигуративных точек составов магматитов с разной рудоносностью, причем в контур ареалов включались только те фигуративные точки, местоположение которых в пределах однотипных по оруденению ареалов подтверждалось не менее, чем тремя из четырех (с,  $\alpha$ , f, n) петрохимическими параметра-

Таблица 27

## Граничные величины петрохимических параметров потенциально рудоносных гранитоидов

Группы (поля) рудоносных ассоциаций	q	c	$\alpha$	f	n
I (Pb–Zn–Cu; Au–Pb–Zn–Cu)	0.49-0.55	0.235-0.31	0.65-0.73	0.32-0.53	0.59-0.76
	0.55-0.60	0.12-0.26	0.69-0.80	0.32-0.40	0.59-0.64
II (Au–Mo–Pb–Zn–Cu)	0.62-0.68	0.15-0.24	0.72-0.80	0.32-0.44	0.49-0.66
	0.68-0.70	0.15-0.18	0.72-0.85	0.32-0.52	0.49-0.56
					0.63-0.66
IIIa (Au–Mo)	0.70-0.72	0.14-0.20	0.65-0.75	0.57-0.62	0.535-0.61
	0.72-0.74	0.105-0.20	0.72-0.86	0.44-0.62	0.535-0.69
IIIб (Mo)	0.74-0.76	0.125-0.15	0.67-0.70	0.54-0.70	0.57-0.61
	0.76-0.785	0.105-0.15	0.67-0.78	0.54-0.70	0.57-0.61
IV (Mo–W)	0.74-0.76	0.01-0.07	0.90-1.01	0.70-0.825	0.52-0.61
V (W, W–F)	0.74-0.76	0.07-0.09	0.81-0.90	0.825-0.92	0.46-0.50
	0.76-0.785	0.01-0.09	0.78-1.01	0.70-0.92	0.46-0.67
VI (Sn, W, Be, Li, Ta, F)	0.785-0.805	0.02-0.08	0.75-1.00	0.59-0.97	0.49-0.61
VII (W–Nb, TR)	0.805-0.83	0.01-0.08	0.75-0.91	0.74-0.93	0.46-0.61
VIII (Sn)	0.80-0.825	0.06-0.11	0.50-0.675	0.605-0.87	0.425-0.585
	0.825-0.840	0.03-0.11	0.59-0.635	0.84-0.87	0.425-0.455

ми. Учитывая прямоугольную систему координат, используемую для построения петрохимических диаграмм, а также граничные значения петрохимических модулей рудоносных магматитов (см. табл. 27), ареалы фигуративных точек на диаграммах были оконтурены прямыми ломанными линиями, в результате чего выделены девять полей рудоносных магматических ассоциаций. Средняя вероятность попадания нерудоносных магматитов в поля потенциально рудоносных изверженных пород составляет 0.062 [179].

#### **5.4. Прогноз по петрохимическим признакам потенциальной рудоносности гранитоидов Ильменогорского антиклинория**

Выше было отмечено, что в основу оценки потенциальной рудоносности магматических ассоциаций положены граничные величины петрохимических модулей реально рудоносных комплексов изверженных горных пород (см. табл. 27). При этом признак считается положительным, если он подтверждается не менее, чем тремя из четырех петрохимических модулей. С учетом этого критерия ниже проводится петрохимическая оценка потенциальной рудоносности гранитоидных ассоциаций Ильменогорского антиклинория.

##### **Дифференцированный известково-щелочной – субщелочной натриевый тип мигматит-гнейсогранитной ассоциации**

Данный петрохимический тип гранитоидов охарактеризован 332 силикатными анализами, сгруппированными в 62 выборки, отражающие состав петрохимических подгрупп отдельных этапов формирования мигматит-гнейсогранитной ассоциации (гранитоиды 1-го этапа – 25, граниты 2-го этапа – 22, жильные граниты и пегматиты – 15 выборок; см. табл. 3). Фигуративные точки среднего состава каждой групповой выборки вынесены на диаграммы рудоносности магматических комплексов. Анализ диаграмм показал следующие результаты (рис. 45–48).

Из общего количества выборок средних составов петрохимических подгрупп гранитоидов признаки потенциальной рудоносности обнаружены в 40 выборках (64.5 %). Из них на диаграммах в поля рудоносных магматитов попадает 10 выборок (или 16.1 % гранитоидов 1-го этапа, 19 выборок (30.7 %) – гранитов 2-го этапа и 11 выборок (17.7 %) – жильных гранитов и гранитных пегматитов.

Фигуративные точки составов гранитоидов распределены на диаграммах рудоносности следующим образом: поле III-а (Au – Mo) – 1.6 % проб гранитоидов 1-го этапа; поле III-б (Mo, Cu-Mo) – 3.2 %

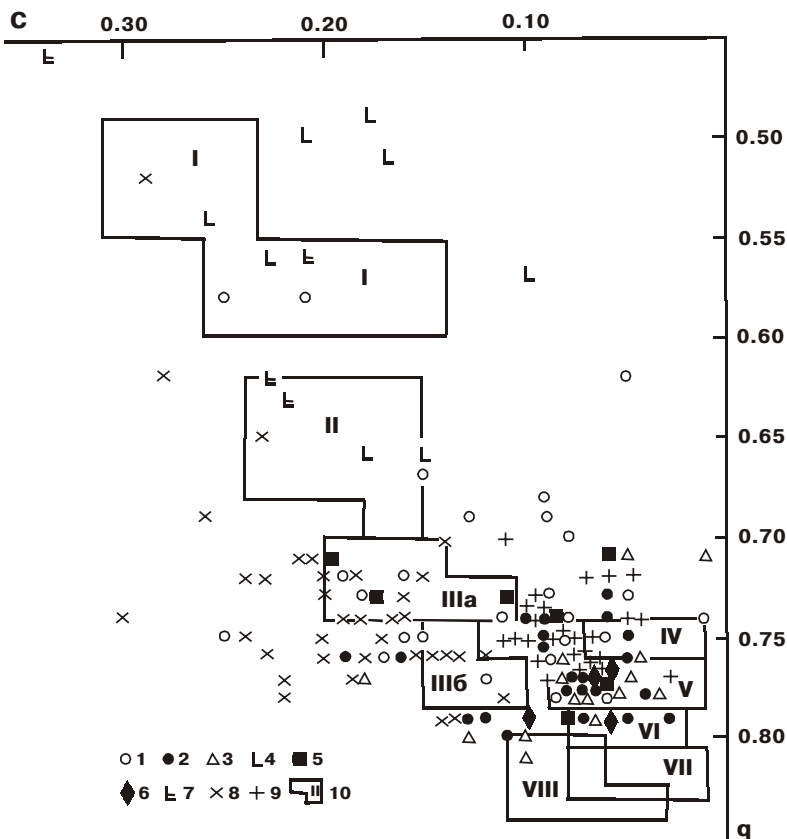


Рис. 45. Диаграмма рудоносности с – q петрохимических типов гранитных ассоциаций Ильменогорского антиклинория

1–3 – мигматит-гнейсогранитная ассоциация: 1 – гранитоиды 1-го этапа, 2 – граниты 2-го этапа, 3 – жильные граниты и пегматиты; 4–7 – монцодиорит-гранитная ассоциация: 4 – монцодиориты и кварцевые монцодиориты, 5 – граниты, 6 – жильные граниты, 7 – лампрофиры; 8 – плагитогранитная и габбро-плагитогранитная ассоциация, 9 – гранит-лейкогранитная ассоциация, 10 – поля рудоносных гранитоидов (название полей см. в тексте).

проб гранитоидов 1-го этапа; поле IV (Mo, W) – 4.8 % проб гранитоидов 1-го этапа, 9.6 % – гранитов 2-го этапа; поле V (W – F, Zr, TR) – 6.5 % проб гранитоидов 1-го этапа, 14.4 % – гранитов 2-го этапа и 12.9 % – жильных гранитов и гранитных пегматитов; поле VI (Sn, W, Be, Li, F, Ta) – 6.7 % проб гранитов 2-го этапа и 3.2 % – жильных гранитов и пегматитов; поле VIII (Sn) – 1.6 % проб жильных гранитов и гранитных пегматитов.

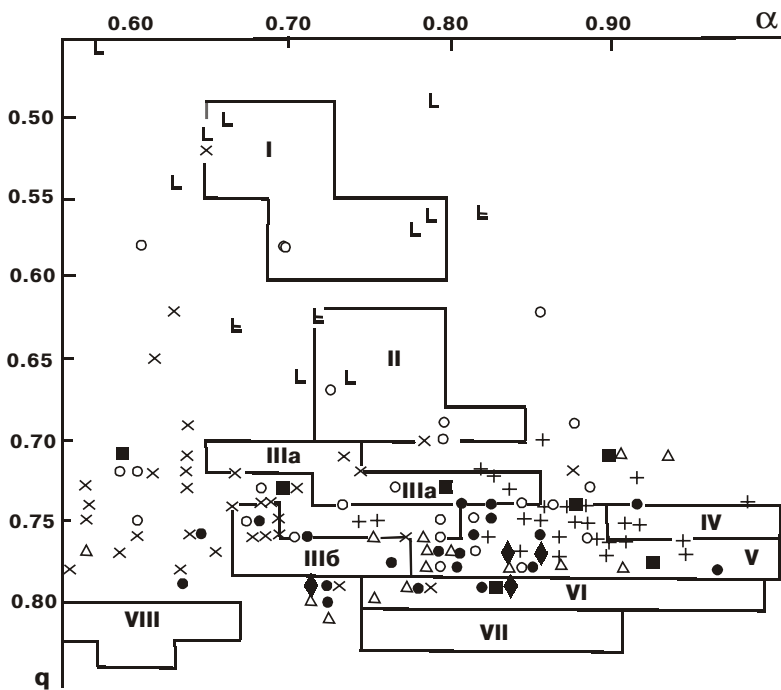


Рис. 46. Диаграмма рудоносности  $q$  –  $\alpha$  петрохимических типов гранитных ассоциаций Ильменогорского антиклинория

Условные обозначения см. рис. 45.

Признаки золото-молибденовой специализации (поле III-а) обнаружены по четырем петрохимическим параметрам всего в одной выборке химического состава тневых мигматитов косогорского субкомплекса. По валовому составу мигматиты относятся к петрохимической подгруппе XIV и соответствуют субщелочным гранитам, обладающим высокой степенью щелочности, умеренной железистостью и калиево-натриевым типом щелочности.

Молибденовая и медно-молибденовая специализация (поле III-б) отмечается в порфиробластовых гнейсогранитах и тневых мигматитах Чашковского гранитного выступа. Порфиробластовые гнейсограниты относятся к известково-щелочному ряду (подгруппа XIII) и имеют петрохимические признаки потенциальной рудоносности по величинам трех модулей ( $s$ ,  $f$ ,  $n$ ). Характеризуются умеренной щелочностью, умеренной железистостью и низкой натриевостью. Тневые мигматиты, распространенные в Чашковском выступе, по

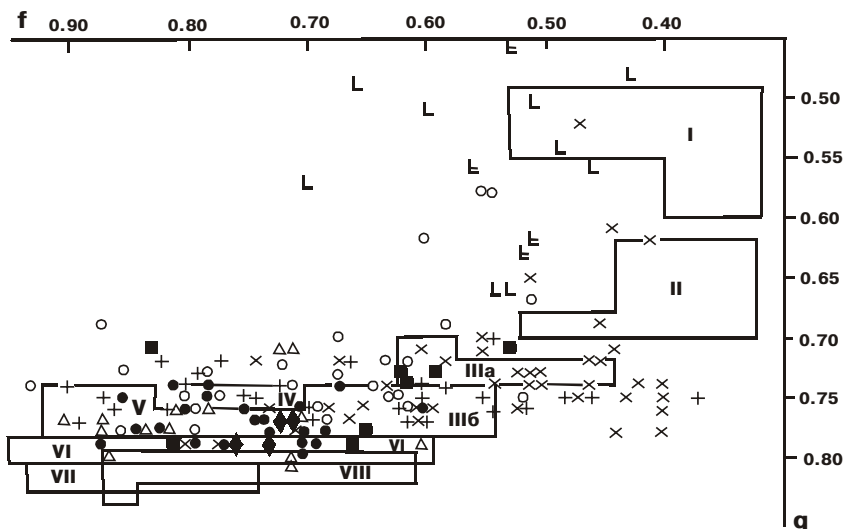


Рис. 47. Диаграмма рудоносности  $f - q$  петрохимических типов гранитных ассоциаций Ильменогорского антиклинория

Условные обозначения см. рис. 45.

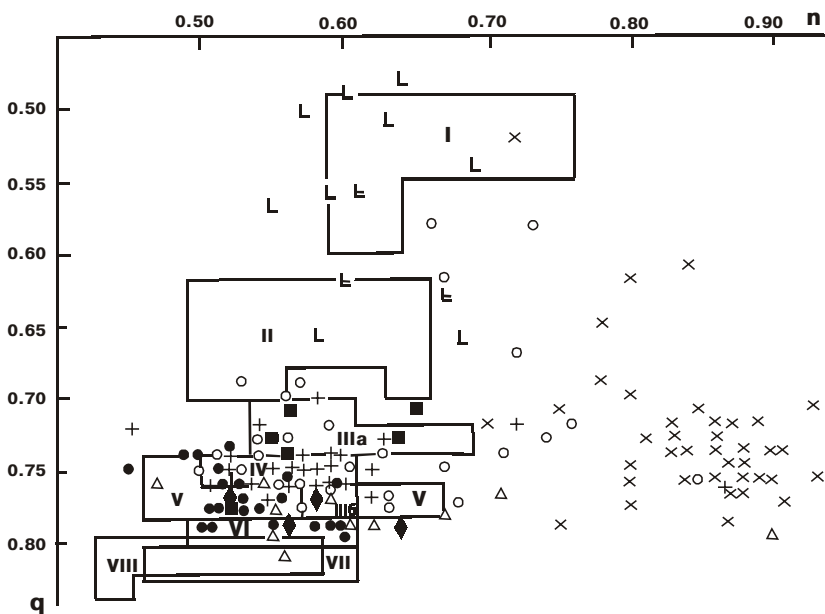


Рис. 48. Диаграмма рудоносности  $q - n$  петрохимических типов гранитных ассоциаций Ильменогорского антиклинория

Условные обозначения см. рис. 45.

петрохимическим особенностям близки к упомянутым выше аналогичным породам косогорского субкомплекса.

Молибден-вольфрамовая специализация (поле IV) устанавливается в субщелочных порфиробластовых гнейсогранитах 1-го этапа Чашковско-Еланчиковского и Кисегачского массивов (подгруппы XIV и XV). Эта порода обладает умеренной и высокой степенью щелочности, умеренной железистостью и калиево-натриевым типом щелочности. Аналогичная специализация по четырем или трем петрохимическим параметрам ( $\alpha$ , f, n; c, f; n; c,  $\alpha$ , n) отмечается в известково-щелочных (подгруппа XIII) и субщелочных (подгруппа XIV) биотитовых и лейкократовых гнейсогранитах косогорского субкомплекса, субщелочных (подгруппа XIV) и щелочных (подгруппа XV) гнейсогранитах 2-го этапа Чашковско-Еланчиковского, Кисегачского и Кыштымского массивов. Высокощелочные гнейсограниты характеризуются умеренной железистостью, калиево-натриевым и низконатриевым уклоном в типе щелочности. Известково-щелочные и субщелочные биотитовые и лейкократовые гнейсограниты по петрохимическим особенностям близки к аналогичным породам, специализированным на собственно молибденовое оруденение (поле III-б).

Признаки вольфрам-фтористого и редкоземельного оруденения (поле V) наблюдаются в высококремнекислых субщелочных порфиробластовых гнейсогранитах 1-го этапа, а также субщелочных биотитовых, лейкократовых и двуслюдяных гнейсогранитах 2-го этапа Чашковско-Еланчиковского и Кисегачского массивов (подгруппы XIV, XVII, XXIII) и субщелочных жильных гранитах и гранитных пегматитах (подгруппы XIV, XVII). В подавляющем большинстве случаев признаки потенциальной рудоносности этих разновидностей гранитоидов фиксируются по четырем петрохимическим параметрам.

Для субщелочных порфиробластовых гнейсогранитов характерны умеренная и высокая степень щелочности и железистости, калиево-натриевый и низконатриевый уклон в типе щелочности; биотитовые гнейсограниты обладают устойчивой низкой натриевостью, низкой и умеренной железистостью и несколько пониженной степенью щелочности. Двуслюдяные гнейсограниты, в отличие от биотитовых, имеют пониженную известковистость и повышенную калиевость; высокощелочные лейкограниты характеризуются низкой натриевостью, умеренной и высокой железистостью.

Жильные граниты и гранитные пегматиты, распространенные в Чашковско-Еланчиковском и Кисегачском массивах и обнаруживающие вольфрам-фтористую и редкоземельную специализацию,

относятся к четырем петрохимическим подгруппам (XIV, XV, XVII, XVIII) и принадлежат к субщелочному и щелочному рядам. Граниты и пегматиты пониженной кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 = 70\text{--}73\%$ ) обладают умеренной и высокой степенью щелочности, низкой и умеренной железистостью и незначительными вариациями в типе щелочности – от низкокалиевого до низконатриевого уклонов. Весьма высококремнекислые ( $\text{SiO}_2 > 73\%$ ) субщелочные жильные граниты и пегматиты характеризуются низкими величинами известковистости, низкой и умеренной железистостью, умеренной степенью щелочности и относятся к низконатриевым типам. Щелочные лейкограниты и лейкократовые пегматиты, в отличие от субщелочных, имеют калиевый тип щелочности, высокую железистость и высокую степень щелочности.

Граниты, обнаруживающие редкометальную специализацию (поле VI) и относящиеся ко 2-му этапу, а также жильной фации, принадлежат субщелочному и щелочному ряду (подгруппы XVII и XVIII). Эти породы представлены лейкократовыми, биотитовыми и мусковитовыми гнейсогранитами Чашковско-Еланчиковского массива и жильными лейкогранитами. По основным петрохимическим показателям близки к гранитам с вольфрам-фтористой и редкоземельной специализацией, но отличаются от них более высокой кремнекислотностью ( $\text{SiO}_2 = 74\text{--}75\%$ ).

Признаки собственно оловорудной специализации установлены только в одной пробе весьма высококремнекислых ( $\text{SiO}_2 = 77\%$ ) пегматитов известково-щелочного ряда (подгруппа XVI), обладающих умеренной степенью щелочности, умеренной железистостью и калиево-натриевым типом щелочности.

Таким образом, по петрохимическим признакам для мигматит-гнейсогранитной ассоциации намечается относительно широкий спектр металлогенической специализации на рудные и редкие элементы, которые можно объединить в четыре группы: 1) Mo(Au-Mo, Cu-Mo); 2) Mo-W; 3) W- F, TR; 4) Sn, W, Be, Li, F, Ta, Nb (рис. 49).

Признаки молибденовой специализации присущи преимущественно гранитоидам 1-го этапа формирования мигматит-гнейсогранитных массивов, представленным теньевыми мигматитами гранитного состава и биотитовыми порфиروبластовыми гнейсогранитами. Для этих пород характерны следующие величины петрохимических модулей:  $q = 0.74\text{--}0.77$ ;  $c = 0.10\text{--}0.12$ ;  $\alpha = 0.68\text{--}0.78$ ;  $f = 0.60\text{--}0.68$ ;  $n = 0.60\text{--}0.64$ . Частота встречаемости гранитоидов с молибденовой (и сопутствующей золото-молибденовой и медно-молибденовой) специализацией небольшая – 4.8 %.

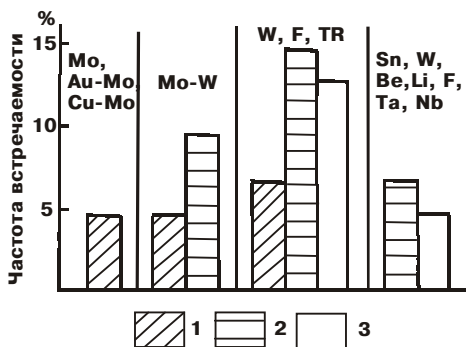


Рис. 49. Гистограммы распределения потенциально рудоносных групп пород мигматит-гнейсогранитной ассоциации

1 – гранитоиды 1-го этапа, 2 – граниты 2-го этапа, 3 – жильные граниты и пегматиты.

Значительная группа гранитоидов мигматит-гнейсогранитной ассоциации обнаруживает петрохимические признаки вольфрам-фтористой и редкоземельной специализации. К этим породам относятся порфиробластовые биотитовые и лейкократовые гнейсограниты, биотитовые и двуслюдяные гнейсограниты, а также часть жильных гранитов и гранитных пегматитов, для которых характерны следующие величины петрохимических модулей:  $q = 0.75-0.78$ ;  $c = 0.04-0.08$ ;  $\alpha = 0.80-0.89$ ;  $f = 0.70-0.85$ ;  $n = 0.52-0.63$ . Частота встречаемости специализированных гранитоидов составляет: 1-й этап – 6.5 %; 2-й этап – 14.4 %, жильные граниты и пегматиты – 12.9 %.

Комплексная редкометалльная специализация отмечается в высоко- и весьма высококремнекислых биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гнейсогранитах 2-го этапа, а также в жильных гранитах и гранитных пегматитах субщелочного и щелочного ряда. Этим гранитам присущи следующие величины петрохимических модулей:  $q = 0.79-0.81$ ;  $c = 0.03-0.09$ ;  $\alpha = 0.76-0.84$ ;  $f = 0.60-0.87$ ;  $n = 0.50-0.60$ . Частота встречаемости редкометалльно специализированных гранитов составляет: 2-й этап – 6.7 %; жильные граниты и гранитные пегматиты – 4.8 %.

Несмотря на то, что более половины проанализированных проб гранитоидов мигматит-гнейсогранитной ассоциации обнаруживает петрохимические признаки металлогенической специализации, частота встречаемости потенциально рудоносных групп гранитоидов

Молибден-вольфрамовая специализация фиксируется в породах 1-го и 2-го этапов, представленных порфиробластовыми и среднезернистыми биотитовыми гнейсогранитами, имеющими следующие колебания в величинах петрохимических модулей:  $q = 0.4-0.75$ ;  $c = 0.01-0.06$ ;  $\alpha = 0.90-0.92$ ;  $f = 0.71-0.82$ ;  $n = 0.57-0.60$ . Частота встречаемости составляет: гранитоидов 1-го этапа – 4.8 %, гранитов 2-го этапа – 9.6 %.

весьма низкая (в пределах 5–6 %). Некоторое исключение составляют гранитоиды I-го и 2-го этапов, имеющие признаки специализации на вольфрам, фтор и редкие земли (~ 14 %).

Мигматит-грейсогранитная ассоциация Ильменских гор по петро- и геохимическим критериям не перспективна в отношении связи с ней промышленных концентраций рудных и редких элементов, что предопределено прежде всего отрицательным фактором крайне слабо проявленной магматической и эманационной дифференциации. В Чашковско-Еланчиковском и Кисегачском массивах в настоящее время не известно наличие каких-либо рудопроявлений.

### Субщелочной натриевый тип монцодиорит-гранитной ассоциации

Эта ассоциация охарактеризована 85 силикатными анализами, сгруппированными в 29 выборок, из которых в одиннадцати (38 %) гранитоиды обнаруживают петрохимические признаки потенциальной рудоносности, подтверждаемые четырьмя или тремя петрохимическими параметрами (см. рис. 45–48).

Признаки золото-полиметаллической специализации (поле I) отмечены только в одной выборке (3.5 %), представленной кварцевыми монцодиоритами Аргазинского массива, относящимися к субщелочному ряду (подгруппа VIII) и характеризующимися умеренной степенью щелочности, умеренной натриевостью и пониженной железистостью (низкомагнезиальный тип) (рис. 50).

В некоторых разновидностях граносиенитов Увильдинского массива установлены признаки (по трем модулям – с, f, n) золото-молибден-полиметаллической минерализации (поле II), но также в одной выборке (3.5 %). Эти породы образованы во II магматическую фазу и в отличие от кварцевых монцодиоритов обладают более высокой относительной кремнекислотностью ( $q = 0.66$  против 0.54), низкой натри-

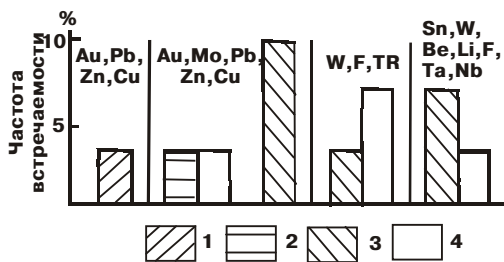


Рис. 50. Гистограммы распределения потенциально рудоносных групп пород монцодиорит-гранитной ассоциации

1 – монцодиориты и кварцевые монцодиориты I фазы, 2 – граносиениты и гранодиориты II фазы, 3 – граниты III фазы, 4 – жильные породы.

евостью и низкой магнезиальностью (подгруппа XI). Аналогичная специализация отмечена и в низкокремнекислых лампрофирах Увильдинского массива, характеризующихся умеренной степенью щелочности, низкой железистостью и низконатриевым уклоном в типе щелочности (подгруппа VIII).

Петрохимические признаки золото-молибденовой специализации (поле III-а) наблюдаются в 10 % проб биотитовых гранитов III фазы, распространенных в Аргазинском и Увильдинском массивах. Эти породы относятся к субщелочному ряду и обладают умеренной степенью щелочности, низкой железистостью и низконатриевым (до калиево-натриевого) типом щелочности (подгруппа XIV).

Лейкократовые субщелочные граниты и их жильные аналоги обнаруживают признаки вольфрам-фтористой и редкоземельной (поле V) и комплексной редкометальной (поле VI) специализацией, фиксирующейся в 21 % проб (10.5 % – поле V и 10.5 % – поле VI). Это весьма высококремнекислые породы калиево-натриевого типа, имеющие умеренную и высокую степень щелочности и железистости (подгруппа XVII).

Таким образом, в монцодиорит-гранитной ассоциации выделяются две группы пород, различающиеся по видам металлогенической специализации: кварцевые монцодиориты – граносиениты – биотитовые граниты (Au, Mo, Pb, Zn, Cu) и лейкограниты (Sn, W, Be, Li, F, Ta, Nb).

Для магматитов первой группы характерны следующие величины петрохимических модулей:  $q = 0.51-0.73$ ;  $c = 0.11-0.26$ ;  $\alpha = 0.66-0.80$ ;  $f = 0.49-0.61$ ;  $n = 0.55-0.69$ . Суммарная частота встречаемости металлогенически специализированных разновидностей пород составляет 20.5 %.

Лейкограниты и их жильные аналоги, обладающие признаками комплексной редкометальной специализации, имеют следующие колебания в величинах петрохимических модулей:  $q = 0.78-0.79$ ;  $c = 0.06-0.08$ ;  $\alpha = 0.83-0.93$ ;  $f = 0.65-0.76$ ;  $n = 0.52-0.56$ . Суммарная частота встречаемости металлогенически специализированных лейкогранитов составляет 21 %.

Приведенные выше петрохимические параметры потенциально рудоносных магматитов монцодиорит-гранитной ассоциации свидетельствуют о том, что с увеличением кремнекислотности, калиевости и железистости породных групп происходит закономерная смена их халькофильной специализации специализацией существенно литофильной.

По петрографическому составу и петро-геохимическим особенностям монцодиорит-гранитная ассоциация Ильменогорского антиклинория сопоставима с габбро-монцонит-гранитной ассоциацией Восточного Забайкалья, представленной шахтаминским и амуджикано-сретенским комплексами, реально рудоносными в отношении полиметаллической, золото-полиметаллической и золото-молибденовой минерализации [179]. Поэтому не исключено, что с монцодиорит-гранитными массивами Южного Урала могут быть связаны рудопроявления, аналогичные шахтаминским или амуджикано-сретенским.

Что касается редкометальной специализации лейкогранитов монцодиорит-гранитной ассоциации, то реализация ее в промышленные концентрации маловероятна, поскольку редкие металлы, как правило, связаны с гранитами натриево-калиевого и калиевого уклона, а для аргазинских и увильдинских лейкогранитов характерен калиево-натриевый и низконатриевый тип щелочности. Кстати, подобная ситуация отмечается и для вышеупомянутых гранитов шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов Восточного Забайкалья.

#### **Известково-щелочной высоконатриевый тип плагиигранитной ассоциации**

Плагиигранитная ассоциация охарактеризована 40 силикатными анализами, из которых в 10 % проб отмечены по трем петрохимическим параметрам (с,  $\alpha$ , f) признаки потенциальной рудоносности в отношении золото-полиметаллической (поле I) и золото-молибденовой (поля III-а и III-б) минерализации (см. рис. 45–48).

Признаки золото-полиметаллической специализации обнаружены всего в 2.5 % проб магматитов от общего числа проанализированных. Эти породы представлены кварцевыми диоритами пустозеровского комплекса, характеризующимися умеренной степенью щелочности, низкой магнезиальностью и умеренной натриевостью (подгруппа VII) (рис. 51).

Золото-молибденовая специализация установлена в плагиигранитах и плагиигранит-порфирах уразбаевского и кундравинского комплексов и фиксируется в 7.3 % от проанализированных проб. По особенностям химического состава потенциально рудоносные плагииграниты принадлежат двум петрохимическим подгруппам – XIII и XVI. Плагииграниты подгруппы XIII распространены в составе кундравинского комплекса и характеризуются умеренной степенью щелочности, высокой натриевостью и низкой железистостью. Плагииграниты и плагиигранит-порфиры подгруппы XVI наблюдаются

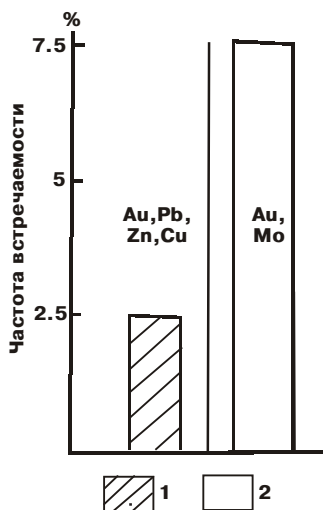


Рис. 51. Гистограммы распределения потенциально рудоносных групп пород плагиигранитной ассоциации

1 – кварцевые диориты, гранодиориты и тоналиты, 2 – плагииграниты и плагиигранит-порфиры.

в составе уразбаевского комплекса и имеют, аналогичные кундравинским петрохимические особенности, за исключением несколько повышенной их кремнекислотности.

Для кварцевых диоритов с золото-полиметаллической специализацией характерны следующие колебания в величинах петрохимических модулей:  $q = 0.52-0.53$ ;  $c = 0.29-0.30$ ;

$\alpha = 0.65-0.66$ ;  $f = 0.46-0.47$ ;  $n = 0.71-0.72$ . Плагиигранитам и плагиигранит-порфирам, имеющим признаки золото-молибденовой специализации, свойственны следующие петрохимические параметры:  $q = 0.74-0.76$ ;  $c = 0.12-0.16$ ;  $\alpha = 0.69-0.78$ ;  $f = 0.51-0.68$ .

Петрохимические признаки потенциальной рудоносности плагиигранитной ассоциации подтверждаются наличием проявлений золото-сульфидной минерализации, приуроченных к выходам плагиигранит-порфиров (Беспаловское и Губернское рудопроявления; В. Н. Юрецкий и др., 1982).

Необходимо подчеркнуть одну важную петрохимическую особенность рассматриваемой плагиигранитной ассоциации. Практикой подтверждено, что тип щелочности является весьма важным критерием диагностики рудоносных магматических пород [74, 148–150, 167, 171, 179, 180 и др.]. В частности, установлено, что для золото-полиметаллоносных и золото-молибденоносных гранитоидных ассоциаций характерна низкая и умеренная натриевость породных групп. Плагииграниты Ильменогорского антиклинория обладают высокой степенью натриевости ( $n > 0.80$ ), в результате чего на диаграмме рудоносности ни одна фигуративная точка плагиигранитов по параметру типа щелочности не попала в поля рудоносных гранитоидов, в то время как по величинам модулей известковистости, степени щелочности и железистости плагииграниты диагностируются как металлогенически специализированными в отношении Au-Pb-Zn-Cu и Au-Mo. В связи с этим плагииграниты уразбаевского

и кундравинского комплексов могут рассматриваться в качестве ограниченно потенциально рудоносных ассоциаций на золото-полиметаллическую и золото-молибденовую минерализацию.

### Субщелочной калиево-натриевый тип гранит-лейкогранитной ассоциации

Гранит-лейкогранитная ассоциация охарактеризована 27 силикатными анализами, при этом в 56 % от проанализированных проб отмечаются по четырем или трем ( $\alpha$ ,  $f$ ,  $n$ ;  $c$ ,  $\alpha$ ,  $n$ ;  $c$ ,  $a$ ,  $f$ ) петрохимическим параметрам признаки потенциальной рудоносности гранитоидов (рис. 52; см. рис. 45–48).

Из указанного количества проб 10.5 % приходится на биотитовые и аплитовидные граниты с признаками молибден-вольфрамовой специализации (поле IV). Эти граниты характеризуются несколько пониженной относительной кремнекислотностью ( $q = 0.74–0.75$ ), высокой и весьма высокой степенью щелочности, умеренной железистостью, низконатриевым типом щелочности и принадлежат к субщелочному и щелочному ряду (подгруппы XIV, XV).

В 45.5 % проб субщелочных лейкогранитов и амфиболсодержащих гранитных пегматитов обнаруживаются признаки вольфрамфтористой и редкоземельной специализации (поле V). Среди этих пород распространены разновидности, в некоторой степени близкие по петрохимическим особенностям к биотитовым и аплитовидным гранитам с молибден-вольфрамовой специализацией (подгруппа XIV), а также разновидности, характеризующиеся более высокой относительной кремнекислотностью ( $q = 0.76–0.77$ ), высокой степенью щелочности, низконатриевого и калиево-натриевого типа и колебаниями в степени железистости от умеренно- до высокожелезистой (подгруппы XVII, XVIII).

Граниты с молибден-вольфрамовой специализацией имеют следующие вариации в величинах петрохимических модулей:  $q = 0.74–0.75$ ;  $c = 0.05–0.07$ ;  $\alpha = 0.91–0.99$ ;  $f = 0.72–0.80$ ;  $n = 0.55–0.60$ . Для гранитов и пегматитов с вольфрамфтори-

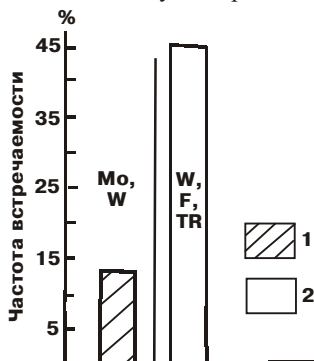


Рис. 52. Гистограммы распределения потенциально рудоносных групп пород гранит-лейкогранитной ассоциации

1 – биотитовые и аплитовидные граниты, аплиты; 2 – лейкограниты и гранитные пегматиты.

стой и редкоземельной специализацией характерны следующие петрохимические параметры:  $q = 0.76-0.77$ ;  $c = 0.03-0.09$ ;  $\alpha = 0.83-0.95$ ;  $f = 0.81-0.90$ ;  $n = 0.51-0.62$ .

Редкометальная и редкоземельная специализация гранит-лейкогранитной ассоциации характерна для многих жил амазонитовых гранитных пегматитов, в составе которых, кроме амазонита, присутствуют микроклин, альбит, кварц, биотит, а также магнетит, гранат, берилл, топаз, фенакит, колумбит, в меньшей мере гельвин, флюорит, пирит, циркон. Многие жилы зональны. Так на рудопоявлении № 182 наблюдается следующая зональность в пегматитовой жиле: 1) зона письменного гранита (2–10 см), 2) зона амазонита (60–100 см), 3) зона альбита (30–50 см), 4) гидротермальная кварцевая жила (В. Н. Юрецкий и др., 1982).

Подводя итог оценке потенциальной рудоносности гранитоидных ассоциаций Ильменогорского антиклинория, необходимо остановиться на следующих моментах.

1. Магматическим сообществам длинных, последовательно дифференцированных петрохимических серий (таких, как мигматит-гнейсогранитная или монцодиорит-гранитная) свойственна комплексная металлогеническая специализация на рудные и редкие элементы, относящиеся к нескольким геохимическим группам – фемафильно-халькофильной, халькофильной и литофильной.

2. Магматиты контрастных серий (например габбро-плагиогранитной) обладают признаками специализации на халькофильные элементы.

3. Магматиты завершенных слабо дифференцированных серий (например гранит-лейкогранитной) характеризуются проявлением халькофильно-литофильной специализации.

4. Наличие в гранитоидах петрохимических признаков потенциальной рудоносности (или металлогенической специализации) еще не означает, что с этими породами в обязательном порядке должны быть связаны месторождения полезных ископаемых. Эти признаки свидетельствуют в первую очередь о том, что с данным петрохимическим типом гранитоидов имеет место реальная связь рудной и редкометальной минерализации, но для образования промышленных концентраций этих элементов требуется влияние целого ряда благоприятных факторов: оптимальный уровень глубинности и структурно-геологических условий образования магматических тел, степень проявления кристаллизационной дифференциации, отсутствие кристаллохимического рассеяния элементов, интенсивность эманационной дифференциации и др.

5. Мигматит-гнейсогранитная ассоциация была сформирована в процессе гранитизации метаморфических толщ без всеобъемлющего их плавления и проявления магматической дифференциации, что способствовало не накоплению, а рассеянию большинства микроэлементов. Хотя и отмечаются в гранитоидах относительно стабильные петрохимические признаки металлогенической специализации, последняя не могла быть реализована в крупные (промышленные) концентрации рудных и редких элементов в силу проявления отрицательных факторов – крайне слабой кристаллизационной и эманационной дифференциации. Повышенные концентрации редких элементов можно ожидать только в жильных гранитах и гранитных пегматитах.

6. Монцодиорит-гранитная ассоциация может оказаться реально рудоносной в отношении золото-полиметаллической и золото-молибденовой минерализации, особенно в массивах, сложенных кварцевыми монцодиоритами, граносиенитами и субщелочными биотитовыми гранитами

7. Плагиигранитная (габбро-плагиигранитная) ассоциация может быть перспективной в отношении связи с ней золото-молибден-полиметаллического (золото-сульфидного) оруденения.

8. Гранит-лейкогранитная ассоциация обнаруживает стабильные петрохимические признаки преимущественно вольфрамовой специализации в сочетании с другими редкими и редкоземельными элементами (Mo-W, W-Zr-TR, W-F, W-Sn), хотя в целом эту ассоциацию можно рассматривать как редкометальную. Наиболее перспективными в отношении редкометальной минерализации могут быть лейкограниты и лейкократовые гранитные пегматиты.



---

---

**Глава 6**  
**ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ**  
**ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО**  
**АНТИКЛИНОРИЯ**

**6.1. Главные петрологические признаки гранитоидных ассоциаций разных петрохимических типов**

**Структурно-тектоническое положение массивов гранитоидов**, относящихся к разным петрохимическим типам, практически одинаковое: массивы распространены или по периферическим частям Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория, или же приурочены к структурной шовной зоне сочленения последнего с Арамильско-Сухтелинским синклинорием. Подавляющее большинство массивов тяготеет к субмеридиональным (север-северо-западным или же север-северо-восточным) разломам, а также к пересечению их субширотными разрывными нарушениями. На южном периклинальном замыкании структур Ильменогорского антиклинория мигматит-гнейсогранитные массивы чашковского комплекса контролируются дугообразными разломами, ограничивающих антиклинорий с запада, юга и востока. Дайки и жилы гранитов, аплитов и пегматитов позднеорогенного гранит-лейкогранитного комплекса приурочены преимущественно к системе субширотных разрывных нарушений.

**Дифференцированный известково-щелочной – субщелочной калиево-натриевый – низконатриевый тип (умеренно-высокощелочной существенно железистый подтип) мигматит-гнейсогранитной ассоциации** имеет следующие характерные признаки:

- конформное залегание массивов в метаморфических толщах и приуроченность их к ядрам куполообразных структур;
- широкое развитие контактовых мигматитовых зон;
- двухэтапное гранитообразование;
- многостадийность процессов метасоматоза и гранитизации субстрата в каждом этапе гранитообразования;
- постоянный набор жильных пород (граниты, аплиты, пегматиты, пегматоидные граниты), по петро- и геохимическим особенностям близких к гранитам 2-го этапа;

– полифациальность петрографического состава и структурно-текстурных разновидностей гранитов и прямая унаследованность их химизма от состава замещаемых метаморфических толщ;

– относительно полную дифференцированность по кремнекислотности гранитоидов 1-го этапа и слабая дифференцированность гранитов 2-го этапа;

– дифференцированность мигматит-гнейсогранитной ассоциации по известково-щелочному параметру и принадлежность гранитоидов к трем рядам щелочности (известково-щелочному, субщелочному и щелочному) с преобладанием пород субщелочного ряда;

– устойчивый натриевый тип щелочности всех разновидностей пород мигматит-гнейсогранитной ассоциации с возрастанием калиево-натриевого уклона в гранитоидной группе;

– наличие среди жильных гранитов и пегматитов существенно калиевых и существенно кальций-натриевых разновидностей;

– устойчивую железистую серию мигматит-гнейсогранитной ассоциации;

– низкий уровень накопления рудных и редких элементов, за исключением Mo, Nb, Sn, в меньшей мере Pb, Cu, которые содержатся в вышекларковых и специализированных значениях (особенно в жильных породах). Величина отношения Rb/Sr колеблется от 1,5 до 3, а в жильных гранитах и пегматитах составляет менее единицы.

Несмотря на имеющиеся признаки металлогенической (геохимической) специализации рассматриваемого петрохимического типа гранитоидов она не могла быть реализована в крупные (промышленные) концентрации ручных и редких элементов в силу проявления ряда отрицательных факторов: мигматит-гнейсогранитная ассоциация была сформирована в процессе гранитизации метаморфических толщ без всеобъемлющего их плавления, что повлекло за собой крайне слабую проявленность кристаллизационной и эманационной дифференциации и рассеяние большинства рудных и редких элементов.

**Субщелочной низко-умеренно натриевый тип (умеренно-высокощелочной магнезиально-железистый подтип) монцодорит-гранитной ассоциации** представляет собой последовательно дифференцированную по кремнекислотности серию магматитов – производных щелочнобазальтовой магмы. Характерными признаками этого петрохимического типа являются:

– близкая к изометричной форма массивов с полукольцевым расположением пород, принадлежащих к разным фазам магматического внедрения;

– наличие рвущих контактов с вмещающими толщами без заметного нарушения характера их складчатости, хотя в некоторых частях структуры метаморфических пород плавно облекают монцодиорит-гранитные массивы;

– развитие контактовых зон гранитизации и ороговикования вмещающих пород и наличие их ксенолитов в эндоконтакте массивов;

– многофазность (3–4 фазы) становления массивов;

– разнообразие в составе жильных пород (аплиты, граниты, пегматиты, лампрофиры);

– устойчивый субщелочной ряд магматитов, дифференцированных от весьма низко- до весьма высококремнекислых петрохимических групп;

– устойчивый натриевый уклон среднеосновных и кислых пород;

– закономерное возрастание железистости магматитов от ранних к более поздним фазам внедрения (от габброидов к гранитоидам);

– сходство по вещественному составу с ниже-среднекаменноугольным монцодиорит-гранитным степнинским комплексом;

– кларковый и нижекларковый уровень накопления большинства рудных и редких элементов, за исключением Pb, Co, Ni, Ti, концентрации которых в биотитовых гранитах и лейкогранитах достигают вышекларковых значений;

– низкие величины отношения  $Rb/Sr < 1$ ;

– возможная реальная рудоносность в отношении золото-полиметаллической и золото-молибденовой минерализации, особенно в массивах, сложенных кварцевыми монцодиоритами, граносиенитами и субщелочными биотитовыми гранитами.

**Известково-щелочной высоконатриевый тип (низко-умеренно щелочной магнезиально-железистый подтип) плагиогранитной и габбро-плагиогранитной ассоциации** парагенетически связан с базальтовой магмой и имеет следующие характерные особенности:

– наличие типично интрузивных штоко- и дайкообразных тел с рвущими контактами с вмещающими метаморфическими породами;

– развитие экзоконтактовых зон перекристаллизации вмещающих толщ;

– принадлежность плагиогранитов к двум формационным типам (собственно плагиогранитному и габбро-плагиогранитному);

– пространственная разобщенность массивов основных и кислых пород в контрастных габбро-плагиогранитных комплексах;

– принадлежность плагиогранитов к магнезиально-железистой серии;

– устойчивая высокая натриевость плагиогранитов и плагиогранит-порфиров;

– идентичность состава плагиогранитов, распространенных в разновозрастных габбро-плагиогранитных и собственно плагиогранитных ассоциациях;

– обогащенность пород фемафильно-халькофильными элементами;

– существенное петрохимическое отличие плагиогранитов от вмещающих плагиогнейсов и плагиогранитогнейсов и сходство их петрогеохимических признаков (известково-щелочной ряд, пониженная степень щелочности, высокая натриевость, магнезиально-железистый тип, повышенная концентрация фемафильно-халькофильных элементов и др.) с аналогичными признаками основных интрузивных пород габбро-плагиогранитного комплекса;

– примерно равное содержание рубидия и стронция в плагиогранитах;

– наличие петрохимических признаков потенциальной рудоносности в отношении золото-молибден-полиметаллической (золото-сульфидной) минерализации.

**Субщелочной калиево-натриевый тип (высокощелочной существенно железистый подтип) гранит-лейкогранитной ассоциации** представляет собой производные палингенной среднекоревой магмы, внедренной в позднеорогенный этап развития Южного Урала.

Для этого петрохимического типа гранитов характерно:

– штоко- и дайкообразная форма магматических тел;

– интрузивные контакты массивов с многочисленными гранитными инъекциями во вмещающие породы;

– широкое площадное распространение даек и жил гранитов, аплитов и пегматитов, контролируемых субширотными разломами;

– высокая кремнекислотность гранитов и их жильных аналогов;

– устойчивый субщелочной ряд гранитов, их высокая и весьма высокая степень щелочности;

– преобладающий низконатриевый тип щелочности ;

– принадлежность к железистой серии;

– обогащенность гранитов магнезиальной составляющей в контакте с кварцевыми монцонитами Увильдинского массива;

– повышенные содержания Cu, Pb, Ni, Cr и одновременное наличие признаков редкометальной специализации;

– высокие значения отношения  $Rb/Sr = 8-18$ ;

– стабильные петрохимические признаки вольфрамоносности в сочетании с другими редкими и редкоземельными элементами, наиболее четко проявленные в лейкогранитах и лейкократовых гранитных пегматитах.

## 6.2. Петро- и геохимические отличия гранитов разных петрохимических типов

Охарактеризованные в данной работе гранитоидные ассоциации разных петрохимических типов различаются по сложности вещественного состава. Наряду с относительно простыми (плагиогранитными или гранит-лейкогранитными) комплексами, в Ильменогорском антиклинории распространены также хорошо дифференцированные по кремнекислотности ассоциации, включающие гамму пород от основного до кислого состава (например мигматит-гнейсогранитная и монцодиорит-гранитная). В связи с этим представляет определенный интерес выявление главных отличительных черт гранитоидной группы, развитой в каждом из выделенным и описанных выше петрохимическом типе (табл. 28, 29, рис. 53, 54).

### Группа умереннокремнекислых гранитоидов ( $\text{SiO}_2 = 64\text{--}69\%$ )

Эта петрохимическая группа развита в мигматит-гнейсогранитной, монцодиорит-гранитной и габбро-плагиогранитной ассоциациях и представлена породами, по составу отвечающими гранодиориту (тоналиту) – граносиениту. В позднеорогенном гранит-лейкогранитном комплексе умереннокремнекислые гранитоиды не наблюдаются.

По величине известковистости ( $c$ ) гранодиориты и тоналиты, входящие в состав плагиогранитной и габбро-плагиогранитной ассоциации, существенно отличаются от аналогичных пород других петрохимических типов. Эти гранитоиды относятся к известково-щелочному ряду и ареал их фигуративных точек на левой плоскости диаграммы « $c\text{-SiO}_2\text{-}\alpha$ » (см. рис. 53) занимает крайне левое положение в интервале  $c = 0.21\text{--}0.36$ , что характеризует высокую известковистость этих пород.

Умереннокремнекислые гранитоиды мигматит-гнейсогранитной ассоциации имеют наиболее пониженную известковистость ( $c = 0.08\text{--}0.16$ ), вследствие чего ареал их фигуративных точек на вышеотмеченной диаграмме смещен вправо, что определяет принадлежность этих пород к субщелочному и частично щелочному ряду.

Величина известково-щелочного отношения ( $c = 0.15\text{--}0.20$ ) в монцогранодиоритах и граносиенитах монцодиорит-гранитной

Таблица 28

**Величины петрохимических модулей  
гранитоидной группы разных петрохимических типов  
(SiO<sub>2</sub> = 64–69 %)**

Петрохимические модули	Породные ассоциации		
	1	2	3
q	<u>0.67-0.72</u> 0.70	<u>0.66-0.71</u> 0.68	<u>0.62-0.71</u> 0.67
c	<u>0.08-0.16</u> 0.13	<u>0.15-0.20</u> 0.18	<u>0.21-0.36</u> 0.26
α	<u>0.61-0.88</u> 0.74	<u>0.60-0.74</u> 0.68	<u>0.46-0.74</u> 0.62
f	<u>0.51-0.87</u> 0.67	<u>0.52-0.53</u> 0.53	<u>0.41-0.60</u> 0.50
n	<u>0.53-0.76</u> 0.61	<u>0.58-0.68</u> 0.64	<u>0.75-0.93</u> 0.82

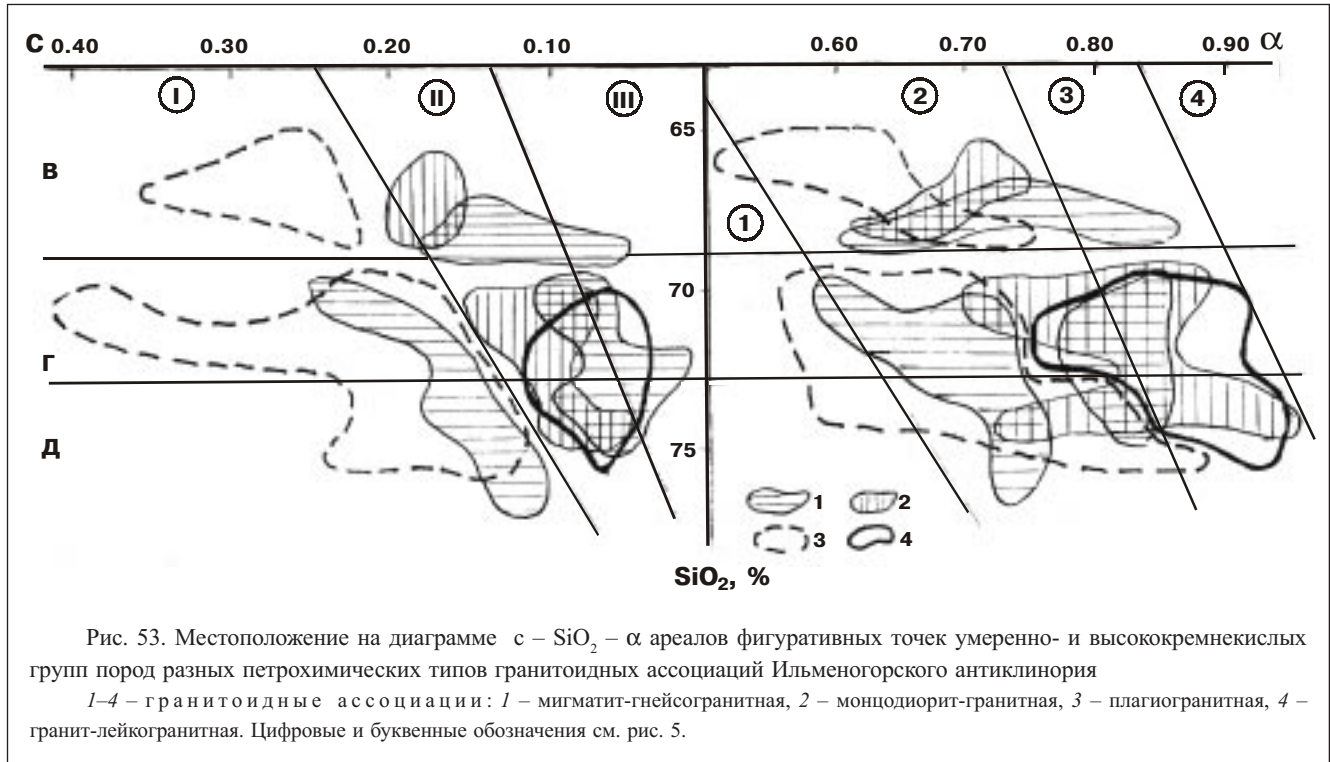
Примечание. Породные ассоциации: 1 – мигматит-гнейсогранитная, 2 – монцодиорит-гранитная; 3 – плагиогранитная. В числителе – пределы колебаний, в знаменателе – средние величины петрохимических модулей.

Таблица 29

**Величины петрохимических модулей  
гранитоидной группы разных петрохимических типов  
(SiO<sub>2</sub> > 70 %)**

Петрохимические модули	Породные ассоциации			
	1	2	3	4
q	<u>0.74-0.80</u> 0.77	<u>0.71-0.79</u> 0.75	<u>0.72-0.79</u> 0.75	<u>0.70-0.77</u> 0.75
c	<u>0.01-0.11</u> 0.06 <u>0.12-0.25</u> 0.18	<u>0.06-0.18</u> 0.10	<u>0.11-0.40</u> 0.20	<u>0.03-0.11</u> 0.08
α	<u>0.73-0.88</u> 0.80 <u>0.59-0.74</u> 0.66	<u>0.70-0.93</u> 0.83	<u>0.52-0.88</u> 0.66	<u>0.76-0.99</u> 0.87
f	<u>0.60-0.87</u> 0.79	<u>0.59-0.83</u> 0.68	<u>0.40-0.80</u> 0.58	<u>0.37-0.90</u> 0.64
n	<u>0.45-0.75</u> 0.57	<u>0.52-0.63</u> 0.56	<u>0.70-0.93</u> 0.86	<u>0.52-0.65</u> 0.58

Примечание. Породные ассоциации 1–5 см. табл. 28; 4 – гранит-лейкогранитная ассоциация.



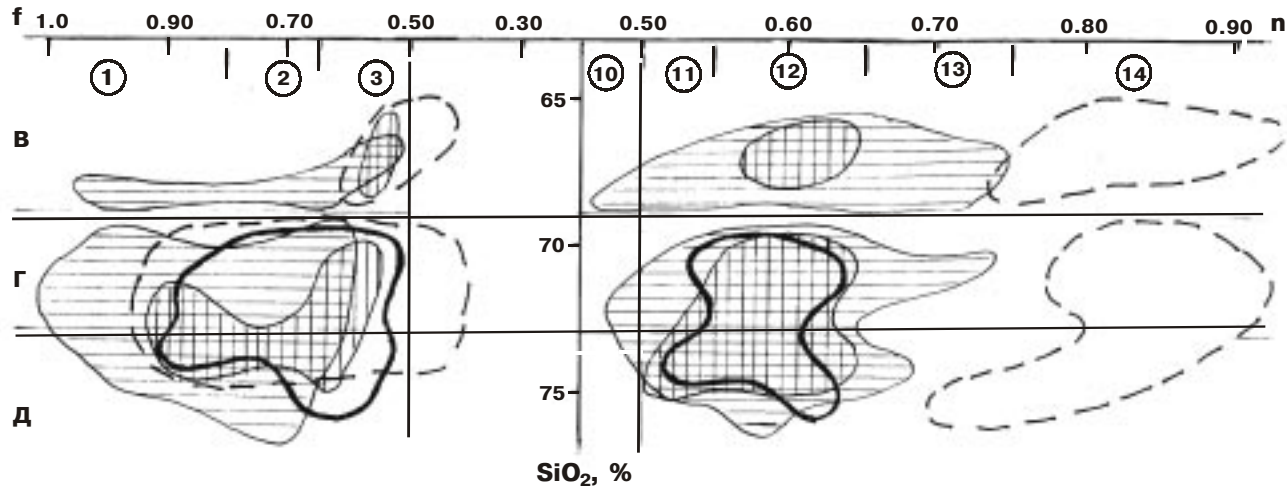


Рис. 54. Местоположение на диаграмме  $f - \text{SiO}_2 - n$  ареалов фигуративных точек умеренно- и высококремнекислых групп пород разных петрохимических типов гранитоидных ассоциаций Ильменогорского антиклинария  
 Условный обозначения см. рис. 53, цифровые и буквенные обозначения – рис. 6.

ассоциации имеет промежуточное значение между известковистостью умереннокремнекислых гранитоидов плагиогранитной и мигматит-гнейсогранитной ассоциаций, то есть эти породы относятся к типично субщелочным разновидностям.

По *степени щелочности* ( $\alpha$ ) рассматриваемые гранитоиды также имеют заметные различия. Наиболее пониженная щелочность ( $\alpha = 0.46-0.74$ ) фиксируется в гранодиоритах (тоналитах) плагиогранитных комплексов, повышенная ( $\alpha = 0.61-0.88$ ) в гнейсомонцогранодиоритах и гнейсограносиенитах мигматит-гнейсогранитной ассоциации. Промежуточное положение по степени щелочности ( $\alpha = 0.60-0.74$ ) занимают монцогранодиориты и граносиениты, входящие в состав монцодиорит-гранитного комплекса. Следовательно, умеренно кремнекислые гранитоиды разных петрохимических типов имеют частично сходную степень щелочности в интервале  $\alpha = 0.61-0.74$ , но в целом эту группу пород можно охарактеризовать как низко- умереннощелочную (в плагиогранитной ассоциации), умереннощелочную (в монцодиорит-гранитной ассоциации) и умеренно-высокощелочную (в мигматит-гнейсогранитной ассоциации).

По *степени железистости* ( $f$ ) среди умереннокремнекислых пород в значительной мере отличаются гранитоиды мигматит-гнейсогранитной ассоциации, характеризующиеся весьма широкими вариациями этого параметра ( $f = 0.50-0.87$ ), что соответствует магматам низко-, умеренно- и высокожелезистого типа.

Гранодиориты и тоналиты плагиогранитной (габбро-плагиогранитной) ассоциации относятся к магнезиально-железистой серии (низкомагнезиальный – низкожелезистый тип,  $f = 0.40-0.60$ ).

Сравнительно постоянная степень железистости (низкожелезистый тип) характерна для монцогранодиоритов и граносиенитов монцодиорит-гранитной ассоциации, имеющих весьма небольшой интервал величины модуля  $f = 0.52-0.60$ .

По *типу щелочности* ( $n$ ) гранодиориты и тоналиты плагиогранитных и габбро-плагиогранитных комплексов резко отличаются от пород аналогичного состава других гранитоидных ассоциаций и характеризуются очень высокой натриевостью ( $n = 0.75-0.93$ ). Для гнейсомонцогранодиоритов и гнейсограносиенитов мигматит-гнейсогранитной ассоциации устанавливаются весьма широкие вариации в типе щелочности – от натриево-калиевых и калиево-натриевых до низко- и умереннонатриевых типов ( $n = 0.53-0.76$ ). Монцогранодиориты и граносиениты, распространенные в составе монцодиорит-гранитной ассоциации, обладают устойчивым низконатриевым типом щелочности ( $n = 0.58-0.68$ ).

## Группа высоко- и весьма высококремнекислых гранитов ( $\text{SiO}_2 > 70\%$ )

Эта группа объединяет граниты и лейкограниты, входящие в состав рассматриваемых петрохимических типов палеозойских гранитоидных комплексов Ильменогорского антиклинория.

Наиболее широкий диапазон *степени известковистости* ( $c = 0.11\text{--}0.40$ ) характерен для известково-щелочных плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, причем в высококремнекислых плагиогранитах этот диапазон составляет  $0.15\text{--}0.40$ , а в весьма высококремнекислых –  $0.11\text{--}0.25$ .

В гнейсогранитах мигматит-гнейсогранитной ассоциации устанавливается два интервала величин известковистости:  $c = 0.02\text{--}0.11$  и  $c = 0.12\text{--}0.25$ , что соответствует субщелочным (до щелочных) и известково-щелочным разновидностям гнейсогранитов. На петрохимической диаграмме  $c - \text{SiO}_2 - \alpha$  (левая плоскость, см. рис. 53) ареал фигуративных точек известково-щелочных гнейсогранитов частично перекрывается ареалом фигуративных точек плагиогранитов и плагиогранит-порфиров.

Для субщелочных (и щелочных) разновидностей гранитов и лейкогранитов мигматит-гнейсогранитной, монцодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной ассоциаций также характерно частичное перекрытие ареалов фигуративных точек, отражающих величины известковистости этих пород, хотя в целом предельные значения известковистости гранитов разных петрохимических типов различны (см. табл. 29).

*Степень щелочности* гранитов и лейкогранитов рассматриваемых петрохимических типов нередко совпадает. Наиболее пониженная щелочность характерна для известково-щелочных плагиогранитов ( $\alpha = 0.52\text{--}0.82$ ) и известково-щелочных гнейсогранитов и лейкократовых гнейсогранитов ( $\alpha = 0.58\text{--}0.74$ ), что соответствует низко- и умереннощелочному типу магматитов (см. рис. 53, правая плоскость диаграммы). Субщелочные (и щелочные) граниты и лейкограниты мигматит-гнейсогранитной, монцодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной ассоциаций облагают примерно одинаковыми величинами степени щелочности (в среднем в пределах  $\alpha = 0.80\text{--}0.87$ ), хотя граничные колебания значений степени щелочности гранитов каждого петрохимического типа различны (см. табл. 29).

*Степень железистости* высоко- и весьма высококремнекислых пород разных петрохимических типов близка (особенно для гранитов монцодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной ассоциаций, колеблющуюся от низкожелезистого до умеренножелезистого

типов включительно). Некоторое отличие в степени железистости отмечается для гнейсогранитов и плагиогранитов: первые характеризуются вариациями в величинах железистости от низко- до высокожелезистых типов ( $f = 0.60-0.87$ ), вторые – обладают несколько повышенной магнезиальностью, в связи с чем среди этих пород распространены, наряду с низко- и умеренножелезистыми разновидностями ( $f = 0.50-0.80$ ), низкомагнезиальные плагиограниты ( $f = 0.40-0.50$ ).

По *типу щелочности* плагиограниты, плагиогранит-порфиры и их лейкократовые аналоги занимают на диаграмме « $f - SiO_2 - n$ » (правая плоскость) четкое обособленное положение, отвечающее гранитам высокой натриевости ( $n > 0.70$ ). Граниты и лейкограниты, входящие в состав монцодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной ассоциаций, имеют практически одинаковой щелочной уклон, соответствующий низконатриевому типу. Для гранитов мигматит-гнейсогранитной ассоциации характерны широкие колебания в типе щелочности – от натриево-калиевого до умереннонатриевого ( $n = 0.45-0.75$ ).

Вариационные линии средних значений петрохимических модулей умеренно- и высококремнекислых гранитоидов разных петрохимических типов (рис. 55, 56; см. табл. 28, 29) подчеркивают имеющиеся основные различия в петрохимических особенностях этих пород. Наименьшая известковистость (а, следовательно, и повышенная щелочность) характерна для гранит-лейкогранитной ассоциации (4).\* Возрастание известковистости гранитной группы последовательно отмечается в следующих ассоциациях: в субщелочном ряду – мигматит-гнейсогранитная (1), монцодиорит-гранитная (2); в известково-щелочном ряду – мигматит-гнейсогранитная (1), плагиогранитная (3). По возрастанию степени щелочности в гранитах рассматриваемые петрохимические типы располагаются в следующем порядке: 3 – 1 – 2 – 4; по возрастанию железистости – 3 – 2 – 4 – 1; по возрастанию натриевости – 1 – 4 – 2 – 3. В то же время близкое расположение вариационных линий средних значений модуля « $n$ » для гранитоидов мигматит-гнейсогранитной, гранит-лейкогранитной и монцодиорит-гранитной ассоциаций свидетельствует о практически сходном характере в типе щелочности этих пород.

Наличие близких петрохимических параметров гранитоидных групп, относящихся к разным петрохимическим типам и имеющих к тому же различный петрогенезис, наводит на мысль о возможном

---

\* Номера породных ассоциаций в табл. 28, 29.

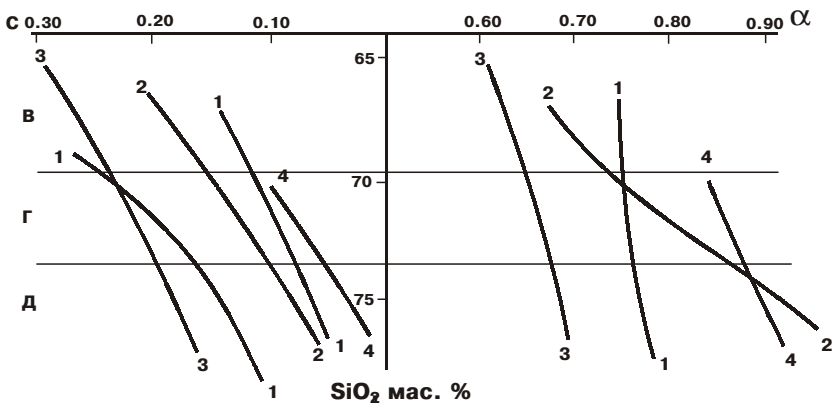


Рис. 55. Вариационная диаграмма  $c - SiO_2 - \alpha$  средних составов гранитоидных групп разных петрохимических типов Ильмерогорского антиклинория

1-4 – вариационные линии средних составов гранитоидных ассоциаций: 1 – мигматит-гнейсогранитной, 2 – монциодорит-гранитной, 3 – плагиогранитной, 4 – гранит-лейкогранитной. Буквенные обозначения см. рис. 5.

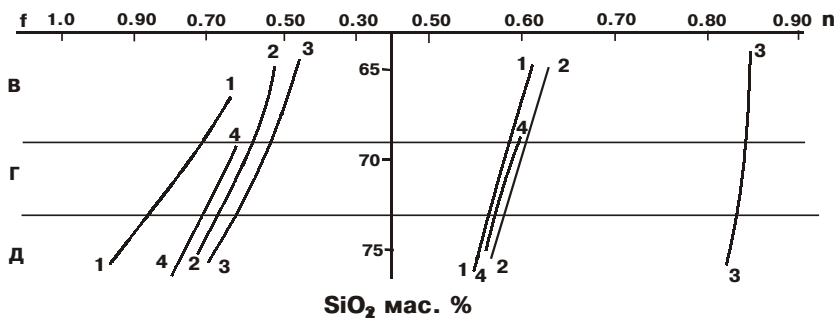


Рис. 56. Вариационная диаграмма  $f - SiO_2 - n$  средних составов гранитоидных групп разных петрохимических типов Ильменогорского антиклинория

Условные обозначения см. рис. 55, буквенные обозначения – рис. 6.

**Величины петрохимических модулей метаморфических пород гранитоидного состава (еланчиковская толща)**

Петрохимические модули	SiO <sub>2</sub> = 64-69 %	SiO <sub>2</sub> > 70 %
q	<u>0.68-0.71</u> 0.69	<u>0.71-0.78</u> 0.76
c	<u>0.20-0.34</u> 0.26	<u>0.05-0.24</u> 0.13
α	<u>0.53-0.89</u> 0.73	<u>0.48-0.97</u> 0.72
f	<u>0.44-0.78</u> 0.57	<u>0.47-0.83</u> 0.65
n	<u>0.67-0.85</u> 0.72	<u>0.48-0.84</u> 0.60

Примечание. Числитель – пределы колебаний; знаменатель – средние значения петрохимических модулей.

влиянии на химизм этих гранитоидов какого-то общего фактора. Таким фактором, по-видимому, следует считать вещественный состав метаморфических толщ, вмещающих гранитные массивы (табл. 30).

Анализ диаграмм средних значений петрохимических модулей метаморфических пород еланчиковской толщи и гранитоидных групп описанных в монографии петрохимических типов (рис. 57, см. табл. 28–30) показывает, что по петрохимическим особенностям метаморфические породы занимают как бы среднее положение между разными гранитоидными ассоциациями. Влияние состава протерозойского (?) субстрата и более поздних сиалических толщ на химизм коровых гранитоидов (например мигматит-гнейсогранитный и гранит-лейкогранитный комплексы) сомнений не вызывает. Что касается гранитоидов, являющихся производными щелочнобазальтовой и базальтовой магмы (например монцодиорит-гранитная и габбро-плагиогранитная ассоциации), то влияние на их химизм состава субстрата могло сказаться только в процессе миграции фронта магмообразования из глубинных в более верхние части земной коры при взаимодействии расплавов с сиалическими толщами, в которых в конечном счете и произошло становление гранитных массивов.

Основные характеристики петрохимических типов палеозойских гранитоидов ассоциаций Ильменогорского антиклинория приведены в табл. 31.

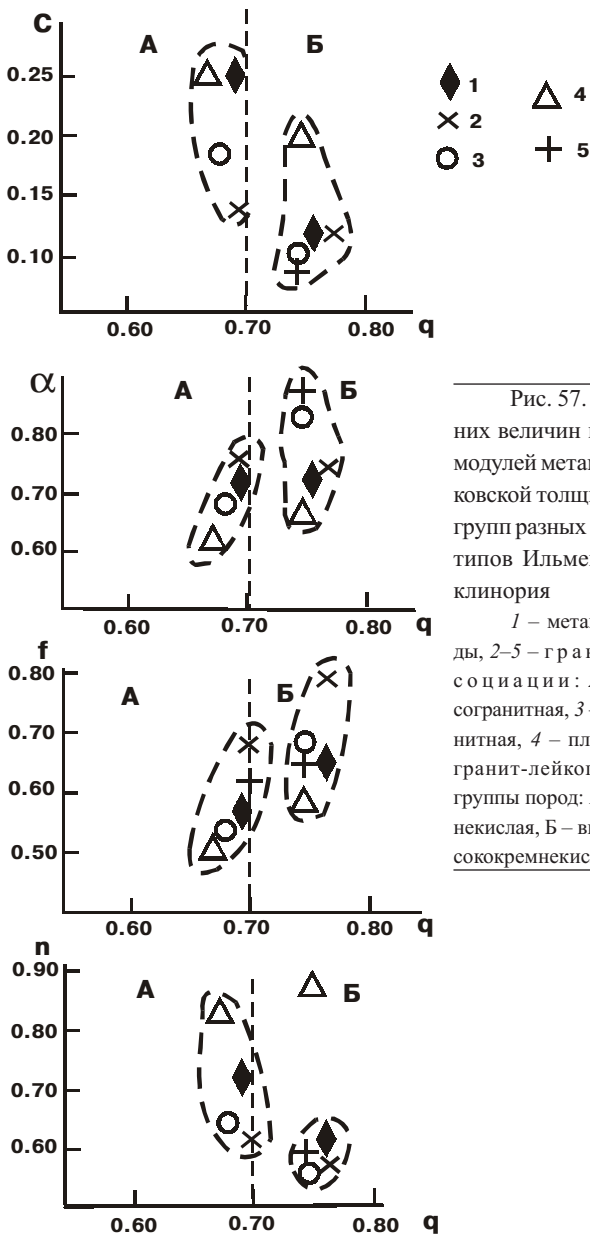


Рис. 57. Диаграммы средних величин петрохимических модулей метаморфитов еланчиковской толщи и гранитоидных групп разных петрохимических типов Ильменогорского антиклинория

1 – метаморфические породы, 2–5 – гранитоидные ассоциации: 2 – мигматит-гнейсогранитная, 3 – монцодиорит-гранитная, 4 – плагиогранитная, 5 – гранит-лейкогранитная. А, Б – группы пород: А – умеренно кремнекислая, Б – высоко- и весьма высококремнекислая.

**Основные характеристики палеозойских гранитоидных ассоциаций Ильменогорского антиклинория**

Генетическая группа	Тектонический этап	Гранитоидная ассоциация (комплекс)	Возраст	Петрохимический тип	Петрохимический подтип	Геохимическая специализация	Группа пород (SiO <sub>2</sub> , мас. %)	Петрохимические модули (средние значения)				
								q	c	α	f	n
Ультраметаморфогенных гранитоидов	Раннеорогенный	Мигматит-гнейсогранитная (чашковский комплекс)	O <sub>1-2</sub>	Дифференцированный известково-щелочной субщелочной существенно натриевый	Умеренно-высокощелочной железистый	Mo, Nb, Sn, Pb, Cu	64-69	0.70	0.13	0.74	0.67	0.61
							>70	0.77	0.12	0.73	0.79	0.57
Производных базальтовой и щелочно-базальтовой магмы	Ранне-среднеорогенный	Монцодиорит-гранитная (увильдинский)	C <sub>1-2</sub>	Субщелочной натриевый	Умеренно-высокощелочной магнезиально-железистый	La, Nb, Zr, Rb, Sr, Co	64-69	0.68	0.18	0.68	0.53	0.64
							>70	0.75	0.10	0.83	0.68	0.56
		Плагиигранитная (уразбаевский, пустозеровский, кундравинский)	O <sub>1</sub> S <sub>1</sub> C <sub>1</sub>	Известково-щелочной высокощелочной натриевый	Низко-умеренно щелочной магнезиально-железистый	Cu, Ni, Co	64-69	0.67	0.26	0.62	0.5	0.82
							>70	0.75	0.20	0.66	0.58	0.86
Производных палингеновой коровой магмы	Позднеорогенный	Гранит-лейкогранитная (сабанайский, «послемиастовый»)	P-T	Субщелочной калиево-натриевый	Высокощелочной железистый	Mo, Be, Sn, Nb (Cu, Pb, Cr)	>70	0.75	0.08	0.87	0.64	0.58

Помимо этого, для гранитоидной группы всех рассматриваемых петрохимических типов, а также протерозойских метаморфических пород, характерны повышенные концентрации фемафильно-халькофильных элементов (Cu, Pb, Ni, Cr). Но, наряду с этим, в жильных гранитах, пегматитах и частично в гранитах 2-го этапа мигматит-гнейсогранитной ассоциации отмечаются вышекларковые (до специализированных) содержания Zr и Nb, а в позднеорогенной гранит-лейкогранитной ассоциации – Mo, Sn, Nb, Be. Повышенные концентрации ниобия присущи также и метаморфическим породам.

---

---

---

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования представляют собой формационно-петрохимический анализ магматических сообществ, главным критерием которого является признак близости вещественного состава, а также общность происхождения.

Методика петрохимического анализа магматических ассоциаций разработана и опубликована автором ранее [171, 173, 176 и др.]. Были вычислены граничные величины петрохимических модулей для каждой группы магматитов, в последующем систематизированных по известковистости (ряду щелочности), степени щелочности, железистости и типу щелочности.

Общепризнанно, что в земной коре распространены гранитоиды трех основных генетических групп: 1) производные базальтовой и щелочнобазальтовой магмы; 2) палингенные (палингенно-анатектические); 3) ультраметаморфогенные. Не исключено, также, что может быть выделена еще одна группа гранитоидов, представляющих собой продукт смешения основной и кислой магм.

Гранитоиды, являющиеся дифференциатами основной (подкоровой и нижнекоровой) магмы и производными палингенной (среднекоровой) магмы, имеют заметные различия как в петрохимических, так и геохимических особенностях, что обусловлено изначально различным содержанием химических компонентов в магматических расплавах.

Существенное влияние на состав зарождающегося магматического очага, а следовательно и на химизм гранитоидов, как продуктов дифференциации и кристаллизации расплава, оказывает состав субстрата. Неоднократное переплавление одних и тех же участков земной коры в последовательно проявленные тектоно-магматические циклы приводит к образованию разновозрастных магматических комплексов, обусловленному миграцией магматических очагов из более глубинных фаций в гипабиссальную и сопровождающемуся унаследованием основных черт химизма переплавляемого вещества с возникновением «сквозных» петрохимически специализированных (особенно в отношении щелочей, железа и магния) серий магматических пород, а также мобилизацией рассеянных редких и рудных элементов из ранее сформированных гранитных массивов и концентрацией их в поздних дифференциатах наиболее молодой интрузии.

Признаки унаследованности химизма проявляются в преемственности петрохимической и геохимической специализации разновозрастных магматитов, что выражается в определенной направленности в поведении петрогенных компонентов, стабильности отношений их атомных количеств, а также в поведении и распределении некоторые групп рудных и редких элементов, что свидетельствует о тесной взаимосвязи петрохимической и металлогенической (геохимической) специализации магматических ассоциаций.

Особенно заметно влияние субстрата на состав ультраметаморфогенных гранитоидов, образованных в процессе гранитизации и метасоматоза осадочно-метаморфических толщ, поскольку состав подобных гранитоидов отражает весь спектр петрохимических особенностей замещенного субстрата.

Петрохимическая типизация гранитоидных ассоциаций основана на выявлении совокупности главных признаков изучаемых объектов, позволяющих разделить их на конкретные петрохимические типы по способу образования, составу исходного магматического расплава, кремнекислотности, ряду и типу щелочности. По этим признакам впервые в пределах Ильменогорского антиклинория Южного Урала выделены и охарактеризованы петрохимические типы гранитоидов разных генетических групп.

Первая генетическая группа представлена гранитоидами, возникшими в результате «магматического замещения», гранитизации и метасоматического преобразования осадочно-метаморфических толщ в нижних горизонтах земной коры в условиях высоких ступеней метаморфизма (амфиболитовой фации). К данной группе отнесены мигматит-гнейсогранитные массивы (Чашковско-Еланчиковский, Кисегачский, Кыштымский) ранне-среднеордовикского чашковского комплекса.

Гранитоиды второй группы, известные в литературе как «мантийные» или «базальтоидные», по уровню глубинности генерации магмы относятся к типу «подкорковых и нижнекорковых». Формирование этих гранитоидов связано, как правило, с расплавами, генерированными или в верхней мантии, или же в базальтовом слое и затем перемещенными в более верхние горизонты земной коры. При этом процесс миграции фронта магмообразования и взаимодействия расплавов основного состава с силикатными толщами земной коры сопровождается в той или иной мере гибридной дифференциацией и фракционированием которых может осуществляться внутри магматических камер на месте становления интрузивов. К этой генетической груп-

пе отнесены два петрохимических типа гранитоидных ассоциаций: субщелочной натриевый (среднеордовикский, возможно даже каменноугольный? увильдинский монцодиорит-гранитный комплекс в составе Увильдинского и Аргазинского массивов) и известково-щелочной высоконатриевый (раннеордовикский уразбаевский плагиигранитный, раннесилурийский пустозеровский габбро-плагиигранитный и раннекаменноугольный кундравинский плагиигранитный комплексы).

Гранитоиды третьей генетической группы (производные палингенной магмы) были сформированы в континентальной коре в результате анатексиса и палингенеза сиалических толщ, т. е. генерирование магматических расплавов происходило на более высоких «среднекоровых» уровнях с участием субстрата повышенной кремнекислотности. К этой группе пород отнесен субщелочной калиево-натриевый тип гранит-лейкогранитной ассоциации, представленный пермским сабанайским и пермо-триасовым, так называемым, «послемиаскитовым» комплексами. Гранитоиды этих комплексов идентичны по минерально-петрографическому составу и петро-геохимическим особенностям, близок и их возрастной рубеж. Отмеченные признаки несомненно свидетельствуют о возможном генетическом родстве сабанайских и «послемиаскитовых» гранитов и являются значимым аргументом для их объединения в один позднеорогенный гранит-лейкогранитный комплекс пермо-триасового возраста.

Оценивая потенциальную рудоносность разных петрохимических типов гранитоидных ассоциаций Ильменогорского антиклинория, необходимо отметить, что магматическим сообществам длинных, последовательно дифференцированных петрохимических серий (например монцодиорит-гранитная ассоциация) свойственна комплексная металлогеническая специализация на фемафильно-халькофильные, халькофильные и литофильные элементы; магматиты контрастных серий (габбро-плагиигранитная ассоциация) обладают признаками специализации преимущественно на халькофильные элементы; магматиты завершенных слабо дифференцированных серий (гранит-лейкогранитная ассоциация) характеризуются проявлением халькофильно-литофильной специализации.

Судя по петро-геохимическим и минералогическим признакам, монцодиорит-гранитная ассоциация может оказаться реально рудоносной в отношении золото-полиметаллической и золото-молибденовой минерализации; плагиигранитная (габбро-плагиигранитная) ассоциация является ограниченно перспективной в отношении связи с ней золото-полиметаллического (золото-сульфидного) оруденения; гранит-лейкогранитная ассоциация обнаруживает призна-

ки вольфрамовой специализации в сочетании с другими редкими и редкоземельными элементами, то есть эта ассоциация может рассматриваться как потенциально редкометальная.

Гранитоиды разных петрохимических типов имеют между собой заметные отличия по петро-геохимическим, минералогическим и металлогеническим особенностям. Но наряду с этим отмечается некоторое сходство гранитоидных групп по отдельным петрохимическим параметрам (в пределах определенных интервалов), что, вероятно, связано с влиянием на химизм гранитоидов общего фактора – состава вмещающих пород.

Исходные магмы гранитоидов разных петрохимических типов были генерированы, вероятно, на разных глубинных уровнях. И факт сонахождения в современном эрозионном срезе разноглубинных гранитных массивов отражает как возможную вертикальную миграцию магматических очагов, с одной стороны, так и наличие сложного блокового строения региона – с другой.



---

---

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович Г. Я., Гундобин Г. М., Таскин А. П.* Геохимические особенности гранитов и пегматитов разной глубинности в пределах редкометальной провинции Восточной Сибири // Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 7–20.

2. *Агамелян В. А., Джрбациян Р. Т., Меликсетян Б. М. и др.* Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических и метаморфических образований Армянской ССР // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюз. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. С. 259–260.

3. *Амшинский Н. Н.* Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных плутонов. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. 120 с.

4. *Афанасьев Л. М.* О металлогенической специализации мезозойских гранитов бассейна р. Джиды (Бурятская АССР) // Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964. С. 283–297.

5. *Баженов А. Г., Иванов Б. Н., Кошевой Ю. Н., Утенков В. А.* Послемиаскитовые амфиболсодержащие гранитные пегматиты северной части Ильменских гор // Минерал. и петрограф. Ю. Урала. Тр. ИГЗ УНЦ АН СССР. Вып. XX. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 37–41.

6. *Баженов А. Г., Иванов Б. Н., Кутепова Л. А.* О природе субстрата Ильменогорского метаморфического комплекса // Вопросы петрол. и металлогении Урала (Тез. докл. IV Урал. петрограф. конференции). Свердловск, 1981. С. 22–23.

7. *Балашов Ю. А.* О сопряженности корового и мантийного магматизма // ДАН СССР, 1977. Т. 236, № 4. С. 969–971.

8. *Барабашев Е. В., Чабан Н. Н.* Предверхнеюрские интрузии Центрального Забайкалья // Записки Забайкал. отд. Географ, об-ва СССР. Вып. 19. Чита, 1963. С. 7–25.

9. *Барсуков В. Л., Дурасова Н. А.* Металлоносность и металлогеническая специализации интрузивных пород района развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня) // Геохимия, 1966. № 2. С. 168–179.

10. *Батиева И. Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.

11. *Бауман Л., Кальбель Б., Крафт М. и др.* Минерагеня (металлогения) территории ГДР и примеры типичной минерализации // Минеральные месторожд. Европы. Центральная Европа. М.: Мир, 1988. С. 456–484.

12. *Белгородский Е. А.* Новые данные о магматизме и металлогении восточных зон Южного Урала // Сов. геол., 1983. № 7. С. 39–41.
13. *Бескин С. М.* О взаимозависимости магний-кальциевых и литий-рубидиевых параметров гранитных серий в оловорудных районах с различной металлогенией (на примере Восточного Забайкалья) // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 11. С. 82–92.
14. *Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б.* Редкометальные гранитные формации. Л.: Недра, 1979. 290 с.
15. *Беус А. А., Серов Э. А., Ситнин А. А. и др.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 195 с.
16. *Биндеман И. Н.* О возможных механизмах смешения магм // Геохимия, 1991, № 2. С. 291–296.
17. *Биндеман И. Н.* Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 632–644.
18. *Бобохов А. С.* Особенности химизма колчеданосных кислых вулканитов Южного Урала // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюз. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. С. 270–271.
19. *Бородаевская М. Б.* Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послеверхнеюрского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 6. С. 70–91.
20. *Бородаевская М. Б., Бородаевский Н. И.* Петрогенезис, структурные типы и металлогения малых интрузий // Прикладная геология. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 55–56.
21. *Бородаевская М. Б., Шмидт Л. М.* Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1956. Т. 85. Вып. 3. С. 12–18.
22. *Бородин Л. С.* О кислотности-основности магматических расплавов и изверженных пород // ДАН СССР, 1978. Т. 236. № 5. С. 1210–1213.
23. *Бородин Л. С.* Общие геохимические предпосылки связи редкометальных месторождений с гранитоидным магматизмом // Петрогенез и рудогенез. М.: Наука, 1983. С. 191–194.
24. *Бородин Л. С.* Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 260 с.
25. *Бородина Н. С.* К петрологии Еланчикского массива высокоглиноземистых гранитов (Южный Урал) // Ежегодник-1984 / ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1985. С. 64–65.
26. *Бородина Н. С., Феритатер Г. Б., Самаркин Г. И.* Варисская тоналит-гранодиоритовая формация Южного Урала // ДАН СССР, 1971. Т. 200. № 2. С. 411–414.

27. *Бородина Н. С., Ферштатер Г. Б.* Состав и природа мусковита из гранитов // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1988. Вып. 2. С.137–143.

28. *Бушляков И. Н., Соболев И. Д.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива на Урале. М.: Наука, 1976. 340 с.

29. *Бушляков И. Н., Баженов А. Г.* Геохимия галогенов в гранитоидах и метаморфитах ильменогорского комплекса. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1999. 73 с.

30. *Бюрноль Л.* Геохимические и петрографические черты различных типов лейкогранитов в северо-западной части Центрального Французского массива, их эволюция и связанная с ними минерализация // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 52–61.

31. *Ванштейн Б. Г., Марин Ю. Б., Скублов Г. Т.* Петрохимические критерии оценки редкометальной рудоносности гранитных массивов // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюз. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. С. 273–274.

32. *Виноградов А. Н.* О петрохимических типах гранитов вулканических ассоциаций // Проблемы петрол. Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 82–91.

33. *Виноградов А. Н., Дубровский М. И.* Условия механизма генерации гранитных магм в земной коре и верхней мантии // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюз. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. С. 109–110.

34. *Ворожук Д. В.* Петрохимические особенности гранитоидных бластомилонитов Ильменогорско-Сысертской зоны // Ежегодник Ин-та геол. и геохим. УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 71–74.

35. *Гайворонский Б. А., Гребенников А. М.* Вольфрамонасность и оловоносность мезозойских гранитов и грейзенов Шумиловского и Молодежного месторождений (Центральное Забайкалье) // Материалы по геол. Забайкалья. Зап. Забайкал. фил. Географ. об-ва СССР. Вып. XIXVII. Чита, 1972. С. 31–35.

36. *Гайворонский Б. А., Пермяков Б. Н., Сапожников В. П.* Рудно-магматическая зональность некоторых интрузивных куполов Восточного Забайкалья // Тектоника и металлогения областей орогенной активизации. Иркутск: ИГУ, 1986. С. 94–102.

37. *Ганеев И. Г.* К вопросу о первичной геохимической специализации гранитной магмы // Металлогенич. специализация магматич. комплексов. М.: Недра, 1964. С. 85–91.

38. *Ганеев И. Г., Сечина Н. П.* К вопросу о геохимических особенностях альбитизированных гранитов // Геохимия, 1962. № 3. С. 140–146.

39. *Гаррис М. А.* Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-ар-

гонового метода // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УР АН СССР, 1963. С. 83–97.

40. *Гаррис М. А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 150 с.

41. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1966. 717 с.

42. Геохимия магматизма / Ред. *Л. Н. Овчинников* и *Н. К. Дмитренко*. М.: Наука, 1982. 221 с.

43. *Глуховский М. З., Моралев В. М.* Гранитоиды раннего архея и тектонические условия формирования протоконтинентальной коры // Докл. РАН. 1996, № 6. С. 790–794.

44. *Говоров И. Н., Моисеенко В. Г., Михайлов М. А., Недашковский П. Г.* Источники рудных элементов и рудогенерирующие процессы эндогенных месторождений Дальнего Востока // Рудные провинция и генетич. типы месторожд. олова и вольфрама. Новосибирск: Наука, 1975. С. 70–87.

45. *Говоров И. Н., Недашковский П. Г., Леваиов Г. Б. и др.* Признаки геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока // Геохимич. критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. (Симпоз., ч. 1. Доклады). Иркутск, 1970. С. 83–145.

46. *Горжевский Д. М., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1965. 228 с.

47. *Грабежжев А. И., Чащухина В. А., Вигорова В. Г.* Геохимические критерии редкометальной рудоносности гранитоидов. Свердловск: УрО РАН СССР, 1987. 128 с.

48. *Гребенников А. М.* О редкометальной и оловянно-вольфрамовой специализации одного из гранитных массивов Забайкалья // Тез. докл. пятой геол. конф. Читинского геол. управления. Чита: ПТГО, 1966. С. 50–62.

49. *Гребенников А. М., Шемонаева Т. А.* Критерии оценки потенциальной редкометальной рудоносности гранитоидов кукульбейского интрузивного комплекса Восточного Забайкалья // Геология и геофизика, 1971. № 7. С. 34–41.

50. *Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И.* О возрасте и структурном положении гранитовых интрузий и связанных с ними оловянно-вольфрамовых месторождений в Центральном Забайкалье // Тр. ИГЕМ, 1956. Вып. 3. С. 236–269.

51. *Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И.* Особенности специализированных оловоносных гранитоидов Забайкалья и возможные условия образования месторождений олова // Металлогеническая специализация магматич. комплексов. М.: Недра, 1964. С. 157–186.

52. *Добрецов Н. Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 266 с.

53. *Добрецов Н. Л., Добрецов Г. Л.* К проблеме генезиса щелочно-салических пород // Геология и геофизика, 1983. № 1. С. 44–58.

54. *Доломанова Е. И.* Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности // Тр. Игем. вып. 33. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 299 с.

55. *Дубровский М. И.* Гранитные системы и граниты. Л.: Наука, 1984. 352 с.

56. *Дунаев В. А., Краснобаев А. А.* Об абсолютном возрасте пород Ильменских гор // Ильменогорский комплекс магматич. и метаморфич. пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. Т. I. С. 148–157. (Тр. Ильменского заповедника. Вып. IX).

57. *Ермолов П. В.* Генетические типы гранитоидов Зайсанской складчатой области и петрохимические критерии их рудоносности // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. С. 285–286.

58. *Жариков В. А.* Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ, 1996, Сер. 4. № 4. С. 3–12.

59. *Заварицкий А. Н.* Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М.: Главн. управление по заповедникам, 1939. 316 с.

60. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР. 1950. 400 с.

61. *Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Андреев Г. В.* Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция, М.: Наука, 1985. 231 с.

62. *Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А., Калманович М. Г.* Сосуществующие контрастные магмы в габбро-гранитных сериях подвижных поясов // Тектоника и металлогения зон активизации (структур Дива). Тез. докл. Второго междунар. симпоз. Часть I. Тектоника и магматизм. Благовещенск: Изд-во ДО АН СССР, 1991. С. 105–106.

63. *Захаров М. Н.* Петрохимические и геологические особенности Акатувеского массива и связанных с ними малых интрузий (Восточное Забайкалье) // Геохимия редких элементов в магматич. комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 97–131.

64. Земля. Введение в общую геологию. Кн. 1 и 2 / *Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др.* М.: Мир, 1974. 845 с.

65. *Знаменский Е. Б., Бабкин А. С., Скурский М. Д.* Некоторые геохимические особенности гранитоидов, специализированных в отношении танталового оруденения // Вестн. научн. информ. Заб-го отд. Географ. об-ва СССР, 1965. № 3. С. 23–27.

66. *Знаменский Е. Б., Конусова В. В., Кринберг И. А. и др.* Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах // Геохимия, 1962, № 9. С. 800–812.

67. Зоубек В., Таусон Л. В., Козлов В. Д. Первые результаты геохимического и геотектонического сопоставления оловоносных гранитоидов Рудных Гор (Чехословакия) и Восточного Забайкалья (СССР) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973. № 5. С. 13–24.
68. Иванов Б. Н., Баженов А. Г., Кошевой Ю. Н. Петрография и петрохимия гранитных мигматитов Ильменогорского щелочного комплекса // Щелочные породы и гранитоиды Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 61–78.
69. Иванов Б. Н., Баженов А. Г. и др. Новые данные о геологическом строении метаморфического субстрата Ильменских гор // Доордовикская история Урала. Вулканизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 47–68.
70. Иванов Б. Н., Баженов А. Г., Кошевой Ю. Н. О параавтохтонном граните северной части Ильменогорского комплекса // Петрограф. исследов. ультраосновных и щелоч. пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 81–90.
71. Иванов Б. Н., Нишанбаева Т. Л., Баженов А. Г. и др. О возможной первичной природе гнейсов Ильменогорского комплекса // Геохимия вулканич. и осадочн. пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 75–84.
72. Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1976. 151 с.
73. Изох Э. П. О классификации габбро-гранитных серий в металлогенетических целях // Мат-лы IV Всесоюзн. петрограф. совещания. Баку: Изд-во АН СССР, 1969. С. 325–327.
74. Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 135 с.
75. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 362 с.
76. Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 246 с.
77. Ицксон М. И. Петрохимические особенности и металлогенетическая специализация интрузивных комплексов (на примере Дальнего Востока) // Бюлл. Всесоюзн. н.-и. геол. ин-та, 1960. № 2. С. 137–145.
78. Караева З. Г. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов // ДАН СССР, 1968. Т. 179. № 6. С. 1436–1439.
79. Калинин Е. П. Петрохимическая и геохимическая специализация гранитов и кислых вулканитов Приполярного Урала // Тр. Ин-та геол. Коми научн. центра УрО РАН, 1997. № 94. С. 5–10.

80. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
81. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
82. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 208 с.
83. Коваленко В. И., Антипин В. С., Петров Л. Л. Коэффициенты распределения бериллия в онгонитах и некоторые вопросы его поведения в редкометальных литий-фтористых гранитах // Геохимия, 1977, № 8. С. 1159–1172.
84. Коваленко В. И., Руб М. Г. Рудоносность кислых и средних магматических пород // Рудоносность магматич. ассоциаций. М.: Наука, 1988. С. 5–25.
85. Козлов В. Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. М.: Наука, 1985. 302 с.
86. Козлов В. Д., Свадковская Л. Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 251 с.
87. Козырев В. В., Ежков Ю. Б. Геохимическая специализация интрузивных комплексов и вопросы прогнозно-металлогенических построений / / Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня (на примере Чаткальской и Кураминской подзон). Ташкент: ФАН, 1972. С. 281–289.
88. Колесниченко П. П. Геохимические особенности олово-вольфрамоносных гранитов и их поисковое значение // Геохимия и минерал. рудн. месторожд. Сев.-Востока СССР. Магадан, 1989. С. 44–52.
89. Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. М., Петрова М. А. Эффузивные и интрузивные комплексы Западной части Сарысу-Тенизского водораздела // Советская геология, 1963. № 7. С. 24–50.
90. Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов // Металлогенич. специализация магматич. комплексов. М.: Недра, 1964. С. 7–24.
91. Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Критерии связи оруденения с магматизмом // Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М.: Недра, 1965. С. 50–133.
92. Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Проблемы металлогенической специализации магматических комплексов // Пробл. геол. минеральных месторожд., петрологии и минерал. М.: Наука, 1969. С. 82–97.
93. Корнилов Н. А. Петрохимические критерии рудоносных гранитоидов кристаллического фундамента // ДАН БССР, 1990. № 4. С. 353–356.

94. *Кортусов М. П.* Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Т. 1. Нижнепалеозойские интрузивные комплексы. Томск: Изд-во Томского университета, 1967. 226 с.
95. *Косалс Я. А.* Основные черты геохимии рудных элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 232 с.
96. *Косалс Я. А.* Поведение бериллия, бора, лития и фтора в процессе гидротермального метаморфизма гранитоидов // Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971. С. 164–207.
97. *Косалс Я. А., Мазуров М. П.* Поведение молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала в процессе становления Биту-Джидинского гранитного массива (Юго-Западное Забайкалье) // Геохимия, 1970. № 6. С. 731–743.
98. *Костюк В. П., Базарова Т. Ю., Кузнецова И. К.* О составе дифференциатов базальтоидных расплавов // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. С. 124–125.
99. *Краснобаев А. А.* Основные итоги и проблемы геохронологического изучения Урала // Доордовикская история Урала. Вулканизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 28–39.
100. *Краснобаев А. А., Ленных В. И. и др.* Реликты гранулитового метаморфизма в породах Ильменогорского комплекса (Южный Урал) // ДАН СССР, 1980. Т. 235. С. 1193–1196.
101. *Краснобаев А. А., Ронкин Ю. Л., Степанов А. И., Летишина О. П.* О возрасте гранитизации и природе субстрата гнейсов Сысертско-Ильменогорского комплекса // Ежегодник-1977. Свердловск: ИГ УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–6.
102. *Кузевный В. С.* Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 340 с.
103. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 365 с.
104. *Кузнецов Ю. А., Изох Э. П.* Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // Проблемы петрологии и генетич. минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969. С. 7–20.
105. *Кузнецов Ю. А., Янишин А. Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика, 1967. № 10. С. 108–121.
106. *Кузнецов А. А.* Тектоно-магматический процесс. Л.: Недра, 1977. 118 с.
107. *Кузьмин В. И.* О специализации магматических комплексов в отношении бора на примере отдельных районов Красноярского края // Металлогенит. специализация магматич. комплексов. М.: Недра, 1964. С. 198–221.

108. Кузьмин М. И., Антипин В. С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья // Геохимия редких элементов в магматич. комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 132–185.

109. Курприянова И. И., Кукушкина О. А., Шпанов Е. П. Петрология, геохимия и типоморфные свойства флюорита гранитоидов Салминского плутона Карелии // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 537–560.

110. Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Эволюция интрузивных формаций в истории геологического развития и ее причины // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. С. 92–94.

111. Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских – Вишневых гор. М.: Наука, 1974. 222 с.

112. Левин В. Я., Басов В. М., Баженов А. Г. и др. Новые данные о геологии Ильменских гор // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. 1-го Урал. петрограф. совещания. Т. III. Свердловск: УФ АН СССР, 1963. С. 121–131.

113. Левин В. Я., Панков Ю. Д. Вопросы мигматизации и гранитизации пород района восточной и южной части Ильменских гор // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. (Тр. 1-го Урал. петрограф. совещания. Т. III). Свердловск: УФ АН СССР, 1963. С. 203–218.

114. Левин В. Я., Левина И. А. Состав лейкократовых мобилизатов в гранитных мигматитах Ильменогорского комплекса // Ежегодник-1971. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972. С. 25–28.

115. Левин В. Я., Левина И. А. К вопросу о выделении на Урале позднепалеозойской сиалической субформации плагиогранитов // Ежегодник-1972. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 86–88.

116. Леонтьев А. Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969. 166 с.

117. Леонтьев А. Н. Гранитоидный магматизм и вопросы геодинамики. М.: Наука, 1982. 199 с.

118. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.

119. Летников Ф. А., Бальшев С. О., Лашкевич В. В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника, 2000. № 1. С. 3–22.

120. Летников Ф. А., Бальшев С. О., Лашкевич В. В. Гранито-гнейсовые купола как пример самоорганизующихся систем в литосфере // Докл. РАН, 2000. № 1. С. 67–70.

121. Литвиновский Б. А. Роль мантийного вещества в формировании фанерозойских гранитоидных массивов Бурятского Забайкалья // Геология и геофизика, 1978. № 2. С. 17–32.

122. *Литвиновский Б. А.* Роль коры и мантии в формировании известково-щелочных и щелочных гранитных магм // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. С. 130.

123. *Литвиновский Б. А.* Влияние мантийного вещества на состав гранитоидных магм // Геохимия, 1983. № 7. С. 981–999.

124. *Литвиновский Б. А.* Эволюция геодинамических режимов как ведущий фактор химизма гранитоидов во времени // Тектоника и металлогения зон активизации (структур Дива). Тез. докл. Второго междунар. симпоз. Часть 1. Тектоника и магматизм. Благовещенск: Изд-во ДО АН СССР, 1991. С. 92–94.

125. *Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н., Ляпунов С. М. и др.* Условия образования комбинированных базит-гранитоидных даек (Шалутинский массив Забайкалья) // Геология и геофизика, 1995. Т. 36. № 7. С. 3–32.

126. *Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н., Калманович М. А.* Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив Забайкалья // Петрология, 1995. № 2. С. 133–157.

127. *Лугов С. Ф.* О металлогенической специализации мезозойских гранитоидов Чукотки // Металлогенич. специализация магматич. комплексов. М.: Недра, 1964. С. 187–197.

128. *Лучицкая М. В.* Плагиограниты офиолитового массива Куюль (северо-восточная Камчатка, Корякское нагорье) // Офиолиты, 1996. № 2. С. 131–138.

129. *Лучицкая М. В.* Тоналит-грандьемитовый магматизм различных геодинамических обстановок // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1996. № 2. С. 3–22.

130. *Львов Б. К.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Ю. Урал). Л.: ЛГУ, 1965. 164 с.

131. *Львов Б. К., Ветрин В. Р., Кетрис М. П.* Геологическое положение и петрографические особенности гранитоидов Джабыкско-Суундукского района (Южный Урал) // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: ЛГУ, 1964. Т. 2. С. 54–95.

132. *Львов Р. К., Кетрис М. П., Петрова Н. И.* Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Упала // Магматич. формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Урал. петрограф. совещания. Т. 4. Свердловск: УФ АН СССР, 1971. С. 9–20.

133. *Ляхович В. В.* Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. М.: Наука, 1983. 254 с.

134. *Ляхович В. В.* Вольфрамоносые граниты. М.: Наука, 1989, 255 с.

135. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. Ч. 1. 365 с.; Ч. 2. 300 с.

136. Магматическая кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Т. Ю. Базарова, И. Т. Бакуменко, В. Л. Костюк и др. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.

137. *Маракушев А. А.* Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 254 с.

138. *Марин Ю. Б.* Модели формирования многофазных интрузивов и закономерности развития поздне-постмагматической минерализации // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. С. 131–132.

139. *Марин Ю. Б.* Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 210 с.

140. *Марин Ю. Б., Скублов Г. Т., Ванштейн Б. Г.* Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитных формаций. Л.: Недра, 1983. 151 с.

141. *Материков М. П.* Геологические условия появления специализированных интрузий // Металлогенич. специализация магматич. комплексов. М.: Недра, 1964. С. 92–124.

142. *Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещен. полезн. ископ. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 163–240.

143. *Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцева Н. А.* Системы петрографических критериев рудоносности магматических комплексов // Петрол. литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещ. Л.: Недра, 1981. С. 248–250.

144. Мезозойские металлоносные интрузии Шилка-Олекминского района (Северо-восточное Забайкалье) / Ю. В. Казыцын, Г. В. Александров, Е. Н. Панов и др. М.: Недра, 1967. 183 с.

145. Мезозойские металлоносные гранитоиды Восточного Забайкалья // Тр. Всесоюзн. н.-и. ин-та, 1975. Вып. 236. С. 71–111.

146. Металлогеническая специализация магматических комплексов / Ред. В. С. Коптев-Дворников и М. Г. Руб. М.: Недра, 1964. 230 с.

147. *Милн Г. С., Керр А.* Среднекоровые посторогенные гранитные интрузии: данные роговообманковой геобарометрии // Петрология, 1995. Т. 3. № 3. С. 310–324.

148. *Налетов Б. Ф.* Гранитоиды с оловянным, вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением. Новосибирск: Наука, 1981. 230 с.

149. *Налетов Б. Ф.* Петрохимические признаки интрателлурического регулятора щелочности в магмообразовании // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. С. 192–211.

150. *Недашковский П. Г.* Петрогеохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. 204 с.
151. *Недашковский П. Г., Левашов Г. Б., Лаговская Е. А. и др.* Распределение вольфрама и молибдена в породообразующих минералах гранитоидов Дальнего Востока // Вопросы геол., геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток: СО АН СССР, 1970. С. 170–173.
152. *Некипелая С. А., Некипелый В. Л.* Петрогеохимическая типизация магматических пород // Пробл. геол. Сибири. Тез. докл. научн. конф., посвящ. 75-летию геол. образов. в Томском ун-те, Томск, 3–5 апр. 1996. Т. 2. Томск, 1996. С. 31–32.
153. *Некрасов И. Я.* Магматизм и металлогения северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Закономерн. размещения полезн. ископ. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 475–525.
154. *Некрасов И. Я.* Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1977. 379 с.
155. *Ножкин А. Д., Туркина С. М., Бибииков Е. В. и др.* Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геол. и геоф., 1999. № 9. С. 1305–1313.
156. Новые данные о гранитоидах Восточно-Уральского поднятия (Южный Урал) / *В. И. Сначев, В. П. Муркин, Д. И. Кошут, М. А. Романовская* // ДАН СССР, 1990. Т. 310. № 1. С. 171–173.
157. *Овчинников Л. Н.* Геологические и физико-химические условия образования плутогенных гидротермальных месторождений // Эндеогенные рудные месторождения. Докл. сов. геологов на XXIII сес. МГК. Пробл. 77. М.: Наука, 1968 С. 52–62.
158. *Овчинников Л. Н., Степанов А. И. и др.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматич. формации, метаморфизм, металлогения Урала. Общие вопросы магматизма и метаморфизма. Т. 1. Свердловск: УФ АН СССР, 1969. С.173–204.
159. *Орлов Д. М., Орлова М. П., Смелова Л. В.* К проблеме петрохимической и геохимической специализации магматических формаций // Геохимия, 1999. № 10. С. 1087–1095.
160. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / *Б. Г. Ферштатер, Н. С. Бородина, М. С. Рапопорт и др.* Миасс: УрО РАН, 1994. 245 с.
161. *Павлова Т. Г.* О возрасте гнейсово-мигматитовых комплексов Южного Урала // Бюлл. МОМ. Отд. геол., 1988. Т. 63. № 1. С. 103–109.
162. *Панков Ю. Д.* Ильменогорский метаморфический комплекс // Ильменогорский комплекс магматич. и метаморфич. горных пород. Свердловск: УФ АН СССР, 1971. Т. 1. С. 61–129 (Тр. Ильменского заповедника. Вып. IX).

163. *Панков Ю. Д., Турбанов В. Ф., Парашина Т. Н.* Основные черты строения и развития южной части Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория на Южном Урале // *Метаморфизм горных пород Урала*. Тр. Свердл. горн. ин-та, 1970. С. 27–33.

164. *Паняк С. Г.* Петрогенетические аспекты формирования континентальной коры Земли // *Изв. Урал. горно-геол. акад.*, 1996, № 5. С. 9–14.

165. *Пермяков Б. Н.* Основные критерии и формы связи оруденения с верхнемезозойскими магматическими формациями и рудоконтролирующие факторы в Юго-Западном Приаргунье // *Вопросы геол. Прибайкалья и Забайкалья*. Вып. 7. Ч. 2. Чита: Изд-во Заб. фил. географ. об-ва СССР, 1970. С. 18–25.

166. *Пермяков Б. Н.* Металлоносность среднеюрской гранит-липаритовой формации Витим-Каренгинского антиклинория // *Геол. рудных полезн. ископ. Забайкалья и смежных территорий*. Тез. докл. Чита: Изд-во Заб. ф-ла Географ. об-ва СССР, 1981. С. 57–59.

167. *Пермяков Б. Н.* Петрохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных формаций Забайкалья // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1983. № 8. С. 82–91.

168. *Пермяков Б. Н.* Куполовидные поднятия как одна из форм проявления постгеосинклинального гранитообразования в Забайкалье // *Гранитогнейсовые купола*. Тез. докл. Всесоюзн. совещ. Иркутск: Изд-во СО АН СССР, 1983. С. 56–58.

169. *Пермяков Б. Н.* Металлогенические особенности гранит-липаритовой формации Витим-Каренгинской зоны // *Новые данные по металлогении Забайкалья*, Чита: Изд-во Заб. фил. Географ. об-ва СССР, 1983. С. 125–140.

170. *Пермяков Б. Н.* Петрохимические параметры как индикаторы потенциальной рудоносности магматитов // *Металлогения и прогноз полезн. ископ. Мат-лы чтений памяти акад. С. С. Смирнова*. Чита: Изд-во Заб. фил. Географ. об-ва СССР, 1986. С. 76–78.

171. *Пермяков Б. Н.* Петрохимическая диагностика потенциальной рудоносности магматических горных пород. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 60 с.

172. *Пермяков Б. Н.* Об унаследованности химизма гранитоидов от архея по мезозой на примере Забайкалья // *Формационный анализ магматитов*. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 142–144.

173. *Пермяков Б. Н.* Диагностика рудоносных магматических пород по петрохимическим признакам // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1990, № 5. С. 35–46.

174. *Пермяков Б. Н.* Руднопетрохимические элементы земной коры. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 62 с.

175. *Пермяков Б. Н.* Петрохимические типы рудоносных гранитоидов зон мезозойской активизации Забайкалья // Тектоника и металлоген. зон активизации (структур Дива). Тез. докл. Второго междунаро. симпозиума. Ч. 1. Благовещенск: Изд-во ДО АН СССР, 1991. С. 116–118.
176. *Пермяков Б. Н.* Кисегачский гранитный массив (Южный Урал). Миасс: УрО РАН, 1999. 224 с.
177. *Пермяков Б. Н.* Чашковско-Еланчиковский мигматит-гнейсогранитный массив (Южный Урал). Миасс: УрО РАН, 2000. 187 с.
178. *Пермяков Б. Н.* Петрохимическая типизация магматических ассоциаций // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. 1. (Второе Всероссийское петрографическое совещание). Сыктывкар: УрО РАН, 2000. С. 159–161.
179. *Пермяков Б. Н., Пермякова И. А.* Петрохимические типы рудоносных гранитоидов. Кн. 1. Группа гранитоидов – производных щелочно-базальтоидной магмы. Миасс: УрО РАН, 1995. 175 с.
180. *Пермяков Б. Н., Пермякова И. А.* Петрохимические типы рудоносных гранитоидов. Кн. 2. Группа палингенных гранитоидов. Миасс: УрО РАН, 1997. 282 с.
181. *Пермяков Б. Н., Семьякин Н. Н.* Петро- и геохимические особенности процессов формирования Ханинского гранитогнейсового вала (Северное Забайкалье) // Гранитогнейсовые купола. Тез. докл. Всесоюз. совещ. Иркутск: Изд-во СО АН СССР, 1983. С. 137–139.
182. *Пермяков Б. Н., Сапожников В. П.* Харалга-кукульбейский редкометальный петрохимический тип гранит-лейкогранитной ассоциации // Геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири. Тез. докл. к регион. научн. конф. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1986. С. 101–102.
183. Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюз. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. 360 с.
184. *Пламеневская Н. Л.* К петрологии и металлогении герцинских гранитоидов (на примере интрузий Шетского района Центрального Казахстана) // Геол. и геохимия гранитных пород. М.: Наука, 1965. С. 15–69.
185. *Подольский А. М.* Геохимический и минералогические признаки ниобиеносных гранитов на примере некоторых массивов северо-западной части Центрального Казахстана // Металл. спец. магматич. комплексов. М.: Недра, 1964. С. 267–282.
186. *Попов В. А., Попова В. И., Поляков В. О., Макагонов Е. П.* Материалы по геологии пегматитов Ильменских гор // Петрограф. ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 101–113. (Тр. Ильменского заповедника. Вып. XXII).

187. *Попов В. С.* Петролого-геохимическая модель формирования орогенных известково-щелочных серий // Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. С. 93–124.
188. *Попов В. С.* Источники гранитных магм в европейских варисцидах. Статья II. Возможный состав корового вещества в зонах гранитообразования // Изв. вузов. Геол. и разведка, 1995. № 3. С. 48–60.
189. *Попов В. С., Ляпунов С. М., Богатов В. И.* Сравнительная геохимия герцинских гранитных пород Урала // Геохимия, 1998. № 1. С. 989–1008.
190. *Попова В. И., Попов В. А., Поляков В. О., Щербакова Е. П.* Пегматиты Ильменских гор. Миасс: УрО РАН, 1996. 48 с.
191. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций / *В. Л. Массайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др.* Л.: Недра, 1983. 239 с.
192. Проблема образования гранитов. М.: ИЛ, 1949. 335 с.
193. Проблема образования гранитов. М.: ИЛ, 1950. 335 с.
194. *Пучков В. Н., Рапопорт М. С., Ферштатер Г. Б. и др.* Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на Восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении. Свердловск: УрО АН СССР, 1986. С. 85–94.
195. *Рабинович А. В., Баскова З. А.* Характер распределения свинца в некоторых гранитоидах Восточного Забайкалья // Геохимия, 1959. № 6. С. 546–551.
196. *Рапопорт М. С., Ферштатер Г. Б., Ананьева Е. М. и др.* Гранитоиды Урала как индикаторы его глубинного строения и тектонической эволюции // Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1980. С. 61–76.
197. *Рапопорт М. С., Рудица Н. И., Глушкова Г. А.* Мигматитовые и гранито-гнейсовые купола на Урале – случайность или закономерное явление? // Геол. метаморф. комплексов. Урал. гос. горно-геол. акад. Екатеринбург, 1996. С. 57–73.
198. *Рейф Ф. Г.* Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука. 1990. 179 с.
199. *Роненсон Б. М.* Гранитообразование в глубинных метаморфических комплексах // Гранитообразование и летучие. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 118–129.
200. *Роненсон Б. М., Левин В. Я., Баженов А. Г.* Палингенно-метасоматические образования северной части Ильменогорского щелочного комплекса // Щелочн. породы и гранитоиды Ю. Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 3–30. (Тр. Ильменского заповедника. Вып. XXIV).

201. Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Гладков Н. Г. и др. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов // Гранитоиды складч. и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977. С. 197–233.
202. Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С. Акцессорные минералы как один из индикаторов комагматичности и металлогенической специализации эффузивных, субвулканических и интрузивных образований (на примере Северо-Востока СССР) // Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматич. и металлогенич. специализации магматич. комплексов. М.: Наука, 1965. С. 7–38.
203. Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Хазов Г. А. и др. К петрохимии докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974. № 4. С. 42–60.
204. Руб М. Г., Онихимовский В. В., Макеев Б. В. Петрохимические критерии связи оруденения с гранитоидами (на примере Мяо-Чанского района) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961. № 9. С. 3–23.
205. Руб М. Г., Павлов В. А., Гладков Н. Г. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических образований // Петрол. литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещ. Л.: Недра, 1981. С. 323–324.
206. Руб М. Г., Руб А. К. Связь редкометального, оловянного и вольфрамового оруденения с магматизмом // Принципы прогнозирования эндоген. оруденения в Восточно-Азиатских вулк. поясах СССР. Мат-лы Всесоюзн. совещания, Хабаровск; М., 1990. С. 47–57.
207. Руб А. К., Руб М. Г. Распределение редкоземельных элементов в минералах рудоносных гранитов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991. № 2. С. 42–56.
208. Рудакова Ж. Н. Оловоносные гранитоиды Юго-Западного Забайкалья. М.: Недра, 1973. 192 с.
209. Рудник В. А., Беляев Г. М., Богдаева М. В. и др. Направленность петрохимической эволюции магматизма // Проблемы геохимии. М.: ВСЕГЕИ, 1975. (Тр. ВСЕГЕИ. Т. 241. С. 19–43).
210. Рудоносность магматических ассоциаций / Ред. В. И. Коваленко, О. А. Богатиков. М.: Наука, 1988. 288 с.
211. Рундквист Д. В., Марков К. А., Никитин Н. В. и др. Формационный анализ магматических образований при металлогенических исследованиях // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1988. С. 253–255.
212. Рябчиков И. Д. Роль летучих компонентов в мантийном маглообразовании // Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. VI Всесоюзн. петрограф. совещания. Л.: Недра, 1981. С. 99–100.

213. Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я. Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. М.: Наука, 1988. 209 с.

214. Санин Б. П., Зорина Л. Д. Некоторые особенности свинцово-цинковых месторождений разных генетических типов Кличкинского рудного района // Ежегодник-1971. Новосибирск: Наука, 1972. С. 230–232.

215. Сапожников В. П., Пермяков Б. Н. Адун-Челон-Шерловогорский интрузивный купол // Геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири (Тез. докл. к регион. научн. конф.) Иркутск: ИГУ, 1986. С. 101–102.

216. Сизых В. И., Корнева А. Р. Бом-Горхонский вольфрамоносный массив и его минерально-геохимическая зональность // Редкометалл. оружие гранитоидов Забайкалья. Чита: Изд-во Заб. фил. Географ. об-ва СССР, 1972. С. 27–40.

217. Сизых В. И., Пермяков Б. Н., Скворцов В. А. и др. Особенности формирования магматизма и рудоносности в условиях орогенной активизации Забайкалья // Петрология, рудоносность и корреляция магматич. и метаморфич. образований, флюидный режим эндогенных процессов. Тез. докл. к IV Вост.-Сиб. регион. петрограф. совещанию, 1985. Иркутск, 1985. С. 66–67.

218. Сморгачев И. Е. К определению понятия “металлогеническая специализация магмы” // Металлогенич. специализация магматич. комплексов. М.: Недра. 1964. С. 25–31.

219. Соболев И. Д. О гранитных формациях Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I-го Урал. петрограф. совещания. Т. III. Свердловск: УФ АН СССР, 1963. С. 5–10.

220. Сорвачев К. К. Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах. М.: Наука, 1978. 122 с.

221. Таусон Л. В. Потенциальная рудоносность и рудная продуктивность гранитных интрузий // Проблемы магматич. геол. Новосибирск: Наука, 1973. С. 330–341.

222. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

223. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.

224. Таусон Л. В., Захаров М. Н. Геохимия вулcano-плутонической ассоциации калиевых базальтоидов в Юго-Восточном Забайкалье // ДАН СССР, 1973. Ч. II. № 3. С. 697–700.

225. Таусон Л. В., Цамбел Б., Козлов В. Д. и др. Геохимические черты оловоносных гемеридных гранитов Словакии // Опыт корреляции магматич. и метаморфич. пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука. 1977. С. 262–270.

226. Таусон Л. В., Козлов В. Д., Паливцова М., Цембальникова А. Геохимические особенности гранитоидов Среднечешского плутона и некоторые вопросы их генезиса // Опыт корреляции магматич. и метаморфич. пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука, 1977. С. 145–161.
227. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 (Объяснительная записка) / И. Д. Соболев, С. В. Автонец, Р. П. Белковская и др. Свердловск: ПГО “Уралгеология”, 1983. 168 с.
228. Типоморфизм минералов (Справочник) / Ред. Л. В. Чернышева. М.: Недра, 1989. 558 с.
229. Тишendorf Г., Шуст Ф., Вастернак Ю. К геохимической эволюции варисийских гранитов и связанных с ними постмагматических образований в западных Рудных Горах (Фотланд, ГДР) // Проблемы геохимии эндоген. процессов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 81–93.
230. Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 173 с.
231. Туезов И. К. Литосфера и астеносфера Азиатско-Тихоокеанского региона // Тектоника и металлогения зон активизации (структур Дива). Тез. докл. Второго междунар. симпоз. Часть 1. Тектоника и магматизм. Благовещенск: Изд-во ДО АН СССР, 1991. С. 20–21.
232. Туркина О. М., Бобров В. А., Кареев А. Д., Мельгунов М. С. Редкоэлементный состав и модели образования трондъемитов гранит-зеленокаменной области Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1995. Т. 36. № 7. С. 23–33.
233. Феритатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 222 с.
234. Феритатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
235. Феритатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрохимические критерии генетической связи габбро и ассоциированных с ними гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 9.
236. Феритатер Г. Б., Беа Ф., Боронина Н. С. Геохимические особенности гранитоидов Урала как основа его тектонического и металлогенического районирования // Металлогения складч. систем с позиций тектоники плит. Тез. докл. Всерос. металлоген. совещ. Екатеринбург, 1994. С. 140–141.
237. Флеров Б. Л., Трунилина В. А., Яковлев Я. В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.
238. Хамрабаев И. Х. Фемические минералы как критерий потенциальной металлоносности магматических формаций и некоторые аспекты полярности их составов и парагенезисов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970. № 3. С. 3–16.

239. *Цамбел Б., Каменицкий Л., Матула А. и др.* Сравнительная геолого-петрографическая характеристика оловоносных гранитов Словакии и некоторых регионов СССР // Опыт корреляции магматич. и метаморфич. пород Чехословакии и некоторых районов СССР. М.: Наука, 1977. С. 241–261.
240. *Чесноков С. В.* Проблема ильменогорских гнейсов // Ильменогорский комплекс магматич. и метаморфич. пород. Свердловск: УФ АН СССР, 1971. Т. 1. С. 23–32. (Тр. Ильменского заповедника. Вып. IX).
241. *Чесноков В. С.* Ильменогорские гнейсы в тектоническом аспекте // Проблемы петрологии, геохимии, минералогии щелочных пород. Свердловск: УФ АН СССР, 1974. С. 27–39.
242. *Четвериков С. Д.* Руководство к петрохимическим пересчетам М.: Гостеолтехиздат, 1956. 246 с.
243. *Шеремет Е. М., Козлов В. Д.* Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов молибденового пояса Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 131 с.
244. *Шеремет Е. М., Есипчук К. Е., Федотова Л. А.* Петрохимическая характеристика редкометалльных гранитов Украинского щита и Рудных Гор (ФРГ) // Геохимия, 1994. № 4. С. 513–524.
245. *Шинкарев Н. Ф., Григорьева Л. В.* Гранитоидные серии коллизионных зон (Петролого-геохимические особенности и вопросы генезиса) // Вестн. С.-Петерб. ун-та, 1995. Сер. 7. № 4. С. 9–11.
246. *Шоу М. Д.* Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра, 1969. 206 с.
247. *Штейнберг Д. С.* Интрузивные формации Урала // Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала. М.: Гостеолтехиздат, 1961. Вып. 8. С. 22–44.
248. *Штейнберг Д. С.* Геологическая история Урала и петрология // Магматизм, метаморфизм, рудообразование в геол. истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 39–58.
249. *Штейнберг Д. С., Левин В. Я.* Основные проблемы геологического строения, истории формирования и состава Ильменогорского комплекса метаморфических и магматических горных пород // Ильменогорский комплекс магматич. и метаморфич. пород. Свердловск: УФ АН СССР, 1971. Т. 1. С. 6–22 (Тр. Ильменского заповедника. Вып. IX).
250. *Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б.* Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций // ДАН СССР, 1968. Т. 182. № 11. С. 918–921.
251. *Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. и др.* Основные проблемы петрологии и геохимия гранитоидов // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 3–33.
252. *Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии / Г. Б. Ферштатер, Л. В. Малахова, Н. С. Бородина и др.* М.: Наука, 1984. 264 с.

253. *Abbot Dallas H., Ricardi Karen., Defant Marc.* Models for the evolution of subduction – zone magmatism // 30-th Int. Geol. Congr., Beijing, 4–14 Aug., 1996. Abstr. vol. 3. Beijing, 1996. P. 580.
254. *Baily D. K., Makdonald R.* Alkaline-feldspar fractionation trends and the derivation of peralkaline liquids // *Amer. J. Sci.*, 1969. V. 267. P. 242–248.
255. *Barberi F., Ferrara G., Santacrose R., Teenil M., Varet J.* A transitional basalt pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // *J. Petrol.*, 1975. V. 16. № 1. P. 22–56.
256. *Barker P. E.* Peralkaline acid volcanic rocks of oceanic islands // *Bull. vulcanol.*, 1974/1975. V. 38. № 3. P. 737–754.
257. *Bonin B.* A-type granite ring complex: Manteo origin through crustal filters and the anorthosite – rapakivi magmatism connection // *Petrol. and Ocean Crusts: Vol. dedicut. Prof. Jenn Micnot. Bruxelles*, 1996. P. 201–217.
258. *Brown Michael, Piccoli Philip M.* The origin of granites and related rocks // *Us Geol. Surv. Circ.*, 1995. № 1129. P. 1–168.
259. *Chappel B. W., White A.J.R.* Two contrasting granite types // *Pacif. Geol.*, 1974. № 8. P. 173–174.
260. *Clemens J. D.* Granitic magma dynamics // *J. Geol. Soc.*, 1998. № 5. P. 841.
261. *Hatzipanagioti K., Tsikonras B.* Plagiogranites in the Hellenic ophiolites: Pap. International ophiolite Symposium (IOS'98) “Generation and Emplacement of Ophiolites Through Time”, Oulu, Aug., 10–15, 1998 // *Ophioliti*, 1999. № 2. P. 223–292.
262. *Imeokparia E. G.* Geochemical aspects of the evaluation and mineralization of the Amo Younger Granite Complex (Northern Nigeria) // *Chem. Geol.*, 1983. V. 40. № s. P. 293–312.
263. *Pitcher W. S.* The nature ascent and emplacement of granitic magmas // *J. Geol. Soc. London*, 1979. V. 136. P. 627–662.
264. *Radain A. M., Fyfe W. S., Kerrick R.* Origin of peralkaline granites of Saudi Arabia // *Contribs Mineral, and Petrol.*, 1981. V. 78. № 3. P. 358–366.
265. Uralian magmatism: An overview: selec.Pap. 7<sup>th</sup> Urals Project Workshop, Granada, March 23–25, 1996 / *Fershtater G. B., Montero P., Borodina N. S., Pushkarev E. B., Smirnov V. N., Bea F.* // *Tectonophysics*, 1997. № 1–4. P. 87–102.
266. *White A. J. R.* Sources of granitic magmas // *Geol. Soc. Amer. Ann. Gen. Meeting*, 1979. P. 539.

---

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	3
Глава 1. ОСНОВЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ (ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ) ТИПИЗАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ .....	6
Глава 2. ГРУППА УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ .....	18
2.1. Дифференцированный известково-щелочной – субщелочной натриевый тип мигматит-гнейсо- гранитной ассоциации .....	18
2.1.1. Структурные особенности и вещественный состав мигматит-гнейсогранитных массивов Ильменогорского антиклинория .....	18
2.1.2. Жильные граниты и гранитные пегматиты .....	32
2.1.3. Петро- и геохимические особенности ассоциации .....	33
Глава 3. ГРУППА ГРАНИТОИДОВ – ПРОИЗВОДНЫХ ЩЕЛОЧНОБАЗАЛЬТОВОЙ И БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМ .....	81
3.1. Субщелочной натриевый тип монцодиорит-гранитной ассоциации .....	81
3.1.1. Структурные особенности и вещественный состав монцодиорит-гранитных массивов .....	81
3.1.2. Петро- и геохимические особенности ассоциации .....	83
3.2. Известково-щелочной высоконатриевый тип плагио- гранитной (габбро-плагиогранитной) ассоциации .....	107
3.2.1. Структурные особенности и вещественный состав плагиогранитных массивов .....	108
3.2.2. Петро- и геохимические особенности ассоциации .....	114
3.2.3. О петрогенезе плагиогранитной ассоциации Ильменогорского антиклинория .....	122
Глава 4. ГРУППА ГРАНИТОИДОВ – ПРОИЗВОДНЫХ ПАЛИНГЕННОЙ КОРОВОЙ МАГМЫ .....	150
4.1. Субщелочной калиево-натриевый тип гранит-лейкогранитной ассоциации .....	150
4.1.1. Геологическая позиция гранитных тел, особенности их строения и состава .....	150
4.1.2. Петро- и геохимические особенности ассоциации .....	154

4.2. О выделении в Ильменогорском антиклинории единого пермо-триасового позднеорогенного гранит-лейкогранитного комплекса .....	164
Глава 5. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНО- СТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ .....	168
5.1. Критерии оценки металлогенической (геохими- ческой) специализации и потенциальной рудо- носности гранитных ассоциаций .....	168
5.2. Взаимосвязь петрохимической и металлогениче- ской специализации магматических ассоциаций .....	184
5.3. Авторский метод петрохимической диагностики потенциально рудоносных магматитов .....	195
5.4. Прогноз по петрохимическим признакам потенци- альной рудоносности гранитоидов Ильменогорского антиклинория .....	202
Глава 6. ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ .....	216
6.1. Главные петрологические признаки гранитоидных ассоциаций разных петрохимических типов .....	216
6.2. Петро- и геохимические отличия гранитов разных петрохимических типов .....	220
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	232
ЛИТЕРАТУРА .....	236

Научное издание

Борис Николаевич Пермяков

**Петрохимические типы палеозойских гранитоидов  
Ильменского антиклинория (Южный Урал)**

*Рекомендовано к изданию  
Ученым советом Ильменского государственного заповедника  
и НИСО УрО РАН*

ЛР № 02076  
от 24.04.98 г.

Редактор В. С. Аллаярова  
Технический редактор В. С. Аллаярова  
Компьютерный набор О. Л. Заушицина, Л. Б. Новокрещенова  
Компьютерная верстка Л. Б. Новокрещенова

---

НИСО УрО РАН № 141 (01). Подписано в печать 12.03.02.  
Формат 60x84 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 14.9. Уч.-изд. л. 16.0. Тираж 120. Заказ 1.

---

456317 Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник