АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

В. А. КУТОЛИН

ТРАППОВАЯ ФОРМАЦИЯ КУЗБАССА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
1963

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В. А. КУТОЛИН

ТРАППОВАЯ ФОРМАЦИЯ КУЗБАССА

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
Ю. А. КУЗНЕЦОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
НОВОСИБИРСК
1963

I. ВВЕДЕНИЕ

Кузнецкий бассейн представляет собой крупную депрессию, расположенную между положительными структурами Кузнецкого Алатау, Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны.

В настоящее время большинство исследователей [29, 73, 5] рассматривает Кузбасс как поперечный краевой прогиб Колывань-Томской складчатой зоны, который во время накопления угленосной толщи (карбон-пермь) превратился в межгорную впадину [5].

По степени дислоцированности пород, выполняющих бассейн, могут быть выделены три структурных яруса [11]. Нижний, наиболее дислоцированный, структурный этаж, окончательно сформированный в период тельбесской фазы складчатости, охватывает породы кембро-силура. К среднему структурному ярусу относятся отложения девона, карбона, перми и триаса, залегающие с резко выраженным угловым несогласием на более древних образованиях. Этот ярус сформировался в результате проявления нескольких фаз тектогенеза, самая сильная из которых - древнекиммерийская фаза - имела место на границе триаса и юры. Верхний структурный ярус слагается слабо дислоцированными осадками юрского времени, несогласно залегающими на нижележащих отложениях.

Проявления траппового магматизма в Кузбассе приурочены к среднему структурному ярусу. В состав трапповой формации бассейна входят верхнепалеозойский и нижнемезозойский магматические комплексы.

К первому комплексу относятся силлы и дайки долерит-монцонитов и монцонитов, которые залегают в осадках балахонской серии на окраинах Кузбасса. В этот же комплекс нами условно включены туфы и туффиты кислого состава, известные в ишановской подсвите Заломненской депрессии [7,1]. Второй комплекс представлен покровами базальтов, миндалефиров и шаровых лав, а также силлами и дайками микродолеритов, приуроченных к отложениям мальцевской серии центральной части бассейна.

Сведения о магматических породах бассейна имеются в ряде опубликованных работ [69, 27, 62, 63, 64, 71], наиболее важными из которых являются статьи Ф. Н. Шахова [69] и М. А. Усова [63, 64]. Из числа фондовых работ следует отметить отчеты Н. М. Анисимовой (1953, 1955 гг.).

В последние годы коллективом треста Кузбассуглегеология проведена большая работа по изучению угольных месторождений юго-восточной и восточной окраин Кузбасса. В связи с этим были тщательно откартированы силлы магматических пород, залегающие в угленосных отложениях этих районов. Ряд новых данных по геологии базальтов центральной части бассейна был получен геологами Западно-Сибирского геологического управления Н. В. Неутриевской, О. Г. Корсак, А. М. Кузнецовым и Л. М. Мысиной, проводившими полистную геологическую съемку масштаба 1:200 000.

Необходимо отметить, что, несмотря на значительное количество работ, в которых в той или иной мере затрагиваются траппы Кузбасса, последние изучены совершенно недостаточно. До сих пор не был окончательно решен вопрос о возрасте базальтов центральной части бассейна, не существовало единого мнения об условиях залегания этих пород. Вследствие недостаточной изученности не существует определенной терминологии для пород верхнепалеозойского магматического комплекса. Так, Ф. Н. Шахов называл эти породы монцонит-эссекситами, в то время как Л.
никовский и Н. М. Анисимова использовали термины диа-

баз и эссекситовый диабаз. Необходимо подчеркнуть, что описываемые магматические образования хотя и содержат в заметном количестве калинатровый полевой шпат, но отличаются от типичных представителей эссекситов значительным содержанием кварца и отсутствием фельдшпатоидов, в то же время не обнаруживая того зеленокаменного изменения, которое типично для группы диабазов. По своему минералогическому составу и петрохимическим особенностям они занимают промежуточное положение между долеритами и монцонитами, так что для этих пород лучше использовать двойное название долерит-монцониты. Как известно, термин диабаз-монцонит довольно широко применяется в литературе для обозначения пород основного состава, содержащих значительное количество калинатрового полевого шпата [4, 12, 36, 37]. Для закаленных краевых частей трапповых тел нами будет использоваться введенный М. Л. Лурье [43] термин "долеритовый порфирит". Этим же автором предложено название микродолерит, которое употребляется нами для тонкозернистых субинтрузивных пород нижнемезозойского комплекса.

II. ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ТРАППОВОГО КОМПЛЕКСА

1. Геология комплекса

а) Условия залегания и возраст

Магматические породы верхнепалеозойского комплекса образуют силлы и дайки среди угленосных отложений балахонской серии на окраинах Кузбасса. Они известны в Томь-Усинском и Мрасском районах юго-восточной части бассейна, в Терсинском районе на Макарьевском месторождении у восточной границы Кузбасса, в Крапивинском районе по р. Змеинке у дер. Змеинки, а также в Инском заливе Кузбасса.

По данным А. И. Боева и Э. М. Сендерзона (1958 г.), обобщившим результаты изучения угольных месторождений юго-восточной части Кузбасса, магматические породы этого района образуют два силла и дайку (рис. 1). Силлы, дислоцированные совместно с вмещающими их угленосными отложениями, прослежены по простиранию более чем на 40 км на водоразделе рек Мрассы и Томи и далее на северо-восток до р. Усы. Первый из этих силлов, названный сыркашевским, залегает в промежуточной подсвите верхнебалахонской свиты, несколько погружаясь по направлению к северо-востоку и пересекая вмещающие отложения под острым углом.

В Томь-Усинском районе Кузбасса в разрезах по рекам Томи и Усе мощность сыркашевского силла

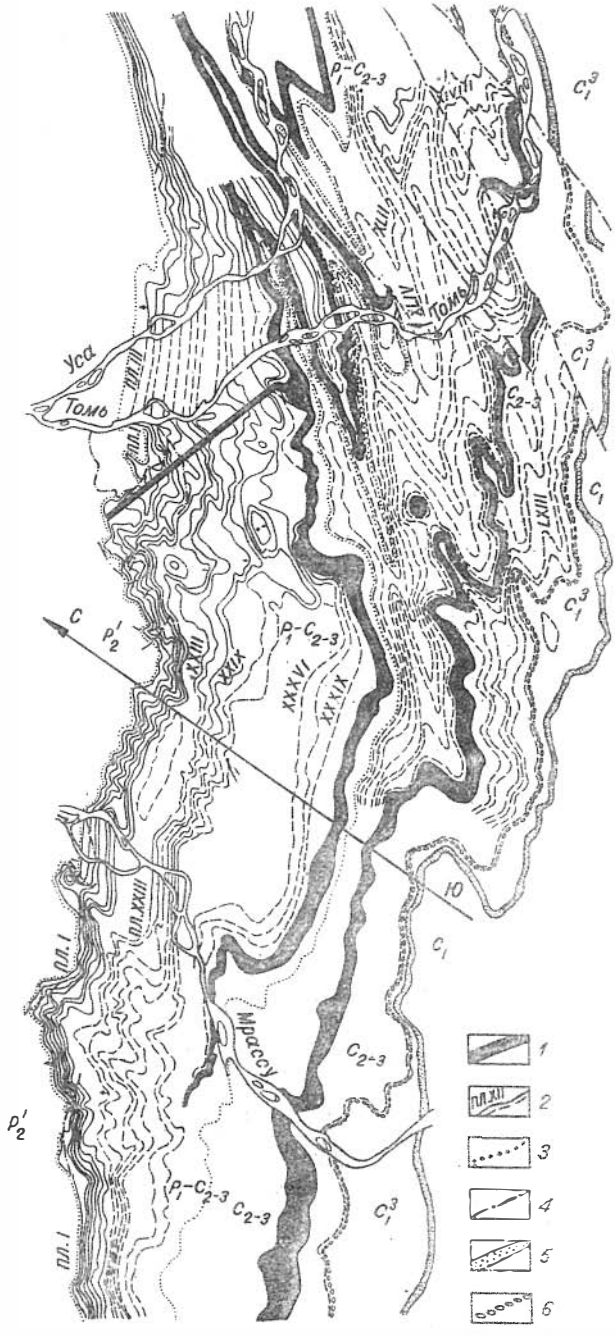

Рис. 1. Условия залегания магматических пород в юго-восточной части Кузбасса (по данным сотрудников треста Кузбассуглегеология): C_1 – нижний карбон, C_1^3 – острогская свита, C_{2-3} – нижнебалахонская свита, $P_1 - C_{2-3}$ – верхнебалахонская свита, P_2' – ильинская свита, 1 – долерит-монциониты; 2 – пласты угля; 3 – границы между свитами; 4 – нарушения; 5 – песчаники; 6 – конгломераты.

составляет 100–125 м. В Мрасском районе силл выклинивается, причем в обнажении по р. Мрассе его мощность не превышает 10–15 м.

Второй силл, названный майзасским, залегает в мазуровской
но в 0,5 км стратиграфически ниже сыркашевского силла. Мощность описываемого пластового тела в Томь-Усинском районе составляет 25–30 м. В Мрасском районе, на водоразделе рек Томи и Мрассы, мощность майзасского силла, установленная по скважинам колонкового бурения, возрастает до 128 м. В береговом обнажении р. Мрассы мощность силла уменьшается до 80–90 м.

Дайка долерит-монцонитов связана с сыркашевским силлом, от которого она отходит почти под прямым углом. Эта дайка в Томь-Усинском районе прослежена на протяжении 8 км с простиранием 110° и падением на юго-восток под углом 70–75°. Мощность дайки около 25 м.

В Терсинском районе Кузбасса, на площади Макарьевского месторождения угля, известен один силл долерит-монцонитов. По данным В. И. Черепанова (1959 г.), силл в северо-западной и юго-западной частях месторождения залегает в ишановской подсвите верхнебалахонской свиты, переходя в отложения вышележащей кемеровской подсвиты в юго-восточной части месторождения. По своему составу и стратиграфическому положению описываемая пластовая залежь в общем аналогична сыркашевскому силлу, продолжением которого она, по-видимому, и является. Однако поскольку такая связь не доказана непосредственным прослеживанием, в дальнейшем описании мы будем называть данный силл макарьевским.

Подобно сыркашевскому и майзасскому силлам, макарьевский силл дислоцирован согласно с вмещающими его отложениями балахонской серии (рис. 2). В центральной и юго-восточной частях месторождения этот силл залегает между XI и XII пластами угля, а на северо-западе и юго-западе месторождения он опускается на

С
10
р. В. Терсь
1
2
3
4
5

200 м стратиграфически ниже, располагаясь выше пласта XX. Мощность макарьевского силла колеблется от 100 до 125 м. Кроме силла, в районе Макарьевского месторождения известна дайка, пересекающая отложения кузнецкой и ильинской свит.

В Крапивинском районе Кузбасса около дер. Змеинки известны три маломощные дайки основных пород, залегающие в мазуровской подсвите нижнебалахонской свиты. Наконец, в Инском заливе Кузбасса, в районе Завьяловского месторождения угля, силл основных пород мощностью от 12 до 20 м залегает в алыкаевской подсвите нижнебалахонской свиты, на интервале разреза между пластами угля Иностранцевским и Крестьянским (Н. В. Козлов, Л. Е. Гаревская, 1958 г.). Как и в упомянутых выше районах, этот силл дислоцирован совместно с вмещающими его отложениями. В дальнейшем описании мы будем называть данный силл завьяловским.

Туфы и туффиты кислого состава, условно включенные нами в верхнепалеозойский комплекс, известны в составе ишановской подсвиты Заломненской депрессии [1,7]. Мощность пачки этих пород составляет 7–10 м.

По вопросу о возрасте верхнепалеозойского траппового комплекса Кузбасса в настоящее время нет единого мнения. В свое время М. А. Усов [62] был склонен считать эти породы гипабиссальными аналогами мезозойских базальтов центральной части бассейна и придавать им послеюрский возраст. Несколько позднее в специальной статье, посвященной траппам Кузбасса [63],

---

Рис. 2. Условия залегания долерит-монцонитов в Терсинском районе Кузбасса (по данным В. И. Черепанова и др.):
C_{2-3}^{al} – алыкаевская подсвита, P_1^p – промежуточная подсвита, P_1^i – ишановская подсвита, P_1^{km} – кемеровская подсвита, P_1^{us} – усятская подсвита, P_1^{ks} – кузнецкая свита, P_2^{il} – ильинская свита.
1 – долерит-монцониты; 2 – границы свит; 3 – пласты угля; 4 – зона нарушения; 5 – нарушения.

М. А. Усов изменил свою точку зрения, рассматривая описываемые породы в качестве самостоятельной траппо-вой формации верхнепалеозойского возраста. Однако в дальнейшем М. А. Усов [64] вернулся к своим прежним представлениям о послеюрском возрасте этого магмати-ческого комплекса.

В противоположность изложенным взглядам В. И. Яворский [72] рассматривает описываемые образо-вания как самостоятельный магматический комплекс, внед-ривший в еще не испытавшие складчатости горизонталь-но залегающие отложения балахонской серии в пермское время. Выявленное геологоразведочными работами пос-ледних лет согласное залегание силлов долерит-монцо-нитов с дислоцированными осадками балахонской серии, по-видимому, подтверждает эту точку зрения. К пред-ставлениям В. И. Яворского склоняются также авторы путеводителя экскурсии по Кузбассу У Всесоюзного ли-тологического совещания [52], которые отмечают нали-чие в бассейне по крайней мере двух фаз вулканизма, связанных с соответствующими этапами складчатости. Они считают, что проявление первой фазы вулканизма, давшей пластовые залежи и дайки долерит-монцонитов, относится к периоду формирования кольчугинской серии, когда в результате тангенциального нажима со стороны Салаира заложились первые основы тектонического пла-на бассейна. Следствием тектонических движений этого этапа является существенное изменение физико-геогра-фических условий в послебалахонское время, а именно: прекращение балахонского цикла угленакопления и край-не неустойчивая фациальная обстановка в период отло-жения осадков ильинской свиты. Таким образом, пред-ставление о пермском возрасте описываемого траппово-го комплекса хорошо увязывается с историей геологи-ческого развития Кузбасса в течение соответствующего этапа. В то же время следует подчеркнуть, что внед-рение траппов произошло уже в послеильинское время, так как в районе Макарьевского месторождения изве-стна дайка этих пород среди отложений ильинской сви-

ты. До внедрения долерит-монцонитов в ишановское время, вероятно, имели место выбросы пирокластического материала кислого состава, так как упомянутые выше туфы и туффиты залегают в ишановской подсвите.

Вторая, более мощная, фаза вулканизма проявилась в Кузбассе в нижнетриасовое время, дав начало нижнемезозойскому трапповому комплексу, который детально описывается ниже.

б) Особенности внутреннего строения траповых тел

В Томь-Усинском районе Кузбасса нижняя часть сыркашевского силла мощностью 80 м слагается темно-серыми кварцево-оливиновыми долерит-монцонитами (рис. 3). Выше залегают более крупнозернистые пегматоидные долерит-монцониты, характерной макроскопической особенностью которых является наличие длинных шестоватых зерен пироксена. Мощность пегматоидных долерит-монцонитов около 25 м. Разрез силла венчается зоной кварцевых долерит-монцонитов, мощность которой 10-12 м. В почве и кровле силла имеются зоны закалки.

В Мрасском районе Кузбасса, где мощность сыркашевского силла уменьшается до 10-15 м, он слагается темно-серыми мелкозернистыми порфировидными кварцевыми долерит-монцонитами, отличающимися наличием вкрапленников плагиоклаза и пироксена. Эти же породы слагают дайку, связанную с сыркашевским силлом.

Разрез майзасского силла значительно отличается от разреза сыркашевского силла. В обнажении по р. Мрассе в 6 км выше пос. Камешок майзасский силл слагается светло-серыми кварцевыми монцонитами (см. рис. 3). В почве и кровле силла имеются зоны закалки. Общая мощность этой пласто-

вой залежи составляет здесь 90 м. В Томь-Усинском районе Кузбасса, где мощность майзасского силла уменьшается до 25 м, он слагается порфировидными кварцевыми долеритмонцонитами, подвергшимися значительным вторичным изменениям.

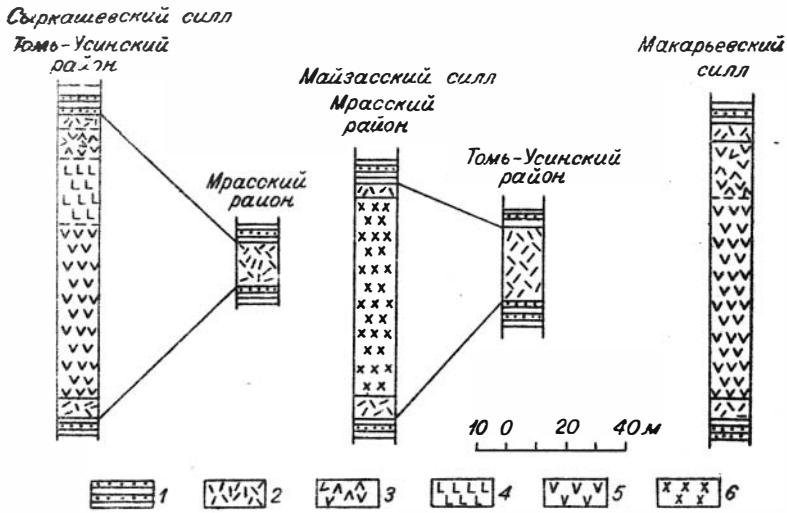

Рис. 3. Строение некоторых силлов верхнепалеозойского комплекса:
1 – осадочные породы; 2 – долеритовые порфириты зон закалки; 3 – кварцевые долерит-монцониты; 4 – пегматоидные долерит-монцониты; 5 – кварцево-оливиновые долерит-монцониты; 6 – кварцевые монцониты.

Разрез макарьевского силла напоминает разрез сыркашевского силла. Нижняя часть этой пластовой залежи мощностью 75 м представлена кварцево-оливиновыми долерит-монцонитами, которые выше постепенно сменяются кварцевыми долерит-монцонитами (см. рис. 3). Завьяловский силл, вследствие своей неболь-

шой мощности, сложен мелкозернистыми порфировидными кварцевыми долеритами. Дайки слагаются мелкозернистыми порфировидными кварцевыми долерит-монцонитами, подвергшимися сильным постмагматическим изменениям.

В эндоконтактовых частях описанных магматических тел имеются зоны закалки, сложенные черными, плотными, тонкозернистыми краевыми долеритовыми порфиритами, которые дальше от контакта постепенно сменяются лучше раскристаллизованными порфировидными долерит-монцонитами. Ширина зон закалки составляет 1–8 м, причем породы эндоконтактовой зоны отграничены от центральной части тела довольно резко.

в) Отдельность и формы выветривания

В коренных выходах породы верхнепалеозойского магматического комплекса, как правило, сильно выветрены. При этом развитая в них параллелепипедальная отдельность преобразовывается в шаровую, поскольку выветривание в первую очередь разрушает углы отдельных параллелепипедов, придавая им форму округлых или эллипсоидальных блоков. Этот процесс постепенно превращает коренной выход в массу дресвы, среди которой заключены отдельные шаровые тела свежей породы.

2. Петрографическая характеристика пород комплекса

Ниже приводится описание магматических пород комплекса. Туфы и туффиты ишановской подсвиты нами не изучались, так как они описаны в ряде работ [1, 7].

а) Кварцево-оливиновые долериты-монциониты

Это темно-серые среднезернистые породы, слагающие нижнюю часть сыркашевского и макарьевского силлов. Они имеют пойкилофитовую структуру и состоят из плагиоклаза (40-50%), калинатрового полевого шпата (15-20%), оливина (10-15%), клинопироксена (10-15%), кварца и микропегматита (6-8%), роговой обманки и биотита (3-4%), магнетита и апатита. Крупные пойкилокристы пироксена, частично замещенные амфиболом, хорошо выделяются на основном фоне породы, состоящем из призматических зерен плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены калинатровым полевым шпатом, микропегматитом и кварцем. Оливин образует неправильные, сильно резорбированные зерна, реже встречаются округлые включения этого минерала в пироксене.

Плагиоклаз относится к лабрадору N 50-55. Необходимо отметить, что плагиоклазы траппов Кузбасса имеют высокотемпературный характер, вследствие чего при определении их состава использовалась специальная диаграмма для высокотемпературных плагиоклазов [19]. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в разделе, посвященном минералогии траппов.

Оливин относится к гортонолиту с 55-62% молекулы фаялита ($2V$ [1]$=-69-72^{\circ}$, $Nm \approx 1{,}780$, $Np = 1{,}754$). Клинопироксен обладает отчетливым розоватым оттенком, обусловленным примесью титана. Он имеет $2V = +51-52^{\circ}$, $Np = 1{,}695 - 1{,}704$, что отвечает составу $Wo_{41-43}En_{30-37}Fs_{20-29}$ [2].

Амфибол имеет $2V = -84^{\circ}$, $Ng = 1{,}688$. Плеохроизм: Ng - зеленый с буроватым оттенком, Np -

---

[1] Угол $2V$ везде измерялся по двум выходам осей.

[2] Состав пироксенов здесь и ниже определялся по справочникам А. Н. Винчелла (по значению Np и $2V$) и В. Е. Трегера (по значению Nm и $2V$).

светло-зеленовато-желтый. Общая железистость по В. С. Соболеву - 55%. Биотит плеохроирует от красно-бурого до соломенно-желтого. Судя по Ng' =1,648, его общая железистость составляет 53%.

Калишпат относится к ортоклазу ($2V = -65^{\circ}$, $P_{(001)}\, Ng = 90^{\circ}$, $P_{(001)}\, Nm = 10^{\circ}$, $P_{(001)}\, Np = 80^{\circ}$).

б) Кварцевые долерит-монцониты

Эти породы венчают разрез сыркашевского силла, а также слагают верхнюю часть макарьевского силла. По составу и структуре они аналогичны кварцево-оливиновым долерит-монцонитам, отличаясь от них меньшим содер-

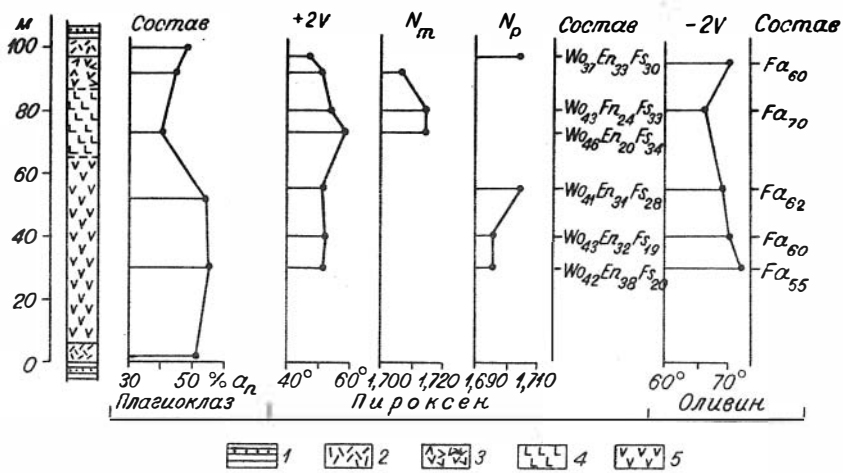

Рис. 4. Изменение состава минералов по разрезу сыркашевского силла:
1 - осадочные породы; 2 - долеритовые порфириты зон закалки; 3 - кварцевые долерит-монцониты; 4 - пегматоидные долерит-монцониты; 5 - кварцево-оливиновые долерит-монцониты.

жанием оливина (3–6%), при повышенном количестве кварца и микропегматита (8–13%). Плагиоклаз кварцевых долерит-монцонитов богаче альбитом (N44–47), а темноцветы более железисты (рис. 4). Так, клинопироксен имеет $2V$=+49–53°, Nm=1,704–1,708, что отвечает содержанию 30% молекулы ферросилита. Роговая обманка имеет $2V$=–81°, Np=1,677. Оливин, судя по $2V$=–70°, содержит 60% молекулы фаялита. Общая железистость биотита 60% (Ng'=1,657, Np=1,600). Оптические свойства калинатрового полевого шпата примерно такие же, как у калишпата кварцево-оливиновых долерит-монцонитов ($2V$ =–67°, $P_{(001)}$ Ng=87°, $P_{(001)}$ Nm=10°, $P_{(001)}$ Np =81°).

в) Пегматоидные долерит-монцониты

Это серые, крупнозернистые породы, слагающие центральную часть сыркашевского силла, характерной макроскопической особенностью которых является наличие длинных шестоватых зерен пироксена. Они имеют такой же минералогический состав (плагиоклаз 35–45%, калишпат 20–30%, клинопироксен 10–12%, оливин 6–8%, кварц и микропегматит 10–13%, амфибол и биотит 4–6%), как и описанные выше породы, от которых они отличаются структурой и составом породообразующих минералов. Пегматоидные долерит-монцониты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, причем основной фон породы состоит из беспорядочно расположенных крупных зональных призматических зерен плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены калишпатом, микропегматитом и кварцем. На этом фоне хорошо выделяются редкие длинные зерна пироксена, идиоморфные по отношению к плагиоклазу и лишенные пойкилофитовых вростков последнего. В то же время часть пироксена находится в графическом срастании с плагиоклазом.

Плагиоклаз пегматоидных долерит-монцонитов более кислый (N 45-35), а темноцветные минералы богаче железом. Клинопироксен имеет $2V$=54-58°, Nm=1,714, что отвечает составу $Wo_{46}\,En_{20}\,Fs_{34}$. Оливин относится к гортонолиту Fa_{70} ($2V$=-66°, Nm>1,780). Общая железистость амфибола 77% ($2V$ =-70-75°, cNg =18, Ng =1,708, Np =1,688 - 1,691), а общая железистость биотита 66% (Ng' =1,664, Np = 1,606). Калишпат относится к натровому ортоклазу с пониженным углом оптических осей ($2V$=-60°, $P_{(001)}\,Ng$=86°, $P_{(001)}\,Nm$=5°, $P_{(001)}\,Np$=87°).

г) К в а р ц е в ы е м о н ц о н и т ы

Кварцевые монцониты слагают майзасский силл в разрезе по р. Мрассе. Макроскопически они представляют собой светлосерые, среднезернистые породы, в которых на основном фоне из беловатых зерен полевых шпатов отчетливо выделяются изометричные зерна амфибола и чешуйки

кварцевые монцониты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из плагиоклаза (30%), калинатрового полевого шпата (30%), зеленой роговой обманки (10%), клинопироксена (5%), кварца и микропегматита (20%), биотита (5%), рудного минерала и апатита. Таким образом, эти породы отличаются от пегматоидных долерит-монцонитов сыркашевского силла отсутствием оливина, повышенным содержанием калинатрового полевого шпата, кварца, микропегматита, роговой обманки и биотита, а также меньшим содержанием пироксена.

Плагиоклаз образует толстопризматические, резко зонарные зерна, средний размер которых 0,7 х 1,4 мм. По составу он относится к андезину № 35-40. Калишпат обрастает плагиоклаз, а также наблюдается в виде самостоятельных призматических зерен. Он имеет $2V$ = -56°, $P_{(001)}\,Ng$ =90°, $P_{(001)}\,Nm$=4°, $P_{(001)}\,Np$= 86°.

Клинопироксен образует короткопризматические идиоморфные зерна. Он обладает отчетливым розоватым оттенком и имеет $2V = +52^{\circ}$, $Np = 1{,}708 \pm 0{,}002$, что отвечает составу $Wo_{40}En_{28}Fs_{32}$. Обычно пироксен почти полностью замещается роговой обманкой, которая по своим оптическим свойствам ($2V = -70^{\circ}$, $cNg = 15^{\circ}$, $Ng = 1{,}712 \pm 0{,}002$, $Np = 1{,}691 \pm 0{,}002$; плеохроизм: Ng – зеленый, иногда с синеватым оттенком, Np – светлый желтовато-зеленый; общая железистость по В. С. Соболеву – 80%) аналогична амфиболу пегматоидных долерит-монцонитов. Красно-бурый сильно железистый биотит образует отдельные крупные чешуйки. Микропегматит и кварц выполняют интерстиции, нередко разъедая плагиоклаз и калишпат.

д) Краевые долеритовые порфириты

Это черные тонкозернистые породы, слагающие краевые, закаленные части трапповых тел. Основная масса долеритовых порфиритов в 1–2 см от контакта имеет гиалопилитовую структуру и состоит из серовато-бурого стекла, в котором плавают отдельные микролиты плагиоклаза. Дальше от контакта количество стекла уменьшается, и уже на расстоянии 0,2 м основная масса представлена войлоком микролитов плагиоклаза и пироксена, склеенных небольшим количеством стекловатого мезостазиса. В 0,5 м от контакта стекло совершенно исчезает и основная масса состоит из беспорядочно расположенных мелких лейст плагиоклаза, зернышек клинопироксена и магнетита.

Порфировые выделения в долеритовых порфиритах представлены плагиоклазом, клинопироксеном и оливином. Вкрапленники плагиоклаза образуют две серии, причем фенокристы первой серии (лабрадор № 60–66) отличаются большими размерами, короткопризмати-

ческой формой, резкой зональностью и обилием включений стекла, тогда как порфировые выделения второй серии образуют длиннопризматические зерна и имеют состав N 45–55.

Фенокристы клинопироксена по своему количеству резко уступают вкрапленникам плагиоклаза. Они имеют $2V = +36 - 44^{\circ}$, $Nm = 1{,}691$, $Np = 1{,}682$, что отвечает составу $Wo_{32-37}En_{48-51}Fs_{12-20}$. Таким образом, интрателлурические выделения пироксена отличаются пониженным содержанием молекулы ферросилита и волластонита.

Вкрапленники оливина встречаются редко. Судя по $Np < 1{,}720$, они относятся к гиалосидериту или хризолиту.

е) Порфировидные кварцевые долерит-монцониты

Эти породы слагают силлы и дайки небольшой мощности, а также наблюдаются в эндоконтактовых зонах, где они представляют собой переходное звено от краевых долеритовых порфиритов к породам центральной части тела. По своим петрографическим особенностям они в общем аналогичны описанным выше кварцевым долерит-монцонитам, отличаясь от этих последних меньшей величиной зерна, меньшим содержанием калинатрового полевого шпата, кварца и микропегматита, а также наличием порфировидных выделений плагиоклаза и клинопироксена. Вкрапленники плагиоклаза по своему составу и морфологии совершенно аналогичны фенокристам этого минерала в краевых долеритовых порфиритах, в то время как порфировидные выделения клинопироксена отличаются от бесцветных фенокристов пироксена в долеритовых порфиритах заметным розоватым оттенком.

ж) Порфировидные кварцевые долериты

Эти породы слагают завьяловский силл в Инском заливе Кузбасса. Они очень походят на описанные выше порфировидные долерит-монцониты, от которых отличаются только отсутствием калинатрового полевого шпата и меньшим содержанием микропегматита.

з) Постмагматические изменения пород комплекса

В ряде случаев описанные породы подвергаются значительным постмагматическим изменениям. Так, по оливину развивается иддингсит,
ностью замещает зерна этого минерала. Плагиоклаз обычно сохраняется свежим, хотя нередко по нему развивается серицит, прени
левой шпат подве
образованием шахматного альбита. Пироксен, амфибол и биотит сохраняются свежими, хотя в порфировидных кварцевых долерит-монцонитах майзасского силла, обнажающихся на левом берегу р. Томи у устья р. Майзасс, эти темноцветные нацело замещены хлоритом.

В траппах верхнепалеозойского комплекса широко развит зеленый и буро-зеленый эпимагматический биотит, который особенно обилен в породах зон закалки, где он образует неправильные скопления и отдельные зерна, иногда собранные в розетки. Кроме того, из вторичных минералов присутствуют кварц и кальцит, которые также чаще встречаются в эндоконтактовых частях трапповых тел. Таким образом, долеритовые порфириты зон закалки силлов и даек изменены гораздо сильнее, чем породы их внутренних частей. Возможно, сильная измененность краевых долеритовых порфиритов объясняется воздействием на эти рано затвердевшие образования тех эманаций, которые скапливались во внутренних частях тел по мере кристаллизации. С дру-

гой стороны, это явление может зависеть от того процесса, который назван Е. Ссадецки-Кардош [59,85] трансвапоризацией и который заключается в воздействии на магматические породы летучих веществ (главным образом паров воды), образовавшихся при внедрении горячей магмы во влажные осадочные породы. Совершенно очевидно, что осадки балахонской серии к моменту внедрения траппов содержали значительное количество влаги, так как эти отложения метаморфизованы весьма слабо. Интересно отметить, что дайки долеритов, известные в районе г. Новосибирска среди терригенных верхнедевонских отложений Колывань-Томской складчатой зоны, не обнаруживают такого постмагматического
можно, это зависит от того, что долериты внедрялись здесь в песчаники и глинистые сланцы, уже обезвоженные региональным метаморфизмом.

и) Поздняя дайковая фаза комплекса

К этой фазе относятся две дайки небольшой мощности, секущие породы майзасского силла в обнажении на правом берегу р. Мрассы в 6,0 км выше пос. Камешок. Первая из даек мощностью 0,7 м слагается порфировидными диорит-монцонитами. Вторая дайка, секущая первую, представлена микрогранитами. Ее мощность 0,2 м.

Порфировидные диорит-монцониты макроскопически представляют собой среднезернистые породы серого цвета. Под микроскопом видно, что они имеют порфировидную структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 40-45. Основной фон состоит из беспорядочно расположенных призматических зерен среднего плагиоклаза и калинатрового полевого шпата, небольшого количества зеленой роговой обманки и биотита. Интерстиции заполнены микропегматитом и кварцем.

Микрограниты макроскопически представляют собой розовато-серые мелкозернистые породы. Как устанавливается под микроскопом, они имеют микрогранитную структуру и состоят из короткопризматических зерен кислого плагиоклаза и калинатрового полевого шпата (65%), промежутки между которыми заполнены ксеноморфным кварцем (30%). На этом фоне разбросаны мелкие зерна зеленой роговой обманки и бурого биотита.

к) Контактовые изменения вмещающих пород

Терригенные отложения балахонской серии, вмещающие тела траппов, испытывают очень слабые контактовые изменения. Макроскопически песчаники и алевролиты даже из непосредственного контакта выглядят совершенно не измененными, если не считать некоторого уплотнения. Под микроскопом видно, что контактовые изменения в аргиллитах и алевролитах ограничиваются появлением обильного серицита и зеленоватого биотита, зерна которых иногда собраны в радиально-лучистые скопления.

Цемент песчаников испытывает перекристаллизацию с превращением в мелкозернистый кварцево-полевошпатовый агрегат, причем отдельные зерна имеют неправильные зубчатые очертания. Иногда среди цемента появляются очень мелкие участки микропегматита. Образование последнего становится понятным, если учесть, что метаморфизуемые песчаники в большинстве случаев имеют аркозовый состав.

Гораздо сильнее проявляются экзоконтактовые изменения в углях балахонской серии. По данным сотрудников треста Кузбассуглегеология, разведывавших угольные месторождения юго-восточной и восточной окраин Кузбасса, угли вблизи трапповых тел теряют летучие и превращаются в антрациты.

л) К с е н о л и т ы

Обильные, но очень мелкие (различимые только под микроскопом) ксенолиты были встречены в верхней части сыркашевского силла. Они подверглись такому сильному изменению, что первичную природу их установить невозможно.

Под микроскопом видно, что ксенолиты состоят из призматических или неправильных изометричных зерен калинатрового полевого шпата, промежутки между которыми заполнены кварцем и микропегматитом. Иногда участки такого строения не имеют четких границ и сливаются с основным фоном породы, в то время как в других случаях эти ксеногенные включения отграничены довольно резко. При этом призматические зерна плагиоклаза вмешающей породы расположены своими длинными осями вдоль границ ксенолита, как бы обтекая его.

Ассимиляция ксеногенного материала, по-видимому, происходила на значительной глубине. Об этом свидетельствуют микроскопические размеры ксенолитов и их сильная переработка, совершенно несоизмеримая с тем ничтожным контактовым воздействием, которое испытывают вмещающие породы. Описанные ксенолиты, вероятно, произошли за счет кислых сиалических пород типа аркозовых песчаников или гранитов.

III. ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ТРАППОВОГО КОМПЛЕКСА

1. Геология комплекса

а) С о с т а в и р а с п р о с т р а н е н и е к о м п л е к с а

В состав нижнемезозойского траппового комплекса входят покровы базальтов, а также силлы и дайки микродолеритов, приуроченные к отложениям мальцевской серии

центральной части Кузбасса. Они широко распространены в северной части Бунгарапской синклинали, на территории Салтымаковского хребта
на площади Кайлотских гор, которые ограничивают Бунгарапскую синклиналь с востока, являясь непосредственным продолжением Салтымаковского хребта. В южном крыле Бунгарапской синклинали, в разрезе по р. Томи у г. Сосновой, а также на площади Караканских и Абинских гор в составе мальцевской серии преобладают туфогенно-осадочные образования, в то время как мощность и количество покровов базальтов резко сокращается. Аналогичное явление
басса [49].

Как было отмечено выше, магматические породы центральной части Кузбасса изучены совершенно недостаточно. До сих пор не существует единого мнения об эффузивном или интрузивном залегании этих образований, остается нерешенным и вопрос об их возрасте.

В результате проведенных работ нами установлено, что среди магматических пород центральной
басса имеются и эффузивные, и интрузивные образования.

Магматическая деятельность в районе началась с излияний базальтов, после чего произошло внедрение микродолеритов, силлы и дайки которых встречаются среди эффузивных базальтов и осадочных отложений мальцевской серии. И базальты, и микродолериты имеют триасовый возраст, так как галька этих пород присутствует в юрских конгломератах Бунгарапской мульды. Таким образом, базальты являются составной частью мальцевской серии, а внедрение микродолеритов произошло после накопления эффузивно-осадочных образований мальцевской серии, но перед отложением осадков юрского времени.

б) Стратиграфия комплекса

В составе триасовых эфф
ний Салтымаковского хребта, Тарадановского увала и Кайлотских гор

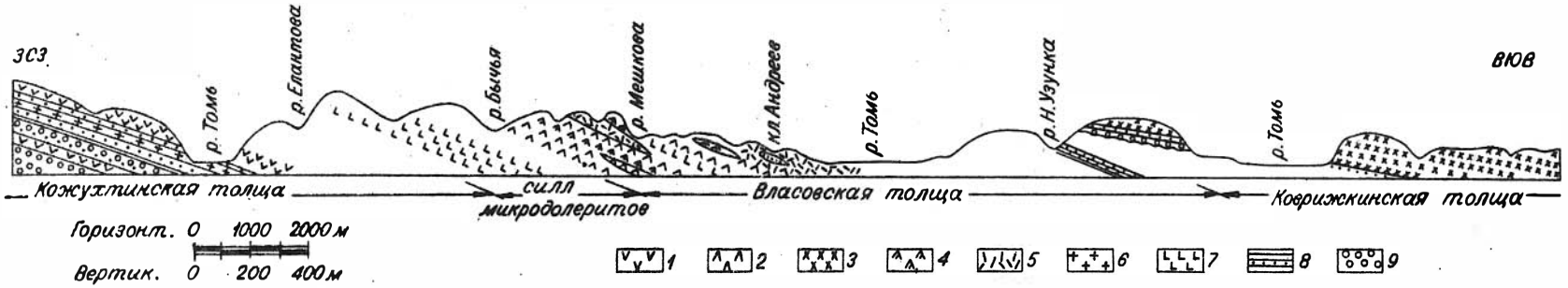

Рис. 5. Схематический геологический разрез через Салтымаковский хребет по р. Томи:
1 – базальты кожухтинской толщи; 2 – базальты власовской толщи; 3 – базальты коврижкинской толщи; 4 – миндалефиры; 5 – шаровые лавы; 6 – базальты с крупными вкрапленниками плагиоклаза; 7 – микродолериты; 8 – песчаники и алевролиты; 9 – конгломераты.

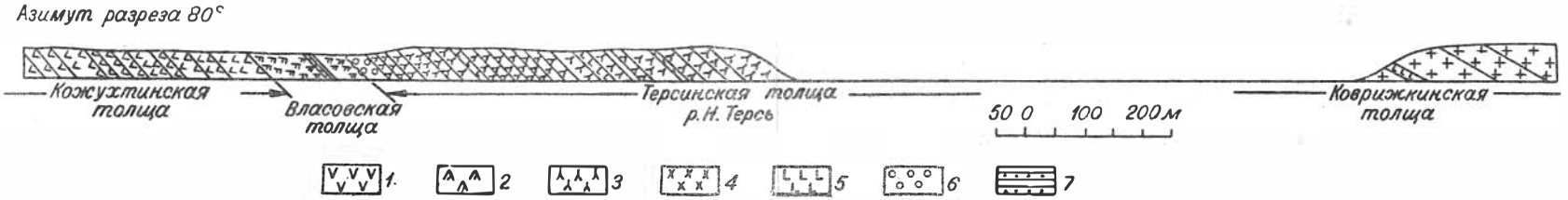

Рис. 6. Схематический геологический разрез по правому берегу р. Н. Терси выше устья р. Кайлот:
1 – базальты кожухтинской толщи; 2 – миндалефиры власовской толщи; 3 – базальты терсинской толщи;
4 – базальты коврижкинской толщи; 5 – интрузивные микродолериты; 6 – конгломераты; 7 – песчаники, алевролиты.

зу вверх кожухтинская, власовская, терсинская и коврижкинская толщи, которые следует рассматривать как местные стратиграфические подразделения мальцевской серии, являющиеся фациальными аналогами нижнемальцевской и верхнемальцевской свит унифицированной стратиграфической схемы Кузбасса. Перечисленные толщи выделены на основании изучения разрезов по р. Томи на площади Салтымаковского хребта, по р. Н. Терси через Кайлотские горы и по р. Томи у г. Сосновой. При этом установлено, что в пределах Салтымаковского хребта эффузивно-осадочные отложения триасового возраста моноклинально падают на юг под углом 10-20°, так что при движении вверх по р. Томи от дер. Аженаровой на северном склоне Салтымаковского хребта до пос. Коврижка на его южной оконечности последовательно вскрываются все более высокие горизонты описываемых образований (рис. 5).

В разрезе по р. Н. Терси ряд базальтовых покровов с подчиненными пластами осадочных пород моноклинально падает на восток под углом 35-45° (рис. 6). На протяжении около 3 км р. Н. Терсь прорезает эти отложения почти вкрест простирания, причем при движении вверх по реке от устья р. Кайлот к пос. Шанда обнажаются все более высокие члены эффузивной толщи.

Разрез по р. Томи у г. Сосновой, в пределах южного крыла Бунгарапской синклинали, в геологической литературе по Кузбассу широко известен под названием "Бабьего Камня". Он является опорным для мальцевской серии. В последние годы этот разрез был детально изучен геологом Западно-Сибирского геологического управления Н. А. Васильевой. По ее данным среди осадочных пород триасового возраста здесь залегают три пластовых тела базальтов (рис. 7). Нижняя часть этих отложений мощностью 0,35 км выделена под названием нижнемальцевской свиты, а верхняя часть разреза мощностью 1,2 км объединена под названием верхнемальцевской свиты. Граница между свитами проводится по кровле второго снизу пластового тела базальтов. Нижнемаль-

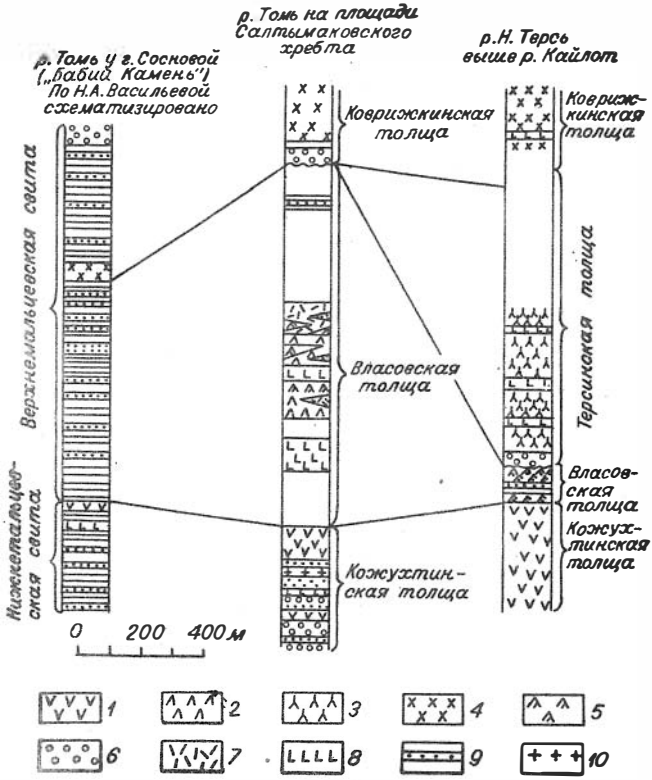

Рис. 7. Схема корреляции разрезов мальцевской серии:

1 – базальты кожухтинской толщи; 2 – базальты власовской толщи; 3 – базальты терсинской толщи; 4 – базальты ковриженкинской толщи; 5 – миндалефиры; 6 – конгломераты; 7 – шаровые лавы; 8 – микродолериты; 9 – песчаники, алевролиты; 10 – базальты с крупными вкрапленниками плагиоклаза.

цевская свита слагается туффитами, туфогенными породами и туфами, с подчиненным количеством нормально-осадочных пород, в то время как в состав верхнемальцевской свиты входят преимущественно нормальные терригенные осадки, содержащие лишь иногда некоторое количество пирокластического материала.

Опорный разрез кожухтинской толщи в северном крыле Бунгарапской мульды, на площади Салтымаковского хребта, располагается на левом берегу р. Томи между дер. Ажендаровой и устьем р. Кожухты. Нижние горизонты толщи представлены переслаивающимися конгломератами, желтыми грубозернистыми песчаниками, бурыми туффитами, туфогенными песчаниками и алевролитами, среди которых залегает покров черных базальтов. Выше залегают два или три покрова черных базальтов, характерной особенностью которых является наличие крупных вкрапленников плагиоклаза. Эти базальты перекрываются пачкой переслаивающихся желто-бурых туффитов, туфогенных песчаников и алевролитов. Разрез толщи венчается покровом базальтов мощностью около 60-80 м. Эти черные базальты с мелкими игольчатыми вкрапленниками плагиоклаза являются наиболее характерным членом кожухтинской толщи. Самый нижний в разрезе толщи покров базальтов представлен точно такими же породами. Общая мощность кожухтинской толщи на данном участке составляет около 0,4 км.

В разрезе по р. Н. Терси через Кайлотские горы кожухтинская толща представлена черными базальтами, залегающими в основании вскрытых здесь отложений (см. рис. 6). По своим петрографическим особенностям эти породы совершенно аналогичны базальтам, обнажающимся по р. Томи у устья р. Кожухты. Мощность кожухтинской толщи в разрезе по р. Н. Терси составляет не менее 0,35 км.

При изучении разреза мальцевской серии по р. Томи у г. Сосновой, на площади южной части Бунгарапской мульды, нами было установлено, что самое нижнее пластовое тело магматических пород является силлом

микродолеритов, в то время как среднее пластовое тело представляет собой покров базальтов, совершенно аналогичных базальтам кожухтинской толщи.

Интрузивное залегание микродолеритов определенно устанавливается при изучении прикровлевой части нижнего пластового тела, сложенного этими породами. В кровле тела здесь имеется зона закалки мощностью 3 м, сложенная черными долеритовыми порфиритами с крупными миндалинами хлорофеита. Степень раскристаллизации этих пород повышается по мере удаления от кровли тела и постепенно они переходят в лишенные миндалин, хорошо раскристаллизованные микродолериты. Аргиллиты из кровли силла несут следы контактового воздействия микродолеритов в виде тоненьких жилок, выполненных цеолитами и биотитом.

Базальты среднего пластового тела слагают в описываемом разрезе скалистый мыс, известный под названием "Рябого Камня". Эти породы раскристаллизованы значительно хуже микродолеритов, хотя залегают лишь в 30 м стратиграфически выше последних. В кровле тела базальтов совершенно отсутствуют следы какой-либо закалки, а аргиллиты, перекрывающие базальты, не испытывают контактовых изменений. Приведенные факты убедительно свидетельствуют о покровном залегании базальтов "Рябого Камня". По-видимому, верхняя закаленная корка этого покрова была уничтожена эрозией еще до отложения перекрывших базальты осадков.

Мощность покрова "Рябого Камня", по данным Н. А. Васильевой, составляет 13 м.

Таким образом, в пределах южной части Бунгарапской мульды, в разрезе по р. Томи у г. Сосновой, эффузивным образованиям кожухтинской толщи соответствует покров базальтов "Рябого Камня". Схема корреляции разрезов кожухтинской толщи в описанных районах Кузбасса приведена на рис. 7.

В 1932 г. В. И. Яворским было установлено, что непосредственным продолжением базальтового покрова "Рябого Камня" к западу являются базальты Абинских

и Караканских гор. По своим петрографическим особенностям эти породы совершенно аналогичны типичным базальтам кожухтинской толщи.

Покров базальтов "Рябого Камня" и залегающий ниже его силл микродолеритов прослеживаются также и к востоку от "Бабьего Камня", в бассейн р. Ср. Терси. В 1938 г. при изучении разреза по этой реке Г. П. Радченко установил, что триасовым отложениям здесь подчинены два мощных пластовых тела магматических пород (рис. 8). Позднее Н. В. Неутриевская [49] проследила эти пластовые тела на всем водораздельном пространстве между реками Н. Терсь и Ср. Терсь. При изучении разреза по р. Ср. Терси нами было выяснено, что нижнее пластовое тело магматических пород представляет собой силл микродолеритов, в то время как верхнее пластовое тело является покровом базальтов, аналогичных базальтам опорного разреза кожухтинской толщи. Мощность этого покрова, по данным Г. П. Радченко, составляет 90 м.

Как видно из приведенного описания, разрез кожухтинской толщи в разных районах центральной части Кузбасса обнаруживает значительные фациальные изменения. Так, в районе Кайлотских гор по р. Н. Терси кожухтинская толща представлена исключительно базальтами. На площади Салтымаковского хребта и Тарадановского увала в ее составе, кроме покровов базальтов, появляются пачки осадочных пород. В пределах южного крыла Бунгарапской мульды, на площади Караканских и Абинских гор, а также в Терсинском районе Кузбасса эффузивным образованиям кожухтинской толщи соответствует только один покров базальтов.

Опорный разрез в л а с о в с к о й т о л щ и в пределах северного крыла Бунгарапской синклинали располагается на правом берегу р. Томи в районе дер. Власовой, от устья р. Бычьей до кл. Варламова. В состав толщи входят черные базальты с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, грязно-зеленые миндалефиры, шаровые лавы, желто-бурые туфогенные песчаники и туффиты.

Эти породы часто залегают в виде невыдержанных линз, быстро выклинивающихся по простиранию. Мощность толщи около 1 км.

В разрезе по р. Н. Терси через Кайлотские горы к власовской толще относятся темно-зеленые миндалефиры, залегающие на базальтах кожухтинской толщи (см. рис. 6). Эти породы совершенно аналогичны миндалефирам, обнажающимся по р. Томи у дер. Власовой. В средней части толщи описываемых миндалефиров имеется пачка туфогенных песчаников и алевролитов. Общая мощность власовской толщи в разрезе по р. Н. Терси составляет всего 120 м.

В пределах южной части Бунгарапской синклинали, в разрезе по р. Томи у г. Сосновой, эффузивные члены власовской толщи совершенно отсутствуют (см. рис. 7). По-видимому, здесь имело место фациальное замещение эффузивных образований осадочными породами.

О п о р н ы й р а з р е з т е р с и н с к о й т о л щ и располагается на правом берегу р. Н. Терси в 1-2 км ниже устья р. Кайлот (см. рис. 6). Породы терсинской толщи ложатся здесь с размывом на миндалефиры власовской толщи. В основании терсинской толщи имеются базальные конгломераты, мощность которых 20 м, залегающие на неровной, размытой поверхности миндалефиров власовской толщи и содержащие обильную гальку этих миндалефиров. Кроме того, в конгломератах иногда встречается галька базальтов кожухтинской толщи. Конгломераты перекрываются потоками черных, плотных базальтов, часто совсем не содержащих миндалин. Мощность отдельных потоков колеблется от 0,7-1,5 м до 10 м. Общая мощность терсинской толщи, по-видимому, составляет не менее 0,8 км.

В разрезе по р. Томи через Салтымаковский хребет базальты терсинской толщи отсутствуют. Непосредственно на размытой поверхности отложений власовской толщи здесь залегают базальные конгломераты самой молодой коврижкинской толщи (см. рис. 5).

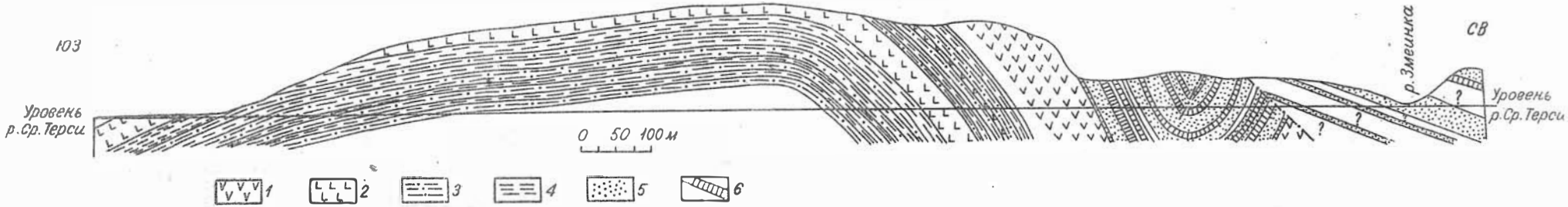

Рис. 8. Разрез по правому берегу р. Ср. Терси выше г. Копешкиной (по Г. П. Радченко, схематизировано):

1 – базальты; 2 – микродолериты; 3 – туфогенные песчаники; 4 – туфогенные алевролиты; 5 – песчаники; 6 – алевролиты.

В других районах центральной части Кузбасса терсинская толща также не была встречена.

Опорный разрез коврижкинской толщи в пределах северного крыла Бунгарапской мульды располагается на правом берегу р. Томи против пос. Коврижка. Наиболее характерным членом толщи являются черные базальты с обильными мелкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Эти базальты подстилаются пачкой переслаивающихся зеленовато-серых песчаников и алевролитов. В основании коврижкинской толщи залегают базальные конгломераты, содержащие гальку базальтов и миндалефиров власовской толщи. Свалы таких конгломератов наблюдались на левом борту долины р. Томи против пос. Пегас. Мощность коврижкинской толщи составляет не менее 0,2 км.

В разрезе по р. Н. Терси разрозненные обнажения базальтов коврижкинской толщи были встречены на правом берегу этой реки в 0,6 км ниже устья р. Березовки, а также в месте выхода р. Березовки в долину р. Н. Терси (см. рис. 6).

На площади южной части Бунгарапской синклинали, в разрезе по р. Томи у г. Сосновой, эффузивным образованиям коврижкинской толщи соответствуют базальты, слагающие самое верхнее пластовое тело магматических пород (см. рис. 7). Они вскрыты канавой № 6, пройденной партией Н. А. Васильевой. Как видно под микроскопом, описываемые породы совершенно аналогичны базальтам, обнажающимся по р. Томи против пос. Коврижка. Мощность этого верхнего покрова базальтов, по данным Н. А. Васильевой, составляет 46 м.

Схема корреляции разрезов коврижкинской толщи в разных районах Кузбасса приведена на рис. 7.

Наиболее молодым членом нижнемезозойского траппового комплекса является субвулканическая интрузия микродолеритов. Силлы и дайки этих пород нередко встречаются среди базальтов и осадочных образований мальцевской серии. Так, силл микродолеритов мощностью около 25 м зале-

гает среди осадочных пород мальцевской серии на левом берегу р. Томи выше пос. Усть-Нарык. Продолжением этого силла, вероятно, является уже упоминавшееся выше нижнее пластовое тело микродолеритов в разрезе г. Сосновой, а также нижнее тело магматических пород, встреченное Г. П. Радченко (1938 г.) в разрезе по р. Ср. Терси. В дальнейшем описании этот силл будет называться усть-нарыкским. Среди базальтов кожухтинской толщи дайка микродолеритов мощностью 1,5 м была встречена на левом берегу р. Томи в 0,2 км ниже устья р. Тыхты. В эффузивных образованиях власовской толщи силлы микродолеритов наблюдались на правом берегу р. Томи выше дер. Власовой. Силл микродолеритов, залегающий между отложениями власовской и кожухтинской толщ, обнажается на левом берегу р. Томи против устья р. Туралы. В базальтах терсинской толщи обнаружено несколько пластовых залежей микродолеритов мощностью от 2 до 12 м. Среди базальтов коврижкинской толщи силл микродолеритов наблюдался на правом берегу р. Н. Терси, в 0,4 км выше устья р. Чигош.

Возраст магматических пород центральной части Кузбасса доюрский, так как их галька имеется в юрских конгломератах Бунгарапской мульды. Впервые галька этих пород была обнаружена в 1960 г. геологами Западно-Сибирского геологического управления Н. А. Васильевой и И. М. Репиным в юрских конгломератах, вскрытых канавой в правом борту долины р. Томи, в 1,2 км ниже р. Н. Ячменюхи. В 1961 г. аналогичная галька была встречена Н. А. Васильевой и И. М. Репиным в ряде канав, вскрывших те же юрские конгломераты в левом борту долины р. Томи, в 1 км ниже устья р. Убик. Находки галек базальтов и микродолеритов среди юрских отложений в обоих пунктах были повторены автором настоящей статьи. При изучении шлифов из этих галек было выяснено, что в юрских конгломератах присутствует галька типичных базальтов всех описанных выше эффузивно-осадочных толщ, а также галька микродолеритов.

в) Особенности внутреннего строения магматических тел

Потоки базальтов центральной части Кузбасса обычно имеют трехчленное строение. Верхняя часть таких потоков содержит больше миндалин и несколько хуже раскристаллизована, чем центральная часть. В подошве потока иногда также имеется зона пузыристых пород. Однако нередко бывает, что перечисленные части потока не отграничены достаточно четко. В этом случае, при отсутствии осадочных или туфовых прослоев, выделение отдельных потоков бывает связано со значительными затруднениями. Последнее особенно относится к базальтам кожухтинской и коврижкинской толщ, которые отличаются крайней монотонностью и однородностью. В больших скалистых обрывах, сложенных этими породами, на протяжении 500–700 м по простиранию обрыва и на 20–30 м по его высоте не наблюдается почти никаких изменений в характере базальтов. Лишь при тщательном изучении удается установить, что такой обрыв слагается не одним потоком, а представляет собой разрез покрова, состоящего из нескольких базальтовых потоков, наложившихся друг на друга при пульсирующем излиянии лав и отделяющихся друг от друга зонами закалки, состоящими из базальтового стекла. Мощность отдельных потоков не превышает 10 м.

Наличие мощных и выдержанных по простиранию покровов характерно для кожухтинской и власовской толщ. Эффузивные образования власовской толщи часто залегают в виде коротких, быстро выклинивающихся линз. Для терсинской толщи характерно большое количество маломощных потоков.

Силлы и дайки микродолеритов имеют простое строение. Закаленные закраины этих тел мощностью 1–2 см слагаются базальтовым стеклом, а эндоконтактовые части содержат значительное количество миндалин. По мере удаления от контакта раскристаллизация породы увеличивается, а миндалины исчезают.

г) Характер отдельности

Для базальтов кожухтинской и коврижкинской толщ характерна отдельность в виде тонких, неправильных столбов диаметром 0,15–0,25 м. Иногда в базальтах кожухтинской толщи проявляется неправильно-полиэдрическая отдельность, когда порода раскалывается на неправильные многоугольные блоки размером 0,1–0,2 м. Эффузивные образования власовской толщи не обнаруживают какого-либо характерного типа отдельности. Для базальтов терсинской толщи типична пластовая отдельность. В микродолеритах прекрасно проявляется столбчатая отдельность, причем столбы имеют форму правильного шестиугольника диаметром от 0,5 до 1,5 м. В ряде пунктов на бичевнике р. Томи эти столбы образуют характерную "мостовую гигантов".

2. Петрографическая характеристика пород комплекса

Петрографический состав нижнемезозойского траппового комплекса очень однообразен. Наибольшим распространением пользуются базальты, которые являются характерным членом всех выделенных эффузивно-осадочных толщ. Однако базальты разных толщ обладают специфическими особенностями, которые позволяют различать их при микроскопическом изучении.

Ниже приводится петрографическая характеристика пород комплекса, причем магматические образования описываются в стратиграфической последовательности. Туфогенные и туфогенно-осадочные породы мальцевской серии описываются отдельно, без разделения по выделенным толщам.

а) Породы кожухтинской толщи

Эффузивные образования кожухтинской толщи представлены двумя типами базальтов. Эталонное обнажение базальтов первого типа располагается на левом берегу

р. Томи между устьями рек Тыхты и Кожухты. В дальнейшем описании эти породы будут называться базальтами типа р. Кожухты. Эталонное обнажение базальтов второго типа располагается на левом берегу р. Томи в 1,5 км ниже устья р. Кожухты. Характерной макроскопической особенностью этих пород является наличие крупных порфировых выделений плагиоклаза. В дальнейшем описании они будут называться базальтами с крупными вкрапленниками плагиоклаза.

Базальты первого типа распространены очень широко. Они целиком слагают кожухтинскую толщу в разрезе по р. Н. Терси, этими породами представлен покров базальтов "Рябого Камня" и его продолжения к западу (покров базальтов Абинских и Караканских гор) и к востоку (покров базальтов в разрезе по р. Ср. Терси). Базальты второго типа имеют ограниченное распространение, образуя два или три потока небольшой мощности в нижней части кожухтинской толщи на площади Салтымаковского хребта.

Базальты типа р. Кожухты имеют порфировую структуру. Под микроскопом видно, что порфировые выделения представлены двумя сериями вкрапленников плагиоклаза, оливином и, очень редко, клинопироксеном. Фенокристы плагиоклаза первой серии отличаются большими размерами, короткопризматической формой, обилием включений стекла и повторной зональностью. Ядро таких вкрапленников имеет состав № 52, средняя часть – № 60, край – № 55. Фенокристы плагиоклаза второй серии отличаются длиннопризматической формой, а также отсутствием зональности и включений стекла. Их состав колеблется от № 46 до № 53.

Вкрапленники оливина по количеству резко уступают порфировым выделениям плагиоклаза. Судя по $2V = -82^{\circ}$, оливин относится к гиалосидериту с 30% молекулы фаялита. Единичные фенокристы клинопироксена встречаются лишь в немногих шлифах. Судя по $2V = +51-52^{\circ}$, $Np = 1{,}672-1{,}680$, пироксен содержит 4–9% молекулы ферросилита.

Основная масса описываемых базальтов имеет гиалопилитовую структуру и состоит из микролитов плагиоклаза № 50, мелких округлых зернышек оливина и черного непросвечивающего стекла, густо забитого пылью магнетита. В несколько лучше раскристаллизованных разностях среди стекловатого базиса индивидуализируются микролиты клинопироксена.

Базальты с крупными фенокристами плагиоклаза также имеют порфировую структуру. Вкрапленники представлены таблитчатыми зернами плагиоклаза размером до 1–1,5 см и более редкими и мелкими зернами оливина. Порфировые выделения плагиоклаза содержат включения стекла и обнаруживают обратную зональность. По составу они относятся к лабрадору № 52–53. Оливин вкрапленников, судя по $Ng = 1{,}708$, содержит 38% молекулы фаялита. Основная масса этих пород состоит из обильного черного стекла с плавающими в нем лейстами плагиоклаза № 50 и округлыми зернами оливина. Иногда в основной массе появляются зернышки клинопироксена.

б) Породы власовской толщи

Эффузивные образования власовской толщи представлены базальтами, миндалефирами и шаровыми лавами. Как устанавливается при микроскопическом изучении, базальты власовской толщи отличаются от базальтов кожухтинской толщи наличием вкрапленников пироксена, а также значительным содержанием этого минерала в основной массе при полном отсутствии оливина. Так же как и в базальтах кожухтинской толщи, плагиоклаз образует в описываемых породах две серии вкрапленников, причем порфировые выделения первой серии имеют состав № 55–57, а фенокристы второй серии содержат 45–53% альбита, иногда обнаруживая обратную зональность.

Вкрапленники клинопироксена имеют $2V = +46–48^{\circ}$, $Nm = 1{,}682–1{,}695$, что отвечает содержанию 12–21% моле-

кулы ферросилита. Основная масса базальтов имеет гиалопилитовую структуру и состоит из лейст плагиоклаза № 50 и мелких зерен клинопироксена ($2V=+45^{\circ}$), промежутки между которыми заполнены стекловатым базисом.

М и н д а л е ф и р ы отличаются от описанных базальтов наличием значительного количества миндалин, выполненных хлорофеитом, халцедоном, цеолитами и кальцитом. Как видно под микроскопом, они совершенно аналогичны базальтам, отличаясь от них только меньшей раскристаллизацией.

Ш а р о в ы е л а в ы состоят из округлых или эллипсоидальных блоков базальта размером от 0,3 до 1,5–2 м, сцементированных массой из остроугольных мелких кусочков разложенного базальтового стекла и стекловатого базальта, скрепленных цеолитами и кальцитом в виде неправильных пятен, скоплений и тонких жилок. Степень раскристаллизации базальтов в отдельных шаровых блоках заметно увеличивается от периферии к центру тела. Нередко на этих блоках наблюдается наружная стекловатая или пузыристая корка.

Совершенно аналогичные шаровые лавы распространены в составе триасовой лавовой толщи Сибирской платформы [14, 15, 24, 25, 26, 54]. Необходимо подчеркнуть, что здесь с ними связаны промышленные месторождения исландского шпата. Как будет показано ниже, эффузивные образования власовской толщи также являются перспективными для поисков этого вида оптического сырья.

Относительно способа образования шаровых лав в настоящее время не существует единого мнения. Большинство исследователей считают, что они образовались при излиянии базальтов в небольшие озерные бассейны [14, 25, 28]. Иного мнения придерживается А. С. Скрипышев, который рассматривает шаровые лавы как продукты своеобразных извержений центрального типа, при которых выбрасывались округлые тела еще горячей, пластичной лавы [54].

Как устанавливается под микроскопом, базальт, слагающий шаровые блоки, совершенно аналогичен описанным выше базальтам власовской толщи. Мелкие обломки базальта в цементирующей массе обычно хуже раскристаллизованы и содержат больше стекла.

в) Базальты терсинской толщи

Характерной особенностью этих пород является высокое содержание стекла и почти полное отсутствие вкрапленников. Под микроскопом видно, что базальты терсинской толщи имеют гиалопилитовую структуру и состоят из непросвечивающего стекловатого базиса, забитого пылью магнетита, в котором плавают микролиты плагиоклаза № 45–50 и мелкие зерна оливина. Иногда встречаются мелкие порфировые выделения плагиоклаза и оливина, причем плагиоклаз образует две серии вкрапленников, которые имеют состав № 56–58 и № 45–50. В некоторых разновидностях оливин в основной массе отсутствует, но зато появляются микролиты клинопироксена. Краевые закаленные части некоторых потоков состоят из прозрачного коричневого стекла ($n = 1{,}575$), в котором заключены микролиты плагиоклаза и зерныш-ки оливина.

г) Базальты коврижкинской толщи

Макроскопически базальты коврижкинской толщи очень походят на базальты кожухтинской толщи. Однако под микроскопом хорошо видно, что они резко отличаются от всех описанных выше пород обилием вкрапленников клинопироксена, которые в этих базальтах по своему количеству почти не уступают порфировым выделениям плагиоклаза.

Как и в базальтах других толщ, вкрапленники плагиоклаза образуют в описываемых породах две серии, отличающиеся по морфологии и составу. Фенокристы плагиоклаза первой серии относятся к лабрадору № 62-67, в то время как состав порфировых выделений плагиоклаза второй серии изменяется от андезина № 44 до лабрадора № 60. Таким образом, вкрапленники плагиоклаза в базальтах коврижкинской толщи имеют более основной состав, чем в породах других толщ. Клинопироксен вкрапленников имеет $2V = +50^{\circ}$, $Ng = 1{,}715$, $Np = 1{,}695$, что отвечает содержанию 20% молекулы ферросилита. Основная масса базальтов состоит из микролитов плагиоклаза № 45-50, изометричных зернышек клинопироксена ($2V = +47-48^{\circ}$) и черного непросвечивающего стекловатого базиса, забитого сыпью магнетита.

Во всех описанных выше базальтах наблюдается значительное количество миндалин, выполненных хлорофеитом, халцедоном, кальцитом и цеолитами. Хлорофеит нередко встречается также и в основной массе базальтов.

д) Породы интрузии микродолеритов

По особенностям структуры среди пород интрузии можно выделить микродолериты, микротолейиты и краевые долеритовые порфириты. Наибольшим распространением пользуются микродолериты, которые слагают большую часть силлов и даек. Краевые долеритовые порфириты наблюдаются в зонах закалки этих интрузивных тел. Микротолейиты, отличающиеся от микродолеритов повышенным содержанием стекла, слагают нижние, быстрее остывавшие части некоторых силлов, а также образуют и самостоятельные пластовые залежи, которые, вероятно, вследствие особенностей своего залегания застывали со значительной быстротой.

Микродолериты макроскопически представляют собой плотные темно-серые мелкозернистые по-

роды, обычно не содержащие миндалин. От базальтов они отличаются серым цветом и зернистым, а не афанитовым обликом основной массы. Как устанавливается под микроскопом, среди микродолеритов выделяются разновидности с пойкилофитовой и микродолеритовой структурой. Первые слагают силлы значительной мощности (например, усть-нарыкский силл), тогда как вторые встречаются в маломощных пластовых залежах.

Характерной особенностью микродолеритов первой группы является наличие крупных пойкилокристов розоватого клинопироксена ($2V$=+48-49°, Ng =1,720, Np = =1,695; содержание ферросилита 23%), которые хорошо выделяются на основном фоне породы, состоящем из лейст плагиоклаза № 53-55, мелких идиоморфных зерен железистого оливина (Np =1,754, %Fa=62), свежего светло-коричневого прозрачного стекла кислого состава (n = =1,505-1,522), заполняющего промежутки между лейстами плагиоклаза, и мелких зерен магнетита. Изредка в наиболее хорошо раскристаллизованных разновидностях из центральных частей мощных силлов стекло совершенно отсутствует, а мезостазис породы состоит из мелких зерен олигоклаза, калинатрового полевого шпата и кварца.

В микродолеритах второй группы пироксен не образует крупных пойкилокристов, а наблюдается в виде мелких изометричных зерен, располагающихся между лейстами плагиоклаза. В остальном эти породы аналогичны микродолеритам первой группы.

М и к р о т о л е й и т ы отличаются от микродолеритов повышенным содержанием стекла, а также характером последнего. Стекловатый базис этих пород обычно густо забит пылью магнетита, вследствие чего он является непрозрачным.

Так же как и в микродолеритах, пироксен в микротолеитах или образует крупные пойкилокристы, промежутки между которыми заполнены стекловатым мезостазисом с плавающими в нем лейстами плагиоклаза, или наблюдается в виде мелких изометричных зерен, заключенных наряду с лейстами плагиоклаза в стекловатый

базис. По составу породообразующих минералов микротолеиты аналогичны микродолеритам.

Краевые долеритовые порфириты макроскопически представляют собой черные афанитовые породы с мелкими вкрапленниками плагиоклаза. В краевых частях маломощных тел нередко имеются стекловатые закаины мощностью 1-2 см, сложенные черным базальтовым стеклом с характерным жирным блеском.

Под микроскопом видно, что долеритовые порфириты содержат вкрапленники плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Фенокристы плагиоклаза образуют три серии, отличающиеся по морфологии и составу. Вкрапленники первой серии имеют большие размеры, содержат обильные включения стекла, несут явные следы коррозии и обнаруживают обратную зональность. По составу они относятся к андезину № 45-50. Фенокристы второй серии имеют состав № 60 и отличаются отсутствием включений стекла и прямой зональностью. Для вкрапленников третьей серии характерны небольшие размеры, длиннопризматическая форма, отсутствие включений стекла и зональности, а также состав № 50-55.

Все три серии порфировых выделений плагиоклаза нередко встречаются также в микродолеритах и микротолеитах.

Вкрапленники оливина в долеритовых порфиритах наблюдаются в виде идиоморфных зерен. Судя по Np =1,701, они имеют состав Fa_{34}. По количеству вкрапленники оливина уступают вкрапленникам клинопироксена, причем наиболее обильными являются фенокристы плагиоклаза.

Структура основной массы долеритовых порфиритов зависит от расстояния до холодного контакта и от мощности тела. Под микроскопом видно, что стекловатые закаины представляют собой коричневое прозрачное стекло (n =1,600), в котором плавают микролиты плагиоклаза и зернышки клинопироксена. Дальше от контакта долеритовые порфириты имеют гиалопилитовую

структуру и состоят из непрозрачного забитого пылью магнетита стекловатого базиса, склеивающего войлок из микролитов плагиоклаза и пироксена.

е) Туфогенные и осадочные породы мальцевской серии

В состав мальцевской серии входят туфы, туффиты, туфогенные песчаники и алевролиты, а также нормально-осадочные песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты, причем пирокласты приурочены в основном к нижней части разреза. Так, в южной части Бунгарапской синклинали туфогенные породы слагают нижнемальцевскую свиту, в то время как нормальные кластические осадки приурочены к верхнемальцевской свите. В северной части Бунгарапской мульды туфогенные образования, совершенно аналогичные породам из разреза "Бабьего Камня", обнажаются на северном склоне Салтымаковского хребта, залегая в нижней части кожухтинской толщи. Осадочные породы власовской толщи содержат меньше пирокластического материала, а песчаники и алевролиты коврижкинской толщи являются нормально-осадочными отложениями.

Туфы макроскопически представляют собой темно-зеленые, хорошо отсортированные породы, состоящие из обломочков алевритовой или, реже, псаммитовой размерности. Как устанавливается под микроскопом, они имеют витрокластическую структуру и состоят из угловатых обломков изотропного измененного желто-бурого, желто-зеленого или зеленого базальтового стекла, сцементированных цеолитовым цементом порового типа. Кроме обломков стекла, встречаются единичные обломки клинопироксена. Туффиты макроскопически и под микроскопом очень походят на туфы, отличаясь от этих последних только присутствием некоторого количества терригенных зерен кварца и кислого плагиоклаза. Наконец в туфогенных песчаниках и

алевролитах терригенный материал преобладает, тогда как обломки базальтового стекла содержатся в подчиненном количестве. По относительному количеству среди описанных пород преобладают туфогенные песчаники и алевролиты, затем следуют туффиты и туфы. Все эти образования нередко имеют отчетливую слоистую текстуру и обычно переслаиваются между собой, а также чередуются с нормальными осадками. Необходимо подчеркнуть, что пирокластический материал в этих породах совершенно одинаков по своему характеру и представлен исключительно обломками не раскристаллизованного базальтового стекла, при наличии единичных обломков клинопироксена и плагиоклаза, вероятно, происшедших за счет интрателлурических вкрапленников. По-видимому, такие обломки стекла возникли при распылении еще не раскристаллизованной лавы в жерлах туфовых вулканов. Выброшенный пирокластический материал в дальнейшем обычно подвергался размыву и переотложению, давая начало туффитам, а также туфогенным песчаникам и алевролитам.

Нормально-осадочные породы мальцевской серии описаны в работе В. И. Яворского, П. Ф. Ли и Е. М. Андреевой [73], поэтому их характеристика здесь не приводится.

1У. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В КУЗБАССЕ

Как видно из приведенного описания, в Кузбассе выделяются верхнепалеозойский и нижнемезозойский этапы магматической деятельности. В первом из этих этапов произошло внедрение силлов и даек долерит-монцонитов, нижний возрастной предел которых определяется наличием дайки этих пород в отложениях ильинской свиты в районе Макарьевского месторождения. Необходимо отметить, что, кроме упомянутых силлов и даек, в верхнепалеозойских угленосных отложениях

Кузбасса имеется ряд горизонтов туфогенных пород. Наиболее интересными из этих образований являются бентониты верхней части ишановской подсвиты Заломненской депрессии, которые представляют собой продукт изменения пепловых туфов и туффитов [1, 7]. По данным В. И. Будникова, Ю. П. Казанского и А. И. Лежнина [7], вулканический материал в этих породах представлен пепловыми частицами стекла, которые имеют характерные остроугольную, серповидную и рогульчатую формы. Судя по показателю преломления (n=1,520–1,528), вулканическое стекло имеет кислый состав и может быть отнесено к андезито-дацитам [7]. Мощность пласта туфогенных пород составляет 7–10 м.

Источник описанного вулканического материала не ясен. В. И. Будников и др. [7] считают, что таким источником могли быть вулканы хребта Калба или Джунгарского Ала-Тау, где известны вулканические аппараты нижнепермского возраста. Нам представляется, что значительная мощность пласта туффитов свидетельствует о территориальной близости источника вулканического материала, вследствие чего можно предполагать, что в ишановское время на территории Кузбасса имелись туфовые вулканы, по-видимому центрального типа, выбрасывавшие пепел кислого состава. Возможно, что это были верхние, наиболее кислые порции магмы того вулканического очага, производными которого являются также внедрившиеся позже (в послеильинское время) долерит-монцониты.

Кроме описанного мощного пласта пирокластов, в разрезе угленосных отложений Кузбасса имеется еще несколько тонких (первые сантиметры) прослоечков очень тонкозернистых пепловых туфов. По-видимому, источником этих образований были вулканы, расположенные вне пределов бассейна.

Нижнемезозойский этап вулканизма начался с выбросов значительного количества пирокластического материала базальтового состава, который после размыва и последующего переотложения вошел в состав туфо-

генно-осадочных отложений нижнемальцевской свиты и нижней части кожухтинской толщи.

Нижнемальцевская свита по своему возрасту и составу до некоторой степени сходна с туфовой толщей Сибирской платформы. Существенным отличием нижнемальцевской свиты Кузбасса является отсутствие грубообломочных туфобрекчий, а также прекрасная сортировка и четкая слоистость отложений, при полном отсутствии эруптивных обломков более древних пород. Источником описываемого пирокластического материала, по-видимому, были туфовые вулканы центрального типа, подобно тому, как это имело место на Сибирской платформе [44].

После проявления эксплозионной деятельности в центральной части Кузбасса начались трещинные излияния базальтов, которые происходили в четыре фазы, разделенные периодами прекращения вулканической деятельности и размыва эффузивных образований предыдущих извержений. Как было показано выше, базальты всех четырех выделенных нами эффузивно-осадочных толщ, соответствующих последовательным фазам излияний, обладают специфическими петрографическими особенностями. В разрезах по р. Томи у г. Сосновой, а также на площади Салтымаковского хребта хорошо видно, что покровы базальтов самой нижней кожухтинской толщи залегают на туфогенных отложениях, знаменуя таким образом переход от туфовой к лавовой стадии.

Необходимо подчеркнуть, что верхнемальцевская свита, залегающая выше покрова базальтов и накапливавшаяся таким образом уже после начала излияний последних, содержит гораздо меньше пирокластического материала, чем нижнемальцевская свита и нижняя туфогенно-осадочная часть кожухтинской толщи. Таким образом, эксплозионная деятельность, вероятно, прекратилась или была сильно ослаблена с наступлением лавовой стадии. Как известно, такая же последовательность в появлении туфов и лав наблюдается на Сибирской платформе, где туфовая толща перекрывается лавовой.

Нижнемезозойский этап вулканизма в центральной части Кузбасса завершился внедрением субвулканической интрузии микродолеритов. После излияний базальтов последние порции магмы уже не могли преодолеть лавовой покрышки, образовав маломощные силлы и редкие тонкие дайки среди туфогенно-осадочных отложений и эффузивных образований.

Общая последовательность вулканических явлений в Кузбассе приведена в табл. 1.

Таблица 1

Общая последовательность вулканических явлений в Кузбассе

№ п.п.	Характеристика фаз вулканизма	Возраст фаз
1(?)	Выбросы туфов андезито-дацитового состава	Ишановское время (P_1^i)
2	Внедрение силлов и даек долерит-монцонитов и монцонитов	Послеильинское время (P_2^{il})
3	Выбросы туфов базальтового состава	Нижнемальцевское время ($T_1^{m_1}$)
4	Трещинные излияния базальтов кожухтинской толщи	
5	Трещинные излияния базальтов власовской толщи	Верхнемальцевское время ($T_1^{m_2}$)
6	Трещинные излияния базальтов терсинской толщи	
7	Трещинные излияния базальтов коврижкинской толщи	
8	Внедрение силлов и даек микродолеритов	

У. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

1. Оливин

Оливин в траппах Кузбасса встречается часто, но обычно в небольшом количестве. В траппах верхнепалеозойского комплекса этот минерал образует интрателлурические вкрапленники в зонах закалки; кроме того, он обычен в породах сыркашевского и макарьевского силлов.

Фенокристы оливина в долеритовых порфиритах зон закалки сильно корродированы и оплавлены. Судя по $Np < 1{,}720$, оливин относится к гиалосидериту или хризолиту.

В сыркашевском силле количество оливина изменяется от 15% в кварцево-оливиновых долерит-монцонитах нижней части тела до 2% в кварцевых долерит-монцонитах, венчающих разрез силла. Оливин образует неправильные, крупные, сильно резорбированные зерна, идиоморфные по отношению к другим минералам породы. Иногда встречаются мелкие округлые включения оливина в пироксене.

Состав оливина закономерно изменяется по разрезу сыркашевского силла (рис. 4, табл. 2).

Величина $2V$ увеличивается от -66° для пегматоидных долерит-монцонитов до -72° для кварцево-оливиновых долерит-монцонитов, что отвечает уменьшению железистости от Fa_{70} до Fa_{55}.

В траппах нижнемезозойского комплекса оливин образует порфировые выделения в базальтах кожухтинской и терсинской толщ, а также встречается в виде интрателлурических вкрапленников в зонах закалки силлов микродолеритов. По своему составу этот оливин относится к гиалосидериту с содержанием 30–38% молекулы фаялита (табл. 3).

Таблица 2

Изменение состава оливинов по разрезу сыркашевского силла

№ образцов	Высота над почвой силла, м	2V	Np	%Fa	Название породы
К-10[в]	30	-72°	1,750	55	Кварцево-
К-3[т]	30	-70°	1,750	60	оливиновые
К-3[с]	40	-70°	-	60	долерит-
К-10[г]	55	-69°	-	62	монциниты
К-9[ж]	80	-66°	-	70	Пегматоидные долерит-монциниты
К-3[и]	95	-70°	-	60	Кварцевые долерит-монциниты

Таблица 3

Состав оливина порфировых выделений базальтов кожухтинской толщи и интрателлурических вкрапленников микродолеритов

№ образцов	2V	Np	%Fa	Название пород
К-29[ж]	-82°	-	30	Базальты кожухтинской толщи
К-71[в]	-	1,708	38	
К-167[а]	-	1,708	38	
К-78[м]	-	1,701	34	Краевой долеритовый порфирит

Гораздо более железистый состав имеет оливин, который образует мелкие идиоморфные зерна в основной массе микродолеритов и микротолеитов. Судя по $Np = 1{,}754$, он относится к гортонолиту с 62% молекулы фаялита.

Оливин редко сохраняется свежим. Обычно он нацело замещен боулингитом или иддингситом.

2. Плагиоклаз

При измерении значительного количества зерен плагиоклаза на Федоровском столике установлена весьма интересная особенность этого минерала для описываемых пород. Оказалось, что точки проекций двойниковых осей и полюсов плоскостей страстания для альбитового, карлсбадского и альбит-карлсбадского законов закономерно отклоняются в одну сторону от соответствующих кривых диаграммы В. В. Никитина, располагаясь в виде особой полосы (рис. 9). Как известно [18, 19, 41, 46, 58], такое отклонение является признаком высокотемпературного состояния плагиоклазов, зависящего от быстрого охлаждения, вследствие чего плагиоклазы обладают неупорядоченной структурой. Гораздо лучшее совпадение получается при использовании специальной диаграммы для определения высокотемпературных плагиоклазов, составленной в последние годы А. Н. Заварицким, В. С. Соболевым, Л. Г. Кваша, В. П. Костюком и А. П. Бобриевичем [19].

Как видно из рис. 9, в этом случае кривые располагаются примерно посредине роя точек.

Определения плагиоклазов на Федоровском столике в нескольких случаях были проверены иммерсионным методом, причем получилось хорошее совпадение со значениями, взятыми по высокотемпературным кривым (табл. 4). Такое совпадение подтверждает высокотемпературный, неупорядоченный характер описываемых полевых шпатов. Этот факт хорошо согласуется с дру-

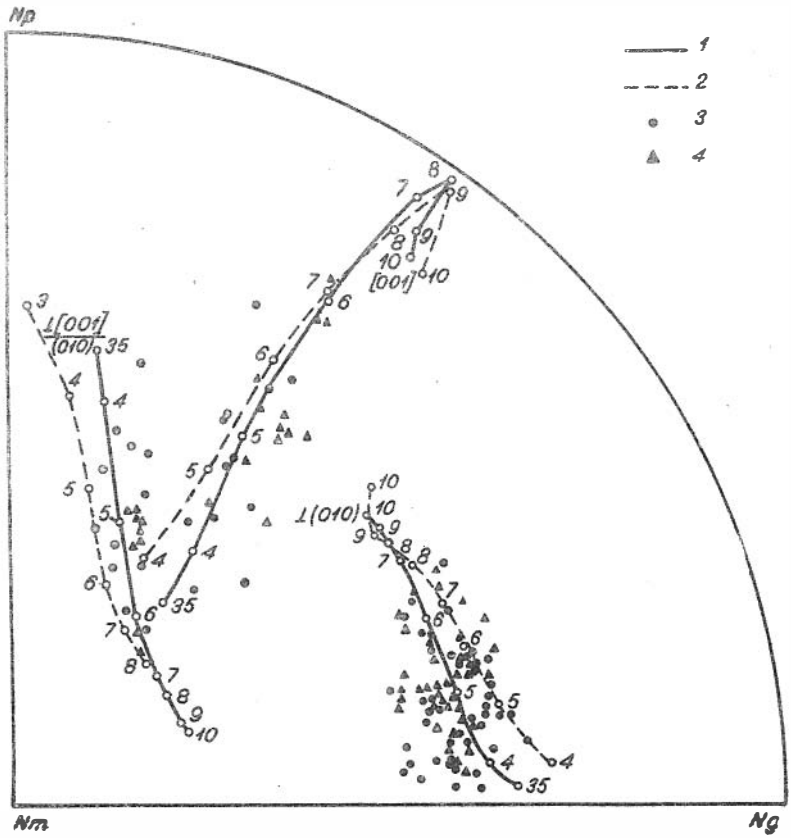

Рис. 9. Расположение проекций двойниковых осей и полюсов плоскостей срастания плагиоклазов относительно кривых В. В. Никитина и высокотемпературных кривых А. Н. Заварицкого – В. С. Соболева:

1 – кривые А. Н. Заварицкого – В. С. Соболева; 2 – кривые В. В. Никитина; 3 – плагиоклазы верхнепалеозойских траппов; 4 – плагиоклазы нижнемезозойских траппов.

Таблица 4

Сравнение определений плагиоклазов Федоровским и иммерсионным методами

№ шлифа	% An по диаграмме Е. З. Никитина	% An по диаграмме А. Н. Заварицкого – В. Е. Соболева	Np′	% An, определенный иммерсионным методом	Примечание
К-6[5]	72	66	1,559	60	Верхнепалеозойский комплекс
К-10[6]	76	66	1,562	65	
К-1[6]	66	58	1,559	60	
К-6[4]	75	64	1,562	65	Нижнемезозойский комплекс
[illegible]	70	60	1,559	60	

Состав и особенности плагиоклаза в

		Базальты кожухтинской толщи	Базальты власовской толщи
Вкрапленники I серии	Состав	№ 52	№ 55-57
	Форма	короткопризматическая	короткопризматическая
	Коррозия	сильная	сильная
	Зональность	обратная	обратная
Вкрапленники II серии	Состав	№ 46-53	№ 45-53
	Форма	длиннопризматическая	длиннопризматическая
	Коррозия	отсутствует	слабая
	Зональность	"	обратная
Вкрапленники III серии	Состав	-	-
	Форма	-	-
Плагиоклаз основной массы	Состав	№ 50	№ 50

траппах нижнемезозойского комплекса

Базальты терсинской толщи	Базальты ковригинской толщи	Породы интрузии микродолеритов
№ 56-58	№ 62-67	№ 45-50
длиннопризматическая	короткопризматическая	короткопризматическая
отсутствует	слабая	сильная
"	прямая	обратная
№ 45-50	№ 44-60	№ 57-60
длиннопризматическая	длиннопризматическая	короткопризматическая
отсутствует	отсутствует	слабая
"	"	прямая
-	-	№ 50-55
-	-	лейсты
№ 45-50	№ 45-50	№ 50-55

гими признаками быстрого застывания магматических пород Кузбасса, которые представляют собой эффузивные или гипабиссальные образования, причем даже наиболее мощные силлы верхнепалеозойского траппового комплекса имеют стекловатые зоны закалки, свидетельствующие о резком охлаждении этих пластовых тел.

Возможно, что высокотемпературные плагиоклазы встречаются в гипабиссальных траппах гораздо чаще, чем это принято думать. Так, например, Г. Д. Феоктистовым [66] установлен высокотемпературный характер плагиоклаза для траппов среднего течения р. Ангары. Не исключено, что долериты некоторых других областей Сибирской платформы также содержат высокотемпературный плагиоклаз.

В настоящее время установлено [19, 41, 46], что при определении высокотемпературных плагиоклазов по диаграмме В. В. Никитина содержание анортита всегда несколько завышается. В нашем случае разница достигает 8-10% для основных лабрадоров и уменьшается до 3-5% для андезинов.

В траппах верхнепалеозойского комплекса наиболее основной плагиоклаз образует две серии интрателлурических выделений, которые сохраняются в долеритовых порфиритах зон закалки и в порфировидных кварцевых долерит-монцонитах. Вкрапленники плагиоклаза первой серии отличаются большими размерами, короткопризматической формой, резкой зональностью и обилием включений стекла. Они имеют состав от № 62-66 в ядре до № 53 в краевой части. Фенокристы плагиоклаза второй серии имеют меньшие размеры, длиннопризматическую форму и состав № 48-54.

В Томь-Усинском районе состав плагиоклаза закономерно меняется по разрезу сыркашевского силла от № 49-55 в кварцево-оливиновых долерит-монцонитах до № 43-35 в пегматоидных долерит-монцонитах и до № 45 в кварцевых долерит- монцонитах (см. рис. 4). Однако необходимо подчеркнуть, что в тех участках сыркашевского силла, где имеются ксенолиты, эта закономерность

иногда нарушается, причем плагиоклаз становится более кислым.

Плагиоклаз пород макарьевского и майзасского силлов имеет аналогичный состав.

В базальтах нижнемезозойского комплекса также имеются две, а в микродолеритах даже три серии вкрапленников плагиоклаза, отличающихся по морфологии, размеру и составу (табл. 5). Характерной особенностью порфировых выделений плагиоклаза первой серии в базальтах кожухтинской и власовской толщ, а также в субвулканических микродолеритах является сильная корродированность и наличие обратной зональности. По-видимому, это явление зависит от перегрева магмы после излияния на поверхность или при подъеме ее в верхние структурные этажи. Именно этот процесс привлекается Е. К. Устиевым [65] для объяснения обратной зональности вкрапленников плагиоклаза и оливина в лавах Анюйского вулкана.

Плагиоклаз в траппах Кузбасса имеет свежий характер, хотя в породах верхнепалеозойского комплекса нередко проявляются процессы серицитизации, пренитизации и иногда скаполитизации этого минерала.

3. Пироксен

Во всех описанных выше породах присутствует только один клинопироксен. В траппах верхнепалеозойского комплекса этот минерал имеет характерный розоватый оттенок, вероятно, обусловленный примесью титана.

Подобно оливину и плагиоклазу, пироксен образует интрателлурические выделения в долеритовых порфиритах зон закалки силлов и даек верхнепалеозойского комплекса, хотя его количество сильно уступает содержанию плагиоклаза. Состав этих фенокристов отличается повышенной магнезиальностью при пониженном содержании молекулы ферросилита и волластонита (табл. 6).

Таблица 6

Оптические свойства и состав клинопироксена интрателлурических выделений сыркашевского силла

№ образца	Расстояние от контакта, см	2V	Nm	Np	Состав
К-3^{в}	1	+36°	1,691	–	$Wo_{32}En_{48}Fs_{20}$
К-1^{ж}	10	+44°	–	1,682	$Wo_{37}En_{51}Fs_{12}$
К-6^{г} ядро	20	+46°	–	–	–
К-6^{г} край		+42°	–	–	–

Пироксены сыркашевского силла закономерно изменяют свой состав по разрезу этого пластового тела (табл. 7, см. рис. 4).

Показатели преломления и угол оптических осей пироксенов возрастают по мере удаления от почвы силла. Достигнув максимального значения для пироксена пегматоидных долерит-монцонитов, эти оптические константы быстро уменьшаются к кровле силла. Таким образом, клинопироксен пегматоидных долерит-монцонитов богаче молекулами ферросилита и волластонита, чем пироксены кварцево-оливиновых и кварцевых долерит-монцонитов.

Аналогичный процесс проявляется в майзасском силле, хотя для этого тела в нашем распоряжении имеется меньше данных. В табл. 8 приведены оптические константы и состав клинопироксена для майзасского силла в разрезе по р. Мрассе.

Как видно из этой таблицы, пироксен кварцевых монцонитов богаче железом и беднее магнием, чем пироксен порфировидных долерит-монцонитов.

По классификации Г. Хесса [83] изученные клинопироксены следовало бы отнести к группе авгита. Однако, как неоднократно подчеркивал В. С. Соболев [56, 58, 20], еще со времени исследований Чермака было изве-

Таблица 7

Изменение состава клинопироксенов по разрезу сыркашевского силла

№ образца	Высота над почвой силла, м	2V	Ng	Nm	Np	Состав	Название породы
К-10[в]	30	+51°	–	–	1,695 ±0,002	$Wo_{42}En_{38}Fs_{20}$	Кварцево-оливиновые долерит-монциниты
К-3[с]	40	+52°	–	–	1,695 ±0,002	$Wo_{43}En_{38}Fs_{19}$	
К-10[г]	55	+51°	–	–	1,704 ±0,002	$Wo_{41}En_{31}Fs_{28}$	
К-3[н]	72	+58°	–	1,714 ±0,002	–	$Wo_{46}En_{20}Fs_{34}$	Пегматоидные долерит-монциниты
К-3[ж]	80	+54°	–	1,714 ±0,002	–	$Wo_{43}En_{24}Fs_{33}$	
К-9[д]	92	+53°	1,730 ±0,002	1,708 ±0,002	–	$Wo_{42}En_{28}Fs_{30}$	
К-3[к]	92	+49°	–	1,704 ± 0,002	–	$Wo_{39}En_{32}Fs_{29}$	Кварцевые долерит-монциниты
К-10[л]	97	+47°	–	—	1,704 ±0,002	$Wo_{37}En_{33}Fs_{30}$	

стно, что авгиты содержат значительные количества глинозема и окиси железа, при несколько пониженном содержании кремнезема, вследствие чего пироксены такого типа могут встречаться только в породах, недосыщенных кремнеземом. В. С. Соболевым было показано, что пи-

Таблица 8

Изменение состава клинопироксенов по разрезу майзасского силла

№ образца	Высота над почвой силла, м	$2V$	Np	Состав	Название породы, содержащей пироксен
К-14^{Д}	8	+49°	1,700 ±0,002	$Wo_{39}En_{37}Fs_{24}$	Порфировидные кварцевые долерит-монцониты
К-14^{М}	50	+52°	1,708 ±0,002	$Wo_{40}En_{28}Fs_{32}$	Кварцевые монцониты

роксены насыщенных кремнеземом траппов могут быть названы пижонитами, которые представляют собой изоморфную смесь диопсида, геденбергита и энстатита [55]. Траппы Кузбасса насыщены кремнеземом и, следовательно, клинопироксены этих пород следует называть пижонитами. Как известно, в английской и американской литературе [83] к пижонитам относят бедные кальцием клинопироксены с углом оптических осей, не превышающим 30°, без учета содержания в них глинозема, поскольку последний не влияет заметным образом на оптические свойства этих минералов. Такое упрощение классификации клинопироксенов, придающее ей чисто формальный характер, критиковалось В. С. Соболевым [58, 20] и А. И. Цветковым [68].

На рис. 10 показано направление кристаллизационной дифференциации для клинопироксенов сыркашевского силла. Здесь же нанесено усредненное направление изменения состава пироксенов при магматической дифференциации по Хессу, а также линии эволюции клинопироксенов Аламджахской [47] и Скаергардской [81] интрузий.

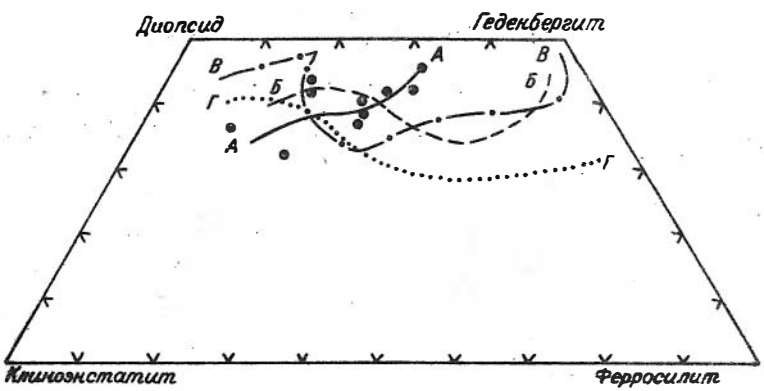

Рис. 10. Направление кристаллизационной дифференциации для клинопироксенов сыркашевского силла: *АА* – направление кристаллизационной дифференциации пироксенов сыркашевского силла, *ББ* – то же, для пироксенов Аламджахской интрузии, *ВВ* – то же, для пироксенов интрузии Скаергард, *ГГ* – направление кристаллизационной дифференциации клинопироксенов основных пород по Г. Хессу.

Как видно из этого рисунка, направление кристаллизационной дифференциации пироксенов сыркашевского силла отличается от нормального хода кристаллизации пироксенов основных пород. Особенностью пироксенов сыркашевского силла, кроме значительного обогащения железом, является устойчивое увеличение содержания молекулы волластонита. Эта же тенденция еще более сильно проявляется для клинопироксенов Аламджахской и Скаергардской интрузий, где последние кристаллизовавшиеся

Оптические свойства и состав пироксенов

№ образца	2V	Ng	Nm	Np
К-55[в]	+52°	-	-	1,672
К-26[ж]	+51°	-	-	1,680
К-22[в]	+46°	-	1,682	-
К-93[г]	+48°	-	1,695	-
К-39[а]	+47°	-	-	-
К-39[о]	+45°	-	-	-
К-58[д]	+50°	-	1,701	-
К-21[е]	+50°	1,715	-	1,695
К-58[д]	+47°	-	-	-
К-21[е]	+48°	-	-	-
К-78[ж]	+49°	1,715	-	1,695
К-82[а]	+48°	1,720	-	1,695
К-78[т]	+47°	1,714	-	1,691
К-34[л]	+49°	1,714	-	1,691

пироксены имеют состав, близкий к геденбергиту. Увеличение угла оптических осей клинопироксенов, связанное с повышением содержания молекулы волластонита, по мере кристаллизации магмы отмечено также для траппов Тунгусского бассейна [37] и для траппового Падунского массива [8].

В базальтах нижнемезозойского магматического

Таблица 9

нижнемезозойских траппов Кузбасса

Состав	Название породы	Примечание
$Wo_{40}En_{56}Fs_4$	Базальты кожухтинской толщи	Вкрапленник
$Wo_{41}En_{50}Fs_9$		"
$Wo_{38}En_{50}Fs_{12}$	Базальты власовской толщи	Вкрапленник
$Wo_{40}En_{39}Fs_{21}$		"
–		"
–		Основная масса
$Wo_{40}En_{34}Fs_{26}$	Базальты коврижкинской толщи	Вкрапленник
$Wo_{41}En_{39}Fs_{20}$		"
		Основная масса
$Wo_{40}En_{40}Fs_{20}$	Микродолериты	Пойкилокрист
$Wo_{39}En_{38}Fs_{23}$		"
$Wo_{39}En_{42}Fs_{19}$	Микротолеиты	Пойкилокрист
$Wo_{41}En_{40}Fs_{19}$		"

комплекса Кузбасса клинопироксен образует вкрапленники, а также наблюдается в основной массе этих пород. В микродолеритах описываемый минерал обычно образует крупные пойкилокристы, которые в отличие от зеленоватого пироксена базальтов и микротолеитов имеют характерный розоватый оттенок, вероятно обусловленный примесью титана.

Изменение оптических свойств роговой

№ образца	Высота над почвой силла, м	2V	cNg	Ng	Np
К-10[в]	30	-84°	-	1,688 ±0,002	-
К-3[н]	72	-70°	18°	-	1,691 ±0,002
К-9[ж]	80	-75°	-	1,708	1,688 ± 0,002
К-9[д]	92	-81°	-	-	1,677 ±0,002

По своим оптическим свойствам и составу клинопироксены всех описанных выше разновидностей базальтов и микродолеритов мало отличаются между собой, хотя содержание железа в этих минералах несколько увеличивается при переходе от лав первой фазы излияний (базальты кожухтинской толщи) к породам интрузии микродолеритов, завершившей вулканическую деятель-

Таблица 10

обманки по разрезу сыркашевского силла

Плеохроизм	Общая железистость по В. С. Соболеву	Название породы
Ng – зеленый с буроватым оттенком *Np* – светло-зеленовато-желтый	55%	Кварцево-оливиновые долерит-монцониты
Ng – зеленый, иногда с синеватым оттенком *Np* – светло-зеленовато-желтый	77%	Пегматоидные долерит-монцониты
Ng – зеленый с буроватым оттенком *Np* – светло-зеленовато-желтый		Кварцевые долерит-монцониты

ность (табл. 9). Клинопироксены основной массы базальтов отличаются от пироксена вкрапленников пониженным углом оптических осей.

В верхнепалеозойских траппах клинопироксен замещается роговой обманкой. В нижнемезозойских базальтах и микродолеритах описываемый минерал сохраняется совершенно свежим.

4. Амфибол

Роговая обманка имеется только в траппах верхнепалеозойского комплекса, где она замещает пироксен. В кварцевых монцонитах майзасского силла этот процесс зашел достаточно далеко, так что пироксен сохраняется лишь в виде незначительных остатков в немногих зернах амфибола.

Оптические свойства и состав роговой обманки закономерно меняются по разрезу сыркашевского силла (табл. 10).

Как видно из этой таблицы, железистость амфибола пегматоидных долерит-монцонитов выше, чем кварцевых и кварцево-оливиновых долерит-монцонитов. Обращает на себя внимание появление синеватого оттенка у роговой обманки пегматоидных долерит-монцонитов, что, вероятно, связано с некоторым увеличением содержания щелочей.

Амфибол кварцевых монцонитов майзасского силла имеет $2V = -70^{\circ}$, $cNg = 15^{\circ}$, $Ng = 1{,}712 \pm 0{,}002$, $Np = 1{,}691 \pm 0{,}002$. Общая железистость по В. С. Соболеву - 80%. Таким образом, он совершенно аналогичен роговой обманке пегматоидных долерит-монцонитов сыркашевского силла.

Роговая обманка обычно не подвергается вторичным изменениям и большей частью сохраняется свежей. Иногда она обрастает небольшим количеством слабо-зеленоватого актинолита. В некоторых случаях амфибол замещается хлоритом.

5. Биотит

Красно-бурый биотит обычен в породах верхнепалеозойского комплекса. Железистость биотита увеличивается таким же образом, как и других темноцветных минералов. Так, биотит пегматоидных долерит-монцонитов имеет $Ng' = 1{,}664$, $Np = 1{,}606$ (общая железистость, по

В. С. Соболеву, 66%), тогда как биотит кварцевых долерит-монцонитов имеет $Ng' = 1{,}657$, $Np = 1{,}600$ (общая железистость 60%), а биотит кварцево-оливиновых долерит-монцонитов имеет $Ng' = 1{,}648$ (общая железистость 53%).

6. Калинатровый полевой шпат

Калишпат пользуется значительным распространением в монцонитах и долерит-монцонитах верхнепалеозойского комплекса. Он всегда бывает ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и обычно обрастает этот минерал, хотя нередко наблюдаются и самостоятельные короткопризматические зерна калинатрового полевого шпата.

Оптические свойства калишпата несколько меняются в различных петрографических разновидностях (табл. 11).

Таблица 11

Оптические свойства калинатрового полевого шпата

№ шлифа	Название породы	2V	$P_{(001)}Ng$	$P_{(001)}Nm$	$P_{(001)}Np$
К-3^{с}	Кварцево-оливиновые долерит-монцониты	-65°	90°	10°	80°
К-1^{ю}	Пегматоидные долерит-монцониты	-60°	86°	5°	87°
К-6^{к}	Кварцевые долерит-монцониты	-67°	87°	10°	81°
К-14^{м}	Кварцевые монцониты	-56°	90°	4°	86°

Как видно из этой таблицы, калишпат относится к натровому ортоклазу с пониженным углом оптических осей.

Калинатровый полевой шпат редко сохраняется свежим. Обычно он подвергается пелитизации или альбитизации, нередко с образованием шахматного альбита.

7. Кварц и микропегматит

Содержание кварца и микропегматита в породах верхнепалеозойского комплекса колеблется от 5 до 20%. Обычно они выполняют интерстиции, причем нередко наблюдается разъедание микропегматитом плагиоклаза и калишпата.

У1. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ КУЗБАССА

В нашем распоряжении имеется 28 химических анализов траппов Кузбасса, которые выполнены в химической лаборатории Новосибирского геологического управления (анализы № 2, 3, 4, 6, 7, 9, 10, 16, 17, 19, 22, 25, 28), в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР (анализы № 5, 8, 13, 14, 18, 20, 21, 23, 24, 27) и в лаборатории силикатного анализа Киевского университета (анализы № 1, 11, 12, 15, 26). В табл. 11-12 приведены имеющиеся анализы отдельно для верхнепалеозойских и нижнемезозойских траппов, причем для последних химические анализы распределены по выделенным эффузивно-осадочным толщам.

Как видно из приведенных анализов, верхнепалеозойские и нижнемезозойские траппы Кузбасса по химическому составу весьма близки между собой, хотя первые отличаются от вторых повышенным содержанием щелочей, при меньшем количестве полевошпатовой извести, так что на диаграмме А. Н. Заварицкого вариационная

Таблица 12

Химические анализы верхнепалеозойских траппов

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8
№ пробы	К-3^{т}	К-3^{с}	К-3^{н}	К-3^{к}	К-3^{г}	К-14^{д}	К-14^{м}	К-14^{г}
SiO_2	50,79	52,03	54,91	53,22	55,30	51,47	57,42	66,88
TiO_2	1,06	1,90	1,72	2,22	2,22	3,47	1,60	0,75
Al_2O_3	12,45	13,31	12,62	12,17	14,64	13,90	13,17	14,41
Fe_2O_3	5,12	2,47	2,42	2,74	1,28	2,21	2,42	1,44
FeO	11,61	11,53	12,50	11,09	10,13	10,82	8,52	3,24
MnO	0,19	0,26	0,26	0,25	0,20	0,24	0,22	0,04
MgO	4,91	3,26	1,41	2,26	2,37	2,96	1,23	0,43
CaO	6,56	7,08	5,25	6,28	6,60	5,81	4,68	1,51
Na_2O	2,77	3,16	3,80	3,50	3,12	3,25	3,63	4,46
K_2O	2,28	2,26	2,72	2,47	1,70	2,23	2,99	5,07
P_2O_5	1,25	0,82	0,50	0,86	0,82	0,89	0,50	0,10
H_2O	–	0,79	0,72	0,70	–	–	–	–
п. п. п.	1,62	н/опр.	н/опр.	н/опр.	2,18	2,89	3,87	1,06
Сумма . . .	100,61	98,87	98,83	97,76	100,55	100,14	100,25	99,40

Таблица 13

Числовые характеристики верхнепалеозойских траппов

№ анализа	Числовые характеристики												
	Главные				Дополнительные								
	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}\cdot 100$	$\frac{f}{m}\cdot 100$
1	9,4	3,7	28,1	58,8	55	30	15	65	16	1,6	−4,9	254	183
2	10,3	3,8	24,1	61,8	56	23	21	60	9	2,5	−0,8	271	244
3	12,4	2,3	20,9	64,4	69	11	20	68	10	2	+1,7	538	626
4	11,5	2,6	22,4	63,5	60	17	23	68	10,5	3	+1,4	443	352
5	9,6	5,3	18,3	66,8	62	22	16	74	6,2	2,9	+9,1	181	282
6	10,8	4,3	21,1	63,8	61	25	14	69	9,[illegible]	4,9	+1,7	251	244
7	12,7	2,7	16,0	68,6	66	14	20	65	13	2	+9,1	470	486
8	17,1	1,0	5,8	76,1	73	13	14	57	21	0,9	+17,0	1710	560

линия этих пород несколько смещена вправо по отношению к области, в которой располагаются векторы нижнемезозойских траппов (рис. 11). В породах верхнепалеозойского комплекса отчетливо проявляется дифференциация, которая хорошо выражается на диаграмме в закономерном смещении векторов снизу вверх вдоль оси SB, а также в длине и направлении этих векторов, причем крайними членами дифференцированного ряда являются обогащенные оливином кварцево-оливиновые долерит-монцониты из нижней части сыркашевского силла (анализ № 1) и микрограниты, дайка которых сечет майзасский силл (анализ № 8). В нижнемезозойских базальтах и микродолеритах дифференциация проявилась в гораздо меньшей степени, так что векторы этих пород испытывают весьма умеренное перемещение вдоль оси SB. Все нижнемезозойские трапп[illegible] химическому

---

1 – кварцево-оливиновый долерит-монцонит в 30 м от почвы сыркашевского силла. Ж.-д. выемка у пос. Корай.

2 – кварцево-оливиновый долерит-монцонит в 40 м от почвы сыркашевского силла. Ж.-д. выемка у пос. Корай.

3 – пегматоидный долерит-монцонит в 72 м от почвы сыркашевского силла. Ж.-д. выемка у пос. Корай.

4 – кварцевый долерит-монцонит в 92 м от почвы сыркашевского силла. Ж.-д. выемка у пос. Корай,

5 – краевой долеритовый порфирит в 0,2 м от кровли сыркашевского силла. Ж.-д. выемка у пос. Корай.

6 – порфировидный кварцевый долерит-монцонит в 8 м от почвы майзасского силла. Р. Мрасса, правый берег, 6 км выше пос. Камешок.

7 – кварцевый монцонит в 50 м от почвы майзасского силла. Р. Мрасса, правый берег, 6 км выше пос. Камешок.

8 – микрогранит из дайки среди монцонитов майзасского силла. Р. Мрасса, правый берег, 6 км выше пос. Камешок.

Таблица 14

Химические анализы базальтов кожухтинской толщи

№ анализа	9	10	11	12	13	14	15
№ пробы	К-71[б]	К-55[в]	К-25[г]	К-64	К-24[в]	К-167[а]	К-18[д]
SiO_2	52,69	51,38	53,28	53,39	49,26	49,27	53,28
TiO_2	1,68	2,13	0,97	0,97	1,58	1,64	0,82
Al_2O_3	14,13	14,06	12,53	11,87	16,07	15,98	12,82
Fe_2O_3	2,07	3,12	2,64	2,50	2,60	2,35	3,50
FeO	10,65	9,35	11,17	12,61	9,33	10,39	9,85
MnO	0,26	0,29	0,20	0,13	0,20	0,16	0,22
MgO	4,18	3,64	4,32	3,82	5,24	4,93	4,46
CaO	7,78	8,17	7,32	7,80	8,65	8,65	8,26
Na_2O	3,16	3,43	3,26	3,47	3,15	3,14	3,12
K_2O	1,51	0,83	1,87	1,29	0,97	1,27	0,63
P_2O_5	0,52	0,78	0,92	0,71	0,55	0,69	0,74
п. п. п.	1,60	2,65	1,53	1,35	1,76	1,37	2,23
Сумма...	100,23	99,83	100,01	99,91	99,36	99,85	97,93

Таблица 15

Числовые характеристики базальтов кожухтинской толщи

№ анализа	Числовые характеристики												
	главные				дополнительные								
	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}\cdot 100$	$\frac{f}{m}\cdot 100$
9	9,2	4,9	24,0	61,9	51	30	19	76	7	2,5	+0,5	188	170
10	9,2	5,2	23,5	62,1	52	27	21	85	11	3	+0,6	177	194
11	9,8	3,6	25,5	61,1	51	28	21	73	9	1,3	−1,0	273	182
12	9,4	3,2	26,7	60,7	53	24	23	80	8	1,3	−0,6	294	221
13	8,7	6,8	25,0	59,5	47	37	16	83	9	2,4	−5,2	128	127
14	9,0	6,6	25,2	59,2	49	34	17	80	8	2,4	−6,2	136	144
15	7,8	4,7	25,7	61,8	49	30	21	89	12	1,1	+3,3	166	163

9 – базальт. Гребень Караканских гор, в 4 км к северо-востоку от с. Каракан.

10 – базальт. Р. Н. Терсь, правый берег, 0,5 км выше устья р. Кайлот.

11 – базальт. Р. Томь, левый берег, около устья р. Кожухты.

12 – базальт. Гребень Караканских гор, 5,5 км на северо-запад от дер. Кыргай.

13 – базальт с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Р. Томь, левый берег, 1,5 км ниже устья р. Кожухты.

14 – базальт с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Верховье правого безымянного ключа, впадающего в р. Томь, 2,5 км ниже устья р. Кожухты.

15 – базальт. Р. Томь у г. Сосновой ("Рябый Камень").

Таблица 16

Химические анализы базальтов власовской толщи

№ анализа	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Сумма
16	К-42^{а}	52,24	1,45	14,00	3,84	8,81	0,26	5,26	8,41	3,04	0,92	0,45	1,78	100,46
17	К-42^{к}	52,53	1,62	14,62	2,98	9,54	0,27	4,51	8,49	3,02	0,97	0,48	1,56	100,59
18	К-141^{а}	51,81	1,64	14,86	2,19	10,39	0,24	4,11	8,69	2,68	0,97	0,32	1,49	99,40

Таблица 17

Числовые характеристики базальтов власовской толщи

№ анализа	Числовые характеристики												
	главные				дополнительные								
	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}\cdot 100$	$\frac{f}{m}\cdot 100$
16	8,1	5,3	25,8	60,8	46	35	19	82	13	2	+0,1	152	131
17	8,1	5,8	24,5	61,6	49	32	19	82	11	2,2	+1,2	140	153
18	7,6	6,5	24,0	61,9	52	30	18	80	16	2,3	+2,1	117	174

16 – базальт. Р. Томь, правый берег, 150 м ниже устья р. Дулеповой.
17 – базальт. Р. Томь, правый берег, у устья р. Дулеповой.
18 – базальт. Р. Томь, правый берег, 400 м выше устья р. Дулеповой.

Таблица 18

Химические анализы базальтов терсинской толщи

№ анализа	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Сумма
19	К-54 $\frac{б}{м}$	52,10	1,70	14,38	2,67	9,77	0,28	4,27	8,22	3,41	0,87	0,52	1,90	100,09
20	К-53 $\frac{м}{}$	51,98	2,26	14,36	4,11	8,11	0,15	3,16	6,37	3,15	1,93	0,88	3,17	99,67

Таблица 19

Числовые характеристики базальтов терсинской толщи

№ анализа	Числовые характеристики												
	главные				дополнительные								
	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}\cdot 100$	$\frac{f}{m}\cdot 100$
19	9,1	5,5	22,5	62,9	55	33	12	85	10	2,3	+2,9	166	166
20	10,2	5,0	20,7	64,1	58	27	15	71	18	3,2	+2,8	204	214

19 – базальт. Р. Н. Терсь, правый берег, 2 км выше устья р. Кайлот.
20 – базальт. Р. Н. Терсь, правый берег, 1,3 км выше устья р. Кайлот.

Таблица 20

Химические анализы базальтов коврижкинской толщи

№ анализа	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Сумма
21	К-113[а]	52,01	1,82	13,87	1,53	12,32	0,22	4,01	7,82	3,02	1,21	0,51	1,37	99,72
22	К-21[е]	51,78	1,70	13,61	4,24	9,66	0,22	4,48	7,90	3,29	0,87	0,48	2,06	99,29
23	К-17[г]	51,72	1,59	14,57	5,85	6,57	0,21	3,57	8,60	3,16	0,82	0,48	2,20	99,38
24	К-58[д]	52,19	1,74	15,61	4,06	8,18	0,21	4,17	8,33	2,74	0,98	0,46	1,90	100,46

21 – базальт. Р. Томь, левый берег, против пос. Пегас.

22 – базальт. Р. Томь, правый берег, против пос. Коврижка, у входа в Серебряную курью.

23 – базальт. Р. Томь у г. Сосновой ("Бабий Камень"). Верхнее пластовое тело базальтов, вскрытое канавой № 6.

24 – базальт. Р. Н. Терсь, правый берег, 0,7 км выше устья р. Чигош.

Таблица 21

Числовые характеристики базальтов коврижкинской толщи

№ анализа	Числовые характеристики												
	главные				дополнительные								
	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}\cdot 100$	$\frac{f}{m}\cdot 100$
21	8,5	5,1	24,7	61,7	54	28	18	79	5,3	2,6	+1,3	167	192
22	8,6	4,9	25,6	60,9	51	30	19	85	14	2,4	−0,3	175	170
23	8,5	5,9	23,1	62,5	51	27	22	85	22	2,3	+2,1	143	189
24	7,8	6,9	22,7	62,6	52	32	16	80	16	2,5	+2,7	113	162

21 – базальт. Р. Томь, левый берег, против пос. Пегас.

22 – базальт. Р. Томь, правый берег, против пос. Коврижка, у входа в Серебряную курью.

23 – базальт. Р. Томь у г. Сосновой ("Бабий Камень"). Верхнее пластовое тело базальтов, вскрытое канавой № 6.

24 – базальт. Р. Н. Терсь, правый берег, 0,7 км выше устья р. Чигош.

Таблица 22

Химические анализы пород интрузии микродолеритов

№ анализа	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п. п. п.	Сумма
25	К-78^{ж}	53,15	1,88	14,42	4,25	7,57	0,23	3,62	7,17	3,54	1,43	0,68	2,05	99,79
26	К-18^{я}	53,54	0,98	12,65	5,70	7,88	0,18	3,86	6,67	3,52	2,18	0,86	1,85	99,87
27	К-78^{т}	53,18	1,93	15,08	3,88	8,01	0,20	3,70	7,00	3,01	2,51	0,73	1,22	100,55
28	К-53^{т}	53,40	2,32	13,81	3,45	9,73	0,22	2,47	6,38	3,66	1,09	0,73	2,81	100,07

25 - микродолерит. Р. Томь, левый берег, выше пос. Усть-Нарык. В 10 м от кровли усть-нарыкского силла.

26 - микродолерит. Р. Томь, у г. Сосновой ("Бабий Камень"). В 7 м от кровли силла.

27 - микротолейит. Р. Томь, левый берег, выше пос. Усть-Нарык. Нижняя часть усть-нарыкского силла.

28 - краевой долеритовый порфирит. Р. Н. Терсь, 1,5 км выше устья р. Кайлот.

Таблица 23

Числовые характеристики пород интрузии микродолеритов

№ анализа	Числовые характеристики												
	главные				дополнительные								
	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}\cdot 100$	$\frac{f}{m}\cdot 100$
25	10,1	4,8	21,7	63,4	52	29	19	79	17	2,6	+1,8	210	179
26	10,9	3,1	24,2	61,8	52	26	22	71	20	1,5	−1,3	352	200
27	10,4	5,1	21,2	63,3	53	30	17	64	16	2,6	+0,7	204	177
28	10,2	4,4	20,6	64,8	61	21	18	82	14	3,1	+4,8	232	290

25 – микродолерит. Р. Томь, левый берег, выше пос. Усть-Нарык. В 10 м от кровли усть-нарыкского силла.

26 – микродолерит. Р. Томь у г. Сосновой ("Бабий Камень"). В 7 м от кровли силла.

27 – микротолейит. Р. Томь, левый берег, выше пос. Усть-Нарык. Нижняя часть усть-нарыкского силла.

28 – краевой долеритовый порфирит. Р. Н. Терсь, 1,5 км выше устья р. Кайлот.

составу близки между собой, хотя можно отметить, что для базальтов власовской толщи характерны пониженные значения отношений $\frac{a}{c} \cdot 100$ и $\frac{f}{m} \cdot 100$, тогда как в породах интрузии микродолеритов эти коэффициенты несколько увеличиваются. Особняком стоят базальты с крупными вкраплениями плагиоклаза и оливина (анализы № 13, 14), встреченные в нижней части кожухтинской толщи, для которых характерно пониженное содержание кремнезема.

Специфическими петрохимическими особенностями траппов Кузбасса является высокое отношение железа к магнию, высокое отношение $a:c$ (где a и c – числовые характернстики А. Н. Заварицкого), а также повышенное содержание кремнезема. По особенностям химизма траппы Кузбасса близки к нижнемезозойским дайковым породам Колывань-Томской зоны, известным в районе г. Томска [К. В. Иванов, 1956], к мезозойским "протеробазам" Саралинских золотых рудников в Кузнецком Алатау [48] и в меньшей степени к нижнемезозойским базальтам и долеритам Тургайского прогиба [45]. Повышенное содержание кремнезема и высокое отношение $a:c$ сближает траппы Кузбасса с четвертичными базальтами Анюйского вулкана [65]. Следует подчеркнуть, что все упомянутые магматические комплексы располагаются в областях завершенной складчатости. В то же время для траппов древних платформ (траппы Сибирской платформы, долериты Карру, долериты Тасмании и в меньшей степени траппы Декана) характерно более низкое отношение $a:c$.

По величине отношения $a:c$ траппы Кузбасса, Колывань-Томской зоны и Анюйского вулкана близки к трахибазальтам и трахидолеритам трахибазальтовой формации континентального свода, отличаясь от этих последних повышенным содержанием кремнезема. Таким образом, по особенностям своего химизма траппы перечисленных областей завершенной складчатости совмещают в себе некоторые черты траппов древних платформ (представителей толейитового типа) и трахибазальтов конти-

нентального свода (представителей оливин-базальтового типа). Подобно первым, они являются насыщенными кремнеземом и вследствие этого не содержат фельдшпатоидов, весьма характерных для вторых. В то же время по отношению $a:c$ они стоят ближе к трахибазальтам, чем к траппам древних платформ.

Интересные данные были получены Г. Д. Феоктистовым [66], который, совместив на диаграмме А. Н. Заварицкого средние вариационные линии для траппов Тасмании, долеритов Карру, траппов Сибирской платформы, траппов Декана и пород трахибазальтовой формации Саяно-Байкальской области, пришел к выводу о наличии постепенных изменений в химизме серий горных пород от траппов Тасмании (типичных представителей толеитового типа) до трахибазальтов Саяно-Байкальской области (представителей оливин-базальтового типа), причем промежуточными звеньями в порядке возрастающего отношения $a:c$ являются долериты Карру, траппы Сибирской платформы и траппы Декана. Это положение хорошо иллюстрируется рисунком 12, заимствованным из работы Г. Д. Феоктистова, причем здесь же для сравнения нами нанесена вариационная линия для верхнепалеозойских траппов Кузбасса и показана область, в которой располагаются фигуративные точки нижнемезозойских базальтов и микродолеритов. Как видно из рисунка, вариационная линия для верхнепалеозойских траппов Кузбасса располагается очень близко к вариационной линии трахибазальтовой формации Саяно-Байкальской области, а поле нижнемезозойских траппов Кузбасса занимает промежуток между вариационными линиями траппов Сибирской платформы и трахибазальтов Саяно-Байкальской области.

Проведенные Г. Д. Феоктистовым статистические петрохимические исследования, а также наши данные по химизму траппов Кузбасса, по-видимому, подтверждают выводы Дж. Грина и А. Польдерварта [76] о том, что не существует оливин-базальтового и толеитового типов магм, выделенных в свое время У. Кенеди [79], но скорее имеются непрерывные серии от

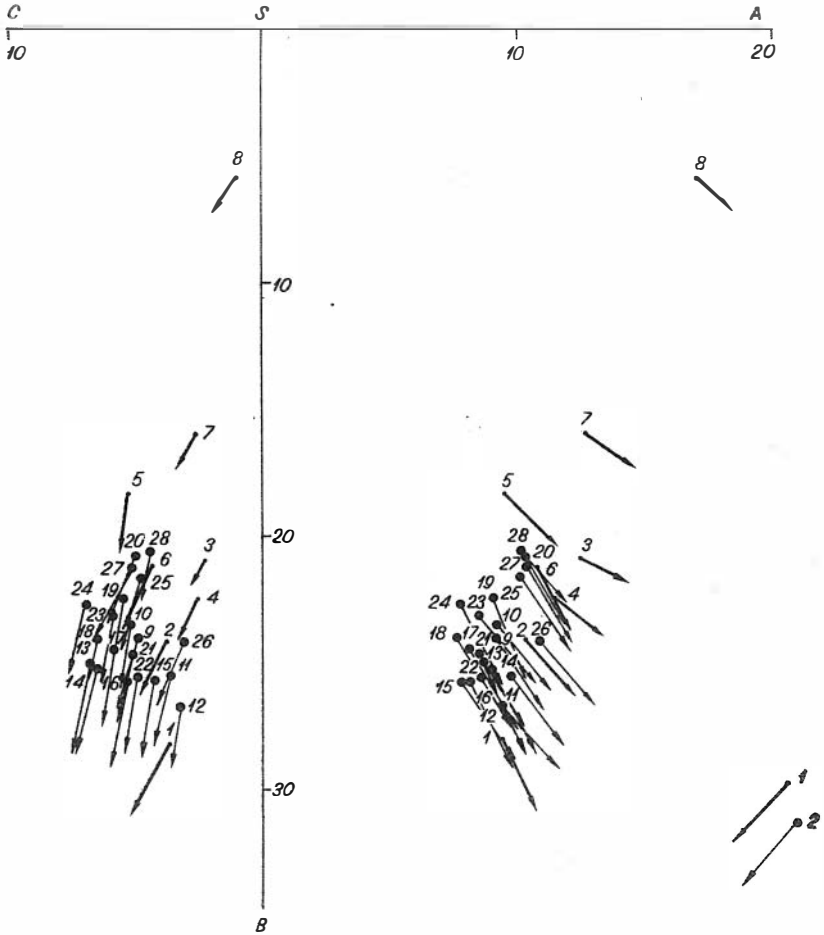

Рис. 11. Диаграмма А. Н. Заварицкого для траппов Кузбасса:
1 – верхнепалеозойские траппы; 2 – нижнемезозойские траппы.

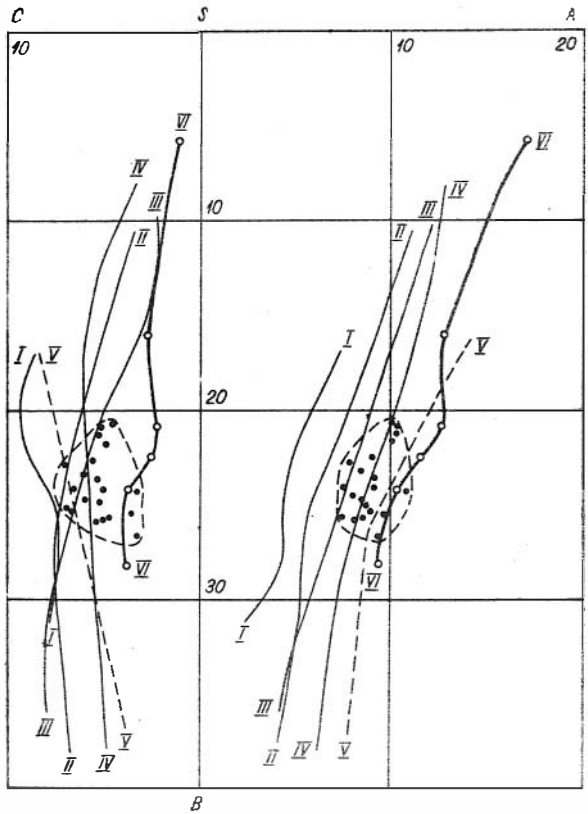

Рис. 12. Средние вариационные линии для траппов Тасмании, Южной Африки, Сибирской платформы, Декана, Кузбасса и трахибазальтов Саяно-Байкальской области:

I–I – долериты Тасмании, II–II – долериты Карру, III–III – траппы Сибирской платформы, IУ–IУ – траппы Декана, У–У – трахибазальты Саяно-Байкальской области, У1–У1 – верхнепалеозойские траппы Кузбасса. Пунктир – поле векторов нижнемезозойских траппов Кузбасса.

толеитовых до оливин-базальтовых пород. К этому же мнению склоняется А. П. Лебедев [38], который приводит примеры совместного присутствия представителей оливин-базальтового и толеитового типов в некоторых магматических провинциях.

Характерной особенностью траппов Кузбасса является сильно пониженное содержание алюминия, обычно не превышающее 14-15%. Следует отметить, что пониженное содержание алюминия вообще очень типично для базальтов и долеритов трапповых формаций по сравнению с базальтами орогенных андезито-базальтовых серий. На это обстоятельство было обращено внимание К. Тилли [86] и И. В. Беловым [3]. Таким образом, для базальтов, принадлежащих к разным магматическим формациям, несмотря на их значительную конвергентность, устанавливаются некоторые специфические петрохимические особенности. Необходимо подчеркнуть, что некоторые различия в химизме имеются и для других магматических образований, внешне весьма сходных между собой, но принадлежащих к различным генетическим типам. Так, например, В. С. Соболев [57] указывал, что гранитоиды платформ отличаются от гранитоидов орогенных зон повышенным отношением железа к магнию. Эта же особенность установлена Ю. А. Кузнецовым [30] для сиенитов базальтоидного происхождения по сравнению с сиенитами гранитоидных комплексов. У. Гамильтон [77], сравнивая химический состав кислых производных крупных платформенных лополитов Бушвельда, Вичита и Сэдбери с составом кислых пород орогенных серий базальт - андезит - риолит и гранодиорит - гранит, пришел к выводу, что первые отличаются от вторых повышенным содержанием железа и K_2O, при пониженном содержании Al_2O_3 и CaO. Интересные результаты были получены Г. В. Пинусом [51], который показал, что гипербазиты гипербазитовой формации существенно отличаются по химическому составу от ультраосновных пород габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Приведенные примеры убедительно доказывают, что внешне сходные конвергентные магматические образования, принадлежащие к разным магматическим формациям, обладают некоторыми специфическими петрохимическими особенностями, которые не настолько значительны, чтобы быть заметными с первого взгляда, но которые могут быть выявлены при статистической обработке большого количества химических анализов. В связи с этим нам представляется, что средние составы пород, вычисленные Р. Дэли в большинстве случаев без учета формационной принадлежности, в настоящее время в значительной степени утеряли свою ценность. Гораздо более интересный материал могли бы дать петрохимические построения, базирующиеся на формационном анализе магматических пород, который создан работами Ю. А. Кузнецова [31—34].

В заключение раздела необходимо остановиться на вопросе о составе исходной магмы траппов Кузбасса. Этот вопрос сравнительно легко решается для слабо дифференцированных нижнемезозойских базальтов и микродолеритов, которые весьма близки между собой по химическому составу, так что исходная магма этих образований, вероятно, соответствует среднему арифметическому из имеющихся химических анализов нижнемезозойских траппов. Состав исходной магмы верхнепалеозойских траппов мог бы быть выражен химическим анализом долеритового порфирита из зоны закалки сыркашевского силла (анализ № 5), однако этот последний содержит ненормально высокое количество кремнезема. По-видимому, это обстоятельство обусловлено ассимиляцией вмещающих пород в контактах трапповых тел. Явные признаки такой ассимиляции в виде ксеногенных зерен кварца и плагиоклаза в свое время были отмечены Ф. Н. Шаховым [69]. Необходимо подчеркнуть, что в проанализированном долеритовом порфирите установлено весьма высокое отношение железа к магнию, значительно превышающее средние значения для недифференцированных базальтов и долеритов.

VII. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ КУЗБАССА

1. Роль глубинной дифференциации

Выше было показано, что характерными особенностями траппов Кузбасса являются высокое отношение железа к магнию, суммы щелочей к полевошпатовой извести, а также повышенное содержание кремнезема. Особенно показательно то обстоятельство, что отношение железа к магнию значительно превышает средние величины даже в краевых долеритовых порфиритах зон закалки, которые до некоторой степени отражают состав исходной недифференцированной магмы, а также в базальтах, которые вследствие быстрого охлаждения также не могли в значительной мере испытать дифференциацию после излияния на поверхность. Таким образом, следует считать, что исходная магма траппов Кузбасса еще до подъема в верхние структурные ярусы была больше обогащена железом, чем магнием.

Как известно, отношение железа к магнию является показателем степени дифференциации базальтовой магмы, значительно увеличиваясь по мере течения этого процесса. Поэтому можно допустить, что исходная магма траппов Кузбасса еще до подъема в верхние структурные ярусы претерпела глубинную дифференциацию, в результате которой значительно повысилось отношение железа к магнию. По-видимому, магматические расплавы, создавшие траппы Кузбасса, обособились в верхней части глубинного магматического очага. Как известно, обогащение магмы в верхней части очага кремнеземом, железом и щелочами не является редкостью и было зафиксировано даже для современных вулканов. Так, по сообщению В. И. Влодавца [10], лавы, изливавшиеся из верхней части Ключевской сопки, содержали больше кремнезема, щелочей и железа, чем лавы, изливавшиеся ниже по склону. В. И. Влодавец считает, что это явление обусловлено термально-диффузионной, диф-

ференциацией, которая, как это показал Д. П. Григорьев [13], предложивший данный термин, основана на принципе Лудвига-Соре и заключается в диффузии ионов под действием разницы температур. Исходя из принципа Ле-Шателье, следует ожидать диффузию тех элементов, которые понижают температуру плавления расплава (кремнезем, железо, щелочи) к быстрее охлаждающимся частям магматической камеры. Так как тепловые потоки направлены снизу вверх, концентрация указанных элементов будет происходить в апикальной части магматического очага.

Выше было показано, что туфы и туффиты андезито-дацитового состава, залегающие в ишановской подсвите, по-видимому, не являются продуктом эруптивной деятельности вулканов, расположенных вне пределов Кузбасса, а представляют собой переотложенные пирокластические продукты первой фазы верхнепалеозойского этапа вулканизма бассейна. Как известно, вскоре после выброса туфов произошло внедрение долерит-монцонитов, поэтому можно предполагать, что источником пирокластического материала были верхние, наиболее кислые порции магмы того магматического очага, производными которого являются также и долерит-монцониты.

2. Роль глубинной ассимиляции

Как видно из петрографического описания, особенностью верхнепалеозойских траппов является наличие значительного количества калинатрового полевого шпата, микропегматита и кварца. Известно, что появление этих минералов в породах основного состава может быть объяснено или далеко зашедшей дифференциацией базальтовой магмы, или ассимиляцией базальтовой магмой кислого сиалического материала. Нам представляется, что магма верхнепалеозойских траппов ассимилировала некоторое количество такого материала, причем ассимиляция происходила на значительной глубине. Прямым доказательством ассимиляции является наличие ксеноли-

тов. О глубинном характере этого процесса свидетельствуют микроскопические размеры ксенолитов и их сильная переработка, совершенно несоизмеримая с тем ничтожным контактовым воздействием, которое испытывают вмещающие породы. Состав ксенолитов говорит о том, что они произошли за счет кислых сиалических пород типа аркозовых песчаников или гранитов.

Значительные масштабы ассимиляции, не свойственные базальтовой магме платформ, вероятно, обусловлены спецификой геотектонического положения Кузнецкого бассейна. В отличие от платформенных сооружений, верхние структурные ярусы имеют здесь большую мощность, что, несомненно, способствовало ассимиляции.

Образование гибридных траппов, содержащих калишпат, кварц и микропегматит за счет контаминации базальтовой магмы кислым сиалическим материалом, не является редкостью и неоднократно отмечалось в литературе. Так, К. В. Иванов [21] описал в районе г. Томска дайки монцонитов и гибридных долеритов, которые возникли при глубинной ассимиляции основной магмой кислого материала. Такой же генезис имеют диабаз-монцониты Северного Урала, изученные А. П. Лебедевым [36], а также диабаз-монцониты западной части Сибирской платформы, описанные Л. П. Хряниной [67]. Значительная роль ассимиляции в образовании кислых и щелочных пород базальтоидного комплекса Центрального Таймыра отмечена А. М. Даминовой [16]. Возникновение габбродиоритов, монцонитов и лейкодиоритов за счет контаминации траппового расплава некоторым количеством материала из боковых пород описано А. П. Лебедевым [40].

В то же время ряд исследователей считают [47], что для объяснения генезиса гранофиров и других кислых пород трапповых формаций нет необходимости прибегать к явлениям гибридизма и ассимиляции, так как появление этих образований является закономерным результатом кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы. Нам представляется, что не следует отрицать ассимиляцию там, где имеются прямые геологиче-

ские доказательства этого процесса. В то же время необходимо учитывать, что ассимиляция сиалического материала базальтовой магмой не нарушает нормального хода кристаллизации последней, а лишь приводит к увеличению количества кислого остаточного продукта дифференциации [6]. Именно это явление имеет место в верхнепалеозойских траппах Кузбасса, где количество калишпата, микропегматита и кварца слишком велико, чтобы их появление можно было объяснить только процессами кристаллизационной дифференциации, не прибегая к явлениям ассимиляции.

Интересно отметить, что и в базальтах нижнемезозойского траппового комплекса Кузбасса иногда встречаются резорбированные зерна кварца, которые говорят о том, что при образовании этих пород также происходили процессы контаминации. Возможно, что повышенное содержание кремнезема и щелочей в нижнемезозойских базальтах и микродолеритах в некоторой степени зависит от указанного явления.

Весьма вероятно, что ненормально высокое содержание двуокиси фосфора в траппах Кузбасса, составляющее от 0,5 до 1,25%, тоже обусловлено ассимиляцией богатых фосфором осадочных пород. Напомним, что средний долерит по Р. Дели содержит всего 0,37% P_2O_5.

Кроме ассимиляции, на глубине в ряде случаев, по-видимому, имело место усвоение некоторого количества материала вмещающих пород непосредственно в местах становления интрузивных тел. Выше уже отмечалось, что долеритовые порфириты из зоны закалки сыркашевского силла содержат ненормально высокое количество кремнезема, что, по-видимому, обусловлено локальной ассимиляцией. Явные следы ассимиляции в виде ксеногенных зерен кварца отмечались Ф. Н. Шаховым [69] в кровле сыркашевского силла.

3. Дифференциация в камерах силлов

В более мощных силлах верхнепалеозойских траппов хорошо проявился процесс кристаллизационной и в мень-

шей степени гравитационной дифференциации. Наиболее полно это явление изучено для сыркашевского силла, все имеющиеся данные по которому сведены на рис. 13. Здесь показано изменение содержания и состава минералов по разрезу силла, а также изменение химического состава пород, причем это последнее выражается в отношениях $\frac{a}{c} \cdot 100$, $\frac{f}{m} \cdot 100$ и $\frac{b}{a+c} \cdot 100$, где a, b, c, f, m – числовые характеристики А. Н. Заварицкого.

Как видно из рис. 13 гравитационная дифференциация в сыркашевском силле проявилась в увеличении содержания оливина в его нижней части, что объясняется оседанием кристаллов этого минерала. Этот же процесс хорошо отражается увеличением отношения $\frac{b}{a+c} \cdot 100$ к почве силла.

Количество роговой обманки и биотита возрастает к кровле тела, что, вероятно, зависит от повышения концентрации летучих. Содержание калишпата, кварца и микропегматита становится больше при переходе от почвы и кровли силла к его центральной части.

Кристаллизационная дифференциация в сыркашевском силле проявилась в закономерном изменении составов породообразующих минералов по разрезу этого пластового тела, где железистость оливина, клинопироксена, амфибола и биотита, а также содержание альбита в плагиоклазе неуклонно увеличиваются по направлению от почвы и кровли силла к его внутренней части (см. рис. 4, 13). Данный процесс хорошо подчеркивается изменением отношений $\frac{a}{c} \cdot 100$ и $\frac{f}{m} \cdot 100$, которые достигают максимального значения для пегматоидных долерит-монцонитов и уменьшаются к почве и кровле силла. Такое изменение состава минералов объясняется одновременным застыванием силла от почвы и кровли, вследствие чего наиболее легкоплавкие компоненты магмы концентрировались во внутренней части тела. Затвер-

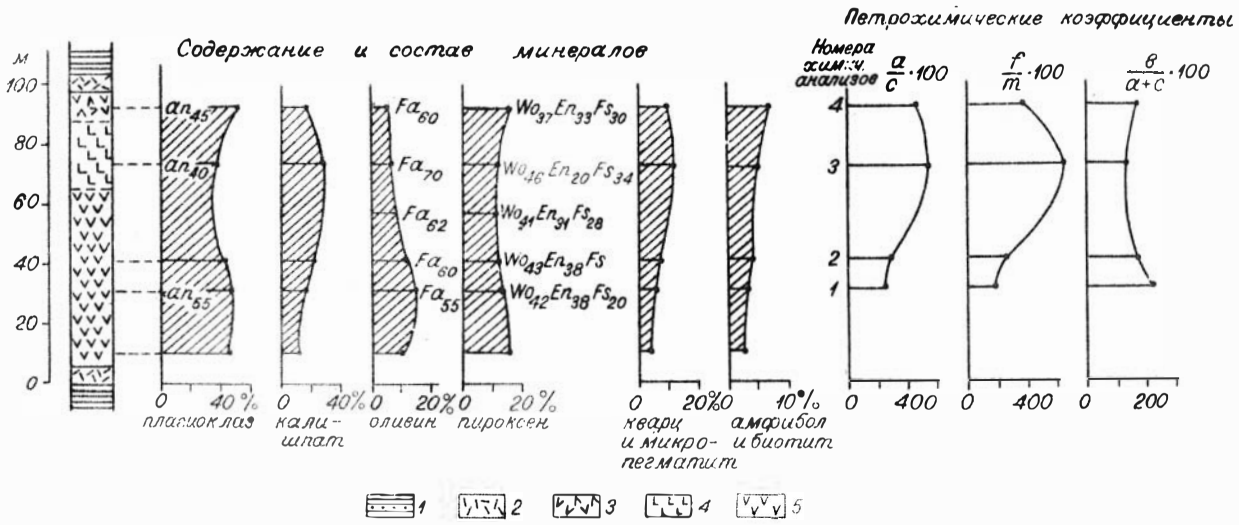

Рис. 13. Изменение содержания и состава минералов, а также химического состава пород по разрезу сыркашевского силла:
1 – осадочные породы; 2 – долеритовые порфириты зон закалки; 3 – кварцевые долерит-монцониты; 4 – пегматоидные долерит-монцониты; 5 – кварцево-оливиновые долерит-монцониты.

девание этого остаточного продукта дифференциации привело к образованию пегматоидных долерит-монцонитов.

Изменение химического состава пород сыркашевского силла в процессе дифференциации прекрасно иллюстрируется диаграммой А. Н. Заварицкого (рис. 14).

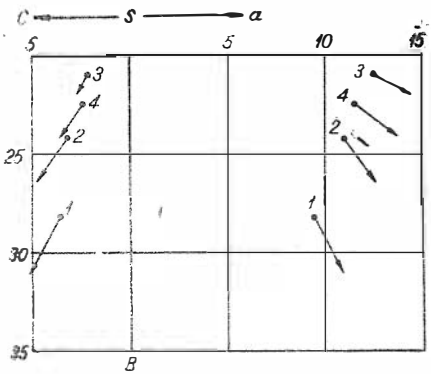

Рис. 14. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород сыркашевского силла: 1, 2 – кварцево-оливиновые долерит-монцониты; 3 – пегматоидные долерит-монцониты; 4 – кварцевые долерит-монцониты.

По характеру дифференциации и составу пород сыркашевский силл весьма сходен с абанским силлом, описанным И. В. Беловым [4]. Примерно так же протекает дифференциация в известном силле Палисейд [89], в долеритовых силлах Тасмании [70] и в силле Диллсбург (Северная Америка) [78], а также в пластовых телах траппов Сибирской платформы – в падунском силле [8, 9], толстомысовском силле [66] и в чунском силле [66]. Общей особенностью перечисленных пластовых залежей, имеющих умеренную мощность (100–300 м), является постепенное повышение отношения железа к магнию и суммы щелочей к полевошпатовой извести по мере удаления от почвы тела. Достигнув максимального значения в верхней части тела, эти отношения снова уменьшаются к кровле залежей. Как и для сыркашевского силла, эта общая особенность может быть объяснена одновременным застыванием от почвы и кровли, причем более легкоплавкие компоненты концентрируются во внутренней части тела. Как известно, в более мощных

пластовых интрузиях траппов эти легкоплавкие компоненты концентрируются непосредственно в кровле интрузии, образуя зону пород кислого состава [53]. Такая разница связана с большим запасом тепла в более мощных пластовых интрузиях, кровля которых подвергается сильному прогреву вплоть до возникновения явлений реоморфизма.

4. Направление дифференциации

Вопрос о направлении дифференциации базальтовой магмы неоднократно обсуждался в литературе.

При этом часть исследователей вслед за Н. Боуэном [6] полагала, что в результате фракционирования остаточный продукт кристаллизации будет обогащен кремнеземом и щелочами, тогда как другие поддерживали мнение К. Феннера [75] о накоплении железа в остаточном расплаве. Первая точка зрения получила убедительное подтверждение после статьи Ф. Уокера [88], который привел химический анализ выделенного из толеита остаточного стекла, оказавшегося по своему составу близким к граниту. В свою очередь, представления Феннера совпадали с направлением дифференциации в известной интрузии Скаергард, где поздние продукты кристаллизации представлены различными феррогаббро, очень богатыми железом при умеренном содержании кремнезема и щелочей [87]. Компромиссное решение было предложено Л. Уэджером и У. Диром [87], которые считали, что на протяжении 95% всего периода кристаллизации остаточный расплав обогащается железом, тогда как конечная стадия характеризуется накоплением кремнезема и щелочей. До недавнего времени это положение принималось большинством исследователей, хотя были отдельные указания на то, что в некоторых случаях обогащения железом не происходит и процесс идет сразу с накоплением щелочей [61]. Более определенные возражения были сделаны Дж. Кеннеди [22], который считал, что направление дифференциации базальтовой магмы зависит

от отношения $FeO : Fe_2O_3$ в исходном расплаве, которое, в свою очередь, является функцией от парциального давления кислорода. "Базальты с высоким значением отношения $FeO : Fe_2O_3$ дифференцируют до феррогаббро, так как в остаточной жидкости концентрируется железо. Таким образом, они следуют общему ходу дифференциации по Феннеру. Базальты с низким значением отношения $FeO : Fe_2O_3$ дифференцируют до диорита и гранита с концентрацией в остаточной жидкости кремнезема и щелочей в соответствии с общей тенденцией дифференциации, указанной Боуэном" [22]. Аналогичные соображения были высказаны Г. Куно [80], который подчеркивал разнообразие направлений дифференциации базальтовой магмы.

Очень важные данные были получены в последнее время Е. Ф. Осборном [82], который, изучая системы

$$FeO - Fe_2O_3 - SiO_2 \quad \text{и} \quad MgO - FeO - Fe_2O_3 - SiO_2,$$

близкие по составу к базальтовой магме, установил, что кристаллизация идет совершенно различно в зависимости от того, сохраняется постоянным состав системы или остается постоянным парциальное давление кислорода. В первом случае конечные продукты кристаллизации содержат умеренное количество кремнезема, но зато имеют высокое отношение железа к магнию, тогда как во втором случае они сильно обогащены кремнеземом при невысоком отношении железа к магнию. При этом отношение $FeO : Fe_2O_3$, принимавшееся Ф. Уокером и А. Польдервартом [61], Кеннеди [22] и Г. Куно [80] в качестве фактора, определяющего направление дифференциации, по мнению Е. Ф. Осборна [82], является вторичным и зависит от парциального давления кислорода. Е. Ф. Осборн полагает, что магма интрузии Скаергард кристаллизовалась при постоянном составе системы (по типу I), тогда как орогенные серии базальт–андезит–риолит кристаллизуются при постоянном парциальном давлении кислорода (по типу II). Парциальное давление

кислорода поддерживается постоянным при повышенном содержании воды в магме, так что в конечном счете направление дифференциации, по мнению Е. Ф. Осборна, определяется содержанием воды в исходном расплаве.

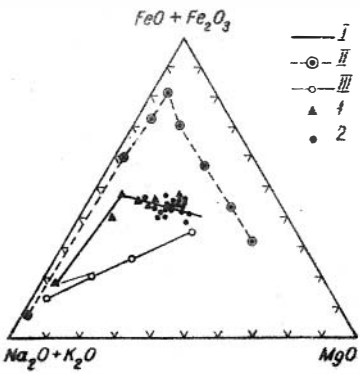

Рис. 15. Направление дифференциации в траппах Кузбасса: I – направление дифференциации в траппах Кузбасса, П – направление дифференциации в интрузии Скаергард, Ш – направление дифференциации для орогенной серии базальт–андезит–дацит–риолит. 1 – верхнепалеозойские траппы; 2 – нижнемезозойские траппы.

Как известно, направление дифференциации в сериях горных пород принято изображать на треугольных диаграммах, где вершины треугольника соответствуют содержанию железа, магния и суммы щелочей. Рис. 15 представляет собой такую диаграмму для траппов Кузбасса, причем для сравнения нанесены также направления дифференциации для интрузии Скаергард [87] и для орогенной серии базальт–андезит–дацит–риолит (средние составы по Р. Дэли). Линия дифференциации интрузии Скаергард иллюстрирует направление кристаллизации по типу I Е. Осборна (при постоянном составе системы), тогда как линия дифференциации серии базальт–андезит–дацит–риолит соответствует направлению кристаллизации по типу II Е. Осборна (при постоянном парциальном давлении кислорода). Линия дифференциации траппов Кузбасса отличается от направления фракционирования в интрузии Скаергард и обнаруживает сходство с направлением дифференциации серии базальт–андезит–дацит–риолит, что, вероятно, зависит от того обстоятельства, что кристаллизация в траппах Кузбасса протекала при

постоянном парциальном давлении кислорода. Этот вывод не является неожиданным, если учесть, что траппы Кузбасса представляют собой эффузивные или гипабиссальные образования, внедрившиеся в слабо диагенетизированные и поэтому богатые водой осадочные отложения.

Следует заметить, что среди траппов Кузбасса имеются поздние продукты дифференциации, богатые железом при умеренном содержании кремнезема (пегматоидные долерит-монцониты сыркашевского силла), и поздние продукты дифференциации, обогащенные щелочами и кремнеземом. К последним относится дайка микрогранитов среди пород майзасского силла, а также кислое остаточное стекло микродолеритов, которое, судя по показателю преломления (n =1,505-1,522), содержит 65-70% кремнезема. Любопытно, что указанные два типа поздних дифференциатов (богатые железом диабаз-пегматиты и богатые кремнеземом и щелочами гранофиры) имеются во всех трапповых формациях мира. Возможно, что образование диабаз-пегматитов происходит при кристаллизации базальтовой магмы по типу I (при постоянном составе системы), тогда как образование гранофиров происходит при кристаллизации по типу II Е. Ф. Осборна (при постоянном парциальном давлении кислорода).

5. Ход застывания трапповой магмы

Как устанавливается при микроскопическом изучении, кристаллизация траппов Кузбасса протекала в четыре периода. В первый период образовались интрателлурические вкрапленники оливина, плагиоклаза и пироксена. Вслед за В. С. Соболевым [55] этот этап может быть назван периодом протокристаллизации. Необходимо отметить, что А. П. Лебедев [37] выражает сомнение в возможности сохранения и длительной транспортировки интрателлурических выделений. Полемизируя с В. С. Соболевым [55], этот исследователь отмечает малую роль протовыделений в изученных им траппах Тунгусского

бассейна. Наши наблюдения над верхнепалеозойскими траппами Кузбасса, а также над долеритами Колывань-Томской складчатой зоны в районе г. Новосибирска [35] хорошо согласуются с представлениями В. С. Соболева о весьма частом присутствии интрателлурических вкрапленников в гипабиссальных трапповых комплексах.

Во второй период кристаллизации происходило образование плагиоклаза и пироксена, причем относительный порядок выделения этих минералов был неодинаков в отдельных петрографических разновидностях. Так, в кварцево-оливиновых и кварцевых долерит-монцонитах сыркашевского силла плагиоклаз и пироксен находятся в пойкилофитовом срастании. Как известно, считается, что такая структура обусловлена или одновременной кристаллизацией этих минералов [6, 15, 55, 66, 91], или свидетельствует о более раннем выделении плагиоклаза [2, 37, 42, 60]. В пегматоидных долерит-монцонитах присутствуют удлиненные зерна пироксена, идиоморфные по отношению к плагиоклазу и обычно лишенные пойкилофитовых вростков последнего. В то же время часть пироксена находится в графическом срастании с плагиоклазом. Таким образом, здесь пироксен начал выделяться раньше плагиоклаза, после чего имела место одновременная эвтектическая кристаллизация этих минералов, давших графические срастания.

По-видимому, раннее выделение пироксена в пегматоидных долерит-монцонитах обусловлено тем обстоятельством, что эти породы, будучи обогащены летучими компонентами, кристаллизовались при повышенном давлении водяного пара. Между тем, как известно [20], в этом случае эвтектическая точка системы диопсид - анортит резко сдвигается в сторону последнего. Так, например, при давлении водяного пара в 5000 атм. эвтектика диопсид - анортит содержит 73% анортитового компонента, тогда как в сухой системе эвтектическая смесь включает всего 42% анортита [20]. По аналогии можно допустить, что в богатых водой пегматоидных обособлениях траппов происходит резкий сдвиг эвтектического

соотношения в сторону плагиоклаза, вследствие чего пироксен, оказавшийся в избытке против эвтектики, выделяется первым, образуя удлиненные идиоморфные зерна. После выделения из расплава избытка пироксена начинается одновременная эвтектическая кристаллизация пироксена и плагиоклаза с образованием типичной графической структуры. Таким образом, становится понятной характерная черта структуры пегматоидных обособлений траппов, отмеченная еще в 1936 г. В. С. Соболевым [55], который писал, что "в расплаве, богатом летучими компонентами, пироксены имеют тенденцию давать более или менее идиоморфные удлиненные кристаллы и пегматитоидные срастания с плагиоклазом". Эта же особеиность впоследствии отмечалась Ф. Уокером [90] и А. П. Лебедевым [37, 39].

Нам представляется, что появление удлиненных зерен пироксена в пегматоидных обособлениях долеритов, кроме повышения содержания летучих, зависит также от того, что пироксены здесь имеют более железистый состав, а плагиоклазы богаче альбитом, чем в нормальных траппах. Между тем, как указывает А. Н. Заварицкий [17], ссылаясь на опыты Дельтера, линейная скорость кристаллизации плагиоклазов уменьшается по мере обогащения альбитом, в то время как железистые оливины имеют большую линейную скорость кристаллизацин, нежели их магиезиальные аналоги. Весьма вероятно, что между оливинами и пироксенами в этом отношении существует известная аналогия, так что богатые железом пироксены имеют повышенную линейную скорость кристаллизации по сравнению с магнезиальными, что и приводит к появлению удлиненных зерен этого минерала в богатых железом долерит-пегматитах.

Следует особо остановиться на вопросе о генетическом значении пойкилофитовой структуры, относительно которой, как упоминалось выше, не существует единого мнения. История этого вопроса подробно изложена в специальной статье В. Н. Лодочникова [42] и в недавней работе Е. И. Гуриновой [15], поэтому нет необходи-

мости останавливаться на ней подробно. Отметим только, что К. Феннер (цит. по Е. К. Гуриновой [15]), Н. Боуэн [6], В. С. Соболев [55], Ф. Уокер [91], Е. И. Гуринова [15] и Г. Д. Феоктистов [66] считали, что пойкилофитовая структура свидетельствует об одновременной кристаллизации пироксена и плагиоклаза, тогда как Т. Крокстрем (цит. по В. Н. Лодочникову [42]), Б. В. Ткаченко, А. Ф. Михайлов и Б. Н. Тест (цит. по Е. И. Гуриновой [15]), В. Н. Лодочников [42], Б. Н. Тест [60], А. П. Лебедев [37] и И. В. Белов [2] пришли к выводу о более раннем выделении плагиоклаза.

При изучении микродолеритов нижнемезозойского комплекса Кузбасса мы установили, что пойкилофитовая структура образуется как в случае, когда плагиоклаз и пироксен кристаллизуются одновременно, так и в случае, когда плагиоклаз выделяется раньше пироксена. Этот факт доказывается следующими наблюдениями. В базальтовом стекле, слагающем закаленные закраины силлов микродолеритов, в одних случаях присутствуют только микролиты плагиоклаза, а в других – наряду с плагиоклазом здесь имеется и пироксен в виде микролитов или мелких изометричных зернышек. Совершенно очевидно, что в первом случае плагиоклаз кристаллизовался раньше пироксена, тогда как во втором – эти минералы выделялись одновременно.

Изучая серию шлифов, отобранных через несколько сантиметров через весь разрез зоны закалки силла, можно наблюдать и в том и в другом случае процесс постепенного образования типичной пойкилофитовой структуры по мере удаления от холодного контакта. Так, например, в прикровлевой зоне закалки силла микродолеритов из разреза г. Сосновой в долеритовых порфиритах, в непосредственном контакте и в 10 см от него, пироксен в основной массе отсутствует и основная масса состоит из стекла и микролитов плагиоклаза. В 0,5 м от кровли в основной массе появляются микролиты пироксена, расположенные в виде отдельных групп, причем в каждой группе все микролиты параллельны друг дру-

гу и имеют приблизительно одинаковую оптическую ориентировку. В 1 м от кровли каждая группа микролитов пироксена в результате собирательной перекристаллизации превращается в одно крупное зерно этого минерала, причем сначала такое зерно еще не имеет строго однообразной оптической ориентировки в разных своих частях и характеризуется "перебегающим" угасанием.
В то же время те лейсты плагиоклаза, которые располагались на площади, занятой группой микролитов пироксена, оказались пойкилофитово включенными в образовавшийся пойкилокрист пироксена, т. е. произошло образование типичной пойкилофитовой структуры. Совершенно аналогичный процесс был столь же детально прослежен нами в зоне закалки силла микродолеритов, залегающих среди базальтов власовской толщи на правом берегу р. Томи, 1,5 км выше дер. Власовой, однако с той существенной разницей, что здесь в долеритовом порфирите из непосредственного контакта уже имелись наряду с микролитами плагиоклаза и зернышки пироксена, т. е. оба эти минерала с самого начала кристаллизовались одновремеино. Стоит добавить, что описанные факты подтверждают предположение В. С. Соболева [55] об образовании пойкилокристов клинопироксена в результате собирательной перекристаллизации, на что в последнее время было указано также Е. И. Гуриновой [15].

В третий период кристаллизации в траппах Кузбасса происходило образование калинатрового полевого шпата, кварца и микропегматита, причем калишпат выделился первым. Вероятно, в эту же стадию кристаллизации имело место замещение пироксена роговой обманкой, а также образование биотита.

Четвертый период формирования описываемых пород имеет гидротермальный характер. В эту стадию произошла альбитизация и пелитизация калишпата, образование серицита, пренита и скаполита по плагиоклазу, а также замещение оливина иддингситом.

6. Некоторые общие особенности трапповых формаций областей завершенной складчатости

Сравнивая описанные магматические породы Кузбасса с траппами других областей завершенной складчатости (Колывань-Томской зоны (К. В. Иванов, 1956), Тургайского прогиба [45], Северо-Востока СССР [65], Таймыра [16]), можно подметить некоторые общие особенности, отличающие их от трапповых формаций древних платформ. Прежде всего следует подчеркнуть, что для траппов областей завершенной складчатости, по-видимому, более характерны процессы глубинной ассимиляции и контаминации. Они отчетливо проявились при формировании магматических пород Кузбасса, а также описаны для траппов Колывань-Томской зоны [21] и Таймыра [16]. Напомним, что существенная роль ассимиляции для траппов Сибирской платформы отрицается многими исследователями [47, 66], а в тех случаях, когда ассимиляция имеет место, она происходит главным образом уже в местах становления трапповых тел [40]. В гораздо большей степени явления ассимиляции и реоморфизма наблюдаются в долеритах формации Карру [61], но здесь они также ограничены верхним структурным этажом. В траппах Декана явления контаминации не имеют широкого распространения [84].

Отмеченная особенность, по-видимому, зависит от специфики тектонического положения сравниваемых групп формаций. В пределах жестких платформенных участков в земной коре легко образуются крупные расколы, которые способствуют быстрому продвижению магмы, не успевающей подвергнуться процессам контаминации, тогда как более пластичная кора областей завершенной складчатости не обеспечивает подобной возможности, а значительная мощность верхних структурных этажей, несомненно, способствует ассимиляции.

Выше уже упоминалось, что траппы областей завершенной складчатости несколько отличаются от траппов древних платформ по своему химическому составу.

Они содержат больше кремнезема и щелочей, приближаясь по отношению числовых характеристик $a:c$ к породам трахибазальтовых формаций. Возможно, что эти особенности обусловлены ассимиляцией кислого сиалического материала.

В заключение следует подчеркнуть, что, несмотря на отмеченные различия, траппы древних платформ и областей завершенной складчатости весьма сходны между собой, представляя единый формационный тип, с удивительным постоянством проявляющийся на протяжении всей геологической истории Земли.

VIII. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА В КУЗБАССЕ

Как известно, наиболее интересные в промышленном отношении месторождения исландского шпата генетически связаны с трапповыми формациями [23]. Таковы, например, знаменитые месторождения Исландии и месторождения Сибирской платформы [24, 26]. В связи с этим особого внимания заслуживают признаки возможной шпатоносности, обнаруженные нами в эффузивных образованиях власовской толщи. К числу таких признаков в первую очередь относятся скопления крупных кристаллов кальцита в шаровых лавах и миндалефирах власовской толщи. Как уже отмечено выше, шаровые лавы состоят из округлых или эллипсоидальных блоков базальта, размером от 0,3 до 1,5–2 м, сцементированных массой из остроугольных мелких кусочков разложенного базальтового стекла и стекловатого базальта, скрепленных цеолитами и кальцитом в виде неправильных пятен, скоплений и тонких жилок. Количественное соотношение округлых блоков базальтов и цементирующего их материала резко меняется. На некоторых участках шаровые лавы состоят почти нацело из блоков базальта, тесно прижатых друг к другу, в то время как в других случаях

эти образования представлены только цементирующей массой, включающей единичные округлые тела базальтов.

Характерной особенностью залегания шаровых лав является их невыдержанность по простиранию. Обычно они образуют линзообразные тела длиной от нескольких десятков до нескольких сотен метров при мощности от 1 до 10 м.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что совершенно аналогичные шаровые лавы распространены в составе триасовой лавовой толщи Сибирской платформы [14, 15, 24, 25, 26, 28, 54], причем здесь с ними связаны промышленные месторождения исландского шпата, а само наличие шаровых лав считается важным поисковым признаком при поисках этого вида сырья.

Наиболее значительные скопления кальцита в центральной части Кузбасса обнаружены в шаровых лавах власовской толщи, обнажающихся на правом берегу р. Томи, сразу ниже безымянного ключа, впадающего в Томь, в 1 км выше устья р. Бычьей. На протяжении 200 м в этих породах здесь наблюдаются довольно обильные неправильные жилообразные и линзообразные гнезда крупных кристаллов кальцита, приуроченные к цементирующему материалу шаровых лав. Размер гнезд колеблется от 0,1х0,2 м до 0,8х1,2 м. Средний размер кристаллов от 1 до 3 см, хотя нередко встречаются кристаллы размером до 4–6 см и даже до 8–10 см. В сваях найден обломок кристалла размером около 15 см. Описываемые кристаллы непрозрачны: они имеют слабо-желтоватый или белый цвет, иногда встречаются слабо-буроватые разновидности.

Более мелкие и редкие гнезда кальцита наблюдались также в 0,4–0,5 км вверх по р. Томи от описанного пункта. Здесь на правом берегу Томи по бичевнику обнажаются черные базальты власовской толщи, содержащие отдельные неправильные линзообразные тела шаровых лав. Гнезда крупных кристаллов кальцита приурочены к этим породам. Самое большое из встреченных гнезд имеет линзовидную форму. Его размер 0,5х0,7 м.

Кальцит слабо-буроватый или молочно-белый. Максимальный размер крупных кристаллов и их сростков достигает 10-12 см.

Наконец, последний пункт, где были встречены скопления кальцита, располагается на правом берегу Томи, 0,5 км выше устья р. Дулеповой, примерно 1 км выше дер. Власовой. Кальцит образует на этом участке неправильные изометрические и жилообразные гнезда, приуроченные к миндалефирам, шаровым лавам и тем разновидностям базальтов, которые содержат значительное количество миндалин. В микродолеритах, пронизывающих здесь в виде силлов эффузивные образования власовской толщи, скопления крупных кристаллов кальцита совершенно отсутствуют. Размер гнезд кальцита на описываемом участке не превышает 0,5 м, и распределены они весьма редко, так что на один квадратный метр площади приходится не более одного гнезда. Отчетливо выделяются три последовательных генерации кальцита. Первым кристаллизовался светло-буроватый просвечивающий кальцит, который образует хорошо ограненные кристаллы размером до 4 см. Ко второй генерации относится молочно-белый кальцит, образующий более крупные кристаллы размером до 10 см, нередко включающие кристаллы буроватого кальцита. Последним кристаллизовался прозрачный бесцветный кальцит, мелкие, неправильные кристаллы которого развиваются на гранях молочно-белого кальцита.

Необходимо подчеркнуть, что все описанные скопления кальцита представляют собой вскрытые эрозией гнезда, центральная часть которых уничтожена процессами выветривания. Между тем, как известно [50], кристаллы исландского шпата обычно приурочены к центральным полостям подобных гнездообразных раздувов. Таким образом, почти полное отсутствие среди описанных кристаллов кальцита прозрачных разновидностей еще не служит доказательством невозможности находок исландского шпата на описанных участках.

Как видно из приведенного описания, в центральной части Кузбасса имеются благоприятные предпосылки для поисков месторождений исландского шпата. Весьма обещающим является то обстоятельство, что генетический тип описанных проявлений относится к достаточно благонадежным. Поэтому вопрос о перспективности Кузбасса в отношении исландского шпата заслуживает самого пристального внимания.

IX. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В состав трапповой формации Кузбасса входят верхнепалеозойский и нижнемезозойский магматические комплексы. К первому комплексу относятся долерит-монцониты и монцониты, силлы и дайки которых залегают в осадках балахонской серии на окраинах бассейна. В этот же комплекс нами условно включены туфы и туффиты кислого состава, известные в ишановской подсвите Заломненской депрессии. Второй комплекс представлен покровами базальтов, миндалефиров и шаровых лав, а также силлами и дайками микродолеритов, приуроченных к отложениям мальцевской серии центральной части Кузбасса.

Возраст этого комплекса доюрский, так как в юрских конгломератах Бунгарапской мульды обнаружена галька базальтов и микродолеритов.

2. Верхнепалеозойский этап магматической деятельности в Кузбассе начался в ишановское время с выбросов пирокластического материала кислого состава, который вошел в состав туфов и туффитов ишановской подсвиты. Затем имело место внедрение долерит-монцонитов и монцонитов, нижний возрастной предел которых определяется наличием дайки этих пород в отложениях ильинской свиты. Нижнемезозойский этап вулканизма начался с выбросов пирокластического материала базальтового состава, который после размыва и последующего переотложения вошел в состав туфогенных осадков

нижнемальцевской свиты. После прекращения эксплозионной деятельности начались трещинные излияния базальтов, которые были особенно интенсивными в северном крыле Бунгарапской мульды на площади Салтымаковского хребта, где в составе мальцевской сер ' нами выделяются стратиграфически снизу вверх кожу инская, власовская, терсинская и коврижкинская эффузивно-осадочные толщи, которые следует рассматривать как местные стратиграфические подразделения, являющиеся фациальными аналогами нижнемальцевской и верхнемальцевской свит унифицированной стратиграфической схемы Кузбасса и отличающиеся от этих последних обилием эффузивных образований. Выделенные толщи отвечают четырем последовательным фазам вулканической деятельности, так как они характеризуются специфическими петрографическими особенностями входящих в их состав базальтов, и в ряде случаев имеют в основании базальные конгломераты с галькой базальтов нижележащих толщ. Магматическая деятельность завершилась внедрением микродолеритов, силлы и дайки которых имеются как среди осадочных, так и среди эффузивных образований мальцевской серии.

3. Долерит-монцониты и монцониты верхнепалеозойского комплекса состоят из основного плагиоклаза, калишпата, клинопироксена, оливина, роговой обманки, биотита, кварца и микропегматита. Базальты нижнемезозойского комплекса состоят из вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и оливина, заключенных в гиалопилитовую основную массу. Микродолериты имеют пойкилофитовую структуру и отличаются от базальтов только лучшей раскристаллизацией.

4. Плагиоклаз траппов Кузбасса находится в высокотемпературном, неупорядоченном состоянии. Клинопироксен этих пород относится к обычному для траппов пижониту.

5. По химическому составу верхнепалеозойские и нижнемезозойские траппы Кузбасса близки между собой, хотя первые отличаются от вторых повышенным со-

держанием щелочей. Специфическими петрохимическими особенностями магматических пород Кузбасса является несколько повышенное содержание кремнезема и щелочей, а также высокое отношение железа к магнию. По сравнению с траппами древних платформ магматические породы Кузбасса, так же как базальты и долериты некоторых других областей завершенной складчатости, имеют повышенное отношение $a : c$, сближающее их с породами трахибазальтовых формаций, от которых они, в свою очередь, отличаются повышенным содержанием кремнезема и отсутствием фельдшпатоидов.

6. Петрологические особенности траппов Кузбасса обусловлены глубинной дифференциацией и глубинной ассимиляцией. Кроме того, в некоторых силлах верхнепалеозойского комплекса отчетливо проявилась кристаллизационная и в меньшей степени гравитационная дифференциация.

О глубинной дифференциации свидетельствует характерное для магматических пород Кузбасса высокое отношение железа к магнию, значительно превышающее средние значения даже в краевых долеритовых порфиритах верхнепалеозойского комплекса, отражающих состав исходной магмы, а также в базальтах нижнемезозойского комплекса, которые вследствие быстрого охлаждения не могли в значительной мере испытать дифференциацию после излияния на поверхность. Глубинная дифференциация, по-видимому, имела термально-диффузионный характер и заключалась в обогащении расплава в верхней части магматического очага кремнеземом, железом и щелочами, подобно тому, как это зафиксировано для некоторых современных вулканов. Прямым доказательством ассимиляции является наличие в верхнепалеозойских долерит-монцонитах мелких, сильно измененных ксенолитов и присутствие в нижнемезозойских базальтах ксеногенных зерен кварца. О глубинном характере ассимиляции свидетельствуют микроскопические размеры ксенолитов и их сильная переработка, совершенно несоизмери-

мая с тем ничтожным контактовым воздействием, которое испытывают вмещающие породы.

Кристаллизационная дифференциация в камерах силлов проявилась в закономерном изменении составов породообразующих минералов по разрезу этих пластовых тел, а гравитационная дифференциация зафиксирована в уменьшении содержания оливина по направлению от почвы силла к его кровле, при параллельном увеличении количества кварца, микропегматита, роговой обманки и биотита.

7. Эффузивные образования власовской толщи являются перспективными для поисков месторождений исландского шпата, так как они подверглись сильной проработке низкотемпературными гидротермальными растворами с образованием многочисленных прожилков и скоплений кальцита, цеолитов и халцедона. Прямыми признаками возможной шпатоносности являются скопления крупных кристаллов непрозрачного и полупрозрачного кальцита в шаровых лавах и миндалефирах власовской толщи. Совершенно аналогичные лавы распространены в составе триасовой лавовой толщи Сибирской платформы, причем здесь с ними связаны промышленные месторождения исландского шпата.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехина Л. П. О монтмориллонитовых породах ишановской подсвиты Заломненской депрессии Кузбасса. Тр. СНИИГГИМС, вып. 9, 1960.
2. Белов И. В. К вопросу о порядке выделения минералов в палагонитовых базальтах. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, сер. геол., вып. 8, 1958.
3. Белов И. В. Кайнозойская базальтовая формация Прибайкалья. Геология и геофизика, № 3, 1960.
4. Белов И. В. Диабазово-гранофировый комплекс Абана. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, сер. геол., вып. 16, 1961.
5. Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П. Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А., Пожарисский И. Ф., Херасков Н. Н. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. Бюлл. Моск. об-ва испыт. прир., отд. геол., т. XXXIУ, вып. 6, 1959.
6. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
7. Будников В. И., Казанский Ю. П., Лежнин А. И. Открытие бентонитов в Кузбассе. Докл. АН СССР, т. 131, № 6, 1960.
8. Ведерникова Г. А. Дифференцированный

трапповый массив Падунских порогов на р. Ангаре. Докл. АН СССР, т. 125, № 3, 1959.

9. Владимиров Б. М. Падунский диабазовый силл. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, сер. геол., вып. 16, 1961.
10. Влодавец В. И. Выступление на Первом всесоюзном петрографическом совещании. Тр. Первого всес. петр. совещ. Изд-во АН СССР, 1955.
11. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса. Тр. СНИИГГИМС, вып. 4, 1959.
12. Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Тр. Ин-та геологии рудн. месторожд., петрографии, минералогии и геохимии, вып. 61, 1961.
13. Григорьев Д. П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. Сб., посвящ. акад. Д. С. Белянкину. Изд-во АН СССР, 1946.
14. Гуринова Е. И. Геологические условия формирования шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1960.
15. Гуринова Е. И. Особенности кристаллизации породообразующих минералов в шаровых лавах Нижней Тунгуски. Геология и геофизика, № 8, 1960.
16. Даминова А. М. О роли кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в образовании пород базальтоидного комплекса Центрального Таймыра. Сов. геология, сб. 51, 1956.
17. Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Науч. хим.-техн. изд-во, Л., 1926.
18. Заварицкий А. Н. О высокотемпературных плагиоклазах. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. XXX, № 3, 1951.

19. Заварицкий А. Н., Соболев В. С., Кваша Л. Г., Костюк В. П., Бобриевич А. П. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 87, № 5, 1958.

20. Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.

21. Иванов К. В. Некоторые вопросы петрографии дайковых пород окрестностей г. Томска. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 135, сер. геол., 1956.

22. Кеннеди Дж. О роли воды в магме. Сб. Земная кора. М., ИЛ, 1957.

23. Киевленко Е. Я., Андрусенко Н. И. Поиски и разведка месторождений исландского шпата. М., Госгеолтехиздат, 1957.

24. Киевленко Е. Я. Основные типы месторождений исландского шпата Сибирской платформы. Тр. Всес. науч.-иссл. ин-та пьезооптич. минер. сырья, т. I, вып. 1, 1957.

25. Киевленко Е. Я. О шаровых лавах Сибирской платформы и связанном с ними минералообразовании. Тр. Всес. науч.-иссл. ин-та пьезооптич. минер. сырья, т. II, вып. 1, 1958.

26. Киевленко Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы. Тр. Всес. науч.-иссл. ин-та пьезооптич. минер. сырья, т. III, вып. 1, 1959.

27. Котельников Л. Г. О некоторых изверженных породах Кузнецкого угленосного бассейна. Изв. ВГРО, т. L, вып. 100, 1932.

28. Кудряшова В. И. К вопросу об образовании шаровых лав в среднем течении р. Нижней Тунгуски. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1958.

29. Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. Вопр.

геологии Азии, т. I, Изд-во АН СССР, 1954.
30. Кузнецов Ю. А. Железооруденение и генетические типы сиенитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1955.
31. Кузнецов Ю. А. Магматические формации. Сб. Закономерности размещения полезн. ископ., т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
32. Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. Сб. Магматизм и связь с ним полезн. ископ. Тр. II Всес. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.
33. Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, доклады сов. геологов, М., 1960.
34. Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов). Геология и геофизика, № 10, 1961.
35. Кутолин В. А. Об интрузии долеритов в районе Новосибирска. Геология и геофизика, № 4, 1962.
36. Лебедев А. П. О кислых дифференциатах девонских диабазов р. Сосьвы (Сев. Урал). В кн.: "Вопросы петрографии и минералогии", т. I. Изд-во АН СССР, 1953.
37. Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Тр. ИГН, вып. 161, петрограф. сер., № 46, 1955.
38. Лебедев А. П. Вопросы изучения базальтовой магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1958.
39. Лебедев А. П. Дифференцированные трапповые интрузии "Вилюйских гор". Тр. Ин-та геологии рудн. месторожд., петрографии, минералогии и геохимии, вып. 29, 1959.
40. Лебедев А. П. К генезису гибридных траппов Подкаменной Тунгуски (Сибирская платформа).

Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1961.

41. Лебединский В. И. О высокотемпературных плагиоклазах излившихся пород Закарпатья. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. XXX1У, № 1, 1955.

42. Лодочников В. Н. О генетическом значении главных структур базальтов и диабазов. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 7, 1946.

43. Лурье М. Л. О терминологии сибирских траппов. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер. вып. 7, 1955.

44. Лурье М. Л. и Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7, 1955.

45. Мазина Е. А., Ксенофонтов О. К. К вопросу о характере нижнемезозойского магматизма Тургайского прогиба. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 43, 1961.

46. Марфунин А. С. О петрографическом значении структурных превращений в полевых шпатах. Сов. геология, сб. 51, 1956.

47. Масайтис В. Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 22, 1958.

48. Монич В. К., Горбунов М. Г. Абсолютный геологический возраст протеробазов Саралинских золотых рудников. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. № 4, 1941.

49. Неутриевская Н. В. Новые данные о геологическом строении северной части Терсинского района. Вестн. ЗСГУ и НТГУ, № 3, 1959.

50. Нифонтов Р. В. Основы поисков, разведки и подсчета запасов пьезооптических минералов. М., Госгеолтехиздат, 1955.

51. Пинус Г. В. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые поясы

складчатых областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1957.
52. Путеводитель экскурсии V Всесоюзного литологического совещания (Кузбасс). Новосибирск, Изд-во СНИИГГИМС, 1961.
53. Равич М. Г., Чайка Л. А. Дифференцированная интрузия трапповой формации Таймырской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
54. Скропышев А. В. О генезисе месторождений исландского шпата Сибирской платформы. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 29, 1960.
55. Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. ин-та, т. XLII, 1936.
56. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1949.
57. Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов. Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
58. Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П., Горбачевская О. Н., Снитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
59. Ссадецки-Кардош Е. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенеза. Сб. Физ.-хим. проблемы формирования горн. пород и руд, т. I, Изд-во АН СССР, 1961.
60. Тест Б. И. Основные породы Анабарского массива и связанные с ними явления гибридизации. Тр. Науч.-иссл. ин-та геологии Арктики, т. 44, 1952.
61. Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. В сб. Геология и петрография трапповых формаций. Ред. Лебедев А. П. М., 1950.

62. У с о в М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, Запсибкрайиздат, 1935.
63. У с о в М. А. Трапповые формации Кузбасса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1937.
64. У с о в М. А. Вулканизм и метаморфизм осадков Кузнецкого бассейна. Геология СССР, т. XУ1, 1940.
65. У с т и е в Е. К. Анюйский вулкан. М., Госгеолтехиздат, 1961.
66. Ф е о к т и с т о в Г. Д. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 7, 1961.
67. Х р я н и н а Л. П. О диабаз-монцоните из района р. Учами (Сибирская платформа). Матер. по геологии рудн. месторожд., петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
68. Ц в е т к о в А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. Тр. ИГН, вып. 138, петрогр. сер., № 41, 1951.
69. Ш а х о в Ф. Н. Магматические породы Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. технолог. ин-та, т. 47, вып. 3, 1927.
70. Э д в а р д с А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании. Сб. Геология и петрография трапповых формаций. Ред. Лебедев А. П. М., 1950.
71. Я в о р с к и й В. И., К у м п а н С. В., Д о м и н и к о в с к и й В. Н. Геолого-экономический очерк Кузнецкого бассейна. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 137, 1941.
72. Я в о р с к и й В. И. Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна и их тектоника. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 19, 1957.
73. Я в о р с к и й В. И., Л и П. Ф., А н д р е е в а Е. М. Литолого-стратиграфический очерк Кузнецкого бассейна. Госгеолтехиздат, 1951.
74. Я н ш и н А. Л. (редактор). Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. Госгеолтехиздат, 1957.

75. Fenner C. The residual liquids of crystallising magmas. Min. Mag., v. 22, p. 539-560, 1931.

76. Green J. a. Poldervaart A. Some basaltic provinces. Geoch. et Cosmochim. Acta, v. 7, N 3/4, 1955.

77. Hamilton W. Silicic differentiates of lopoliths. Report of the Twenty-First Session of International Geological Congress, part XIII. Copenhagen, 1960.

78. Holz P. Petrology of granophyre in diabase near Dillsburg, Pennsylvania. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 64, N 6, 1953.

79. Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic magmas. Amer. Journ. Sci, v. 25, N 147, pp. 239-256, 1933.

80. Kuno H., Jamasaki K., Jida C., Nagashima K. Differentiation of Hawaiian Magmas. Japan. Journ. Geol. a. Geogr., v. XXVIII, N 4, 1957.

81. Muir I. D. The clinopyroxenes of the Skaergaard intrusion, eastern Greenland. Min. Mag., v. 29, pp. 690-714, 1951.

82. Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the cristallisation and differentiation of basaltic magma. Amer. Journ. of Sci, v. 257, N 9, pp. 609-647, 1959.

83. Polder vaart A., Hess H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. Journ. Geol., v. 59, N 5, 1951.

84. Sukheswala R. a. Polder-vaart A. Deccan basalts of the Bombay area, India. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, N 12, part 1, 1958.

85. Szadeczky-Kardoss E. On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. Acta geolog. Acad. scient. Hung., t. V, fas. 2, 1958.

86. Tilley C. Some aspects of magmatic evolution. Quart. J. Geol. Soc., v. CVI, N 421, 1950.

87. Wager L. R., Deer W. A. The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. Meddelser om Grønland, Band 105, N 4, part III, 1939.

88. Walker F. The late Palaeozoic quartz-dolerites and tholeiites of Scotland. Min. Mag., v. 24, pp. 131-159, 1935.

89. Walker F. The differentiation of the Palisade diabase, New Jersey. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, N 7, 1940.

90. Walker F. The pegmatitic differentiates of basic. sheets. Amer. Journ. Sci., v. 251, pp. 41-60, 1953.

91. Walker F. Ophitic Texture and Basaltic Crystallization. Journ. Geol., v. 65, N 1, 1957.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

1. Введение 3
II. Характеристика верхнепалеозойского траппового комплекса 6

1. Геология комплекса . . . . . –
2. Петрографическая характеристика пород комплекса 13

III. Характеристика нижнемезозойского траппового комплекса 23

1. Геология комплекса . . . . . –
2. Петрографическая характеристика пород комплекса 34

IУ. Общая характеристика магматической деятельности в Кузбассе 43

У. Породообразующие минералы трапповой формации 47

1. Оливин . . . . . –
2. Плагиоклаз 48
3. Пироксен 55
4. Амфибол 64
5. Биотит . . . . . –
6. Калинатровый полевой шпат 65
7. Кварц 66

У1. Петрохимические особенности трапповой формации Кузбасса . . . . . –

VII. Некоторые вопросы петрологии трапповой формации Кузбасса 84

1. Роль глубинной дифференциации . . . . . –
2. Роль глубинной ассимиляции 85
3. Дифференциация в камерах силлов 87
4. Направление дифференциации 91
5. Ход застывания трапповой магмы 94
6. Некоторые общие особенности трапповых формаций областей завершенной складчатости 99

VIII. Геологические предпосылки для поисков месторождений исландского шпата в Кузбассе 100

IX. Заключение 103

Литература 107

В. А. КУТОЛИН
ТРАППОВАЯ ФОРМАЦИЯ КУЗБАССА

Редактор Б. Н. Королевская
Художественный редактор В. И. Желнин
Технический редактор Т. К. Овчинникова
Корректор Л. И. Коршунова

Сдано в набор 7 февраля 1963 г. Подписано в печать
1 августа 1963 г. МН 03789. Бумага 60x84/16.
7,5 печ. л.-6,8 усл. печ. л., 5,5 уч.-изд. л. Тираж 1000.

Ротапринтный цех Издательства СО АН СССР
Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 164
Цена 39 коп.

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА СО АН СССР

Вышли из печати
и имеются в продаже следующие книги

Тектоника Сибири. Т. 1. Тектоника мезозойских и кайнозойских впадин Сибири и сопредельных территорий. 33,82 л., цена 2 р. 42 к.

Г. В. П и н у с. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). 9,2 л., цена 64 коп.

Г. В. П и н у с. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. 10,25 л., цена 72 коп.

Вопросы геологии рудных месторождений Западной Сибири. 13,3 л., цена 1 р. 08 к.

В. А. В а х р у ш е в. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. 7,2 л., цена 65 коп.

А. В. Р о з о в а. Верхнекембрийские трилобиты Салаира (толсточихинская свита). 10 л., цена 80 коп.

Л. К. З я т ь к о в а. Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур (центральная часть Западно-Сибирской низменности), 6,69 л., цена 47 коп.

Материалы первого совещания Сибирской тематической комиссии по истории угленакопления. Выпуск 1. 9,5 л., цена 67 коп.

А. Ф. Х л о н о в а. Видовой состав пыльцы и спор в отложениях верхнего мела Чулымо-Енисейской впадины. 8,3 л., цена 88 коп.

Физико-химическое исследование глин. 6,6 л., цена 55 коп.

Вопросы теории и технологии коксования углей. 13,18 л., цена 92 коп.

Книги высылаются наложенным платежом.

Заявки на издания направляйте по адресу: г. Новосибирск, 99, ул. Советская, 20, комн. 403. Издательство СО АН СССР.