

799
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Выпуск 161

А. П. ЛЕБЕДЕВ

**ТРАППОВАЯ ФОРМАЦИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ТУНГУССКОГО
БАССЕЙНА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

1955

Выпуск 161

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 46). 1955

А. П. ЛЕБЕДЕВ

**ТРАШЮВАЯ ФОРМАЦИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ТУНГУССКОГО
БАССЕЙНА**



Главный редактор
член-корреспондент Академии Наук СССР

Г. Д. Афанасьев

Ответственный редактор

Е. А. Кузнецов

ВВЕДЕНИЕ

Материалы, изложенные в настоящей работе, получены в результате полевых исследований по изучению трапповой формации Тунгусского бассейна, проводившихся нами в течение последних лет (1949—1954 гг.). Основной задачей исследований мы ставили выяснение соотношений различных членов формаций — интрузивных, лавовых и туфовых — с точки зрения их геологического положения, возрастной последовательности, особенностей петрографического состава и минералогии. В наших работах по изучению траппов в разные годы принимали участие А. Д. Кузовлев (1951—1952 гг.), В. И. Кудряшова (1950 г.), Г. А. Ведерникова (1952 г.). Ряд маршрутов был проведен нами совместно с А. А. Меньяловым.

Большую помощь в полевой работе оказали геологи Г. Ф. Лунгерсгаузен, Г. Б. Дехтерев, И. И. Фердман, Б. Н. Леонов и М. Н. Благовещенская. Всем этим лицам за помощь и содействие в работе автор выражает свою благодарность.

Относительно более детально были изучены следующие районы (см. фиг. 27):

1. Центральная часть Тунгусского бассейна, по разрезу р. Нижней Тунгуски от с. Туры до с. Ногинска, на протяжении около 600 км. Здесь были изучены траппы эффузивного комплекса (восточная часть района) и область трапповых интрузий, преимущественно секущего типа (район к западу от устья р. Ямбукан).

2. Юго-западная часть Тунгусского бассейна, по разрезам рек Чуни и Подкаменной Тунгуски (Катанги), от впадения р. Тэтэрэ до устья, Восточная часть рассматриваемого района представляет собой зону развития туфогенной толщи и мелких секущих трапповых интрузий, западная — область преимущественного развития мощных трапповых силлов.

Кроме того, автором использованы материалы, полученные при маршрутных наблюдениях в некоторых других районах центральной части Тунгусского бассейна, именно по р. Северной Чуне, по междуречью Чуны — Нижняя Тунгуска и по нижнему течению р. Тычаны.

В результате оказались охваченными изучением все важнейшие проявления траппового вулканизма в центральной части Сибирской платформы, относящиеся здесь к трем главным фациям — интрузивной, туфогенной и лавовой. Наибольшее внимание было уделено изучению интрузивных траппов, как наиболее широко развитой и наиболее полно дифференцированной фации траппового вулканизма.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРАППОВ РАЙОНА

К числу наиболее ранних работ, содержащих описание траппов рассматриваемой части Тунгусского бассейна, относятся труды А. Л. Чекановского (1896), который в 1873 г. прошел по всей Нижней Тунгуске, от ее верховьев до устья. Петрографические коллекции его были обработаны А. В. Лаврским (1900). Этими работами впервые установлено широкое развитие траппов, выделенных здесь в самостоятельную формацию. А. Л. Чекановский обращает внимание на большое развитие здесь, наряду с типичными траппами (диабазами), также туфогенных отложений, или, по его терминологии, — граувакк. Характеристика траппов, данная А. В. Лаврским, основанная преимущественно на их структурных особенностях, должна быть признана излишне дробной и устарелой, химические анализы, приводимые им, в большинстве неточны.

На широкое распространение траппов к северу от Нижней Тунгуски впервые указал И. П. Толмачев (по результатам экспедиции 1905 г.). Траппы, собранные этой экспедицией, частично были описаны Х. Баклундом и В. Т. Белоусовой (для района Анабары).

По материалам А. Л. Чекановского, Е. Е. Костылевой (1916) было произведено описание ряда минералов, преимущественно цеолитов, из района среднего течения Нижней Тунгуски, частично подкрепленное химическими анализами.

Многолетние исследования С. В. Обручева в более южных районах Тунгусского бассейна (1917—1924 гг.) дали ему возможность установить основные черты строения этой области; выводы С. В. Обручева положены в основу существующих стратиграфических построений. С точки зрения изучения траппового вулканизма, особенный интерес представляют для нас его взгляды на строение и способ образования туфогенной толщи, которой он приписывал эффузивное происхождение, связывая ее образование с накоплением пирокластического материала при мощных извержениях базальтовой магмы. В отношении траппов (в основном для районов Подкаменной Тунгуски и Ангары) он установил преимущественно силловый тип залегания, лишь в небольшой степени сопровождающийся типично жильными или дайковыми образованиями (Обручев, 1931, 1933).

Ценный, хотя и очень краткий очерк нескольких характерных образцов траппов по материалам С. В. Обручева был дан А. И. Цветковым и Е. В. Павловским (1937). Ими описаны образцы из ряда точек по Ангаре, из устья Подкаменной Тунгуски, с рек Бахты и Курейки. Отмечается однообразие состава всех образцов, пестрота состава плагиоклаза, отклонение его оптических свойств от кривых Никитина, наличие в некоторых случаях двух его генераций, второй — более кислой, и сходство состава плагиоклаза у жильных и у пластовых тел траппа. Для клинопироксена

отмечено колебание величины $2V$ в узких пределах $(+)40-46^\circ$, $Ng-Np=0,022-0,025$. Авторы дают пироксену название пижонит-геденбергита. Для оливина указаны колебания величины $2V$ $(-)74-76^\circ$ и в одном случае, в зональном кристалле, -60° (в краевой части зерна); $Ng-Np=0,037-0,044$; в среднем для него выводится состав гортонолита ($44\% Fe_2SiO_4$). Оливин и плагиоклаз, по мнению И. А. Цветкова, выделяются при кристаллизации то совместно, то раздельно.

Авторы отмечают заметное однообразие химизма траппов (в среднем $48\% SiO_2$, CaO преобладает над MgO , сумма железа постоянна; Na_2O преобладает над K_2O); они отмечают, что нет постоянства отношений между щелочными и щелочноземельными окислами.

По геологическому изучению Нижней Тунгуски и прилегающих к ней районов, преимущественно с точки зрения угленосности, в период 1930—1931 гг. работала экспедиция, возглавлявшаяся Л. И. Шороховым, доставившая ценный материал по стратиграфии тунгусской толщи, в особенности для более западных районов бассейна Нижней Тунгуски. В связи с работами этой же экспедиции в 1931 г. проводились петрографические исследования В. С. Соболева, прошедшего по р. Илимпее и затем по Нижней Тунгуске до устья. В результате обработки материала, собранного им по этому району, а также использования материалов из других частей Сибирской платформы, в том числе из бассейнов Вилюя и Анабары, появился ряд работ этого же автора по петрологии траппов Сибирской платформы (Соболев, 1933, 1935, и др.). Эти ценные работы представляют большой шаг вперед в деле изучения трапповой формации Сибири, хотя фактических данных по расчленению траппов и по уточнению их геологической позиции, положенных в основу этих работ, и было недостаточно, поскольку территория Сибирской платформы оставалась к этому времени еще очень слабо изученной.

В. С. Соболев рассматривает в своих работах почти исключительно интрузивные траппы, уделяя преимущественное внимание особенностям их минералогического состава и структуры. Рассматривая ход кристаллизации всех членов интрузивной трапповой формации как единый процесс, В. С. Соболев, в соответствии с концепцией Боуэна о кристаллизационной дифференциации, выделяет здесь пять последовательных фаз, с характерным комплексом минералов для каждой фазы. Происхождение некоторых редких разновидностей траппов слабощелочного характера он склонен связывать с ассимиляцией вмещающих или предполагаемых на глубине карбонатных пород; в целом же процессам ассимиляции он отводит в своей схеме незначительное место, рассматривая образование всей формации как результат кристаллизации единой первоначальной базальтовой магмы. В специальной части работы проводится также сравнение интрузивных траппов Сибири с близкими по составу формациями других стран.

Работы В. С. Соболева представляют большой интерес и, несмотря на сравнительную недостаточность в них геологического материала, в значительной мере определяют существующие у нас представления по петрологии интрузивных траппов Сибири и помогают разобраться в особенностях их петрографии.

В работах В. С. Соболева приводится также определение понятия «трапп» в применении к Сибири; этот термин он справедливо относит ко всей совокупности интрузивных и эффузивных производных основной магмы на площади платформы.

Интрузивные траппы южной части Тунгусского бассейна (Приангарье, Тулун-Удинский район) послужили предметом довольно подробного описания Ф. Ю. Левинсон-Лессингом при участии А. С. Гинзбурга и Н. Л. Дилакторского (1932). В работе приводится подробная характеристика некоторых типов интрузивных траппов, преимущественно оли-

виновых диабазов (габбро-диабазы — по терминологии авторов), их химизма и особенностей минералогического состава. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг подчеркивает отсутствие в описываемых трапах явлений дифференциации. Он выдвигает гипотезу об образовании траптовых силлов, при опускании подстилающих их отложений, путем медленного гидростатического «вползания» или «просачивания» магмы. Выделяются главные структурные типы траплов. Классификация трапловых структур, данная в этой работе, послужила основой для всех дальнейших описаний траплов Сибирской платформы. Отмечен первичный характер выделения оливина и отсутствие признаков роста оливина за счет резорбции кристаллов пироксена. Отмечается близость типичного для траплов клинопироксена к энстатит-авгиту и пизониту и приведен его химический анализ. Отмечены общие черты химизма для описанных траплов — постоянство содержания SiO_2 (48%), высокое содержание закисного железа (10—12%) и окиси титана и общая близость к типу магмы плато-базальта с отношением $\text{FeO} : \text{MgO} = 2,5 : 1$ (для среднего мирового базальта — около 1 : 1). Приведено девять химических анализов траплов из Приангарья (большинство из силлов).

В 1932 г. геоморфолог С. Л. Кушев прошел по Нижней Тунгуске от впадения р. Тутончаны до устья. В его работе (1934) содержится ряд интересных выводов, касающихся геоморфологии изученного района, в частности характера выходов и форм разнообразных по структуре трапловых интрузий и связанных с ними форм рельефа.

В 1936—1937 гг. в бассейне Нижней Тунгуски проводили исследования Б. В. Ткаченко и другие геологи. Результаты работ этой экспедиции были опубликованы в 1941 г. Работы экспедиции уточнили стратиграфический разрез района, в особенности в его западной части, и дали большой материал по геологии и петрографии разнообразных членов траптовой формации — интрузивных и эффузивных. Маршрутами экспедиции были захвачены также реки Виви, Тутончана и Кочечума, так что освещенной оказалась, хотя бы в первом приближении, довольно значительная площадь. В работе приводятся девять анализов различных излившихся пород и туфов.

Авторы выделяют несколько фаз вулканической деятельности, из них первая выразилась в образовании мощной толщи вулканических туфов. Взаимоотношения интрузивных и эффузивных (лавовых) траплов сложны и неясны, возможны несколько фаз внедрения. Среди эффузивных траплов (лавовых) по структурным признакам выделяются пойкилоофитовые, миндалекаменные и интерсертальные траппы, содержащие стекло. Кроме того, упоминаются также спилиты. В составе туфогенной толщи различаются агломератные туфы, пизолитовые туфы, туфиты и туфопесчаники, среди туфов базальтового состава — агломератные, витрокластические и пизолитовые туфы. Среди траплов интрузивной группы выделяются: интрузивные базальты, габбро-диабазы и диабазы. Среди базальтов отмечены оливиновые и безоливиновые разновидности (базальтиты), а также редкие гиперстеновые, кварцсодержащие и афанитовые базальты. Среди габбро-диабазов выделены габбро-диабазы с микропегматитом и кварцем, микропегматитовый гранит-порфир (жилы среди базальтов р. Учами) и трахидолерит. Из контактных пород описаны различные апотуфовые роговики.

При описании интрузивных траплов авторы останавливаются на вопросах кристаллизации их и приходят к выводу, что, вопреки мнению В. С. Соболева, плагиоклаз в основном выделяется в них раньше пироксена. Они отмечают богатство траптовой магмы флюидами.

В целом указанная работа вносит много нового в познание траптовой формации района Нижней Тунгуски, уточняя данные по петрографии

и геологии отдельных ее членов. Ценная работа по изучению лавовой толщи была проведена А. В. Скропышевым и Г. Г. Моором.

В 1951 г. была опубликована работа А. П. Лебедева, в которой автор подробно останавливается на истории ранних эффузивных этапов в развитии траппового вулканизма и рассматривает проблему образования пород туфогенной свиты. В этой же работе рассмотрены некоторые вопросы, связанные с интрузивным трапповым вулканизмом, и устанавливается многофазность процесса образования трапповых интрузий в Тунгусском бассейне.

Характеристику некоторых типов траппов и витрокластических туфов из бассейна Подкаменной Тунгуски дал В. В. Ляхович (1950, 1953).

Глава II

СХЕМА СТРАТИГРАФИИ РАЙОНА

Описываемая область по своему геологическому положению относится к центральной и западной краевым частям так называемого Тунгусского бассейна (Тунгусская синеклиза, по другим авторам), являющегося частью Енисейско-Ленской платформы, и характеризуется широким развитием залегающих почти горизонтально отложений тунгусского комплекса, прорванных в изобилии мощными гипабиссальными интрузиями траппов. Лишь по западной и юго-западной периферии исследованной площади выходят на поверхность осадочные отложения нижнего палеозоя, подстилающие тунгусский комплекс.

В геологическом строении района принимают участие отложения нижнего палеозоя, принадлежащие преимущественно к морским фациям, и отложения тунгусского комплекса, представленные главным образом континентальной и вулканогенной фациями.

К нижнему палеозою относятся отложения верхнего кембрия и силура.

Верхний кембрий развит в юго-западной части района и обнажается по Подкаменной Тунгуске (Катанге), между с. Ванавара и Байкит. Он представлен преимущественно мергелями, алевролитами и известняками.

Нижний и отчасти верхний силур пользуются преимущественным распространением в западной части района; в бассейне Подкаменной Тунгуски силур распространен примерно к западу от устья р. Тычаны, а в бассейне Нижней Тунгуски — лишь в крайней западной его части, в ядрах антиклинальных структур к западу от с. Ногинска, частью в бассейне р. Учамы. По литологическому составу это главным образом карбонатные породы (известняки, доломиты и пр.), в небольшом количестве встречаются кварцевые песчаники и мергели. В бассейне Подкаменной Тунгуски, согласно Г. И. Кириченко (1950), силурийские отложения расчленяются на четыре свиты.

На большей части описываемого района развиты отложения тунгусского комплекса, породы которого являются основным вмещающим всех трапповых проявлений центральной части Тунгусского бассейна. Возраст пород комплекса охватывает промежуток времени от верхов карбона до нижнего триаса. Наиболее полный разрез тунгусского комплекса представлен в западной части описываемого района, где эти отложения были изучены подробнее, чем в других местах. Согласно Б. В. Ткаченко и др. (1941 г.), разрез здесь имеет следующий вид (снизу вверх):

Д ж е л т у л и н с к а я с в и т а — светлые кварцевые песчаники и сланцы (только по р. Бахте); возможна принадлежность свиты к верхнему девону (?).

Б у р г у к л и н с к а я с в и т а — аргиллиты, углистые и глинисто-углистые сланцы, конгломераты; развиты по Нижней Тунгуске ниже устья р. Северной.

Ногинская свита — внизу песчаники,верху — глинистые сланцы; отмечаются прослой туфов, то плотных, то более грубых, литокластических; встречаются также туфиты, туфопесчаники, тонкие прослой зеленовато-серых аргиллитов.

Чапокотинская свита — пестрые глинистые сланцы, песчаники, углистые сланцы. Эта свита по возрасту является аналогом ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна.

Пеляткинская свита — глинистые сланцы, песчаники, аргиллиты; развита только в низовьях Нижней Тунгуски.

Дегалинская свита — песчаники, аргиллиты, частично туфы. Она относится по флоре к самым верхам перми; развита вблизи устья р. Дегали.

Корвунчанская свита — преобладают туфы, зеленовато-серые, реже буроватые, с обломками траппов и осадочных пород, с прослоями туфопесчаников и туфитов. Выше с. Туры (по Нижней Тунгуске) в этой свите встречены фауна (остерии, остракоды) и флора, позволившие Е. М. Люткевичу отнести ее к низам мезозоя, а А. М. Принаде — к переходной зоне от палеозоя к мезозою. Находки остатков рыб в этой же толще, в 120 км выше с. Туры (по Нижней Тунгуске), дали основание Л. М. Бергу отнести ее к триасу.

Туфолововая свита — по одним авторам представляет собой верхнюю часть корвунчанской свиты, по другим — является самостоятельной толщей, что, на наш взгляд, более правильно. Эта свита пользуется очень широким распространением к северу от Нижней Тунгуски.

Нижние из перечисленных свит, до дегалинской включительно, соответствуют, по С. В. Обручеву, нижней, продуктивной свите тунгусского комплекса бассейнов Ангары и Подкаменной Тунгуски. Возраст входящих в нее горизонтов определяется как $C_3 + P_1$, по аналогии с прилегающими районами Сибири.

Выходы пород продуктивной толщи распространены в пределах описываемого района незначительно; в бассейне Нижней Тунгуски они имеются в низовьях р. Тутончаны (песчаники с туфогенным материалом, аргиллиты, прослой углей) и в нижнем течении р. Учами (аргиллиты, песчаники, глины). Спорадически, на отдельных участках, они развиты также в бассейне Подкаменной Тунгуски.

В восточной части описываемого района (бассейны Чуни и среднего течения Нижней Тунгуски) нижний (продуктивный) горизонт тунгусского комплекса делится, по Е. С. Рассказовой, на два подгоризонта: ереминский ($C_2 + C_3$) и стрелкинский ($P_1 + P_2$). Выше залегает туфоагломератная толща общей мощностью в 250—350 м. Нижние ее горизонты, повидимому, эквивалентны пеляткинской и дегалинской свитам низовьев Нижней Тунгуски, остальная часть представляет, вероятно, аналог корвунчанской свиты. В верхах разреза выделяется еще чайкинская свита, относимая в настоящее время к нижней юре. В центральной части Тунгусского бассейна она, повидимому, отсутствует.

Верхние горизонты (туфогенный и туфолововый) тунгусского комплекса подробнее описываются ниже, поскольку слагающие их породы принадлежат по своему составу уже к трапповой формации, описание которой является основным содержанием настоящей работы.

ОБЩАЯ СХЕМА РАЗВИТИЯ ТРАПОВОГО МАГМАТИЗМА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Все магматические проявления на исследованной площади, связанные с верхнепалеозойским вулканизмом, характеризуются тесной генетической связью между собой, сближенностью по времени и большим сходством петрографического и химического состава. Поэтому вполне законно объединение всего комплекса магматических проявлений района под общим названием «траповая формация» и совместное последовательное рассмотрение строения и состава всех членов этой формации на фоне общего исторического развития Центрально-Сибирской платформенной зоны.

Суммируя известный к настоящему времени материал по геологической истории центральной части Тунгусского бассейна, мы получаем, в общих чертах, следующую последовательность вулканических явлений, связанных с развитием траповой формации (табл. 1).

С наиболее ранними проявлениями магматической деятельности связаны первые фазы внедрения базальтовой магмы в основном, повидимому, в интрузивной, частью и в эффузивной форме.

Начало этих внедрений, судя по присутствию галек диабазов в нижнепермских и верхнекарбонных конгломератах, относится к допермскому времени.

Следующая фаза, эффузивная, характеризовалась широким развитием вулканических явлений, проявившихся на чрезвычайно широкой площади — области развития современных туфогенной и туфолаво-вой свит тунгусского комплекса. Более ранние фазы вулканической деятельности привели здесь преимущественно к накоплению разнообразных пирокластических продуктов в результате мощных выбросов обломочного материала при взрывных извержениях. В более поздние фазы и притом преимущественно в северной части рассматриваемой области большее развитие получили уже лавовые излияния, однако также сопровождавшиеся обильными выбросами туфов (образование туфолаво-вой толщи). Возраст этой фазы относится к промежутку времени: верхняя пермь — нижний триас.

Внедрение главной массы гипабиссальных интрузивных диабазов происходило в основном в эпоху, следующую за периодом мощных вулканических извержений. Начальные фазы интрузивных явлений, вероятно, сингенетичны некоторой части вулканических извержений, поскольку следует предполагать одновременное с интрузиями проникновение базальтовой магмы и в близкие к поверхности участки земной коры. В интрузивном процессе различаются более ранние стадии (вероятно, распадающиеся на отдельные фазы), проявившиеся в виде внедрения пластовых интрузий (силлов), и более поздние, проявившиеся в виде внедрения различных дайкообразных и штокообразных интрузий. Возраст интрузивной фазы,

Общая схема последовательности вулканических явлений в истории развития тунгусской трапповой формации

Эпоха	Преимущественный характер магматической деятельности	
	эффузивный	интрузивный
J	Отсутствует	Внедрение даек (?) мандельштейновых налагонитовых траппов (бассейн Вилюя)
T	Площадные и трещинные излияния базальтов (северная часть Тунгусского бассейна)	Внедрение некоторой части трапповых даек. Внедрение главной части трапповых силлов (преимущественно в Тунгусском бассейне)
P ₂	Вулканические извержения, преимущественно взрывного характера, с образованием туфов и лавов	Внедрение части траппов гибридного ряда (диорит-диабазов), западная часть Тунгусского бассейна. Внедрение некоторой части интрузивных тел траппов (в том числе подводных каналов вулканических извержений)
C ₃ +P ₁	Небольшие по масштабу лавовые и туфовые извержения (преимущественно в южной части Тунгусского бассейна)	Внедрение некоторого количества трапповых тел (Сибирская платформа).

вероятно, находится в пределах между верхним триасом и нижней юрой (в случае, если наши интрузии синхроничны с трапповыми дайками Вилюя, для некоторой части которых весьма вероятен нижнеюрский возраст). С более ранними внедрениями в этой фазе было, повидимому, связано и образование части траппов гибридного ряда (диорит-диабазов) западной краевой части Тунгусского бассейна. Другая часть гибридных траппов сингенетична главной фазе внедрения интрузивных траппов нормального ряда.

Фазы усиленного развития гидротермальной деятельности, повидимому, повторялись неоднократно, сопровождая как эффузивные, так и интрузивные процессы; но наиболее полно, несомненно, проявилась более поздняя интрузивная фаза, связанная с внедрением интрузивных траппов.

В соответствии с приведенной схемой развития трапповой формации и излагается последующий материал.

Глава IV

ТУФОГЕННАЯ ФАЦИЯ ТРАППОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ранние фазы траппового вулканизма проявились на площади Сибирской платформы в основном, повидимому, в конце нижней и начале верхней перми, в форме сравнительно мощной и захватившей огромную площадь эффузивной деятельности, выразившейся в излияниях и выбросах лавового и пирокластического материала, преимущественно базальтового состава. Результатом этой деятельности и воздействия последующих эрозионных процессов явилось образование отложений широко распространенной на площади Тунгусского бассейна туфогенной толщи. Породы этой толщи слагают, наряду с траппами, основную часть площади изученного района; они широко развиты в бассейне Подкаменной Тунгуски — в междуречьях Чуя—Катанга и Чуя—Нижняя Тунгуска, значительно распространены и в более северных частях Тунгусского бассейна — к северу от Нижней Тунгуски по рекам Виви, Тутончане, Кочечуме, к югу — по Учамы, Таймуре и Нидыму, наконец, к востоку — в бассейнах Илимпей и среднего и верхнего течения Нижней Тунгуски, где принимают более литокластический (континентальный) облик.

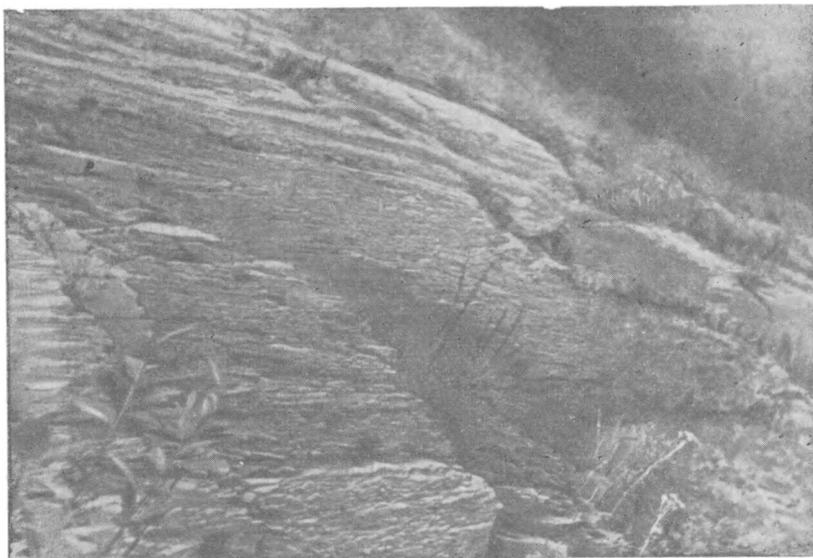
Возраст свиты в основном датируется временем $P_2 + T_1$; вероятно, что на разных участках он несколько различен. Мощность пород чрезвычайно колеблется, составляя в среднем 100—300 м. Первоначальная мощность, вероятно, была значительно большей, судя по размерам отпрепарированных эрозией тел интрузивных траппов, повидимому, ранее целиком заключенных в этой толще, и достигала, вероятно, не менее 700—800 м, а на отдельных участках, может быть, и более.

При прослеживании туфогенной толщи с востока на запад и юго-запад в описываемом районе в общем можно уловить постепенное уменьшение в ее составе количества мелких секущих и согласных тел траппов эффузивного и переходного облика (мелкие приповерхностные инъекции, корни эффузий) и увеличение количества более мощных трапповых тел явно интрузивной природы.

Далее, можно отметить, что на отдельных участках распространения толщи (например, по Нижней Тунгуске, на отрезке устье р. Ямбукан — устье р. Учамы) наблюдается общее преобладание в составе более мелко-обломочных разновидностей с примесью осадочного материала, приобретающих местами характер грубослоистых литокластических туфов и туфонесчаников (фиг. 1), тогда как на других участках, как, например, по Нижней Тунгуске ниже устья Учамы, преобладают более грубообломочные, явно пирокластические образования типа агломератных туфов, с более редкими участками литокластических разновидностей. Такого же рода колебания в составе туфогенной толщи характерны и для бассейна Подкаменной Тунгуски. Среди агломератных туфов преимущественно развиты средне-

обломочные разности, с колебаниями размеров обломков в пределах 1—25 см, редко более крупные.

Наиболее значительной мощности отложения туфогенной свиты достигают в северо-восточной части района, в бассейне р. Таймуры, повидимому, до нескольких сотен метров. Здесь выделяются в ее составе две толщи: нижняя — туфопесчанистая и верхняя, сложенная неслоистыми туфами и агломератами. В разрезе туфовой толщи местами можно уловить, при движении вверх, общее относительное нарастание количества витрокластического материала, постепенно вытесняющего обломки посторонних (невулканических) пород. Распределение и размеры обломков крайне беспорядочны. В иных случаях (например, район Вановары) вулканогенный материал преобладает в низах разреза.



Фиг. 1. Выходы аргиллитов продуктивной свиты. Левый берег Нижней Тунгуски близ устья р. Дегали

По мере продвижения к центральной части района — к бассейну р. Чуни — мощность туфогенной толщи постепенно уменьшается; так, в долине р. Чембекан она составляет 70—90 м, а по самой Чуне — всего 20—40 м (вплоть до устья р. Тычаны). Здесь непосредственно на продуктивную свиту ложатся агломератные туфы с кристаллокластическим или литокластическим цементом, богатые обломочным материалом из пород нижележащих толщ. Выше преобладают туфы, в которых резко доминирует вулканический материал — туфы витро- и кристаллокластические по составу.

Такой же тип распределения — в виде отдельных участков маломощных накоплений пирокластического материала — характерен и для туфогенной толщи и в районе низовьев р. Чуни (от р. Паимбу до р. Тычаны), а также в области бассейна р. Тычаны и междуречья Чуни—Катанга. Здесь общая мощность туфов составляет не более 50 м. Преобладают неслоистые или неправильнослоистые агломератные туфы и местами галька; цементом служит пепловое вещество. Обильны включения диабазов (до 1 м), мандельштейнов, богатых цеолитовыми миндалинками. Значительно развиты отложения туфогенной толщи также

и в юго-восточной части района, в области верхнего течения Катанги и бассейна р. Тэтэрэ.

Вопрос о расположении центров вулканической деятельности и о характере самих вулканических извержений и форме подводящих каналов, представляющий большой интерес, вследствие малого количества данных, пока еще недостаточно разрешен. В этом отношении некоторый материал может дать анализ распределения мощностей, а также изучение вещественного состава самих вулканогенных пород и их взаимоотношений с другими отложениями. С этой точки зрения, особый интерес представляет район «Кривляков» на Катанге и район между устьями Кочечумы и Нидыма на Нижней Тунгуске.

Характерными особенностями первого района являются наличие в некоторых случаях ясных секущих контактов туфов с песчаниками и конгломератами продуктивной толщи тунгусского комплекса и присутствие типичных лапиллиевых туфов и туфобрекчий с крупными ксенолитами и с типичными вулканическими бомбами (подробное петрографическое описание дано во второй части этой главы). Характерно также чрезвычайное разнообразие облика туфов при различных объемных (количественных) соотношениях между отдельными их типами.

Во втором из названных районов широко распространены в составе низов лавовой (туфолоавовой, по другим авторам) толщи опять-таки образования типа лапиллиевых туфов с вулканическими бомбами и разнообразными по форме накоплениями пластического лавового материала типа шаровых лав.

Вопрос о положении нижней границы туфогенной толщи неясен; наблюдаются как постепенные переходы между отложениями продуктивной и туфогенной толщ, так и случаи явного несогласного налегания туфов на подстилающие породы (районы сс. Муторай, Ванавара в бассейне Катанги и др.). Можно думать, что вулканическая деятельность протекала на всей площади Тунгусского бассейна не одновременно и что характер ее на отдельных участках был несколько различным.

Преобладающая часть толщи сложена пирокластическими обломочными образованиями; участие чисто литокластических образований непостоянно, они слагают прослой и линзы, чередующиеся с отложениями агломератных туфов. Общая характеристика петрографического состава толщи приводится ниже. Она изложена сжато, поскольку основное внимание в настоящей работе, как уже говорилось выше, уделено траппам интрузивной фации.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

В отношении петрографического состава породы туфогенной толщи, при разнородности внешнего облика, отличаются сравнительным однообразием. Для тех из них, которые рассматриваются в настоящем описании, характерны следующие особенности: 1) обломочное строение при обычно резком колебании размеров обломков (включений и частиц основной массы); 2) преобладающий вулканогенный состав обломков, принадлежащих главным образом к продуктам разрушения основных эффузивов базальтового ряда — базальтов, витробазальтов, долеритов, витропорфиритов и толеитов; 3) для чисто пирокластических членов группы характерно, кроме того, отсутствие признаков сортировки или слоистости в расположении материала. В случае присутствия, наряду с вулканогенным, и материала осадочного происхождения, а также при развитии признаков слоистости эти породы переходят в литокластические туфы (туфиты) и туфопесчаники.

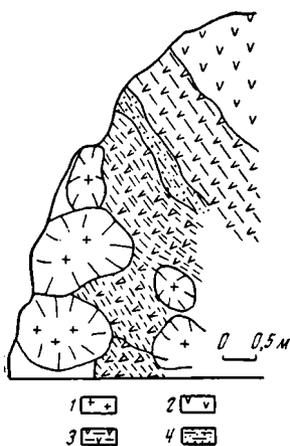
Руководствуясь указанными особенностями состава и генетическими признаками пород туфогенной толщи, мы среди них выделяем ряд типов, кратко охарактеризованных ниже. В основу производимого здесь расчленения были положены структурно-петрографические и генетические признаки, как это показано на прилагаемой схеме (табл. 2).

Таблица 2

Схема петрографо-генетического расчленения пород туфогенной толщи

Средняя величина включений, см	Генетический характер обломочного материала		
	Существенно вулканогенный		Смешанный вулканогенно-осадочный
	с отдельными крупными включениями	без крупных включений	
Свыше 50	Туфобрекчии	—	—
5—50	Лапиллиевые туфы с бомбами	Лапиллиевые туфы	Туфоконгломераты
0,1—5	Агломератные туфы	Витрокластические туфы, кристаллокластические туфы, смешанные туфы, витро-литокластические туфы	Туфопесчаники, литокластические туфы, туфоалевриты
Менее 0,1	—	Пепловые туфы	—

В этой схеме, а также и в дальнейшем описании выделены лишь важнейшие типы пород; для более дробной их классификации необходимы более детальные исследования, которых к настоящему времени сделано еще недостаточно.



Фиг. 2. Деталь строения туфогенной толщи. Крупные глыбы витропорфирита в туфопесчанике. Кривляки, Подкаменная Тунгуска:

1 — витропорфирит; 2 — агломератный туф; 3 — туфопесчаник; 4 — песчаник

Туфобрекчии

Крупнообломочные туфобрекчии, содержащие обломки размером до 1 м и даже крупнее, встречены были в районе Кривляков на Подкаменной Тунгуске. Состав обломков тот же, что и в туфах других типов, — это материал из пород нижележащей продуктивной толщи, а также обломок туфогенных пород более ранних вулканических фаз. Характерно сочетание на небольшой площади обломков разнообразной формы и строения, обилие поздних гидротермальных продуктов типа хлорита и кальцита. Представление о строении некоторых участков туфобрекчий дает фиг. 2.

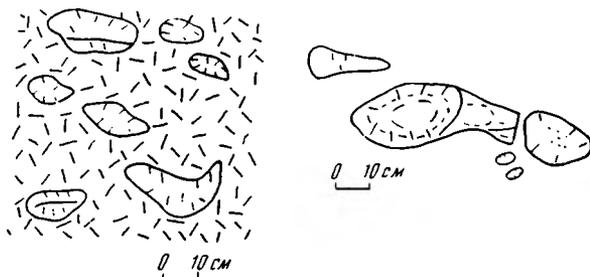
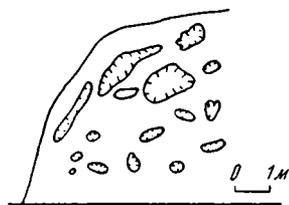
Лапиллиевые туфы

В районе Кривляков на Подкаменной Тунгуске лапиллиевые туфы богаты разнообразными вулканическими выбросами и лапиллями. Последние обладают разнообразной величиной и формой, зачастую даже в пределах одного обнажения, и вдобавок имеют различную густоту расположения. Они иногда наклонены в одну сторону, иногда же совершенно не ориентированы. Более крупные включения (типа вулканических бомб) сопровож-

даются в изобилии мелкими лепешковидными лапиллями. У вулканических бомб радиальная отдельность (трещиноватость) сочетается со, скорлуповатой, наблюдаются концентрические зоны пузырьков, шлаковые оторочки. Концы более закручены или оттянуты в виде «рыбьего хвоста». Центральные части бомбы нередко полые или заполнены гидротермальными образованиями — хлоритом, кальцитом (фиг. 3, 4). Посторонними включениями являются обломки песчаников, алевролитов и углистых сланцев из продуктивной толщи.

В районе Кочечума—Нидым лапиллиевые туфы, содержащие вулканические бомбы и сплюснутые (лепешковидные) включения лавы, представляют характерный элемент строения низов лавовой толщи. В районе с. Туры и

ниже они слагают отдельные горизонты довольно значительной мощности (до 20 м), залегающие между покровами плотных лав. Основная масса



Фиг. 3. Различные формы и характер расположения вулканических выбросов в лапиллиевом туфе (зарисовки в обнажениях). Кривляки, Подкаменная Тунгуска

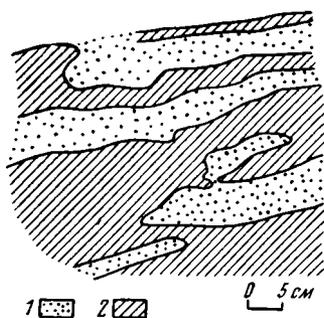


Фиг. 4. Вулканические бомбы в туфе. Кривляки, Подкаменная Тунгуска

туфа сложена мелкообломочным рыхловатым материалом, напоминающим агломерат, сцементированный агрегатом вторичных гидротермальных минералов, преимущественно кальцита. Обломочки местами имеют отчасти округлую, в основном же остроугольную форму. Послойная сортировка отсутствует. На фоне этой обломочной, часто рыхловатой или «древистой», массы выделяются тонкие плоские горизонтальные или полого залегающие (изредка и более крутые) линзовидные или шаровые тела, состоящие из более плотной и твердой лавы базальтового или микропорфиритового облика, по периферии богатые миндалинками. Тела эти имеют мощность 0,1—0,4 м, длину до 1—2 м; они часто изгибаются и имеют нередко сплюснутые очертания в вертикальном разрезе (фиг. 5, 6). Часто видны отдельные сфероиды, как бы оторгнутые от основного линзовидного тела. У них

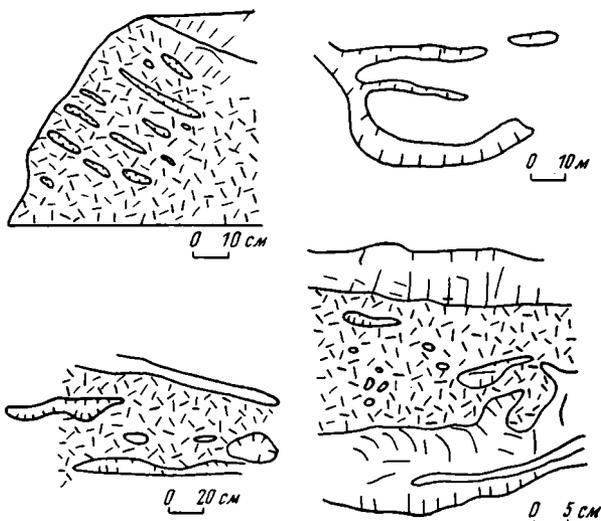
заметна радиальная отдельность. Нижняя поверхность этих лавовых тел обычно как бы чашеобразная, вогнутая, верхняя — также вогнутая (параллельно нижней), с тонкими отростками, отходящими вверх. По краям отдельных лавовых сфероидов заметно местами спекание, ошлакование. Иногда на них присутствует и тонкоскорлуповатая шлаковая корочка.

Генезис этих туфов не вполне ясен. Наряду с типичными лапиллями со шлаковой корочкой, представляющими, несомненно, твердые выбросы, присутствуют и сплюснутые тела, как бы растекающиеся в основной массе туфа. Эти последние образования, вероятно, следует рассматривать как более крупные выбросы лавы, находившиеся еще в горячем, пластичном состоянии и падавшие также в еще горячую массу пеплового материала, в котором они растекались.



Фиг. 5. Характер взаимоотношений мандельштейнов и туфов. Нижняя Тунгуска, скалы Суслова:

1 — мандельштейн; 2 — мелко-агломератный туф

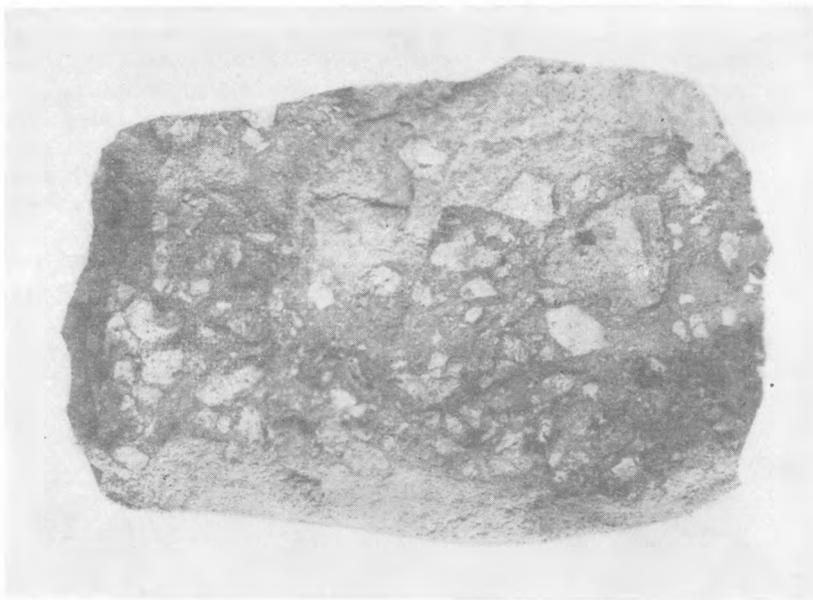


Фиг. 6. Сплюснутые лепешковидные включения мандельштейновой лавы в агломератном туфе (зарисовки в обнажениях). Нижняя Тунгуска, район с. Тура

Агломератные туфы

Это — светлоголубовато- или зеленовато-серые породы агломератного строения, в которых включения, имеющие большей частью светлосерый, иногда темный цвет и угловатую форму, или примыкают плотно одно к другому, или свободно рассеяны в цементирующей массе (фиг. 7). Под микроскопом видна обломочная, брекчиевидная структура. Мелкие включения обычно мало отличаются по составу от вмещающей массы, будучи сложены тонкозернистым пепловым веществом; по составу включения принадлежат преимущественно палеобазальтам или витробазальтам пузыристой (мандельштейновой) структуры, шлакам, порфиристам (подробнее о включениях см. ниже). Туфам свойственна также скорлуповатая отдельность (фиг. 8). Наблюдаются своеобразные жилкообразные зоны уплотнения (фиг. 9).

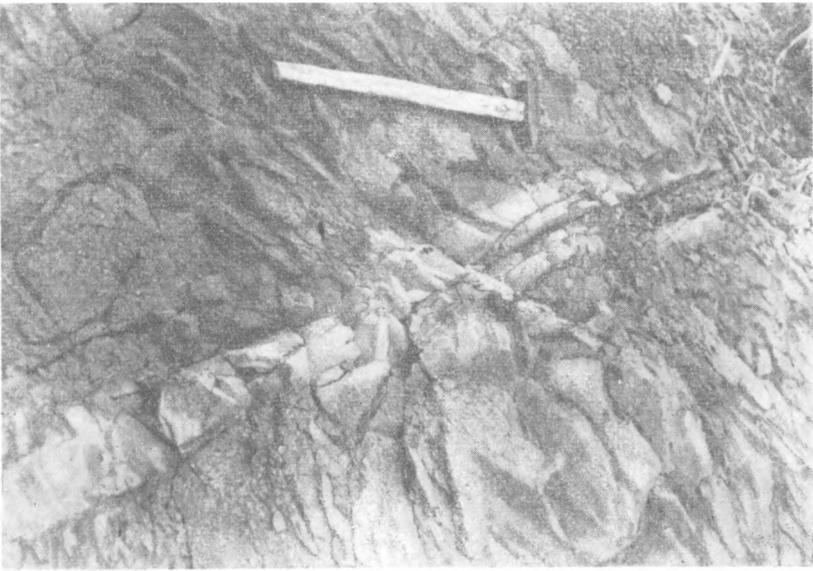
Цементирующая масса богата хлоритом в угловатых зернах и скоплениях, развивающихся по включениям (обломкам) первоначального вулканического стекла; в составе массы преобладает тонкоструктурное вещество, ранее, вероятно, пепловой природы (?). Местами в значительном количестве содержатся кальцит и цеолиты. Включения разнообразны по составу и размерам; материал относительно крупных включений (диаметром от 2—3 см и более) аналогичен материалу мелких, микроскопиче-



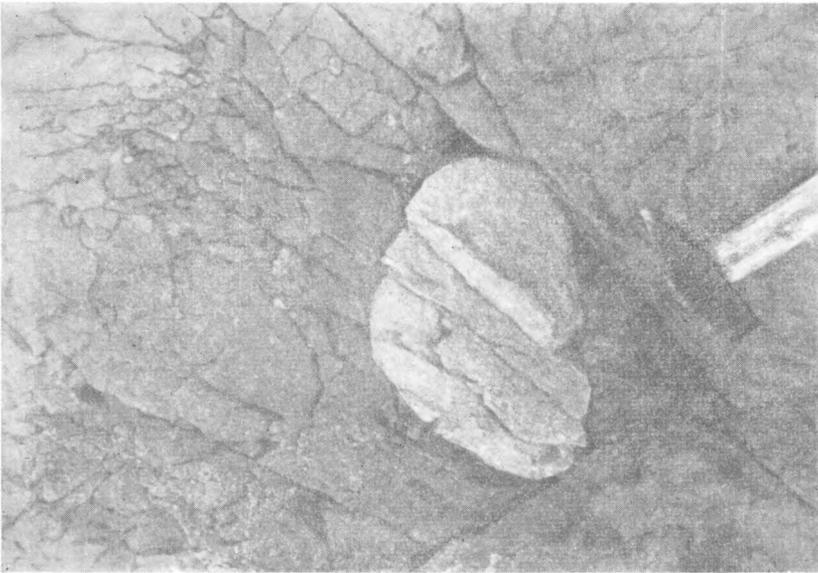
Фиг. 7. Грубоагломератный туф. Подкаменная Тунгуска, район Кривляков. Вид в штуфе, 1 : 2



Фиг. 8. Скорлуповатая отдельность в мелкоагломератном туфе. Нижняя Тунгуска ниже устья р. Учами

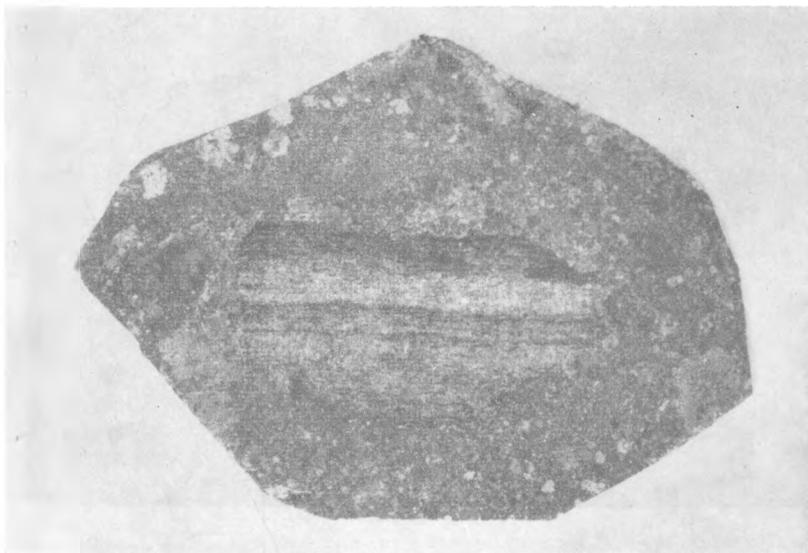


Фиг. 9. Жилообразные полосы плотного (пеплового) туфа в агломератном туфе. Нижняя Тунгуска близ устья р. Виви



Фиг. 10. Угловатое включение светлого плотного туфа в темном агломератном туфе. Нижняя Тунгуска близ устья р. Таймуры

ских включений (фиг. 10). Наибольшую роль здесь играют остроугольные обломки древних основных эффузивных пород трапповой формации, очень редко имеющие признаки некоторой окатанности. По структуре эти породы в большинстве случаев аналогичны породам более молодой лавовой фации траппов, описанной ниже; это обломки палеобазальтов, витробазальтов, в меньшей степени — толеитовых диабазов; они отличаются в среднем несколько более сильной степенью изменения (хлоритизации, карбонатизации и палагонитизации). Обломки палеобазальтов и микропорфиритов содержат мелкие вкрапленники измененного оливина, альбитизированного и цеолитизированного лабрадора, мелкие зернышки клинопироксена.



Фиг. 11. Включение аргиллита в агломератном туфе. Среднее течение Северной Чунь

В лапиллиевых туфах района Кривляков на Подкаменной Тунгуске присутствуют сравнительно крупные обломки настоящего, неизмененного вулканического стекла. Последнее в шлифе — желтоватое изотропное, с показателем преломления выше канадского бальзама (основное), иногда с мельчайшими кристалликами оливина и плагиоклаза, иногда также с тонкими прожилками другого стекла — коричневого. Имеются, кроме того, обломки песчаника, пропитанные стеклом. Цементирующая масса сильно изменена и представляет агрегат хлорита, кальцита, цеолитов, местами также и пренита. Характерно микромандельштейновое строение; миндалинки заполнены в основном хлоритом, пренитом, цеолитом (натролит, морденит, томсонит). В редких случаях наблюдаются включения постороннего происхождения — обломки песчаника, аргиллита (фиг. 11), глинистого и углистого сланца и кварцитов. Туфы с такого рода включениями в основном должны быть отнесены уже к описываемой ниже группе.

Витрокластические (мелкообломочные) туфы

По составу эти туфы в общем аналогичны мелкозернистой (без крупных включений) массе охарактеризованных выше агломератных туфов, отличаясь от них отсутствием или крупных включений или их относительной

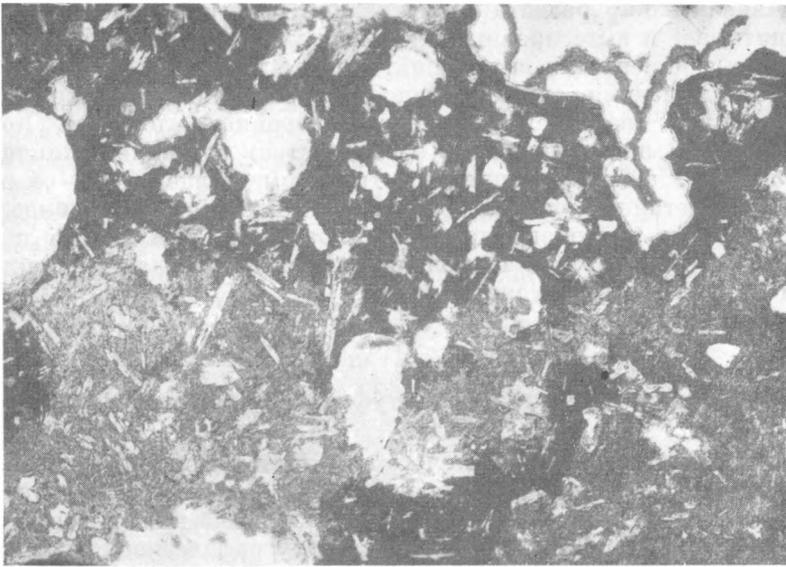
малочисленностью (максимальный их размер редко превышает 1—2 см), преобладанием тонкозернистой (тонкообломочной) массы, преимущественно стекловатым (витрокластическим) составом мелких и мельчайших частичек, слагающих основную массу. По внешнему виду это плотные сероватые, голубовато-серые, иногда желтоватые или красноватые породы, с мелкими светлыми и темными включениями. Структура мелкообломочная, туфовая; цементирующая масса при большом увеличении также распадается на агрегат мельчайших стекловатых частиц, обычно с угловатыми очертаниями (фиг. 12).



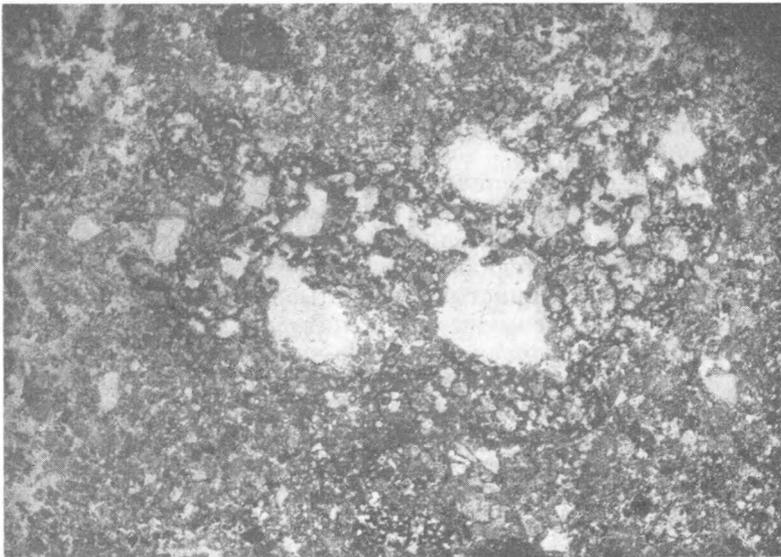
Фиг. 12. Агломератный туф. Обломки туфов, шлаков, пепловый цемент. Нижняя Тунгуска, скалы Сулова. Шлиф. 112/50, $\times 10$, ник. ||

Встречается своеобразный «пизолитовый» тип витрокластического туфа и туфита с мелкими, изредка диаметром до 3—5 см, округлыми, более твердыми участками — «шариками», окруженными тонкой черной оболочкой. При рассмотрении под микроскопом обнаруживается тождество состава этих «шариков» (пизолитов) с составом вмещающей породы, лишь по периферии «шарика» имеются тонкие накопления глинистого вещества. Образование пизолитовой структуры объясняется, повидимому, особыми условиями выветривания, усиливающими в некоторых случаях первичные направления трещиноватости в туфах.

Мелкие включения в туфах состоят преимущественно из обломков пород и минералов вулканического происхождения. В подавляющем большинстве — это обломочки основной стекловатой массы витробазальтов и витропорфиритов мандельштейнового строения, в значительной мере хлоритизированной, частью цеолитизированной (фиг. 13). Наиболее мелкозернистым и количественно преобладающим компонентом являются остроугольные обломочки хлоритизированного вулканического стекла. Присутствуют также обломки крупных брусковидных микролитов или лейст основного плагиоклаза, обычно охваченных буровой или черной, первоначально стекловатой каймой. У осколков стекла светопреломление несколько выше, чем у канадского бальзама, или равно ему. Присутствуют также редкие обломки зерен клинопироксена, кусочки черного пузыри-



Фиг. 13. Агломератный (витрокластический) туф. Остроугольные обломки черных (стекловатых) и серых мандельштейновых лав; цемент преимущественно кальцито-хлоритовый. Нижняя Тунгуска, ниже с. Тура. Шлиф 15/50 и 216/50, $\times 20$, ник. ||



Фиг. 14. Цеолитизированный vitroкластический туф. Видны миндалиники цеолита (белое), особенно обильные во включениях: Нижняя Тунгуска близ устья р. Ямбукал. Шлиф 232/50, $\times 20$, ник. ||

стого шлака, изредка обломочки кварца и щелочных полевых шпатов. Местами значительно развита цеолитизация (фиг. 14). Изотропный цеолит пропитывает и вытесняет на отдельных участках основную массу породы, образуя цемент для включений. Иногда туфы сильно карбонатизированы. Наблюдаются случаи полной хлоритизации основной массы, с замещением ее бледнозеленым, почти изотропным хлоритом. Довольно распространено миндалекаменное (пузыристое) строение. Миндалинки обычно бывают сложены хлоритом, натролитом, халцедоном — в отдельности или в сочетании друг с другом. Хлорит, выполняющий миндалинки, относится к более высокополяризующей разности, чем хлорит в основной массе; он обладает радиальнолучистым строением, заметным плеохроизмом и положительным удлинением.

Литокластические туфы (туфиты, туфопесчаники)

Среди пород этой группы, аналогично предыдущей, могут быть выделены подгруппы: 1) более крупнообломочных агломератных литокластических туфов и 2) мелкообломочных литокластических туфов (туфитов или туфопесчаников). Ввиду близкого петрографического сходства пород этих подтипов они описываются здесь совместно.

Основной их особенностью является более или менее значительная примесь к чисто вулканогенному материалу других пород, в основном осадочного происхождения, отвечающего составу пород преимущественно более низких горизонтов тунгусского комплекса (продуктивной свиты). Кроме того, в этих породах часто проявляются признаки слоистости в расположении обломочного материала, а также сортировки, причем особенно в более мелкозернистых разностях. Все это говорит о переходной природе пород этой группы, об участии в их образовании процессов водной транспортировки.

По внешнему виду это зеленоватые, сероватые или желтоватые грубозернистые породы, на выветрелых поверхностях часто рыхлые, рассыпающиеся; присутствуют угловатые, местами отчасти окатанные включения различной, иногда значительной величины. Структура в шлифе агломератная, в более мелкозернистых разностях — псаммитовая, местами с количественным преобладанием (над включениями) промежуточной тонкой пелитовой массы.

Состав обломочного материала (включений) следующий: бурое хлоритизированное вулканическое стекло, обломки измененного оливина, плагиоклаза, пироксена, черных шлакоподобных пород, сфена, хлорита, цеолитов; из материала невулканических пород присутствуют кварц, микроклин, микрокварцит, глинистые и углистые сланцы, аргиллиты. Цементирующая масса по преимуществу пелитовая или алевролитовая, по составу — глинисто-хлоритовая, глинисто-карбонатная, хлоритово-карбонатная, иногда сильно ожелезненная; местами она богата цеолитом. В миндалинках, присутствующих в некоторых более тонкозернистых разностях, отмечаются кварц, халцедон, хлорит и кальцит. Эти породы связаны постепенными переходами с настоящими песчаниками. Сами они, в случае богатства вулканогенным материалом, имеющим основной состав, заслуживают названия граувакк.

Можно отметить присутствие туфопесчаников с железистым цементом, по составу аналогичных описанным выше.

Породы бесспорно осадочного генезиса (песчаники, алевролиты, конгломераты), входящие в состав вулканогенной свиты, нами специально не изучались, поэтому описания их мы не приводим.

Отсутствие достаточно полных и систематических геологических исследований, с детальным прослеживанием на отдельных участках платформы изменения мощностей и характера изменения вертикального разреза и литологического состава, не дает пока возможности составить ясную картину условий формирования туфогенной толщи, уточнить расположение центров или вообще ареалов первоначального накопления пирокластического и лавового материала и пути его перемещения. Пока мы можем подойти к решению этих вопросов лишь в общих чертах.

Общая мощность отложений туфогенной свиты, постепенно возрастающая по направлению к центральным частям Тунгусского бассейна, достигает, по данным некоторых исследователей, в бассейнах Таймуры и Илимпей нескольких сотен метров. По мере продвижения к периферическим частям бассейна мощность отложений туфогенной свиты в общем понижается, составляя, например, по Катанге выше впадения р. Чуни несколько десятков метров; также падает ее видимая мощность и к западу, где по Нижней Тунгуске западнее Ногинска туфогенная толща вообще начинает выпадать из разреза. По указанным выше соображениям относительно мощности отпрепарированных эрозией траптовых интрузий, первоначальная мощность туфогенной толщи на Нижней Тунгуске значительно превышала известные теперь величины, достигая, вероятно, многих сотен метров, тем не менее общая тенденция к понижению мощности туфогенной толщи от центральных частей Тунгусского бассейна к его периферии наблюдается и в данном случае. Это обстоятельство — понижение мощности — стоит в связи, с одной стороны, с явлениями постпалеозойского размыва вулканогенной толщи вообще, а с другой — оно несомненно связано с характером первоначального расположения вулканических очагов, из которых поступали на поверхность лавовые и туфовые образования, послужившие впоследствии, при процессах переноса, материалом для цементации породы туфогенной толщи.

Трудно судить, в какой именно степени влияние каждого из этих факторов сказалось на создании современной картины пространственного распространения и мощности обломочных вулканогенных образований на площади Тунгусского бассейна; однако роль первичного распределения вулканических очагов кажется нам определяющей, поскольку условия размыва в пределах данного, чрезвычайно однородно построенного, участка платформы вряд ли могли сильно различаться в отдельных его частях. Об этом свидетельствует и характер вещественного состава вулканогенной (туфогенной) толщи; для некоторых районов отмечается увеличение относительного содержания чисто пирокластических компонентов параллельно с одновременным возрастанием общей мощности. Исходя из указанных соотношений и из особенностей петрографического состава толщи, можно предположительно высказаться в пользу сгущения центров вулканической активности примерно в следующих областях: 1) в бассейне р. Таймуры, 2) в бассейнах рек Тутончаны и Учами по Нижней Тунгуске и 3) в области среднего течения р. Катанги.

Преобладание переходных осадочно-вулканогенных образований (разнообразных туфопесчаников, туфоконгломератов и т. п.) в низах разреза вулканогенной толщи, при чрезвычайно пестром, неоднородном их составе, резких колебаниях в степени окатанности, в размерах зерен и обломков позволяет, далее, высказать предположение о существовании ряда бассейнов, может быть озерного типа, а также горных потоков, размывающих и переотлагающих на сравнительно небольшое расстояние материал начальных стадий вулканической активности — туфовых выбросов и лавовых потоков, а также материал подстилающих вулканогенную толщу

осадочных отложений различных горизонтов продуктивной толщи — песчаников, глинистых и углистых сланцев, аргиллитов, известняков.

Вулканические явления, не отличавшиеся, повидимому, на своих начальных стадиях значительной напряженностью (судя по общему сравнительно небольшому объему выброшенного материала и малому количеству крупных выбросов), в дальнейшем, возможно, приняли характер более мощных извержений, отчасти взрывного (взрывного) типа. Последние сопровождались выбросами значительного количества мелко раздробленного стекловатого, первоначально лавового материала, создавшего в дальнейшем мощные накопления витрокластических и кристалло-витрокластических туфов средних и верхних горизонтов разреза толщи в восточной и северо-восточной частях района. Извержения сопровождались значительным участием газовой фазы, о чем можно судить, во-первых, по значительному развитию взрывных явлений и, во-вторых, по интенсивной степени перерождения всей туфовой толщи процессами хлоритизации, цеолитизации и др., протекавшими отчасти в интрателлурический период. О последнем могут свидетельствовать явления почти повсеместного перерождения, например вкрапленников и микролитов плаггиоклаза в составе витро- и кристаллокластических туфов во вторичной цеолитовый или цеолит-альбитовый агрегат, хлоритизации и палагонитизации вулканического стекла и т. д. Дальнейшее перерождение туфов совершалось уже на месте их залегания, возможно, под влиянием тех же газовых составляющих, захваченных туфовыми массами, возможно, и при участии водяных паров, поступающих из тех бассейнов, на дне которых могло частично происходить накопление пирокластического материала. Судя по наблюдающимся местами резким изменениям состава туфов по вертикали (чередование пепловых и агломератных разностей), происходили многократные извержения, с общим приближением образующихся вулканических построек к типу строения стратовулканов.

Глава V

ЛАВОВАЯ ФАЦИЯ ТРАППОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Строение лавовой толщи в целом

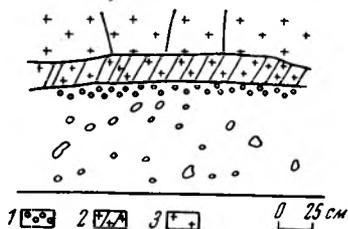
Область развития верхней, так называемой (С. В. Обручев и др.) туфолавовой толщи тунгусского комплекса охватывает значительную часть Сибирской платформы к северу от Нижней Тунгуски, вплоть до пределов Хатангской депрессии и Анабарского щита; частично эта область протягивается в верховья Вилюя. На запад область распространения лавовых излияний доходит почти до Енисея.

В изученном нами разрезе по Нижней Тунгуске общая мощность разреза, доступного наблюдению, составляет, по видимому, не менее 700 м и постепенно уменьшается к западу, вниз по течению Нижней Тунгуски. В более северных районах (плато Сыверма) мощность нарастает до 2000 м. Строение и петрографический состав этой толщи были изучены нами по ее выходам в долине Нижней Тунгуски, примерно на протяжении 200 км, между устьями рек Кочечумы и Ямбукана. Более полно здесь доступна наблюдению нижняя часть разреза толщи, мощностью около 300—350 м, наилучше обнаженная в районе с. Туры, близ устья Нидыма, в районе скал Сулова. На туфогенную свиту туфолавовая налегает с некоторым несогласием, что говорит против возможности объединения этих свит, как это делали некоторые исследователи, считавшие туфогенную и туфолавовую свиты фациями одной свиты. По возрастному положению большинство исследователей относят туфолавовую свиту к нижнему триасу. Толща содержит органические остатки: эстерии, остракоды, рыбы и остатки стегоцефала, заключенные в редких прослоях осадочных ее компонентов. Присутствие эстерий (*Estheria aquale* L., *E. subcircularis* Tschern., *E. aff. evenkiensis* Lutk.) указывает на соответствие этих отложений ветлужскому ярусу нижнего триаса.

Некоторые особенности геологии и петрографии толщи освещены подробно в работах Б. В. Ткаченко, А. В. Скропышева, Г. Г. Моора.

При вариациях в мощности отдельных лавовых покровов и в количественных отношениях между лавовыми, мандельштейновыми и туфовыми горизонтами, что характерно вообще для вулканогенных свит, здесь наблюдается большое сходство в петрографическом составе отдельных их членов. Это свидетельствует о единстве генезиса толщи, образовавшейся в результате ряда близко следовавших друг за другом вулканических актов (по преимуществу лавовых излияний и, в меньшей степени, туфовых выбросов). По видимому, и для всей толщи в целом, с включением ее более высоких горизонтов, характерна однотипность геологического и петрографического строения. Об этом свидетельствуют некоторые данные, приводимые в работах Б. В. Ткаченко и других авторов, равно как и других исследователей северных районов платформы, где обнажены

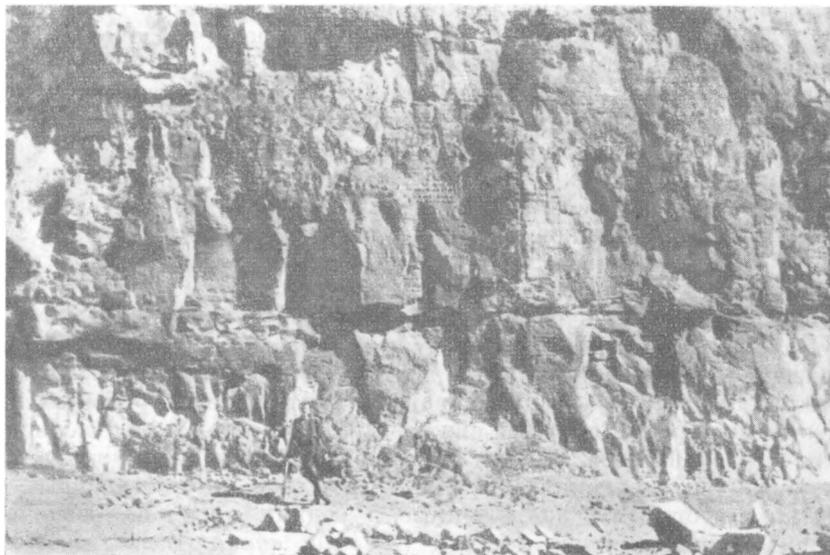
более высокие горизонты толщи, а также изученный нами материал из выносов рек Кочечумы и Виви, принесенных в основном из этих же северных районов.



Фиг. 15. Деталь разреза лавовой толщи. Видны соотношения мандельштейновых и плотных (немандельштейновых) лав. Нижняя Тунгуска, скалы Суслова:

1 — мандельштейновый базальт;
2 — плотный альбитизированный базальт;
3 — плотная лава (долерит)

В вертикальном разрезе лавовая толща представляет собой тесное чередование массивных лавовых покровов, по большей части сравнительно небольшой мощности, с более тонкими прослоями лав мандельштейнового строения и туфов (фиг. 15—16). Потоки сложены как темными плотными лавами афанитового строения, типа базальтов и долеритов, так и более раскристаллизованными разностями типа толеитовых диабазов, зачастую с одновременным присутствием этих типов в одном и том же потоке или же с обособлением их в отдельных потоках. С составом лавовых потоков согласуется обычно и преобладающий тип отдельности, выступающей в обнажениях.



Фиг. 16. Обнажение лавовой толщи. Видно переслаивание плотных долеритов и мандельштейновых базальтов. Нижняя Тунгуска у с. Тура

Строение отдельных покровов

Мощность отдельных покровов или потоков колеблется в пределах примерно 1—7 м, повышаясь в раздувах до 9—10 м. Так, близ устья Нидыма (обн. 23) последовательные мощности покровов (снизу вверх) таковы: 4,5; 7; 6,5 м. В обнажении, расположенном в 6 км ниже по реке, мощность покровов в среднем значительно меньше: 1,2; 1,7; 2; 2,5 м. В этих случаях при маломощных потоках относительно возрастает в разрезе роль мандельштейновых разностей лав по отношению к плотным. Наиболее значительные мощности наблюдаются у лавовых покровов, сложенных толеитовыми диабазами, обладающими столбчатой отдельностью, для которых вообще характерны значительные колебания в мощности

одного и того же пласта. В этих случаях средняя мощность составляет обычно 4—6 м, а в отдельных раздувах достигает 10—12 м.

Плоскости ограничения лавовых потоков — волнистые, неровные; в случае маломощных потоков они строго следуют параллельно одна другой (верхняя и нижняя). Характерны хорошо наблюдаемые в некоторых обнажениях явления последовательного обтекания вышележащими потоками выступов поверхности нижнего потока, возможно, свидетельствующие об отсутствии значительного перерыва во времени между излияниями последовательных потоков. В некоторых обнажениях (ниже с. Тура) отчетливо выступает также «вспучивание» или выпячивание нижележащего мандельштейнового горизонта с «вдавливанием» его



Фиг. 17. Сводообразно приподнятая верхняя часть лавового потока.
Нижняя Тунгуска ниже с. Тура

в вышележащий покров плотной мандельштейновой лавы. Такого рода «вдавливание», возможно, было связано с процессами вспучивания нижележащего мандельштейнового горизонта под влиянием напора скопившихся в нем газов (в случае, если нижний поток оставался еще горячим в то время, когда изливался верхний).

Вообще верхние поверхности ограничения у мандельштейновых покровов — неровные, с вздутыми куполообразными возвышениями (фиг. 17, 18), с резко неравномерным распределением миндалинок, со шлакоподобной коркой; отдельные выступы, или микрокупола мандельштейновых покровов имеют плотное, неминдалекаменное строение.

В скалах Сулова можно наблюдать выклинивание отдельных покровов по простирацию; присутствуют слепо заканчивающиеся лавовые «языки». Имеются некоторые данные для суждения о направлении движения лавовых потоков. В крупных обнажениях на скалах Сулова на одном из участков наблюдается заворот темных плотных прослоев в тонкопузыристых мандельштейновых лавах, вероятно, соответствующих по своему положению некогда существовавшей здесь фронтальной части потока. Направление движения потока оказывается примерно восток-юго-восточным. С этим же согласуется и расположение тонкостолбчатой

отдельности в потоке плотной лавы, наползающей сверху на горизонт мандельштейновых туфов. В западной части тех же скал Суслова удается наблюдать как бы втягивание мандельштейновых выступов поверхности нижележащего лавового потока в основание вышележащего потока

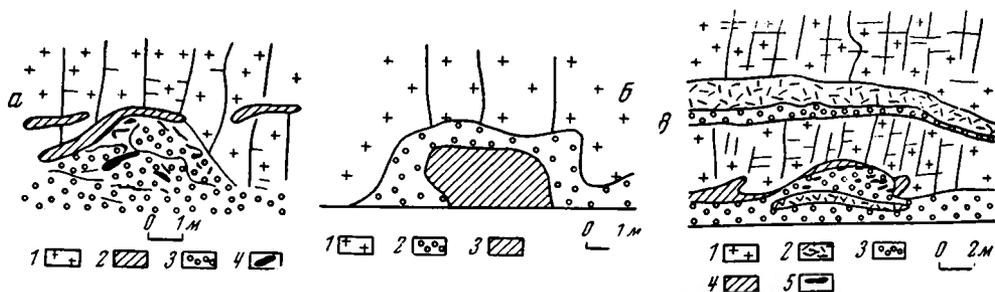


Рис. 18. Детали строения лавовой толщи. Нижняя Тунгуска.

а — район р. Нидым. Строение нижней части долеритового покрова близ его основания. Видно куполообразное вздутие нижней, мандельштейновой части покрова, обогащенной скоплениями гидротермальных минералообразований: 1 — долерит; 2 — мандельштейновый базальт; 3 — мандельштейновый толентовый диабаз; 4 — линзы, жеоды и крупные миндалинки кварца, цеолита и пр. *б* — скалы Суслова. Участок лавовой толщи: 1 — долерит с призматически столбчатой отдельностью; 2 — базальт с губчатой отдельностью; 3 — мандельштейн; 4 — плотный массивный базальт; 5 — крупные жеоды и миндалинки кальцита, цеолитов и т. п.

в — скалы Суслова. Деталь строения лавовой толщи: 1 — долерит со столбчатой отдельностью; 2 — базальт с губчатой отдельностью; 3 — мандельштейн; 4 — плотный массивный базальт; 5 — крупные жеоды и миндалинки кальцита, цеолитов и т. п.

(см. фиг. 18, *в*). Возможно, что эти участки (выступы) захватывались верхним лавовым потоком и вытягивались в направлении движения последнего. Направление движения здесь также юго-восточное.

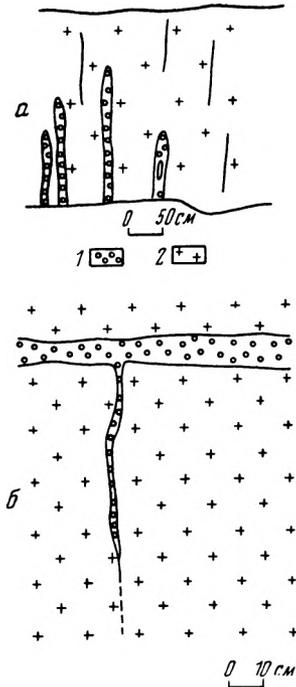


Фиг. 19. Строение мандельштейновой зоны в верхних частях лавовых потоков

В целом можно предполагать, что общее движение лавовых потоков происходило на данном участке Нижней Тунгуски с северо-запада на юго-восток.

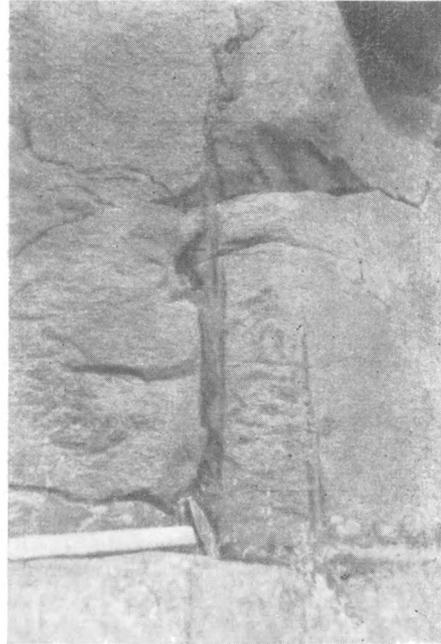
В вертикальном разрезе лавовые потоки обнаруживают некоторые закономерно повторяющиеся особенности строения.

Для толеитовых лав, образующих относительно более мощные потоки столбчатого строения, характерно по большей части плотное, неминдалекаменное строение. Миндалинки присутствуют здесь лишь в краевых частях потоков, причем, в противоположность типичным мандельштейновым лавам афанитового сложения, миндалинки здесь более редкие и вместе с тем более крупные. В расположении и размерах их сказались,



Фиг. 20. Нижняя Тунгуска, скалы Суслова:

а — деталь разреза лавовой толщи. Видны тонкие, уходящие вверх участки лавы, сильно обогащенные миндалинками. 1 — мандельштейн; 2 — плотная лава (долерит). б — соотношение мандельштейнов и плотных лав. Трубоччатый участок мандельштейна, отходящий книзу.



Фиг. 21. Вертикальные пустотки в лавах — следы прохождения «газовых струй». Нижняя Тунгуска близ устья р. Нидым

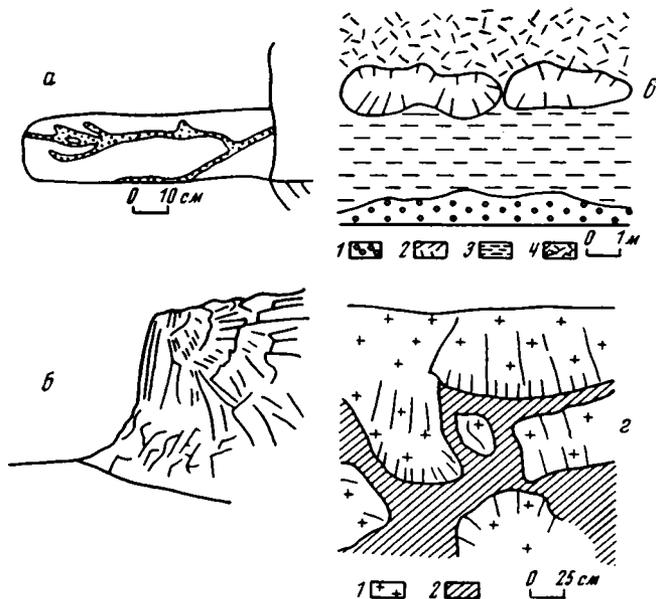
очевидно, роль температуры, содержания летучих и физического состояния лавы как в момент извержения, так и в последующий период застывания.

Нижние горизонты лавовой толщи вообще богаче более тонкими лавовыми покровами, иногда сплошь мандельштейнового строения. В более высоких горизонтах преобладают долеритовые покровы более плотного сложения.

Иногда зоны мандельштейновых лав расположены в краевых частях потока, в его кровле и в подошве (наиболее частый случай), иногда миндалинки равномерно рассеяны во всей толще потока (фиг. 19). В скалах Суслова наблюдается приуроченность мандельштейновых зон преимущественно к нижним частям лавовых потоков. Повидимому, быстрее затвердевшая верхняя часть потока служила препятствием при подъеме газов и стимулировала образование мандельштейновых участков внизу. Характерно в этом отношении и развитие газовых струй (фиг. 20, 21), приуроченных преимущественно также к нижним частям потока.

В зоне выше горизонта, обогащенного миндалинками, лавы зачастую являются осветленными (карбонатизация и альбитизация за счет поздневулканических растворов). В скалах Суслова мандельштейновые горизонты приурочены также преимущественно к основанию лавового потока; под ними на некоторых участках залегают горизонты мандельштейновых туфов.

Наглядное представление о строении и расположении мандельштейновых зон в толще лавового потока дает штольня, проведенная некогда в скалах Суслова. Здесь отчетливо видно изгибание мандельштейнового



Фиг. 22. Детали строения лавовой толщи. Нижняя Тунгуска.

- а — строение горизонтальной трубчатой полости в лавовом покрове, выполненной кальцитом и кварцем (зарисовка в стенке горной выработки).
 б — грандиозная розетковидная отдельность в долеритовом потоке. Нижняя Тунгуска близ устья р. Таймуры.
 в — шаровая отдельность в мандельштейне: 1 — мандельштейн; 2 — отдельные сфериды мандельштейнов; 3 — туфопелитики; 4 — витрокластический туф.
 г — взаимоотношения базальтов и долеритов, внедрение первых в последние. Нижняя Тунгуска, ниже с. Тура. 1 — долерит; 2 — базальт

горизонта, разветвление, появление гнезд (фиг. 22, а) или карманов, содержащих крупные миндалинки, выполненные крупнокристаллическим кальцитом. Мандельштейновый горизонт, мощностью 0,5—0,7 м, лежит здесь в основании слоя плотного долерита, массивного, с вертикальными трубчатыми пустотками, соответствующими бывшим «газовым струям», уходящим вверх от подошвы пласта на 1—2 м. Участки мандельштейнов вдаются здесь выступами в вышележащую плотную лаву.

Мандельштейны, залегающие в основании покровов долеритовых и толеитовых лав, нередко располагаются под зоной плотной, непузыристой лавы афанитового сложения (базальта), иногда с очень мелкими и редкими миндалинками (например, в районе с. Тура). Кровля мандельштейновых зон обычно неровная, бугристая, часто имеет шлакоподобный облик, сложена красноватой, богатой окислами железа плотной лавой, густо насыщенной мелкими миндалинками кальцита.

Формы отдельности

По характеру отдельности можно выделить следующие типы потоков, различающиеся обычно также и по характеру микроструктуры:

столбчатая отдельность характерна преимущественно для толеитовых диабазов;

тонкостолбчатая отдельность характерна для базальтов, долеритов, отчасти для толеитов; столбчатая отдельность часто переходит в розетковидную, когда у длинных тонких столбчато-призматических тел наблюдается общее радиально-лучистое расположение, с трещинами, расходящимися из одного центра (см. фиг. 22, б), что свойственно расширенным частям более мощных потоков, иногда — отдельным лавовым языкам на участках их раздува или вспучивания;

крупноглыбовая, или призматическая отдельность свойственна более грубозернистым толеитовым и долеритовым типам лав;

мелкоглыбовая отдельность встречается у более афанитовых лав и у мандельштейнов;

шаровая отдельность свойственна преимущественно туфовым и туфитовым образованиям. Лишь в редких случаях (западное окончание скал Сулова) наблюдались типичные шаровые лавы спилитового облика (см. фиг. 22, в), с диаметром сфероидов 0,5—1,5 м, подстилаемые туфопесчаниками; лавы здесь, вероятно, изливались в прибрежной обстановке.

Залегание лавовых горизонтов почти на всем изученном пространстве приближается к горизонтальному. Отмечены единичные случаи наклонного или даже крутого залегания. Так, в обнажении на левом берегу Нижней Тунгуски наблюдался крутой наклон лавовых пластов с подчиненным им горизонтом мандельштейна. На противоположном берегу реки наблюдается такое же крутое залегание, но с противоположным знаком, так что с долиной Нижней Тунгуски в данном случае как бы совпадает ось антиклинальной складки. В следующем вниз по реке обнажении наблюдается падение лавовых горизонтов к северу до 40° . Все эти нарушения захватывают вулканическую толщу на значительном протяжении и, повидимому, представляют собой часть результат позднейших дислокаций, частью результат изливания лав на первично неровной поверхности.

Соотношения отдельных типов лав

Лавовые потоки по своему строению неоднородны; в их составе принимают участие породы различного структурного облика, хотя и близкие по составу: мандельштейны, базальты, долериты и др.

Мандельштейновый тип лав в основном приурочен к верхним и нижним краевым горизонтам более мощных потоков. Характерна неустойчивость состава и мощности мандельштейновых горизонтов по простиранию; они быстро изменяют мощность, выклиниваются, резко колеблются также состав и степень насыщенности миндалинками. Все это хорошо выступает, например, в большом обнажении у скал Сулова. Характерна также приуроченность особенно интенсивно насыщенных миндалинками участков лав к выступам мандельштейновых горизонтов, образующих своего рода «карманы» или «гнезда» (см. выше).

Базальты и витробазальты — плотные темные или черные породы массивной текстуры — типичны преимущественно для лавовых потоков относительно небольшой мощности (1—4 м), изредка и для более мощных, которые они слагают целиком. Кроме того, плотные палеобазальты,

частью витробазальты, образуют отдельные участки, прослои и жилы в более раскристаллизованных лавах толеитового строения.

Для базальтов характерна мелкоглыбовая, неправильная отдельность или мелкая беспорядочная трещиноватость. В отдельных прослоях она часто принимает характер мелкосферической или лепешечной (результат выветривания первоначально угловатых блоков лавы). В отдельных случаях появляется и типично столбчатая отдельность, также чередующаяся с мелкоглыбовой.

В отдельных потоках, в участках кровли пласта, сложенных мандельштейновыми разностями, встречаются местами своеобразные кольцевые или трубчатые образования (район Тура—Нидым). Они представляют собой кольцевые зоны, диаметром 6—8 м, в наружной и внутренней частях которых развиты базальты, а кольцевая зона сложена более раскристаллизованным толеитовым диабазом; последний при разрушении более податливых базальтов сохраняется на выветрелой поверхности в виде кольцевого вала, содержащего мелкие и редкие миндалинки, расположенные в нем в виде концентрических зон. В этих кольцевых зонах развита концентрическая пластинчатая отдельность с крутым падением во внутреннюю сторону образующейся таким образом трубки или воронки. Возможно, что эти образования представляют собой нечто подобное «трубкам взрыва», а может быть, судя по воронкообразному строению некоторых кольцевых зон, являются результатом образования гигантских «пузырей» на поверхности кипящей лавы.

Возрастные соотношения базальтов с толеитовыми диабазами и долеритами не однозначны: повидимому, в случае совместного нахождения в одном потоке, базальты отвечают наиболее быстро закристаллизовавшимся или закаленным участкам лавы (см. ниже); в случае же образования самостоятельных покровов лавы различного структурного облика изливались отдельно.

В периферических, преимущественно в верхних частях покровов, сложенных в основном толеитовыми диабазами и долеритами, присутствуют участки базальтов трубчатой или сферической формы, мощностью до 1 м и более. Участки эти иногда как бы закручены и обладают радиальной трещиноватостью. Переходы к вмещающей породе сравнительно постепенные; краевые зоны (мощностью в несколько сантиметров) в базальтах обогащены мелкими миндалинками и нередко обладают концентрически-скорлуповатой отдельностью. Местами базальты дают апофизы или представляют собой цемент, окаймляющий округлые блоки диабазовой лавы (см. фиг. 22, з). Такого рода менее раскристаллизованные участки в полнокристаллической лаве отвечают в этом случае, вероятно, наиболее поздно застывшим порциям лавы, частично обогащенным газами, заполняющим отдельные участки в теле потока, и проникающим в виде апофизов в окружающее пространство.

Толеитовые диабазы и долериты слагают как лавовые покровы (аналогично базальтам), так и отдельные штокообразные и куполообразные тела, связанные с более мощными участками лавовых потоков, а частью, вероятно, и «подводящие каналы» лавовых излияний. В основании этих потоков и отчасти в их кровле, так же как и в базальтах, присутствуют зоны мандельштейнового строения, но значительно менее резко выраженные; вообще в лавах этого типа миндалинки встречаются редко. Не исключена возможность и того, что некоторая часть диабазовых пластов представляет собой интрузивные образования типа маломощных пластовых тел или даек.

Для этих лав наиболее типична правильная столбчатая отдельность с тонкими, обычно шестигранными «столбами», нормальными к плоскостям ограничения покровов. В участках раздувов и штокообразных

расширений отдельность местами принимает розетковидный характер. Такого рода розетки обычно бывают несимметричны, нижняя сторона у них длиннее и «столбы» тоньше; эти участки, по всей вероятности, приурочены к фронтальным частям лавовых потоков, возможно — к их окончаниям.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Оливиновые и иддингситовые базальты

В составе этой большой группы, включающей преобладающее большинство эффузивных траппов, а также мелких жильных тел, связанных в основном с эффузивной фацией, можно по структурным признакам выделить ряд подтипов, в соответствии с чем и строится последующее



Фиг. 23. Хлоритизированный витробазальт с интерсертальной структурой. Нижняя Тунгуска, скалы Сулова. Шлиф 124/50, $\times 90$, ник. ||

описание. Безоливиновые базальты выделены ниже в отдельную группу. По внешнему виду — это черные плотные породы, зачастую постепенно переходящие в верхних горизонтах потоков, в краевых частях жил, в пузыристые или мандельштейновые разности.

Структура мелкозернистая, интерсертальная; порода под микроскопом представляется в виде войлока из брусковидных микролитов плагноклаза и более мелких игольчатых микролитов клинопироксена, часто собранных в скопления, из округлых зерен оливина или продуктов его изменения и из титаномагнетита (фиг. 23). Последние три компонента развиваются обычно в угловатых промежутках между более крупными лейстами плагноклаза. Все это сцементировано стекловатым базисом. Частично раскристаллизованные зерна оливина также выделяются по величине, приближаясь иногда к типу порфировых выделений. Более крупные выделения клинопироксена принимают местами офитовый характер (пойкилокристы).

Зерна оливина — изредка свежие, но большей частью замещены иддингситом или, реже, зеленоватым боулингитом.

Плагиоклаз — в узких, сильно зональных лейстах с кислой (альбит-олигоклаз) оторочкой. Ядро частично замещено буроватым чешуйчатым агрегатом (альбитизация) или цеолитизировано. Измерения дают для ядра состав лабрадор № 60, 65.

Зерна клинопироксена — коричневатые, слабозональные, по краям окрашены сильнее. Более мелкие из них имеют игольчато-призматический облик, образуя иногда радиально-лучистые или звездообразные сростки вместе с хлоритом и магнетитом.

Определения констант для зонального пироксена в базальте из района с. Тура дали в одном случае:

Зона кристалла	(+) 2V	cNg	Ng-Np	Состав *
Край	54°	42°	0,026	En ₃₈ Wo ₄₄ Fs ₁₈
Ядро	48	41	0,028	En ₄₃ Wo ₄₀ Fs ₁₇

* Здесь, как и в дальнейшем, приводятся вероятные составы клинопироксенов по диаграмме Винчелла (русский перевод, 1953, фиг. 289); наиболее точные результаты дают определения, сделанные по 2V и показателю преломления; менее надежны определения, сделанные только по 2V и cNg.

Мезостазис представляет буровато-черную, первоначально стекловатую массу, богатую мельчайшими выделениями рудных и кристалликами клинопироксена. Местами в значительном количестве присутствует хлорит, образующий в переходных к мандельштейнам разностях небольшие миндалинки, материал которых сливается с мезостазисом.

Обычно присутствует также хлорофеит в виде яркожелтых или оранжевых скоплений волокнистой или чешуйчатой структуры (см. фиг. 23).

В более измененных разностях появляется кальцит в виде мелких округлых пятнышек, окаймленных буроватым мезостазисом. В одном случае в миндалинке отмечен флюорит.

Химический анализ плотного темного базальта с интерсертальной структурой, взятого из средней части потока вблизи с. Туры (обр. 5/50), показал следующее (табл. 3, графа 1).

Таблица 3

Химический состав базальтов (в %)

Компоненты	с. Тура, средняя часть потока		Интерсертальный базальт, правый берег Нижней Тунгуски выше Кананды, нижняя часть покровы (Ткаченко и др., 1941)	Миндалекаменный базальт, берег р. Голонит, верхняя часть покровы (Ткаченко и др., 1941)
	вес. (%)	молек. колич.		
SiO ₂	45,87	0,764	46,91	46,58
TiO ₂	1,58	0,019	1,53	1,23
Al ₂ O ₃	15,68	0,154	15,15	14,80
Fe ₂ O ₃	6,38	0,040	2,98	5,30
FeO	6,75	0,094	9,32	6,66
MnO	0,16	0,001	0,25	0,19
MgO	4,78	0,119	6,83	7,00
CaO	11,67	0,209	10,68	9,78
BaO	Нет	—	—	—
Na ₂ O	2,05	0,033	1,98	2,02
K ₂ O	0,23	0,003	0,39	0,75
H ₂ O ⁺	2,99	—	2,13	3,33
H ₂ O ⁻	1,36	—	2,11	2,29
				CO ₂ = 0,50
Сумма	99,45	—	100,26	100,38

Как видно, анализируемая порода весьма близка по составу к другим эффузивным траппам базальтового типа (Ткаченко и др., 1941), ее отличие заключается в несколько повышенной основности, сравнительно высоком содержании окисного железа и относительном превышении кальция над магнием.

Мандельштейновые базальты

Мандельштейновые базальты принадлежат к числу наиболее распространенных типов пород в составе лавовой толщи. Это по преимуществу мандельштейны краевых частей лавовых потоков и мелких жил афанита в туфах, черные плотные породы афанитового или пузыристого облика. Постепенными переходами они связаны с базальтами других, описанных выше типов.



Фиг. 24. Сильно измененный мандельштейновый базальт. Лейсты плагиоклаза и зерна иддингситизированного оливина в буровато-черном мезостазисе. Мицдалинки из кальцита с каемкой из стекла. Нижняя Тунгуска, район с. Тура. Шлиф 42/50, $\times 46$, ник. ||

Структура пород — плотная, интерсертальная или микролитовая; для нее характерно интенсивное развитие стекловатого базиса (или продуктов его изменения), образующего фон для мелких, преимущественно игольчатых или брусковидных выделений плагиоклаза, клинопироксена, рудных. Все интенсивно хлоритизировано, иногда также цеолитизировано (фиг. 24). Встречаются более раскристаллизованные участки микродолеритового строения.

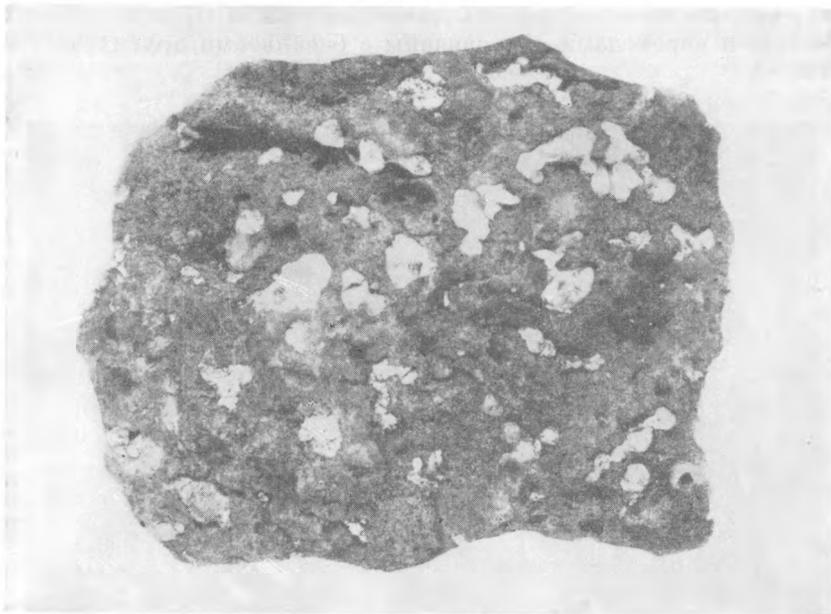
Мелкие выделения иддингситизированного оливина (диаметром 0,1—0,15 см) встречаются постоянно; частью они собраны в скопления, в которых замещаются хлорфейтом, частью обнаруживают перерождение в зеленый боулингит.

Плагиоклаз — в узких лейстах, преимущественно альбитизирован и хлоритизирован, почти всегда в нем присутствуют в той или иной мере реликты первоначального зонального лабрадора; средняя длина микролитов $0,3 \times 0,04$ мм. В реликтах основного плагиоклаза были определены:

Шлиф 128/50 Pl № 53 (ядро)
» 187/50 Pl № 50—52 (ядро)
» 222/50 Pl № 50 (ядро)

Клинопироксен — в игольчатых микролитах, буроватый.

Базис представляет собой бурочерное измененное стекло, неоднородного строения, с накоплениями микролитов и кристалликов пироксена и рудных минералов, с участками, замещенными тонкоагрегатным хлоритом. При сильном увеличении видны тончайшие сrostки или пучки микролитов. Местами встречаются участки настоящего изотропного вулканического стекла, с показателем преломления $1,618 \pm 0,002$.



Фиг. 25. Манделштейн (вид в штуфе, 1 : 1). Видны белые миндалинки, сложенные цеолитами. Нижняя Тунгуска ниже устья р. Нидам

Миндалинки многочисленны, распределены неравномерно (фиг. 25). Подробное описание их минералогического состава дается ниже. В шлифе 145 отмечались мелкие миндалинки, содержащие флюорит. В шлифе 139 наблюдался тонковолокнистый актинолит (часть хлоритовой миндалинки) в виде лучистых сrostков. В составе более крупных миндалинок, диаметром более 2—3 см, принимают участие те же минералы, а также гейландит и другие виды цеолитов (см. описание в геологической части). Основная витрофировая масса дает скопления в виде миндалинок.

Плаггиобазальты

Основным отличием пород этой группы от описанных выше типов палеобазальтов является отсутствие оливина при относительном преобладании в их составе плагиоклаза и большей относительной величине зерен последнего. Наиболее типичный структурный облик плаггиобазальтов крупномикролитовый: крупные брусковидные микролиты плагиоклаза выделяются на фоне тонкокристаллического или стекловатого мезостазиса.

Плаггиобазальты, повидимому, не образуют самостоятельных излияний, а являются лишь местными видоизменениями господствующего типа

оливиновых базальтов. Плаггиоклаз по составу — лабрадор, зональный, большей частью свежий, не альбитизированный. Наряду с относительно крупными брусковидными выделениями присутствуют и мельчайшие его микролиты в мезостазисе. Клинопироксен развит исключительно в мельчайших игольчатых микролитах в мезостазисе. Много хлоритизированного буроватого остатка, местами с мелкими миндалинками хлорита, местами богатого тончайшими рудными частичками.

Долериты

Долериты отличаются от базальтов предыдущей группы несколько более высокой степенью раскристаллизованности, относительно более крупными размерами зерен пироксена, все же сохраняющих идиоморфный характер. В случае присутствия более крупных плаггиоклазов часты переходы к диабаз-порфириту.

Приводим подсчет количественно-минералогического состава в шлифе 157/6 (в объемных %).

Плаггиоклаз	51,2
Клинопироксен	38,7
Хлорит	2,5
Иддингсит-хлорофенит	1,2
Иаменное стекло	3,0
Титаномагнетит	3,4

Зерна оливина достигают 0,2 мм в диаметре; они в различной степени иддингситизированы. В одном случае было определено: $(\pm) 2V = 90^\circ$; $Ng-Np = 0,037$, что соответствует сильно магнизальному составу с содержанием 12% Fe_2SiO_4 .

Зерна плаггиоклаза обладают следующими размерами: более крупные $0,3 \times 0,6$ мм, мелкие лейсты $0,004 \times 0,2$ мм. Последние резко зональны, в крупных зональность выражена слабее. Состав у мелких лейст в ядре:

Шлиф 157/50	Pl № 50—52
» 114/50	Pl № 58

Клинопироксен развит в виде тонких слабо окрашенных призматических зерен, лежащих между лейстами плаггиоклаза; иногда заметно волнистое угасание. В шлифе 157/50 у него определены следующие константы:

$(+) 2V$	cNg	Ng—Np	Состав
$46^\circ, 48^\circ, 50^\circ$	43°	0,030	$En_{38}Wo_{40}Fs_{22}$

В буроватом мезостазисе, содержащем остатки неизмененного стекла, в значительной мере замещенного хлоритом, присутствует местами тонкоструктурный микропегматит, в редких случаях — мелкие, слабо плеохроичные призмочки амфибола. В большом количестве имеются титаномагнетит, местами — в крупных неправильных зернах, и бледнозеленый, слабо двупреломляющий хлорит, хлорофенит, апатит; встречаются миндалины, заполненные пиритом.

Долерит-порфириты

Этот тип эффузивов по существу является переходным к порфиритам и характеризуется присутствием мелких порфировых выделений плаггиоклаза в интерсертальной или долеритовой основной массе; он пользуется сравнительно малым распространением. Это может свидетельствовать о том, что базальтовая магма эффузивных горизонтов в основном полностью застывала на месте и не содержала кристаллов более ранней интра-

теллурической фазы кристаллизации. Встречаются мандельштейновые разности.

Порфиновые базальты отмечались в составе лавовых горизонтов Винского хребта среди базальтов обычного типа. По минералогическому составу эти породы в общем аналогичны базальтам описанных выше типов. Зерна оливина идиоморфны, несколько крупнее, чем пироксены. В шлифе 271 было определено: $2V = (-) 70, 72, 74^\circ$, что соответствует хризолиту с 25—30% Fe_2SiO_4 .

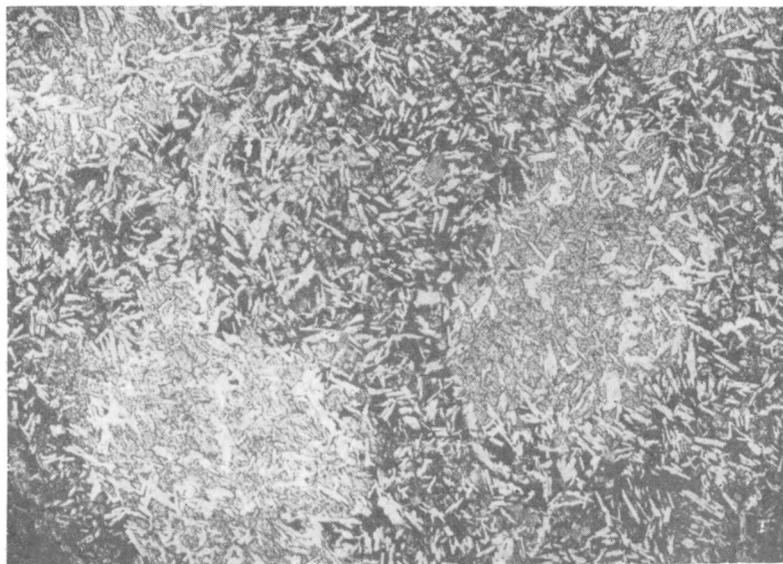
У вкрапленников плагиоклаза, окаймленных цепочечными включениями пироксена, в шлифе 268 состав был определен как лабрадор № 62; в другом случае — как лабрадор № 55; в ядрах мелких зональных лейст в том же шлифе определен андезин № 45.

Клинопироксен развит в виде мельчайших призматических кристаллов, у которых $2V = (+) 40^\circ$ (обр. 268).

Темноцветные минералы замещаются хлоритом, который, кроме того, выполняет мезостатические промежутки. Много тонко распыленного титаномагнетита.

Толейтовые диабазы

Толейтовые диабазы слагают главную массу внутренних, полнее раскристаллизованных частей лавовых потоков. О взаимоотношениях их



Фиг. 26. «Петельчатая» структура в толейтовых диабазах. Видны округлые пойкилокристы клинопироксена, погруженные в темный стекловатый мезостазис с мелкими лейстами плагиоклаза и зернами илдингсита. Нижняя Тунгуска, район между устьем Нидыма и скалами Сулова. Шлиф 134/50, $\times 20$, ник. ||

с различными типами базальтов было сказано выше. По характеру структуры и другим особенностям можно в составе этой группы выделить: а) немандельштейновые средне- и мелкозернистые толейтовые диабазы и б) мандельштейновые толейтовые диабазы. Все эти разности по своему распространению тесно между собой связаны. Характерным отличительным признаком всех пород описываемой группы является интенсивное развитие в их составе метаморфизованного, первоначально стекловатого базиса.

Наиболее распространен немандельштейновый тип толеитовых диабазов. По внешнему виду это плотные, ясно кристаллическо-зернистые породы, преимущественно мелкозернистые, редко среднезернистые, массивной текстуры. На выветрелой поверхности они имеют характерный мелкопятнистый, или «горошечный» облик благодаря присутствию резко выдающихся на более плотном фоне мелких пойкилокрystalлов пироксена.

Под микроскопом наблюдается характерная для толеитов структура, представляющая сочетание мелкопойкилоофитовой и толеитовой, называемая нами условно «петельчатой» (фиг. 26). Размеры (диаметр) отдельных пойкилокрystalлов, или «петель» клинопироксена обычно находятся в пределах 1—1,5, реже 2—2,5 мм. Промежуточная масса, образующая «фон» для пойкилокрystalлов, богата буроватым стеклом или хлоритизированными продуктами его изменения и содержит флюидально расположенные микролиты плагиоклаза, оливин и титаномagnetит. Количественные соотношения между «петлями» и толеитовым базисом, а также между отдельными компонентами колеблются в сравнительно узких пределах (табл. 4).

Таблица 4

Количественно-минералогический состав толеитовых диабазов

(в объемных %)

Минерал	Обр. 101	Обр. 102	Обр. 115	Обр. 132	Обр. 161	Обр. 164	Обр. 174	Обр. 242	Обр. 256	Обр. 257	Обр. 259	Обр. 260	Обр. 177
	Близ устья р. Нидым				Скалы Суслова			Район устья р. Виви					
Плагиоклаз	38,0	43,2	43,6	51,6	41,9	43,8	52,9	48,4	47,6	43,5	45,6	42,2	49,6
Клинопироксен	18,6	23,1	23,9	28,2	20,6	18,8	26,0	33,2	26,0	28,6	24,4	14,8	32,3
Оливин	—	0,5	6,9	1,5	—	5,1	4,4	4,8	0,9	0,1	0,1	—	8,6
Измененное стекло	29,0	10,6	22,8*	9,3	4,0	25,1*	3,7	5,0	3,4	1,7	3,3	12,7	—
Хлорит+хлорофейт	14,0	18,8	2,8	6,7	29,8	7,3	8,2	5,2	19,1	22,0	22,9	25,9	5,9
Титаномagnetит	—	3,8	—	2,7	3,7	—	4,8	3,4	3,0	4,0	3,7	4,4	3,6

* Включая рудные.

Как видно из приводимых подсчетов, колебания имеются в основном в соотношениях между стеклом и развивающимся по нему вторичным хлорито-хлорофейтовым агрегатом; суммарное содержание стекла и продуктов его перерождения в общем более устойчиво и в среднем составляет 20—35%. В ряде подсчетов в эту группу вторичных образований отнесены и продукты изменения оливина — иддингсит и боулингит, так что среднее содержание оливина в общем, вероятно, также довольно устойчиво. При кристаллизации толеитов стекловатый остаток эволюционирует по двум направлениям: 1) частью он застывает в виде вулканического стекла с мельчайшими кристаллами пироксена, рудных минералов и отчасти плагиоклаза и по своему валовому составу аналогичен составу породы в целом, или же 2) остаток обогащается летучими, главным образом водой, и застывает в форме гидратных минералов — хлорита и хлорофейта, отчасти с серпентином.

Оливин или продукты его изменения являются постоянной составной частью описываемых пород, хотя содержание его местами и очень низкое. Он переходит в иддингсит, реже в боулингит, в единичных случаях в тальк; изредка зерна его совершенно свежие.

Плагиоклаз образует идиоморфные лейсты, большей частью свежие, зонального строения (особенно вдоль краев зерна). В редких, переходных

разностях встречаются две его генерации. Определение состава дало следующее (табл. 5).

Таблица 5

Состав плагиоклаза в толеитовых диабазах

	Обр. 115	Обр. 126	Обр. 137	Обр. 156	Обр. 164	Обр. 175	Обр. 242	Обр. 250	Обр. 255	Обр. 101	Обр. 123	
№ Pl	55	43—65	53	52	46—60	52	65	50	50	50	60	70
Зона кристалла	Ядро	Край—ядро	Ядро	Ядро	Край—ядро	Ядро	Вкрапления	Мелкие зерна	Ядро	Ядро	Ядро	Ядро

Характерна свежесть плагиоклаза и редкое развитие явлений альбитизации.

Клинопироксен развит в зернах двух генераций — в пойкилокристах и, в некоторых случаях, в виде микролитов. Цвет его коричневатый; минерал слабо зонален (окраска усиливается к краям, изменяется угол погасания и угол оптических осей), нередко заметно волнистое угасание, изредка появляется структура песочных часов. Определения оптических свойств приведены в табл. 6.

Таблица 6

Оптические константы клинопироксена из толеитовых диабазов

№ образца	(+) 2V	cNg	Ng—Np	Состав
21а (пойкилокрист) . .	52,56°	—	0,029	En ₄₄ Wo ₄₃ Fs ₁₃
123 (мелкое зерно) . .	44	39°	0,028	En ₄₇ Wo ₃₇ Fs ₁₆
132 (пойкилокрист) . .	46	39	0,023	En ₄₇ Wo ₃₈ Fs ₁₅
			Ng = 1,694	

Таким образом, устанавливается некоторое различие в составе мелких и крупных кристаллов. Встречаются (скалы Суслова) разности толеитовых диабазов, содержащие, наряду с альбитизированным плагиоклазом, пойкилокристы сильно актинолитизированного клинопироксена в темной толеитовой промежуточной массе; оливин отсутствует; в большом количестве присутствует хлорит. Последний (хлорит-серпентин) развит преимущественно в мезостазисе, где хлорит замещает первоначальное стекловатое вещество отчасти также в миндалинках. Он образует пластинчатые или концентрически-слоистые колломорфные агрегаты.

К более ранней генерации принадлежит буровато-зеленый пластинчатый хлорит с относительно высоким двупреломлением; в некоторых шлифах видно, что он пересекается другим хлоритом — яркозеленого цвета, с более низким двупреломлением; этот хлорит принадлежит к более поздней генерации. В тесной ассоциации с хлоритом присутствует и оранжево-желтый хлорофейт в виде участков или гнезд. Он обладает низким двупреломлением, в ядре обычно полностью изотропен; характерна тонкая трещиноватость, наподобие раковистого излома.

Вулканическое стекло присутствует в довольно большом количестве. В лучше сохранившихся участках оно темнокоричневого, почти черного цвета, изотропно, богато распыленными рудными частицами; в других случаях оно более раскристаллизовано, содержит игольчатые микролиты или кристаллики пироксена и титаномагнетита. Изредка заметно пузыристое строение. Светопреломление у стекла несколько выше, чем

у канадского бальзама, или близко к нему. В миндалинках (в этом типе диабазов вообще редких и мелких) присутствует зеленый пластинчатый хлорит; ядра миндалин выполнены кальцитом.

Помимо перечисленных минералов, присутствует также апатит в тонких игольчатых кристаллах, включенных в мезостазис, актинолит (сростки волокон, погруженные в хлорит). Местами отмечается значительная карбонатизация.

Химический состав толеитового диабаза (обр. 43/50, обнажение в 8 км выше Туры) приведен в табл. 7.

Т а б л и ц а 7

Химический состав толеитового диабаза,
обр. 43/50 из района с. Тура
(Аналитик О. П. Острогорская, ИГН Акад.
Наук СССР)

Компоненты	Вес. %	Молек. кол-ва.
SiO ₂	48,02	0,800
TiO ₂	1,53	0,019
Al ₂ O ₃	15,36	0,151
Fe ₂ O ₃	2,93	0,018
FeO	9,67	0,135
MnO	0,14	0,002
BaO	0,05	0,001
MgO	6,86	0,171
CaO	10,59	0,189
Na ₂ O	2,20	0,035
K ₂ O	0,46	0,005
H ₂ O ⁺	0,94	—
H ₂ O ⁻	0,79	—
NiO	Нет	—
Cr ₂ O ₃	Нет	—
Сумма	99,54	

По своему химизму порода близка к типу нормальных интрузивных траппов, описываемых ниже. Характерно заметное преобладание суммарного железа в группе щелочноземельных окислов. Вместе с тем имеется и характерное отличие, заключающееся в повышенном отношении Fe₂O₃:FeO по сравнению с интрузивным траппом. Это обстоятельство, очевидно, стоит в связи с более высокой степенью окисления железа в эффузивных толеитах.

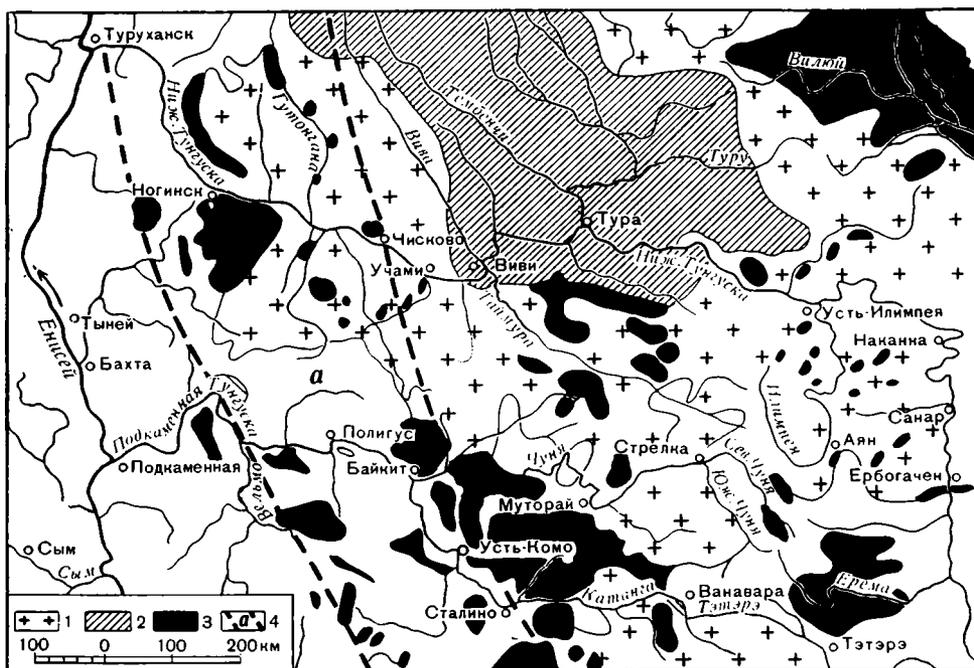
Глава VI

ИНТРУЗИВНАЯ ФАЦИЯ ТРАПШОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ФОРМЫ ТРАПШОВЫХ ТЕЛ

Тела траппов интрузивного и субинтрузивного (переходного от интрузивного к эффузивному) облика в изобилии насыщают собой



Фиг. 27. Схема распространения различных фаций трапповой магмы в центральной части Тунгусского бассейна:

1 — траппы туфогенной фации; 2 — траппы лавовой фации; 3 — траппы интрузивной фации; 4 — приблизительные границы области распространения траппов гибридного ряда (а)

туфогенную и, в меньшей степени, нижележащие, продуктивную и силурийскую, толщи на всей площади центральной части Тунгусского бассейна. Общая схема распространения интрузивных траппов дана на фиг. 27. В отношении расчленения трапповых интрузий в области бассейна Нижней Тунгуски следует указать, что оно является в известной мере условным, поскольку некоторые пластовые залежи мел-

козернистых диабазов по ряду признаков (появление мандельштейновых зон, характер отдельности, мелкозернистость) сближаются уже здесь с телами трапсов типично излившегося, эффузивного облика, и точную границу между интрузивными и эффузивными образованиями провести трудно. Несомненно, что условия внедрения магматического материала в верхних горизонтах тунгусского комплекса были чрезвычайно близки к эффузивным; внедрение происходило на незначительной глубине, под тонким покровом вышележащих пород, а в ряде случаев сопровождалось и выходом трапсового расплава на поверхность. Часть трапсовых интрузий была близка или одновременна по возрасту с излияниями лавового поля, часть же представляет собой более молодые внедрения, поскольку мы встречаем трапсовые интрузии в составе лавовой толщи.

Форма и размеры интрузивных тел чрезвычайно разнообразны, что стоит в связи с характером строения вмещающих их осадочных и осадочно-вулканогенных толщ. По условиям залегания и по форме могут быть выделены прежде всего две основные группы трапсовых тел: а) пластовые, с пологим, преимущественно горизонтальным залеганием, и б) секущие, преимущественно вертикальные или круто падающие.

Более подробное описание этих основных типов интрузий и их разновидностей приводится ниже. Общее представление об их классификации, принятой в настоящей работе, дает табл. 8.

Т а б л и ц а 8

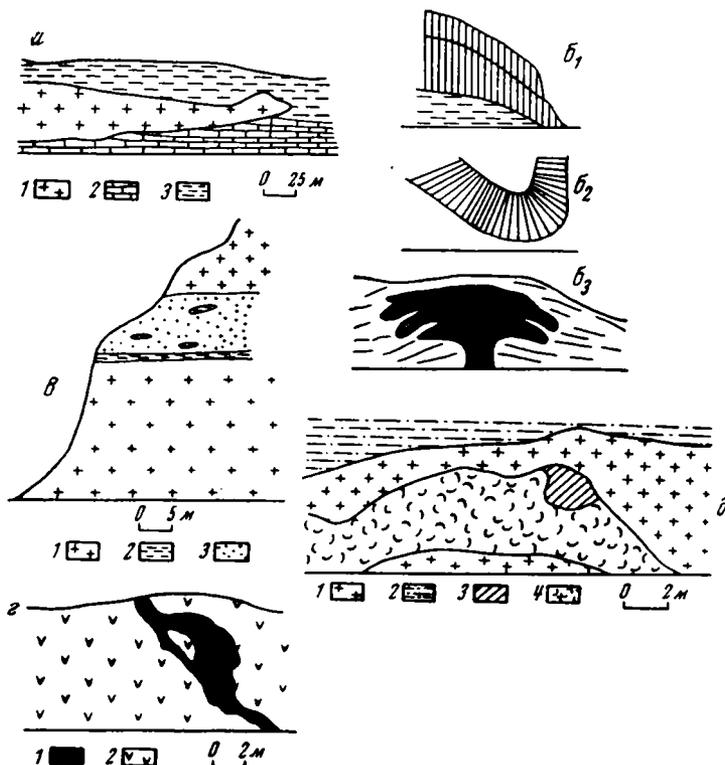
Схема классификации форм трапсовых интрузий Тунгусского бассейна

Пластовые (горизонтально или полого залегающие)	Переходные	Секущие (вертикальные и круто падающие)
Силлы (пластовые залежи). Многоэтажные залежи, линзы Лакколито- и куполообразные (без видимой подошвы) тела	Наклонные залежи. Ступенчатые тела Апофизы пластовых тел	Жилы (мощностью 0—5 м). Дайки (от 5 до 1—1,5 км) Столбы (штоки). Трубки (кольцевые тела в разрезе). Штокверки (сеть тонких неправильных жил)

Пластовые (горизонтальные или полого залегающие) интрузии (силлы)

Интрузивные тела этого типа заключены почти исключительно в песчаниках и глинисто-песчанистых толщах продуктивной свиты и в слоистых карбонатных толщах различных горизонтов силура; в составе туфогенной толщи они почти всегда отсутствуют. Эти тела обладают обычно значительной площадной протяженностью; в плане их очертания разнообразны и определяются в основном особенностями эрозии на отдельных участках. Вместе с тем для их площадных контуров часто характерны лопастевидные отростки, или апофизы, вероятно, представляющие собой, как это иногда удается проследить непосредственно в обнажении, во многих случаях истинные окончания силла. Передние, или фронтальные, постепенно выклинивающиеся части трапсового силла обнаруживают иногда в разрезе отклонение от направления общей господствующей плоскости и изгибаются книзу или кверху (фиг. 28, а), что свидетельствует, по видимому, о значительном напоре трапсового расплава в период его внедрения; магматический «клин» активно проникал между слоями, раздвигая и частично смещая и разрывая их. В ряде случаев у полого наклоненных пластовых трапсовых тел можно наблюдать уменьшение вертикаль-

ной мощности по мере продвижения к глубже залегающей части силла, вплоть до полного выклинивания; для этих случаев следует, повидимому, предполагать движение изверженного материала книзу (?) (фиг. 28, б). Клиновидная, или «языковая» форма этих образований подчеркивается характером проявления в них столбчатой отдельности.



Фиг. 28. Детали строения траптовых тел

- а — слепое окончание (язык) траппового силла с небольшим утолщением во фронтальной части. Подкаменная Тунгуска ниже с. Панюлики: 1 — диабаз; 2 — известняк; 3 — песчаник.
- б — гипотетический разрез сложной пластовой интрузии; б₁ — два яруса с самостоятельной системой столбчатой отдельности, разрез; б₂ — то же в плане; б₃ — предполагаемое строение сложной интрузии в разрезе.
- в — промежуточный осадочный горизонт, зажаты между двумя трапповыми силлами; контактовые изменения почти отсутствуют: 1 — диабаз; 2 — сланцеватый песчаник; 3 — песчаник.
- г — наклонная трапповая валежь, переходящая в пластовую. Вблизи лежачего бока интрузии виден крупный ксенолит роговика. Подкаменная Тунгуска, район Кривляков. 1 — трапп; 2 — ороговикованные туфы.
- д — наклонная интрузия траппа в агломератных туфах. Нижняя Тунгуска выше с. Тутончаны: 1 — диабаз; 2 — агломератный туф; 3 — роговик; 4 — лапиллиевый туф.

Нередко, например в разрезах по Нижней Тунгуске, удается наблюдать все формы переходов от силлов, через наклонные интрузии, до типичных вертикальных секущих интрузий, очевидно, — питающих корней силлов.

В силлах нередко заметны остатки (реликты) не полностью поглощенных магмой прослоев вмещающих слоистых пород, превращенных в тонкие, горизонтально вытянутые пластинчатые ксенолиты роговиков (например, скала Ильича на Нижней Тунгуске, ряд обнажений на Катанге, Чуе). Нередко наблюдаются включения и более мощных промежуточных горизонтов осадочных пород, почти не затронутых изменениями, раз-

деляющих отдельные ярусы многоэтажных пластовых интрузий (см. фиг. 28, в). Относительные мощности этих прослоев и залегающих между ними трапсовых силлов заметно варьируют.

Наиболее крупные трапсовые силлы прослежены в области между-речья Чуны—Нижняя Тунгуска и в юго-западной части Тунгусского бассейна. Здесь интрузия в устье р. Корды (приток Тычаны) имеет мощность 50—60 м, силлы в устье р. Паимбу — 60 м, силлы по р. Таймуре — до 250 м, в районе Нидым—Таймура до 200 м, в средней части течения Чуни — до 60—80 м. В отдельных случаях мощность значительно увеличивается, доходя до 300—350 м (верхний Байкитский силл). В среднем же мощность силлов редко превосходит 50—70 м, а нередко значительно меньше — до нескольких метров.

Как показали детальные наблюдения над отдельными крупными силлами, их мощность и, в связи с этим, конфигурация кровли и подошвы вообще значительно варьируют. Верхние и нижние плоскости ограничения силлов редко бывают одновременно доступны для наблюдения; в общем чаще удается наблюдать их нижние контакты, тогда как слои кровли в случае их выхода на поверхность обычно сильно разрушены, а афанитовые же верхние краевые части силлов оказываются уничтоженными эрозией. Останцы пород кровли (туфы, песчаники и т. п.) часто наблюдаются лишь в области верхних или водораздельных плато, бронированных трапсовыми интрузиями и занимающих нередко большие пространства. Эти области обычно закрыты плащом трапсового делювия и почти лишены коренных выходов.

Детальное прослеживание плоскостей контакта показывает, что положение последнего зачастую в значительной степени отклоняется от строго согласного с плоскостями напластования вмещающих осадочных и осадочно-вулканогенных пород и переходит в тип полого секущего и местами даже круто секущего залегания. Характерными примерами в этом отношении являются: пластовая интрузия, наблюдаемая в нижнем течении р. Чуни, на отрезке от ее устья до впадения р. Тычаны, верхняя пластовая интрузия района Кривляков на Катанге, интрузия в устье р. Нижний Чунку, пластовые интрузии района с. Байкит, Куюмбинская интрузия на Катанге и ряд других. Положение подошвы интрузии обнаруживает во всех случаях довольно значительные колебания по высоте, причем интервалы этих колебаний достигают иногда сотни метров и более. Одновременно с этим имеют место значительные колебания в вертикальной мощности интрузий, местами настолько значительные, что общая форма пластовой интрузии фактически начинает приближаться к линзовидной, с куполообразными вздутиями в отдельных ее частях. Процессы последующей эрозии, вскрывавшие верхние части трапсовых силлов вместе с остатками кровли, приводили в некоторых случаях к появлению весьма причудливых в плане очертаний трапсовых тел, в частности — к появлению кольцеобразных и дугообразных трапсовых интрузий в восточной части Тунгусского бассейна.

Характерна во многих случаях асимметричность строения наклонно-пластовых интрузий, с расположением наиболее погруженной части (питающего канала) не в центральной ее части, а сбоку (если рассматривать интрузию в плане). Такая асимметричная форма свойственна, в частности, Куюмбинской, Мирюгинской и некоторым другим интрузиям. В области развития пологоскладчатых отложений силура (районы рек Нижний Чунку, Чуни, Катанги ниже с. Байкит) лежащий контакт мощных пластовых тел местами срезает различные горизонты осадочных пород, обнаруживая таким образом несогласное залегание. Характерно для некоторых случаев ступенчатое строение лежащего бока интрузии с изменением залегания при переходе от одного осадочного горизонта к другому.

Наблюдения в районе Кривляков (на Катанге) и по Нижнему Чунку показывают, что в пределах участков, расположенных ниже основания мощных пластовых интрузий, замечаются нередко дайкообразные интрузии, являющиеся, вероятно, в ряде случаев подводящими каналами. Это свидетельствует о трещинной природе подводящих каналов трапповых интрузий и о контролирующей роли дотрапповой дизъюнктивной тектоники, обуславливающей локализацию трапповых интрузий в определенных зонах. Таковы, в частности, трапповые интрузии Кривляков в Тычанском районе, в бассейне Подкаменной Тунгуски.

Следует вместе с тем отметить, что присутствие «подводящих» каналов пластовых интрузий во многих случаях может быть и необязательным, поскольку, вслед за выполнением трапповой магмой горизонтально залегающей полости, подводящие пути могли быть пережаты и закрыты последующими тектоническими движениями.

Пологонаклонные пластовые залежи характерны преимущественно для областей развития туфогенных отложений. В разрезе эти наклонные залежи часто довольно сложны, они имеют раздувы, пережимы и т. д. (см. фиг. 28, *г* и *д*).

Секущие (вертикальные и круто падающие) интрузии

Интрузии этой группы весьма разнообразны по форме.

Для областей распространения туфогенной толщи характерны в основном два типа секущих трапповых тел: во-первых, дайки, часто очень значительные по протяжению, и, во-вторых, более мелкие, короткие по простиранию секущие тела типа куполов, штоков, столбов, микролакколитов, жил и т. д.

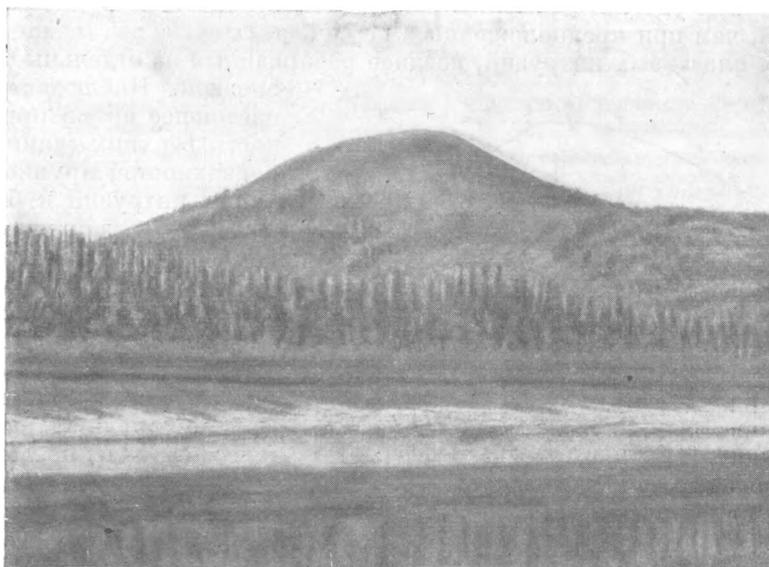
Дайки траппов различной мощности распространены по всему району, но особенно развиты они в его восточной части, в бассейнах Южной и Северной Чуни, Илимпей и Тэтэрэ. Мощность даек доходит до 1,5 км. По форме это вертикальные или круто падающие тела, обычно изгибающиеся в плане, реже — более прямолинейные, длиной до нескольких десятков километров. В рельефе дайки часто образуют более или менее ясно выраженные гряды, слегка поднимающиеся над окружающим плато и благодаря этому хорошо видные на аэрофотоснимках. Дайки прослеживаются через области распространения туфов и нередко наблюдаются и в областях водораздельных плато, сложенных мощными трапповыми силлами, которые, очевидно, пересекались дайками. Имеются факты, свидетельствующие о явлениях взаимного пересечения даек и указывающие на одновременность их образования. Так, явные признаки пересечения трапповых силлов дайками наблюдались в области Чунско-Катангского водораздела. Длинные дайки наблюдались в среднем течении Чуни. Одна из них прослеживается здесь на протяжении около 70 км по левому берегу Чуни и по ее притокам Муторай и Кимчу. Оба ее «конца» примыкают к площадям крупных силлов, для которых она, таким образом, могла служить, в случае одновременного их образования, подводящим каналом. В бассейне р. Корды (приток Тычаны) отмечена дайка, длиной до 40 км при мощности 0,7—1 км, в плане имеющая дугообразную форму, с выпуклостью, обращенной к югу.

Более мелкие тела — типа жил, штоков и т. д. — также широко распространены в составе пород туфогенной толщи. Они разнообразны по форме; можно выделить тела типа куполов, даек, штоков, столбчатых, трубчатых тел и других подобных образований, часто встречающихся совместно, в виде целых серий близко расположенных интрузий. В верхах той же туфогенной толщи многие из этих тел нередко расширяются, с образованием сравнительно небольших по мощности пластовых плоских

(силлы) или линзообразных (микролакколиты, лополиты и др.) в поперечном сечении тел. В ряде случаев хорошо заметны также и переходы вертикальных интрузий в горизонтальные или полого залегающие тела (см. выше).



Фиг. 29. Трапповая гряда хребта Соболиного. Нижняя Тунгуска



Фиг. 30. Трапповый массив горы Пенчитава (отпрепарированная куполовидная залежь траппа). Нижняя Тунгуска

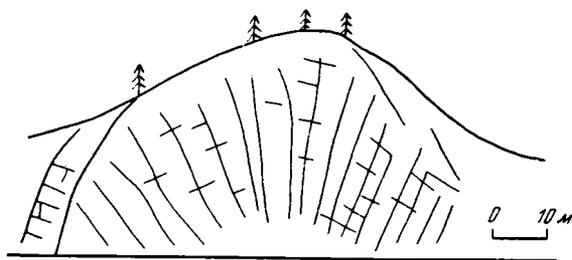
Значительная часть резко выраженных в рельефе (фиг. 29—31) трапповых возвышенностей (сопок) северной части изученного района, отно-

сительной высотой до 600—700 м над урезом Нижней Тунгуски, сложенных исключительно траппами интрузивного облика, вероятно, в своей морфологии в общих чертах отвечает форме первоначального интрузив-



Фиг. 31. Долина р. Тычаны в нижнем течении (отпрепарированная мощная пластовая трапповая интрузия)

ного тела, имевшего облик купола или лакколита. При таком толковании можно более удовлетворительно объяснить форму и способ образования этих тел, чем при предположении о первоначальном существовании грандиозных пластовых интрузий, позднее разорванных на отдельные участки эрозией. Наблюдающаяся в настоящее время приуроченность верхних (апикальных) поверхностей крупных трапповых интрузий к близкому общему денудационному уровню тоже не может служить доказательством в пользу справедливости последней точки зрения, поскольку и эти верхние (апикальные) части интрузивных тел в период их формирования также были приурочены к определенному уровню, скорее всего — к кровле тунгусской толщи.



Фиг. 32. Апикальная часть столбчатой трапповой интрузии (штока) с веерообразным типом расположения столбчатой отдельности. Нижняя Тунгуска выше с. Тутючаны

Интрузивные тела, наблюдаемые на более низком ярусе — на уровне долины Нижней Тунгуски — преимущественно небольшие, длина их в редких случаях достигает 1—2 км и более (в разрезе речной долины). Пространственная ориентировка у интрузий удлиненной формы (дайки) вообще колеблется, что стоит, как уже указывалось, в связи со структурной неоднородностью вмещающей туфогенной толщи. Особенно резко выражена неустойчивость простираения у мелких, маломощных тел, часто

образующих совершенно неправильную, прихотливую сеть мелких жил, даек, трубчатых и столбчатых тел и т. д. в некоторых участках туфогенной толщи.

По Нижней Тунгуске нередко наблюдаются разветвленные дайки, пластовые апофизы, отходящие от даек (например, скала Алексеича), наклонные «вползающие» дайки (в устье Таймуры, ниже устья Учами, в устье Датыкты) и др.

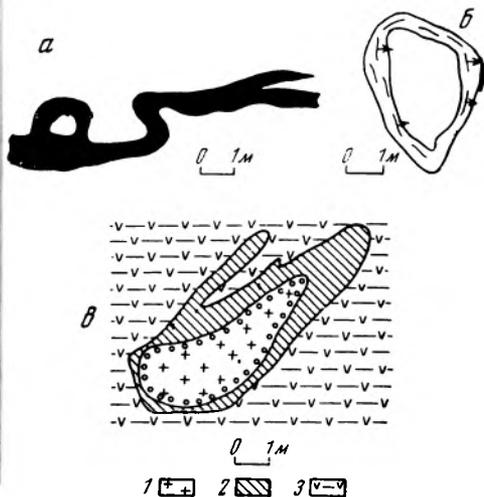
Штоковые и куполообразные интрузии имеют различные размеры, их диаметр измеряется как десятками, так, иногда, и сотнями метров. Вдоль контактов нередко заметны нарушения слоев вмещающих пород — они



Фиг. 33. Подкаменная Тунгуска, район Кривляков. Небольшая столбчатая дайкообразная интрузия траппа видна в левой части снимка

приподняты, нарушены (например, в обнажении ниже устья Учами по Нижней Тунгуске); характерна (в случае небольших штоков) розетковидная или радиально-столбчатая отдельность (фиг. 32). Некоторые штоки имеют весьма значительные размеры, приближаясь по своему виду к настоящим интрузивным массивам. По Нижней Тунгуске, например, таковы сопка к северо-востоку от с. Учами (с относительной высотой до 580 м), гора Пенчитавы (до 540 м), массивы Соболиного хребта (до 460 м), хр. Чалбышева (до 650 м), горы Нога и др.

Мелкие, или «микроинтрузии», залегающие в туфах, чрезвычайно разнообразны по форме. Они встречаются обычно группами, образуя сложную сеть разнообразных жил и даек, штокверки и т. п. (фиг. 33, 34, а). Наряду с этим очень характерно также их присутствие вокруг более мощных тел — крупных даек, штоков, куполов, сателлитами которых они являются. Хорошие примеры такого ряда участков, насыщенных микро-



Фиг. 34. Различные формы трубчатых тел.

а — изгибающаяся жила траппа с трубообразными раздувами, заключенная в туфопесчаниках (вид в плане). Нижняя Тунгуска ниже устья р. Чинты.

б — трубчатая жила микродолерита в туфах (вид в плане). Показана ориентировка пластинчатой отдельности в микродолерите. Там же.

в — столбчатая жила траппа в туфопесчаниках (горизонтальный разрез). Нижняя Тунгуска, район устья р. Таймуры: 1 — долерит с мандельштейновыми закраинами; 2 — карбонатизированный и ороговиженный туфопесчаник; 3 — туфопесчаник

интрузиями, дают: район Кривляков по Катанге, районы близ устья Таймуры — между Таймурой и Учами, близ устья Чикты (все по Нижней Тунгуске), участки по среднему течению Чуни и некоторые другие.

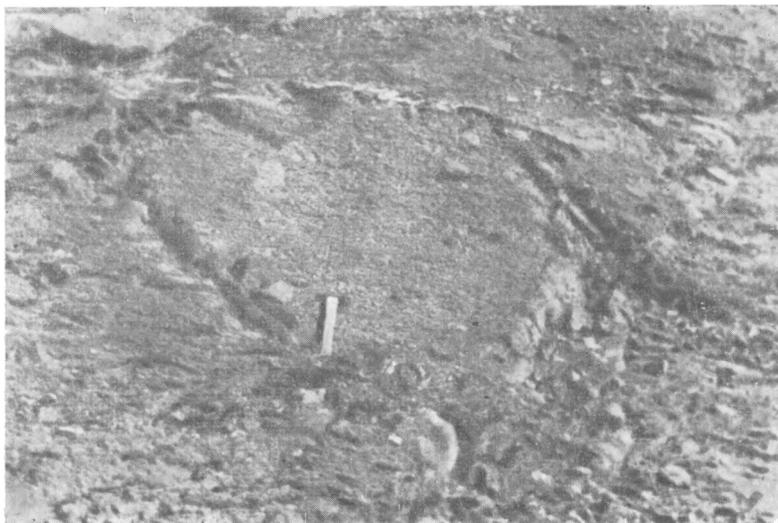


Фиг. 35. Трубочатая жила траппа в туфах, вид в горизонтальной плоскости (в пабереге).
Нижняя Тунгуска ниже устья р. Учамп

Небольшие (измеряемые в поперечнике метрами) трапповые интрузии имеют нередко форму столбчатого или пальцеобразного тела (фиг. 34, б, в); в горизонтальном разрезе они часто обнаруживают правильную форму — округлую или эллиптическую.

В иных случаях они принимают кольцеобразную в плане и трубчатую в пространстве форму (фиг. 35, 36).

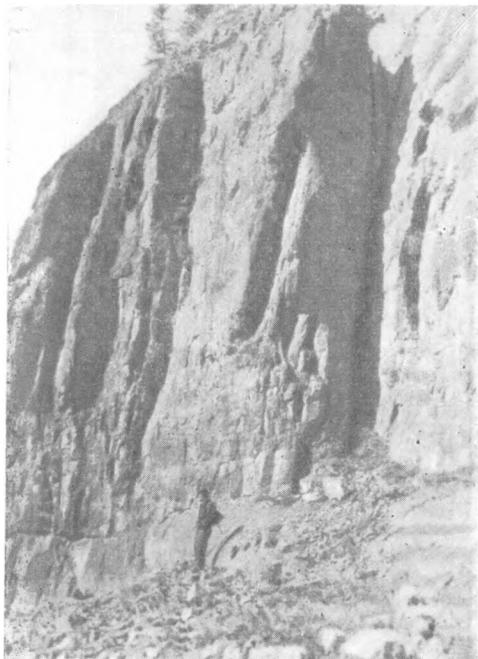
Как показывают более детальные наблюдения на отдельных участках, например в районе Кривляков по Катанге, в районе с. Муторай по Чуни, внедрение такого рода столбчатых, трубчатых и прочих тел было связано с участками пересечения вертикальных трещин различного направления. В некоторых случаях внедрение, возможно, было связано с процессами настоящего диапирового «протыкания» пород туфогенной свиты массой траппа, уже частично затвердевшей.



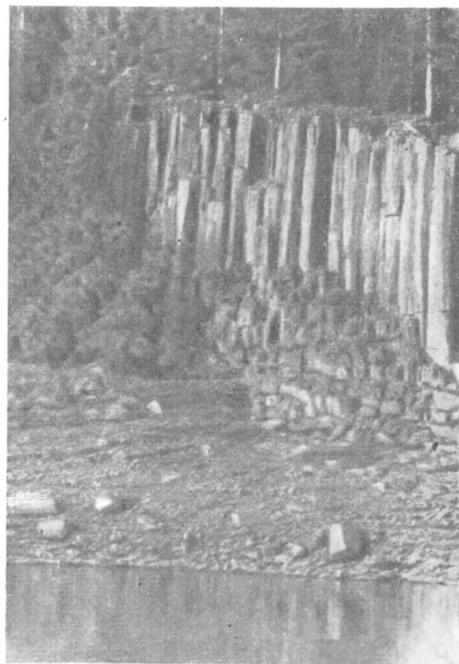
Фиг. 36. Трубочатая жила долерита в туфах. Вид в пабереге.
Нижняя Тунгуска, скалы Ремезова

Отдельность и формы выветривания

Отдельность в интрузивных телах в значительной мере обусловлена их формой. Классическая столбчатая отдельность (фиг. 37, 38) наиболее типично и отчетливо выражена у полого залегающих пластовых тел (силлы, лакколлиты и пр.); с ней обычно сочетается поперечная тонкопластовая отдельность, или трещиноватость (фиг. 39—41). Столбчатая отдельность, в сочетании с пластовой характерна отчасти и для более мощных линзо- или лакколитоподобных тел, имеющих часто многоэтажное строение, — они сложены из ряда горизонтов мощностью 10—15 м, кажда́й с собственной системой вертикальной столбчатой отдельности.



Фиг. 37. Столбчато-призматическая отдельность в трапповом силле. Нижняя Тунгуска близ устья р. Ямбука́н



Фиг. 38. Столбчатая отдельность в наклонно-пластовой трапповой залежи. Нижняя Тунгуска, скала Грачей

Как высота «столбов», так и их диаметр сильно варьируют: высота — от 1—2 до 20—25 м, диаметр — от нескольких десятков сантиметров до 5—8 м. Диаметр «столба» находится в ясной связи: 1) с положением его в теле пластовой интрузии, т. е. в ее центральной или периферической части (в последней он обычно меньше); 2) со степенью зернистости диабазы — в мелкозернистых траппах «столбы» тоньше, чем в средне- и крупнозернистых. Отмечены случаи, свидетельствующие, повидимому, о неодновременном образовании отдельных «столбов» (фиг. 42, а), когда мощный прямой «столб» окружен более тонкими сплюснутыми и искривленными «столбами», образовавшимися, вероятно, позднее. Выступающие углы столбчатой отдельности, испытывающие при охлаждении наибольшие сжимающие усилия, нередко приобретают своеобразную тонкую пластинчатую вертикальную отдельность, образующую в плане как бы перистые трещины, отходящие от центральной, «осевой» трещины (фиг. 42, б, г, 43). Совокупность этих трещин создает местами расланцеванные участки. Иногда эти трещины следуют параллельно внешним контурам



Фиг. 39. Пластовая отдельность в верхней части траппового столба.
Река Тычана, нижнее течение



Фиг. 40. Поперечная пластовая отдельность в мощных «столбах».
Видна изогнутая («вогнуто-выпуклая») форма отдельных «пластин».
Река Тычана, нижнее течение

«столбов», иногда же они расходятся веерообразными пучками из центра — перистая или пластинчатая отдельность (см. фиг. 42, б, в). Среди траппа с нормальной столбчатой отдельностью встречаются иногда небольшие участки с отдельностью другого направления — мелкой розетковидной или радиальной (фиг. 44). Появление другого типа отдельности связано, вероятно, с местной неоднородностью в составе траппового тела и с возникающими вследствие этого напряжениями при охлаждении.

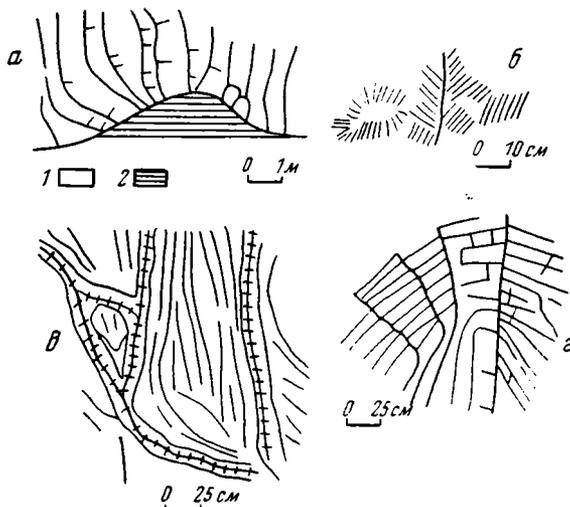


Фиг. 41. Поперечная (пластовая) отдельность в мощных «столбах» траппов. Река Чуя

На некоторых участках удалось наблюдать, что обычная столбчатая отдельность, и в особенности тонкостолбчатая, характерная для более тонкозернистых разновидностей траппов, располагается не всегда строго перпендикулярно ограничениям трапповых тел, а нередко является как бы «скошенной». Последнее особенно наглядно выступает в разрезах более тонких и наклонных участков и апофиз более мощных пластовых тел, причем столбы в этих случаях обычно бывают наклонены в сторону падения пластового тела в целом. В этих случаях отдельность приближается к типу наклонностолбчатой, наблюдаемой в потоках андезито-базальтовой лавы, спускающихся со склонов вулканов, например в молодых вулканических районах Кавказа.

Повидимому, в некоторых случаях для такого рода апофиз или ответвлений крупных трапповых тел следует предположить, что движение магмы было направлено от центра интрузии к периферии и вместе с тем несколько

вниз. Возможно, что это обстоятельство стоит в связи с общей, намеченной выше куполовидной формой апикальных частей пластовых интрузий. Интересную проблему в связи с этим представляет выяснение способа образования более крупных пластовых или куполовидных тел траппов, рассеченных большими плоскостями отдельности на ряд этажей, каждый с самостоятельной системой столбчатой отдельности (см. выше). Не происходило ли и здесь последовательное заполнение пространства под воздействием отдельных импульсов, с вытеканием порций расплава, подобно тому, как мы это видели при лавовых извержениях вулканов? Решить



Фиг. 42. Формы отдельности в трапповых телах.

а — искривление «столбов» близ выступа в подошве траппового силла. Нижняя Тунгуска, скала Ильича: 1 — трапп; 2 — ороговикованный аргиллит.

б — «перистая» вертикальная трещиноватость в горизонтальном разрезе траппового «столба». Нижняя Тунгуска близ устья р. Виви.

в — тонкая трещиноватость (или пластинчатость), развивающаяся во внутренней части траппового «столба» (вид в горизонтальной плоскости). Нижняя Тунгуска выше с. Тутончаны.

г — расположение вертикальной трещиноватости во внутренней части мощного траппового «столба» (вид в горизонтальной плоскости). Нижняя Тунгуска близ с. Ногинск

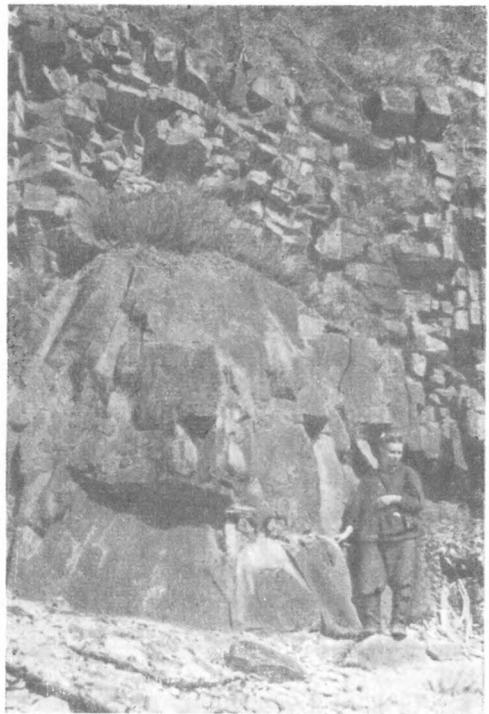
этот вопрос пока трудно. Несомненно лишь ориентирующее влияние давления вышележащей покрывки вмещающих осадочных пород.

Горизонтальные разрезы особенно мощных «столбов» наблюдались в береговых обнажениях р. Чуни выше устья Тычаны, где хорошо заметны основные системы трещиноватости, связанные с общей столбчатой отдельностью, а именно (фиг. 45, 46): а) вертикальные трещины, которые по периферии «столба» и вблизи его краев идут по призме, а далее к центру «столба» принимают характер округлоцилиндрической (концентрически-кольцевой в разрезе) отдельности; б) радиальные вертикальные трещины, затухающие по мере приближения к центру «столба»; в) горизонтальные тонкие и частые трещины, перпендикулярные к длинной оси «столба», рассекающие его на «слои». Для плоскостей, ограниченных этими трещинами, характерна обычно несколько выпуклая или вогнутая форма (см. фиг. 66).

При образовании всех этих систем трещин проявилась последовательность, примерно соответствующая порядку их перечисления. Кроме того, образованию систем трещин, связанных со столбами, предшествовало



Фиг. 43. «Перистая» или «гребенчатая» трещиноватость в поперечном разрезе траппового «столба». Нижняя Тунгуска, район с. Виви

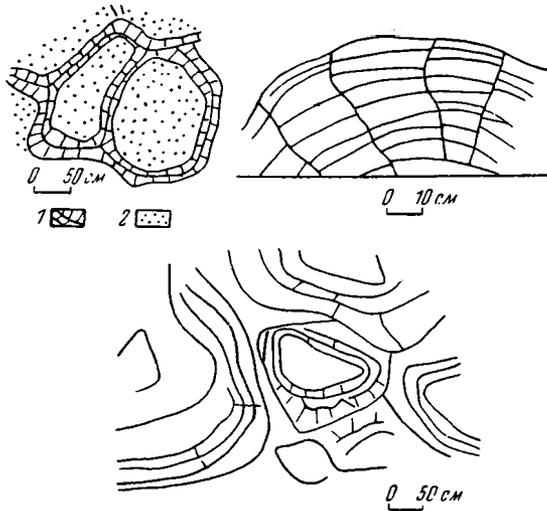


Фиг. 44. Участок с веерообразной или «диапировой» отдельностью в теле мощного траппового силла (с общей столбчато-призматической отдельностью). Река Чуня, нижнее течение



Фиг. 45. Горизонтальный разрез (в пабереге) небольшого траппового «столба». Видны концентрическая и поперечная системы отдельности. Река Чуня, нижнее течение

образование общих крупных плоскостей раздела мощных «горизонтов» столбчатой отдельности (см. выше).



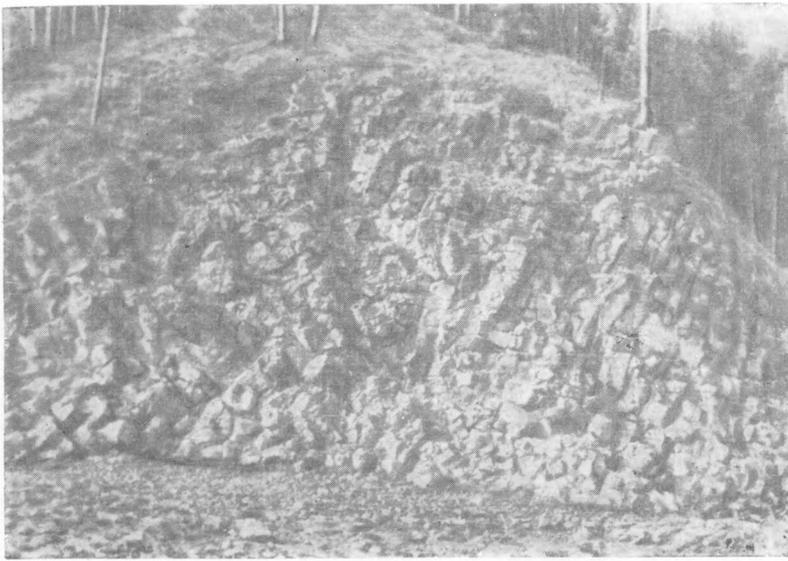
Фиг. 46. Различные типы трещиноватости в поперечных разрезах траптовых «столбов»:
1 — плотный трапп; 2 — трещиноватый трапп.

Указанные особенности строения и распределения трещин отдельности стоят в тесной связи с условиями застывания горизонтальных и пологонаклонных траптовых тел. Для штокообразных и апикальных частей

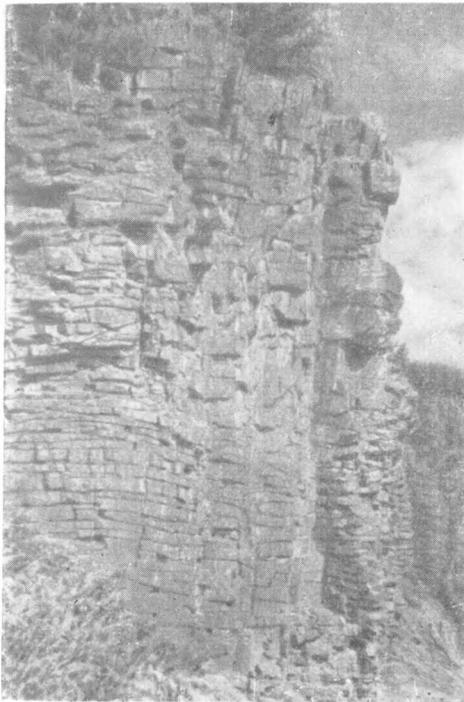


Фиг. 47. Апикальные части штокообразных интрузий с радиально-столбчатой отдельностью. Нижняя Тунгуска близ устья р. Тутончаны

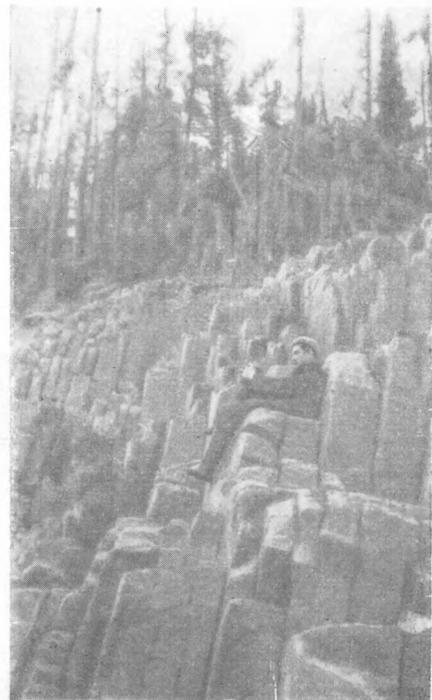
столбчатых куполообразных траптовых интрузий, залегающих в туфах, часто бывает характерна розетковидная, веерообразная отдельность, иногда при очень значительной длине отдельных гигантских столбов,



Фиг. 48. Участок интрузии с расходящейся веерообразно столбчатой отдельностью



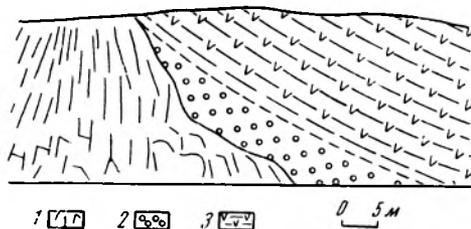
Фиг. 49. Призматическая отдельность в сочетании с пластовой в мощном трапповом сидле. Река Чуя, нижнее течение



Фиг. 50. Призматическая отдельность. Нижняя Тунгуска. Уловный камень

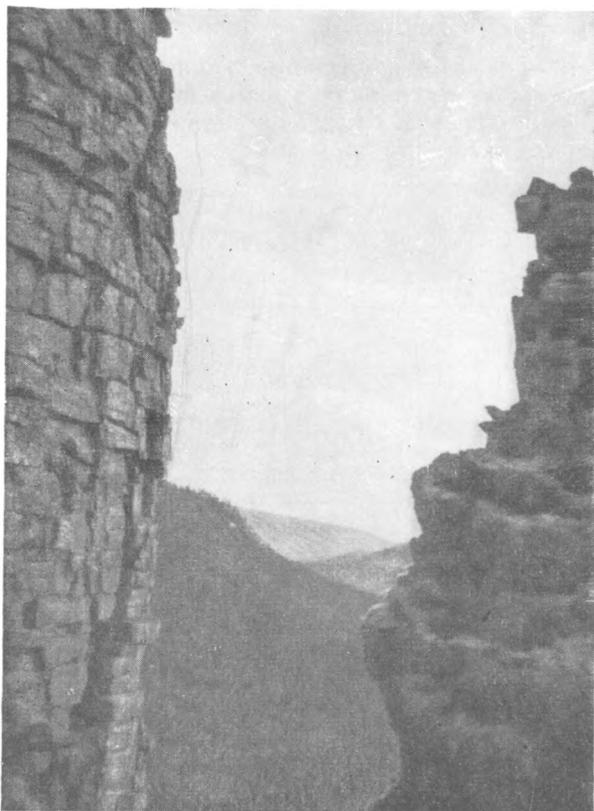
расходящихся из общего центра (фиг. 47, 48). Иногда наблюдается лишь нижняя часть этого «веера», и отдельность принимает характер своего рода «дианировой». Наиболее крупные «розетки» достигают 20—30 м в диаметре и имеют иногда почти сферические очертания. Для штокообразных и дайкообразных тел характерна также призматическая отдельность (фиг. 49, 50), когда одна из круто падающих тонких и частых систем трещин заметным образом изменяет свое направление в зависимости от общей формы массива и от положения данного участка по отношению к контактному плоскостям; это дает иногда возможность подойти к решению вопроса о форме данного массива.

Образование трещин отдельности связано с наиболее поздними моментами в процессе застывания интрузивного тела. В некоторых случаях можно наблюдать, как столбчатая система отдельности продолжается и вне пределов самого интрузивного тела (силла, лакколита), переходя во вмещающую породу, которой



Фиг. 51. «Дианировой» тип отдельности в трапковом штоке. Нижняя Тунгуска выше устья р. Дегали:

1 — диабаз; 2 — туф; 3 — туфопесчаник



Фиг. 52. Крутые обрывы трапковых столбов. Река Тычана, нижнее течение

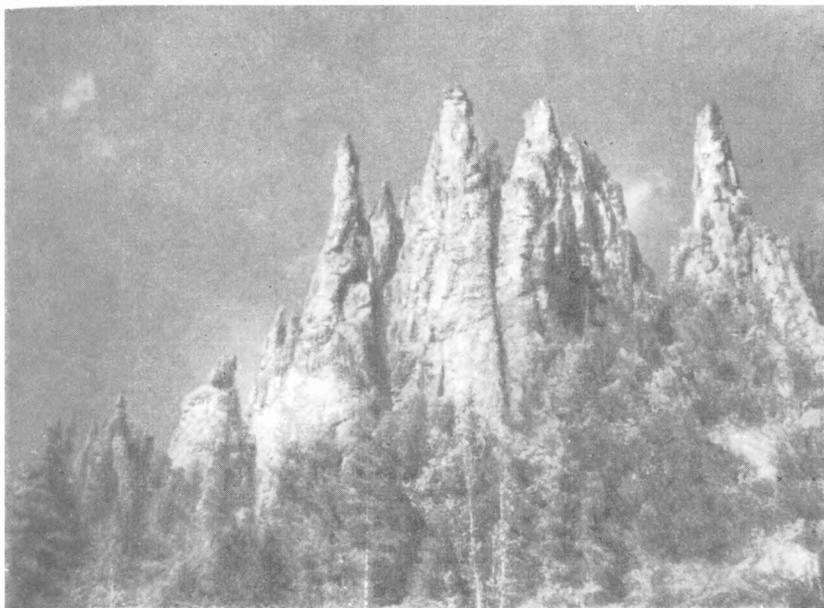
в данном случае являются туфы — например, по Нижней Тунгуске, в обнажении выше устья р. Дегали (фиг. 51). Трапковое тело совместно с прилегающим к нему туфом в данном случае реагировало на внешнее давление как одно целое.

Формы выветривания

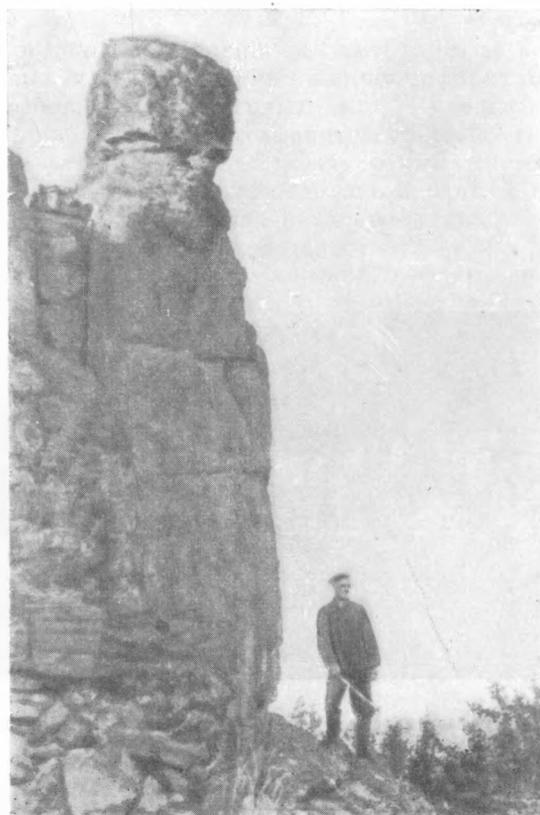
В соответствии с разнообразием форм отдельности значительным разнообразием характеризуется и форма выветривания.

При выветривании пластовых тел со столбчатой и в особенности с крупно-столбчатой отдельностью получаются причудливые формы в виде башен, зубцов и т. п. (фиг. 52—54); наиболее эффектно эти формы выступают на круто падающих склонах глубоко врезанных речных долин.

Разнообразные формы выветривания — ячеистые и т. п. — получаются в



Фиг. 53. Крутые обрывы трапповых столбов. Река Чуня, нижнее течение



Фиг. 54. Трапповые столбы. Река Чуня, нижнее течение



Фиг. 55. Формы речной эрозии трапных скал. Нижняя Тунгуска



Фиг. 56. Грубопризматическая отдельность в пластовой залежи траппа.
Нижняя Тунгуска ниже устья р. Учами

результате эрозии речного потока; представление о них дают фотографии (фиг. 55—56).

Интересны также особенности строения поверхностей раскола, получающихся при образовании трещин отдельно; здесь нередко одни плоскости гладкие, а другие, перпендикулярные к первым, — шероховатые (фиг. 57). Эти различия не находятся в связи с особенностями внутренней структуры траппа, а скорее должны быть поставлены в связь с генезисом трещин.



Фиг. 57. Характер выветривания у различно ориентированных плоскостей отдельности в траппе:
а — у вертикальных плоскостей, обращенных к наблюдателю, поверхности грубо шероховатые; *б* — у вертикальных плоскостей, направленных вправо, и *в* — у горизонтальных — поверхности сглаженные.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТРАППОВЫХ ТЕЛ

Эндоконтактные зоны

Обычно почти в каждой из трапповых интрузий, за исключением мелких тел, сложенных преимущественно микропорфиритами и афанитами, сочетаются два основных структурных типа — среднезернистый полнокристаллический диабаз и породы афанитового ряда, типы витропорфиритов и витробазальтов. Контакты между этими двумя типами пород бывают обычно достаточно резкими; вместе с тем, однако, внедрение диабазов и афанитов даже, если оно было одновременным, следовало одно за другим в небольшом интервале времени, поскольку обе фазы всегда локализируются в пределах одного и того же массива, и афаниты почти не образуют самостоятельных тел; кроме того, между ними иногда удается наблюдать переходы; наконец, их петрографические составы весьма близки.

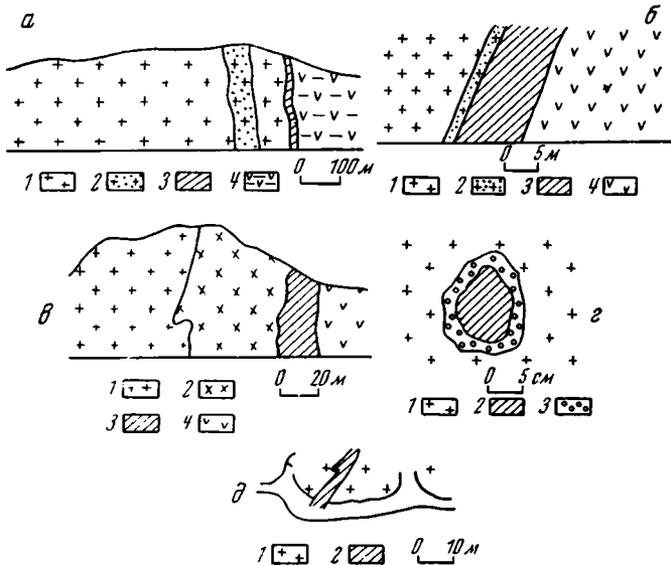
Афаниты, под которыми мы здесь для краткости объединяем тонкокристаллические долериты, базальты и микропорфириты, слагают преимущественно краевые части трапповых тел. Мощность этих зон варьирует от единиц сантиметров до нескольких метров. Наблюдаются случаи повторного чередования зон афанитовых и нормальных траппов, иногда с явлениями резко сменяющихся отношений между обеими фазами, реже — с явлениями более постепенного перехода между ними.

Повидимому, внедрение афанитовой фазы в подавляющем числе случаев предшествовало внедрению полнокристаллических диабазов, хотя иногда наблюдались и обратные соотношения. Возможно, кроме того, участие, наряду с более ранними, также и более поздних инъекций афанитов (пример — жилки афанитов в диабазах горы Пенчетава на Нижней Тунгуске).

Различные примеры соотношений афанитовых и полнокристаллических фаций в теле трапповых интрузий дают зарисовки (фиг. 58, *а*, *б*). Вообще характерна локализация афанитов в краевых частях интрузий, где первые часто имеют мандельштейновый облик; нередко имеются и самостоятельные жилы тонкозернистых афанитов, заключенные в полнокристаллических диабазах (например, в обнажении ниже устья Таймуры,

фиг. 58, з, д). Фиг. 58, з дает представление о характере расположения афанитовых разностей по периферии столбчатой дайки с круговым сечением. Позднее внедрившийся среднезернистый диабаз обладает в данном случае собственной афанитовой мандельштейновой закраиной.

Наряду с образованием резко секущих контактов между афанитовыми и среднезернистыми разностями траппов, наблюдаются и более постепенные переходы, с явлениями частичного переплавления или «сваривания», вследствие частичной перекристаллизации этих приконтактовых



Фиг. 58. Детали внутреннего строения трапповых тел.

а — разрез краевой зоны куполовидной трапповой интрузии. Нижняя Тунгуска выше с. Тутончаны: 1 — крупнозернистый габбро-диабаз; 2 — мелкозернистый диабаз; 3 — микродolerит с базальтовыми участками; 4 — агломератный туф.

б — строение краевой части мощной трапповой дайки. Там же: 1 — среднезернистый диабаз; 2 — долериты и микропорфириты; 3 — ороговикованные туфы; 4 — агломератные туфы.

в — разрез краевой части мощной куполовидной интрузии. Нижняя Тунгуска ниже с. Тутончаны. 1 — среднезернистый диабаз; 2 — мелкозернистый диабаз; 3 — светлосерый роговик; 4 — осветленный (карбонатизированный) туф.

г — зарисовка строения шлифа в крупнозернистом диабазе (в вертикальной стенке). Там же: 1 — среднезернистый диабаз; 2 — игольчатый (пегматоидный) диабаз; 3 — мандельштейновый долерит.

д — жила диабаз-порфирита, секущая среднезернистый диабаз (схематический план). Нижняя Тунгуска, ниже устья р. Таймуры: 1 — диабаз; 2 — диабаз-порфирит.

участков у обоих типов траппа. Результатом этих процессов является возникновение своеобразных автобрекчированных пород, характерных для контактных зон некоторых секущих интрузий Катанги (например, для района Кривляков), получивших в полевой практике название «кривлякитов», и др. Некоторые из них более плотные; их брекчированное строение выступает лишь в шлифе (микропорфириты, витропорфириты, такситы и прочие породы, подробнее описанные ниже).

Протомагматические структуры

Р а с с л о е н и е. Среди полнокристаллических диабазов трапповых интрузий выделяется ряд структурно-минералогических подтипов, подробно описанных в петрографическом разделе этой главы. Пространственное распределение всех этих разностей в теле интрузий нередко

отличается значительной сложностью. Неоднородность внутреннего состава интрузивного тела имеет вообще различный характер в зависимости от особенностей пространственного расположения в ней дифференцированных фаций.



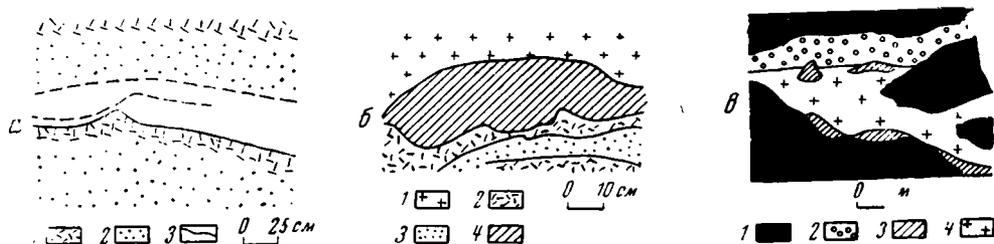
Фиг. 59. Шлир лейкократового крупнозернистого пегматитовидного диорита в траппе. Нижняя Тунгуска ниже устья р. Кочумдек



Фиг. 60. Горизонтальное линзовидное тело диорит-пегматита в интрузивном траппе. Нижняя Тунгуска ниже устья р. Кочумдек

Во-первых, можно выделить явления первичного расслоения, наблюдаемые внутри интрузивного тела. Эти явления приурочены преимущественно к телам пластового типа; однако во многих случаях трудно с достоверностью установить действительную форму интрузии, в связи с чем нельзя отрицать возможности явлений расслоения частично и в телах секущего типа (куполовидных, наклонных и т. п. интрузиях). Явления расслоения могут проявляться как в крупном масштабе, охватывая все тело интрузии целиком, так и в малом, локальном.

Чаще всего явления расслоения проявляются в малом масштабе, локализуясь лишь в пределах, отдельных горизонтальных или пологих зон или горизонтов в интрузивном теле. Расслоение выражается в обособлении сравнительно тонких линзо- или слоеподобных тел, имеющих, в отличие от остальной массы траппа, более лейкократовый или более грубозернистый состав, отвечающий лейкодиабазу, диабаз-пегматиту, игольчато-призматическому диабазу и т. п. Такого рода признаки расслоения типичны для многих пластовых (по преимуществу) тел по Нижней и Подкаменной Тунгускам и по Чуне. Для интрузий более западных районов характерно развитие своеобразных игольчатых диабазов и диабаз-пегматитов, с длинными черными игольчатыми кристаллами метасиликатов, обнаруживающими иногда параллельное расположение и погруженными в светлую альбитизированную и цеолитизированную плагиоклазовую основную массу (район скал Ильича по Нижней Тунгуске). Эти участки



Фиг. 61. Детали внутреннего строения трапповых тел.

а — строение расслоенного дифференцированного участка в пластовой интрузии. Видно чередование прослоев диабазов различной крупности зерна. Нижняя Тунгуска ниже скалы Грачей. 1 — крупнозернистый диабаз; 2 — средне-мелкозернистый диабаз; 3 — линии резких контактов между отдельными разностями.

б — дифференцированная зона в траппе, приуроченная к участку с ксенолитом черных роговиков. Нижняя Тунгуска, скалы Березина. 1 — среднезернистый диабаз; 2 — крупнозернистый пегматоидный диабаз; 3 — мелкозернистый пегматоидный диабаз; 4 — роговик.

в — строение дифференцированных участков траппа в области развития ксенолитов роговиков. Подкаменная Тунгуска, район Кривляков. 1 — среднезернистый диабаз; 2 — мандельштейн; 3 — роговик; 4 — лейкократовый пегматоидный диабаз

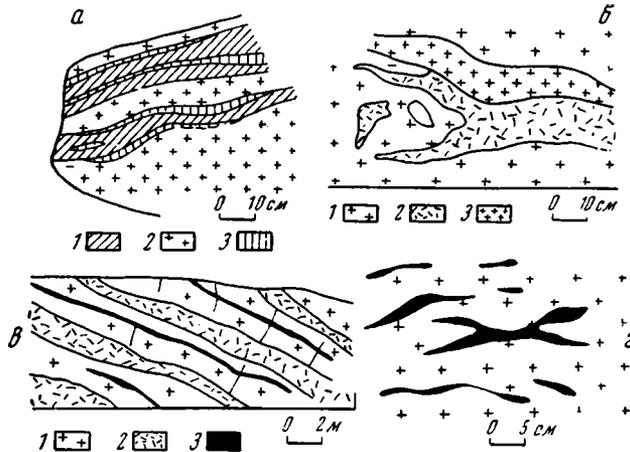
имеют также характер плоских горизонтальных линз и шлиров (фиг. 59, 60). В этом же районе (скалы Ильича, Березина, Грачей) и в других пологих трапповых интрузиях можно на некоторых участках наблюдать признаки расслоения. В скале Березина видно тонкое чередование прослоев диабаз-пегматитов и мелко- и среднезернистых диабазов, причем у последних наблюдается игольчато-призматическая текстура. В соседнем обнажении в нижних частях лакколитообразного (?) тела траппов заметно резкое расслоение диабазов на средне- и мелкозернистые фации (фиг. 61, а). Границы этих зон — обычно резкие в верхних частях, т. е. по верхнему контакту расслоенной зоны с нормальным траппом, внизу же переход бывает более постепенным. Нередко можно подметить приуроченность таких расслоенных горизонтов к зонам расположения ксенолитов роговиков (подробнее см. ниже).

В одном из обнажений по р. Чуне видно, что дифференцированные лейкократовые разности траппов приурочены к нижней периферии крупного ксенолита (фиг. 61, б). В районе Кривляков на Подкаменной Тунгуске зона расслоения сопровождается поясом развития ксенолитов (фиг. 61, в). Однако появление дифференцированных разностей нельзя ставить в прямую связь с присутствием ксенолитов, поскольку первые нередко развиты и вне всякой зависимости от ксенолитов (подробнее об этом см. ниже). Другие примеры строения тонко расслоенных зон в пластовых интрузиях дают зарисовки обнажений по П. Тунгуске и Чуне (фиг. 62, а, б). В этих

зонах обычно тесно сопряжены диабаз-пегматиты, лейкодиабазы и игольчато-призматические (пегматоидные) разновидности нормальных диабазов.

Иногда отмечаются случаи наклонного залегания расслоенных зон (например, обнажение в устье р. Нижний Чунку, фиг. 62, в). Является ли такое наклонное положение (угол падения около 36°) зоны расслоения первичным или же оно связано с позднейшими перемещениями уже сформировавшегося тела траппа вследствие тектонических причин, — судить трудно.

Примеры общего слоеобразного обособления целого ряда плоских линзообразных участков лейкократовых диабазов и диабаз-пегматитов дают некоторые интрузии по Подкаменной Тунгуске (см. фиг. 59, 60, 62, г, 63, а).



Фиг. 62. Строение расслоенных дифференцированных участков в трапповых телах.

а — расслоенный дифференцированный горизонт в пластовой интрузии траппа. Нижняя Тунгуска, скалы Березина: 1 — мелкозернистый диорит; 2 — среднезернистый диорит; 3 — диорит-пегматит.

б — внедрение диорит-пегматита по контакту между мелкозернистым и среднезернистым диоритом. Нижняя Тунгуска у с. Тутончань: 1 — среднезернистый диорит; 2 — диорит-пегматит; 3 — мелкозернистый диорит.

в — характер расположения лейкократовых прослоев в наклонно-слоистом дифференцированном участке траппового силла. Река Чуня, нижнее течение: 1 — среднезернистый диорит; 2 — лейкократовый пегматоидный диорит; 3 — диорит-пегматит.

г — расположение мелких расслоенных дифференцированных участков (черное) в нижней части траппового силла. Река Чуня, нижнее течение

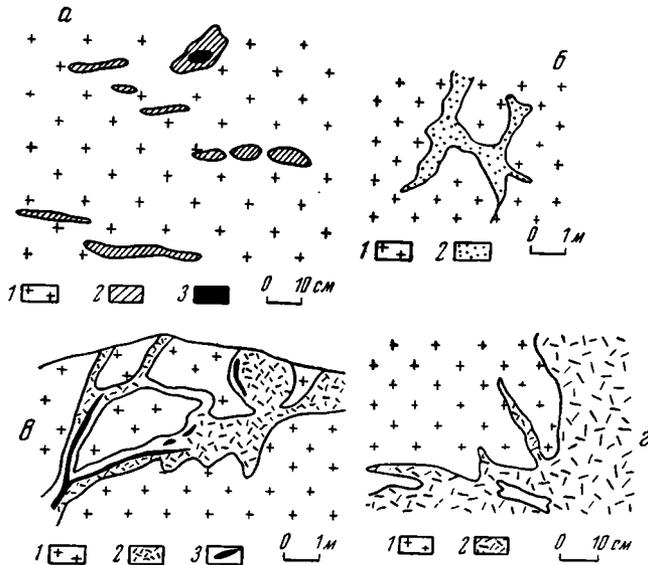
Как видно из зарисовок, эти участки проявляют тенденцию вытягиваться в одном направлении и в совокупности дают горизонт, обогащенный дифференциатами указанного состава.

Линзообразный участок диабазов игольчатого строения с такой плоскопараллельной текстурой наблюдался близ основания траппового штока скалы «Черемуховский Бык» по Нижней Тунгуске. Он производит впечатление позднейшей инъекции, материал которой (пегматоидный диорит) застывал в условиях давления. Вообще же появление диабазов с ориентированной текстурой, даже в интрузиях явно пластового облика, — явление чрезвычайно редкое, и образование их, так же как и расслоенных участков, происходит в каких-то специфических условиях.

Характер расположения расслоенных и вообще дифференцированных горизонтов в трапповых интрузиях свидетельствует во многих случаях в пользу образования первых путем позднейшей инъекции кислых и обо-

гашенных летучими фракций траптовой магмы вдоль ослабленных зон, возникавших в процессе охлаждения интрузий (и имевших преимущественно горизонтальную ориентировку).

Расслоение в крупном масштабе, которое захватывало бы собой целиком траптовую интрузию, судя по имеющимся данным, представляет вообще явление весьма редкое, даже исключительное, хотя при полевых исследованиях выяснению этого вопроса уделялось специальное внимание. Расслоение интрузии по вертикали представляется собой в общем весьма сложное явление и степень такого расслоения зависит от целого ряда



Фиг. 63. Строение дифференцированных участков траптовых интрузий.

- а — Нижняя Тунгуска, скала Грачей: 1 — среднезернистый диабаз; 2 — лейкократовый пегматоидный диабаз; 3 — меланократовый шпир.
- б — характер расположения участков пегматоидных диабазов в траппе. Нижняя Тунгуска, скала Ремезова: 1 — среднезернистый диабаз; 2 — лейкократовый пегматитовый диабаз.
- в — зона развития инъекций лейкократовых дифференциатов в теле траптовой интрузии. Там же: 1 — среднезернистый диабаз; 2 — лейкократовый пегматоидный диабаз; 3 — альбитит.
- г — характер инъекций диабаз-пегматитов. Нижняя Тунгуска, у с. Тутончаны: 1 — мелкозернистый диабаз; 2 — диабаз-пегматит.

факторов, в том числе от мощности интрузивного тела, от его формы, от интенсивности проявления процессов ассимиляции, от быстроты процесса застывания. Наконец, оно осложняется иногда явлениями повторных инъекций более дифференцированных порций траптовой расплава. Явления гравитационного осаднения тяжелых минеральных фракций в «чистом» виде проявляются, повидимому, вообще чрезвычайно редко; более эффективны здесь другие перечисленные факторы.

Приведем примеры интрузий, в которых неоднородность в вертикальном разрезе проявляется уже макроскопически (при полевых наблюдениях). а) Куюмбинская наклоннопластовая интрузия (Подкаменная Тунгуска), сложенная в верхних частях более грубозернистыми габбро-диабазами, а в нижних — нормальными среднезернистыми диабазами; б) нижние пластовые интрузии района с. Байкит, с зонами развития в их верхних

частях трахитоидных диабазов и диабаз-пегматитов; в) верхняя пластовая интрузия района с. Байкит; г) некоторые пластовые интрузии, обнаженные по Подкаменной Тунгуске ниже с. Байкит; д) ряд пластовых интрузий нижнего течения Нижней Тунгуски (в малой степени).

У интрузий наклонного или переходного по залеганию типа (например, ступенчатых) явления дифференциации бывают выражены различно, поскольку интрузии такого рода занимают промежуточное положение между вертикальными и пологозалегающими. Точное познание степени и характера дифференциации той или иной трапповой интрузии может в известных случаях дать ответ на вопрос о форме их залегания (об их геологической природе).

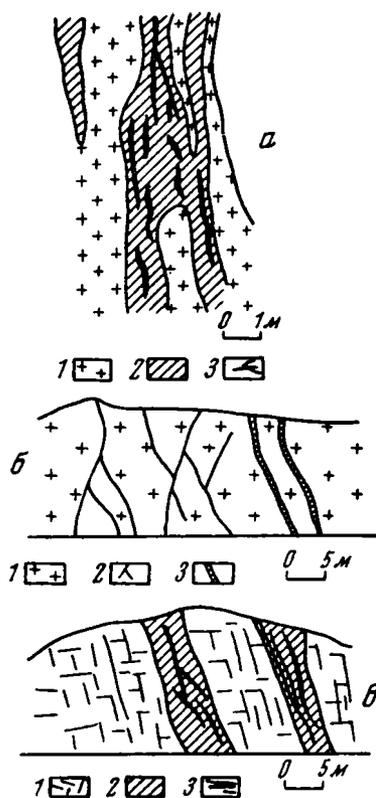
Некоторые крупные секущие интрузии и дайки были прослежены также и в вертикальном направлении (Нижняя Тунгуска). Наибольшая амплитуда таких наблюдений по вертикали — около 650 м; заметных изменений в составе или структуре слагающих интрузии диабазов макроскопически обычно не наблюдалось. Лишь в одном случае (гора Пенчитав) верхняя часть интрузии сложена микродиабазами, остальная часть — нормальным среднезернистым диабазом.

Такситовые структуры. Характерной особенностью внутреннего строения многих трапповых тел, в особенности по Нижней Тунгуске, является их частичная неоднородность, проявляющаяся в малом масштабе и выражающаяся в развитии участков такситового строения.

В отдельных интрузиях (например, скала Ремезова) крупнопойкилоофитовые диабазы дают постепенные переходы в крупнотакситовые неоднородные диабазы, светлые участки которых по составу отвечают лейкократовым диабазам, также обособляющимся здесь в форме прожилков или шпиров. Дифференциация, с отщеплением лейкократовых участков, совершалась здесь, очевидно, на ранних стадиях застывания интрузивного тела и, возможно, имела ликвационный характер. Типична здесь крайняя неустойчивость состава такситовых диабазов — как по соотношениям между светлой и темной составными частями, так и по крупности зерна.

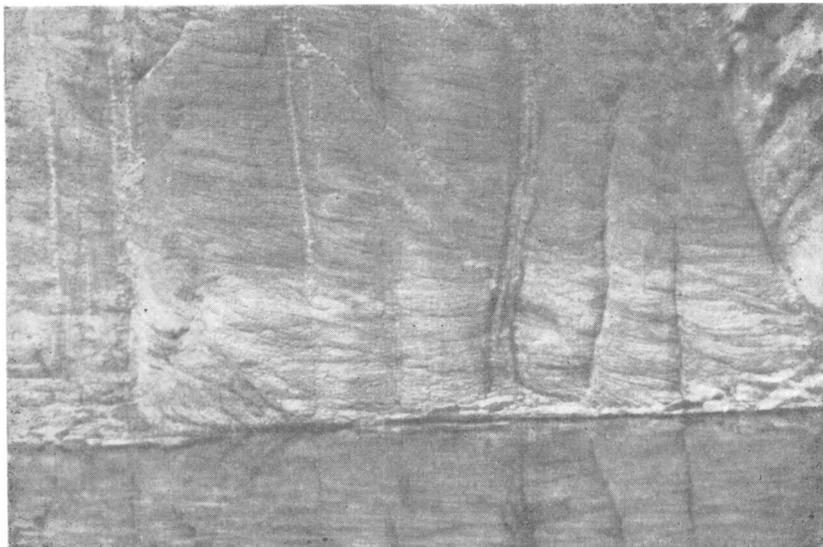
В этих же такситовых участках нередко встречаются и обособления траппов троктолитового (оливин-плагиоклаз) состава; случаев появления мономинеральных сегрегаций (пироксеновых, оливиновых и т. п.), в особенности в крупном масштабе, не отмечалось; гломеропорфировые скопления этих компонентов наблюдаются лишь в редких случаях.

И н ъ е к ц и о н н ы е с т р у к т у р ы. Этот тип структур проявляется в трапповых интрузиях изученного района довольно широко,



Фиг. 64. Характер распределения лейкократовых прожилков в трапповых интрузиях.

а — Нижняя Тунгуска, скала Ремезова: 1 — среднезернистый диабаз; 2 — зоны усиленного выветривания; 3 — диабаз-пегматитовые прожилки.
 б — Нижняя Тунгуска ниже устья р. Учамы: 1 — среднезернистый диабаз; 2 — диабаз-пегматит; 3 — альбитит.
 г — Нижняя Тунгуска, скала Ремезова: 1 — среднезернистые диабазы нормального типа; 2 — те же диабазы, сильно разрушенные; 3 — прожилки альбитита.



Фиг. 65. Вертикальные инъекции лейкократового состава в траппе. Нижняя Тунгуска, скала Ремезова.



Фиг. 66. Осветленные зоны с прожилками альбитов в теле трапповой интрузии. Нижняя Тунгуска ниже с. Тутончаны.

причем наиболее полно — преимущественно в интрузиях западной краевой части Тунгусского бассейна, примерно к западу от линии устье Учами — с. Байкит.

Прожилки диабазовых пегматитов небольшой мощности обнаруживаются в составе большинства интрузий, причем почти всегда можно наблюдать постепенные переходы от этих инъекционных образований к обычным шлирам и сегрегациям того же петрографического состава. Характерна также приуроченность инъекции главным образом к краевым, приконтактным участкам интрузивных тел (секущих и пластовых), граничащим с зоной приконтактных афанитов. Преимущественное залегание жилков и линзочек диабаз-пегматитов — пологое до горизонтального, мощность редко превышает 10 см. Замечается тесная ассоциация с вертикальными прожилками лейкодиабазов и альбититов. Последние (альбититы) появляются в тех случаях, когда диабазовый пегматит обедняется темноцветными компонентами. В некоторых случаях (например по Нижней Тунгуске

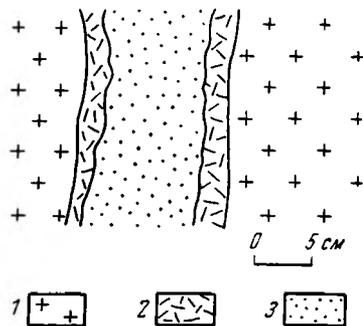


Фиг. 68. Вертикальные трещиноватые зоны, богатые тонкими альбититовыми прожилками, в теле трапповой интрузии. Нижняя Тунгуска, скала Ремезова

ниже с. Учами) можно проследить такого рода изменения от диабаз-пегматитов, через белые альбититы, вплоть до розовых альбититов с калиевым полевым шпатом.

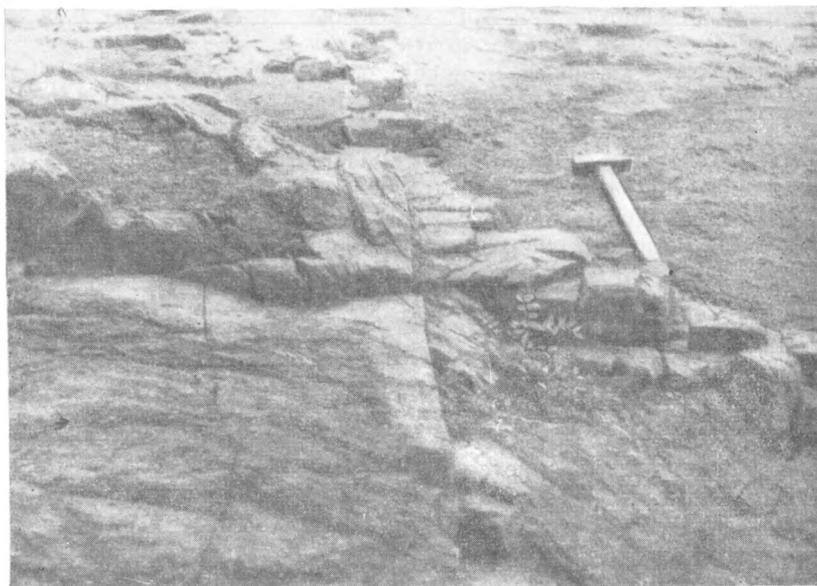
Во многих случаях от такого рода сегрегаций, или жилков метасоматического облика отходят отростки, или апофизы, обладающие уже более резкими контактами и пронизывающие и даже брекчирующие вмещающий нормальный диабаз (фиг. 63, б, г). При дальнейшем усилении процессов обособления лейкократового материала наблюдается появление типичных секущих жилков, однако в большинстве случаев не имеющих глубоких корней и затухающих в пределах самих интрузий. О последнем свидетельствует также их всегда небольшая мощность — до 1 м, чаще 10—20 см.

Вертикальные или круто падающие прожилки диабаз-пегматитового или альбититового состава характерны, повидимому, преимущественно для секущих тел (штоки, купола), но отчасти также и для пластовых интрузий. В точности установить приуроченность их к определенному структурному типу интрузий трудно,



Фиг. 67. Строение лейкократового прожилка в траппе. Нижняя Тунгуска, скала Ремезова
1 — среднезернистый диабаз; 2 — диабаз-пегматит; 3 — альбитит

Вокруг указанных прожилков, в ореоле до 0,5—1 м, вмещающие диабазы часто более разрушены, характеризуются большей степенью трещиноватости и на выветрелых склонах образуют углубленные желобообраз-



Фиг. 69. Две пересекающиеся уплотненные зоны в диабазе, выступающие на его разрушенной поверхности. Нижняя Тунгуска ниже устья р. Учами

ные полосы (часто такая полоса включает несколько параллельных прожилков лейкодиабазы или альбитита (фиг. 68); иногда эта зона, наоборот, уплотнена и при выветривании выделяется в виде гребня (фиг. 69).

Строение интрузий сложного состава

Трапповые интрузии сложного состава, содержащие производные траппов как нормального, так и гибридного ряда, распространены преимущественно в западных периферических частях изученного района. Внутреннее строение их известно пока еще недостаточно. По Нижней Тунгуске амфиболитизированные диабазы и диорит-диабазы начинают играть заметную роль в составе трапповых интрузий примерно западнее устья р. Тунтончаны. Ниже Черемуховского Быка участки амфиболитизированных диабазов среди нормальных достигают мощности 70 м и образуют, в последних по видимому, жилородные тела. Амфиболитизированные диабазы здесь вообще тесно ассоциируются с нормальным диабазом, не образуя самостоятельных интрузий. Аналогичная картина наблюдается и ниже, где в отдельных телах мощность амфиболитизированных диабазов достигает 180 м и в них появляются участки лейкократового облика.

Аналогичные по своему строению интрузии, содержащие как нормальные, так и гибридные разновидности траппов (вплоть до диоритов), известны и в бассейне Подкаменной Тунгуски, примерно начиная от устья Чуни к западу, вплоть до западных границ Тунгусского бассейна. Пространственные соотношения здесь еще недостаточно ясны. В более западных районах Тунгусского бассейна имеются также отдельные тела, полностью сложенные амфиболитизированными диабазами. Судя по имеющимся данным, интрузии этого типа распространены в бассейнах рек Бахты и Учами (нами не изучались).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

В следующем ниже описании интрузивных траппов мы в основном придерживаемся терминологии, принятой в отношении этих пород в работах В. С. Соболева (1933_{1,2}, 1935_{1,2}) и большинства других исследователей Сибирской платформы, и называем эти породы (главный тип) диабазами.

Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1932) был предложен термин «габбро-диабаз» — как обозначение для всех сибирских траппов интрузивной природы. Мы сохраняем его лишь для некоторых более крупнозернистых разновидностей траппов, обладающих чертами структуры, переходными к габбровой (частично изометрическое, а не лейстовидное развитие кристаллов плагиоклаза), так как, нам кажется, в данном случае нецелесообразным положить в основу терминологии геологический принцип, поскольку судить об истинной геологической природе (интрузивной или эффузивной) для многих трапповых тел исследованного района, в особенности для мелких, бывает часто затруднительным. Термин «диабаз», как отчетливо выражающий структурный облик траппа с типичной офитовой структурой, представляется нам в данном случае наиболее подходящим. Термин «долерит», служащий у английских авторов синонимом термина «диабаз», применяется нами, в согласии с общепринятой в СССР терминологией, лишь для обозначения мелкозернистых разновидностей траппов, обладающих типично «долеритовой» структурой, характеризующейся присутствием мелких изометрических индивидов пироксена, зажатых в скелете из игльчатых лейст плагиоклаза.

По признаку вещественного состава мы в пределах рассматриваемой формации выделяем в первую очередь две группы: 1) наиболее характерную для Сибирской платформы и резко доминирующую по количественному распространению группу траппов нормального ряда и их дифференциатов и 2) значительно менее распространенную и резко подчиненную количественно группу траппов гибридного ряда — производных магмы более кислого состава. В основу выделения отдельных типов внутри этих групп мы положили структурный принцип, учитывая, что характер структуры находится в прямой зависимости от состава и от условий кристаллизации породы.

Общее представление о принятой в настоящей работе петрографической классификации интрузивных траппов дает табл. 9.

Таблица 9

Схема структурно-генетической классификации интрузивных траппов Тунгусского бассейна

Траппы нормального ряда			Траппы гибридного ряда
производные ортокристаллизации		дифференциаты	
траппы крупных тел	траппы мелких тел и зон эндоконтакта		
Диабазы (структурные подтипы пойкилоофитовый призматически-офитовый и др.)	Долериты Долерит-и диабаз-порфириты Толейтовые диабазы	Диабаз-пегматиты Палагонитовые диабазы Альбититы	Диабазы с микропегматитом, кварцем, амфиболом и т. д. Тешениты
Троктолитовые диабазы	Бербахиты	Габбро-пироксениты Пикритовые диабазы	Диорит-диабазы, амфиболовые диабазы
Габбро-диабазы		Меланодиабазы	

Продукты автотематоморфизма траппов

Автотематоморфизованные диабазы, долериты, диабаз-пегматиты, альбититы и пр.

ТРАПЫ НОРМАЛЬНОГО РЯДА

Породы крупных трапповых тел

Оливиновые диабазы и габбро-диабазы

В эту группу должно быть отнесено подавляющее количество траппов интрузивных тел описываемого района, за исключением его северо-восточной части, где преобладают более тонкозернистые разновидности траппов. В разрезе по Нижней Тунгуске они пользуются почти исключительным развитием в интрузиях, расположенных от р. Учами до р. Ямбукан; к западу от Ямбукана они постепенно уступают место траппам гибридного ряда, но количественно все же продолжают господствовать примерно до впадения р. Тутончаны. Эти трапповые тела представлены широко и в интрузиях бассейна Подкаменной Тунгуски. Вопрос о пространственных и возрастных соотношениях нормальной и гибридной серий траппов будет подробнее рассмотрен ниже.

Тип оливинового траппа характеризуется в петрографическом, точнее — в минералого-химическом отношении чрезвычайной выдержанностью, устойчивостью, о чем свидетельствуют данные химических анализов, количественно-минералогических подсчетов и результаты изучения свойств отдельных минералов. Вариации наблюдаются преимущественно по линии структурной, т. е. вызываются различиями в условиях застывания чрезвычайно однородной, гомогенной магмы при несколько изменчивых внешних условиях, в краевых или центральных частях тел, в телах большей или меньшей мощности и т. п. Это единообразие, устойчивость типа трапповой магмы было уже давно подмечено многими исследователями (В. С. Соболев, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и др.).

В состав описываемой группы можно выделить, в основном по структурным признакам, ряд подтипов: оливиновые диабазы с пойкилоофитовой, призматически-офитовой, таксито-офитовой, долеритовой и др. структурами. Подробная характеристика для отдельных разновидностей приводится ниже.

Пойкилоофитовый тип. Этот структурный тип диабаза является преобладающим для интрузий пластового характера и для более мощных секущих тел. Этими же породами бывает сложена и некоторая часть более мощных и полно раскристаллизованных эффузивных покровов, например в скалах Суслова на Нижней Тунгуске.

Количественно-минералогический

(в объемных %)

Минералы	Обр. 172/52, с. Бай-кит, силл	Обр. 186/52, р. Тычана, силл	Обр. 176/52, р. Подкаменная Тунгуска, силл	Обр. 192/52, р. Тычана, силл	Обр. 206/52, р. Нижняя Чунку, силл	Нижний Чунку, мощный силл		
						Обр. 221/52, нижняя часть	Обр. 223/52, средняя часть	Обр. 225/52, верхняя часть
Плагиоклаз	53,7	53,4	59,3	55,0	58,1	52,5	48,1	57,9
Клинопироксен	27,6	22,3	26,1	26,5	18,2	36,9	29,3	26,1
Оливин	5,1	9,3	6,1	13,1	4,3	1,8	2,5	0,1
Иддингсит	1,7	2,6	1,6	—	1,9	2,6	1,0	1,2
Хлорит	2,2	—	—	4,1	7,7	4,7	15,0	10,9
Титаномagnetит	9,6	3,5	2,2	1,3	9,8	1,5	(+актинолит)	(+актинолит)
Мезостазис	—	8,9	4,7	—	—	—	4,1	3,8

По внешнему виду — это черные плотные мелкокристаллические породы с ясно заметными пойкилокристами моноклинного пироксена, дающими характерный отблеск и своеобразный «оспенный» или «горошечный» вид на выветриваемых плоскостях. Диаметр этих пойкилокристов обычно колеблется в пределах 0,5—1,5 см, средний диаметр зерен других минералов 1—3 мм. В шлифе общие очертания пойкилокристов пироксена округлые, в промежутках между ними расположены лейсты



Фиг. 70. Пойкилофитовая структура в среднезернистом диабазе. Нижняя Тунгуска ниже устья р. Учамы. Шлиф 470/50, $\times 46$, ник. ||

плаггиоклаза и мелкие зерна оливина. Последние изредка наблюдаются также и в виде включений в пироксене. Лейсты плаггиоклаза включены в зерна клинопироксена или полностью, или врезаются в их краевые части. Общее однообразие нарушается спорадическим, вообще редким присутствием более крупных выделений плаггиоклаза ранней генерации или

Таблица 10

состав пойкилофитовых диабазов

Район с. Байжит, силл			Район устья Нижней Тунгуски, силл			Обр. 158/50, скалы Су-слово, Нижняя Тунгуска, силл	Обр. 263/50, штон р. Виви, штон
Обр. 264/50, нижняя часть	Обр. 265/50, средняя часть	Обр. 271/50, верхняя часть	Обр. 249/50	Обр. 274/50	Обр. 279/50		
52,6	63,2	57,1	51,7	52,7	53,2	50,6	54,3
24,4	23,2	26,6	29,2	23,6	26,6	18,5	27,8
11,2	5,5	12,6	7,0	8,3	8,9	5,2	8,5
—	2,0	—	3,1	10,3	7,8	15,6	3,7
3,4	—	0,6					
3,5	0,7	2,0	4,6	5,1	3,7	3,8	4,0
4,9	5,4	1,1	4,4	—	—	6,3	1,7

шлироподобных скоплений этих же кристаллов. Текстура, как правило, неориентированная. Среднезернистый тип представлен на фиг. 70. Характерна общая свежесть породы и сравнительно слабая степень затронутости ее вторичными процессами, за исключением зерен оливина, обычно в той или иной степени иддингситизированных. Местами заметно появление тонкого промежуточного мезостазиса (особенно в более тонкозернистых разностях), что сближает эти породы с толеитовыми разностями диабазов (например, породы Хавакипрских скал на Нижней Тунгуске). В этом тонкозернистом базисе иногда можно различить тончайшие образования микропегматита и коричневатого стекла (скала Ремезова по Нижней Тунгуске и др.).

Количественные отношения главных минералов колеблются в сравнительно нешироких пределах, о чем дают представление приведенные в табл. 10 подсчеты.

Средние пределы колебаний минералогического состава, таким образом, следующие (в объемных %):

Плагноклаз	50—62
Клинопироксен	18—36
Оливин	2—13
Титаномагнетит	1—9

Вариации имеют место, как видно, преимущественно в группе феррических минеральных компонентов, общие же отношения между полевошпатовой и феррической частями более устойчивы. В пределах отдельных пластовых тел колебания относительно невелики, за исключением диабазов мощного верхнего Байкитского силла, в котором наблюдаются более значительные колебания в отношениях между оливином и пироксеном (но опять-таки при более однообразных отношениях между плагноклазом и темноцветными). Эти обстоятельства, очевидно, обусловлены особенностями хода кристаллизации расплава на отдельных его участках.

Зерна оливина — округло-изометрической формы, изредка заключены в плагноклазе, чаще же развиваются в мезостазисе, указывая этим на продолжающееся их формирование параллельно с ростом плагноклаза и пироксена. Размеры зерен различны — в пределах одного и того же шлифа наблюдаются колебания от 0,3 до 0,8 мм. Встречаются гломеропорфиновые скопления мелких зерен. Оптические константы приведены в табл. 11.

Таблица 11

Оптические константы оливина в пойкилоофитовых диабазах

№ образца	2V	Ng—Np	Ng	Fe ₂ SiO ₄ , %	Примечание
274/50	(--) 72, 74°	0,038	—	53	Среднезернистый диабаз
158/50	(—) 72	0,042	—	52	То же
220/52	(±) 90	0,039	1,724	14—16	Мелкозернистый диабаз

Таким образом, состав оливина сравнительно однообразен; это гилосидерит, по Винчеллу, или магнезиальный гортонолит — по Диру и Вагеру, т. е. минерал, занимающий примерно среднее место в оливиновой серии. Изредка наблюдается слабо выраженное зональное угасание.

Зерна оливина подвергаются в разной степени изменениям; нередко одни зерна бывают полностью изменены, другие лишь частично, будучи заключены в «рубашку» иддингсита. Преимущественно наблюдается перерождение в оранжевый иддингсит, реже — в зеленоватый, вероятно

более железистый, боулингит. Направление этого изменения, очевидно, связано с составом оливина (большая или меньшая степень железистости), но точными данными об этой связи мы пока не располагаем. Иддингсит иногда дает самостоятельные более крупные зерна двух типов — пластинчатые и волокнистые. Измерение в одном случае (обр. 118/52) дало $N_2 = 1,652 \pm 0,002$. В нем местами наблюдаются изотропные оранжево-желтые ядра хлорофита, окаймленные обычным иддингситом. Иддингситизация в более крупных зернах идет по трещинам и с краев, реже она начинается внутри кристаллов. В редких случаях наблюдались явления перехода оливина в бесцветный низкополяризующий серпентин или в тальк; в последнем случае — совместно с хлоритом (обр. 461, 484/50). Иддингситизация по времени представляла собой длительный процесс, начальные стадии которого были связаны еще с интрателлурической фазой кристаллизации. Сущность процессов иддингситизации связана с явлениями гидратизации оливина в условиях продолжающегося его роста, при взаимодействии с окружающим расплавом, содержащим некоторое количество летучих. Здесь, в частности, проявляется задерживающее, «консервирующее» действие вещества минерала, непосредственно окружающего оливин (в том случае, если зерно оливина полностью включено в кристалл пироксена или плагиоклаза); эти зерна оливина обычно более свежие. Процесс иддингситизации в целом характерен для приповерхностных, гипабиссальных фаций основной магмы, в частности для диабазов и эффузивных базальтов трапповой формации Тунгуски и других районов; серпентинизация, характерная для более глубоких фаций, здесь проявляется лишь как исключение.

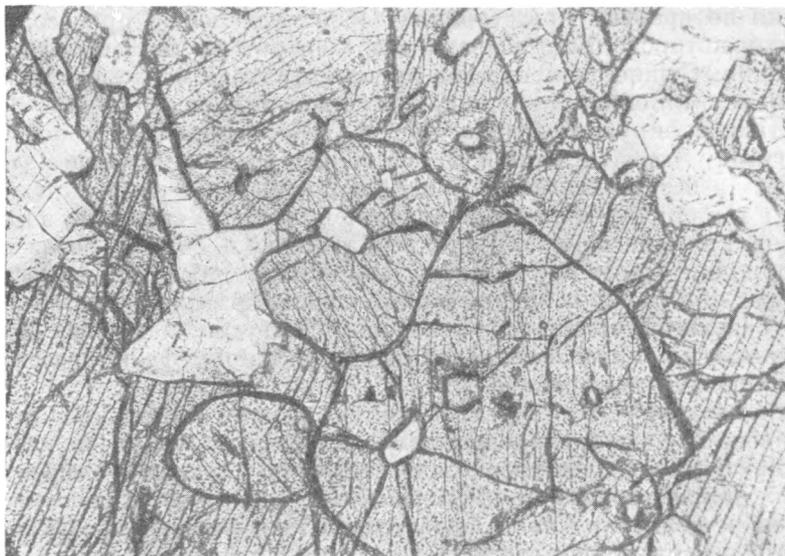
Плагиоклаз образует большей частью свежие кристаллы, почти совершенно не затронутые изменениями; в редких случаях он цеолитизирован. Лейсты полисинтетически сдвойникованы, большей частью по альбитовому, карлсбадскому и комплексному альбит-карлсбадскому законам. Тонкая полизональность свойственна мелким зернам. По величине кристаллы несколько варьируют даже в пределах одного шлифа. В более крупных кристаллах зональность имеет более разнообразный характер, проявляясь либо только по краям зерен, либо по всему разрезу кристалла. Мелкие зерна плагиоклазов идиоморфно включены в оливин (фиг. 71), что указывает на более раннее, по отношению к главной генерации, выделение этих зерен плагиоклаза. По составу более крупные кристаллы (во внутренней их, более однородной части) обычно близки к лабрадору № 52—60, хотя встречаются и более основные разновидности, вплоть до битовнита. Состав более мелких, количественно преобладающих лейст — также лабрадор, обычно № 48—55, с колебаниями в краевой зоне до кислого андезина. В отдельных случаях наблюдаются более крупные выделения зерен плагиоклаза одновременно двух типов: 1) незональные кристаллы состава лабрадор № 56 и 2) слабо повторнозональные кристаллы с составом в ядре: лабрадор № 60.

В одном из диабазов р. Чуни были обнаружены агрегаты сравнительно крупных зерен плагиоклаза состава № 38 (андезин), следовательно, также резко несоответствующие составу породы. Эти колебания в составе более крупных выделений плагиоклаза, а также их облик, резко отличный от лейстовидного облика плагиоклаза остальной части породы, могут свидетельствовать об их чуждом происхождении (ксенокристы из древних пород); в некоторых же случаях такого рода образования, вероятно, принадлежат к продуктам «протокристаллизации», по В. С. Соболеву.

По краям некоторых крупных выделений плагиоклаза наблюдается каемка из тончайших мирмекитовых прорастаний.

Калинатровый полевой шпат в виде тончайших каемок вокруг плагиоклаза наблюдается в исключительно редких случаях.

Моноклинный пироксен образует в большинстве случаев крупные пойкилокристы неправильной формы, прорезанные лейстами плагиоклаза, преимущественно по краям. Он отличается свежестью; в более метаморфизованных разностях отмечается карбонатизация. Зональное строение пироксена наблюдается в этой группе очень редко, как исключение, и выражается в неодновременном затухании в ядре и в краевой части зерен. По краям иногда присутствуют скопления мелких выделений магнетита. Минерал слабо окрашен в коричневато-фиолетовый цвет, часто почти бесцветен. Отмечаются случаи волнистого угасания (механические нарушения?). В пироксенах некоторых более крупнозернистых



Фиг. 71. Идиоморфные включения мелких действ плагиоклаза внутри зерен оливина. Река Чуя. Шлиф 270/52, $\times 90$, ник. ||

трапфов наблюдаются своеобразные струйчатые зоны из тончайших включений (газовых пузырьков?), часто продолжающихся в соседних, близко соприкасающихся пироксеновых кристаллах. Появление этих «струй» связано, повидимому, с поздними моментами кристаллизации.

Определения оптических свойств приведены в табл. 12.

Таблица 12

Оптические свойства клинопироксенов из пойкилофитовых диабазов

№ образца	(+) 2V	cNg	Ng	Np	Состав
245/50	44°	42°	—	—	En ₄₁ Wo ₃₇ Fs ₂₂
274/50	44, 46	38	—	—	En ₄₈ Wo ₃₈ Fs ₁₄
279/50	46	38	—	—	En ₄₇ Wo ₃₇ Fs ₁₆
205/52	46	36	1,698	1,671	En ₅₃ Wo ₃₇ Fs ₁₀
45/50	44	—	1,721	1,692	En ₃₉ Wo ₃₇ Fs ₂₄
454/50	44	40	—	—	En ₄₆ Wo ₃₇ Fs ₁₇

По этим данным, описываемые пироксены могут быть отнесены к пиджонит-авгиту или авгиту с пониженным углом оптических осей. Угол

2V в некоторых случаях в краевой части зональных кристаллов увеличивается, что, возможно, свидетельствует о повышении содержания железа.

Хлорито-серпентиновый базис играет значительную роль в составе пород описываемой группы. Здесь характерно тесное сочетание минералов неустойчивого состава с сильно колеблющимися оптическими свойствами и коллоидным обликом. Иногда эти образования слагают более или менее изометрические, обособленные участки, напоминающие псевдоморфозы по каким-либо минералам (например, по оливину); в других случаях они дают совершенно бесформенные мезостатические скопления, приближающиеся к миндалинкам. Чаще же всего имеется сочетание всех этих особенностей в пределах одного и того же шлифа. По своему генезису часть этих образований принадлежит к относительно более высокотемпературным продуктам позднемагматической стадии кристаллизации, примыкающим в этом отношении к описанным выше иддингситоподобным минералам, часть же принадлежит к более поздней фазе, представляя собой продукт гидратизации позднекристаллического остатка (бывшего стекловатого базиса).

С известной условностью здесь можно выделить следующие минеральные типы.

Хлорит-серпентин — зеленоватый, зеленовато-желтый, местами бесцветный, в форме листовато-чешуйчатых агрегатов, выполняющих промежуток между минералами. Характерны большей частью низкое двупреломление, слабый плеохроизм, неравномерное распределение окраски и вообще колебания оптических свойств. С хлоритами эти продукты сближаются по присутствию зеленой окраски, с серпентинами — по величине двупреломления, местами по своей бесцветности.

Серпентин — совершенно бесцветные, пластинчато-волокнистые образования, связанные большей частью с участками иддингсита; встречается относительно редко.

Хлорофейт — яржелтый или оранжевый минерал, большей частью изотропный или просветляющийся на отдельных участках, с тонкотрещиноватым строением. Он слагает участки, иногда похожие на ядра среди описанного выше хлорит-серпентина, представляя, очевидно, наиболее поздний или низкотемпературный продукт гидратизации. Местами же он почти целиком слагает мезостазис, вместе с тем замещая или вытесняя другие минералы. Нередко наблюдаются его постепенные переходы в иддингсит. Он дает постепенные переходы также и в стекло, реликты которого местами присутствуют. Часть эти образования должны быть отнесены к палагониту.

Стекло, в виде коричневатых-черных изотропных участков в промежутках, наблюдается здесь вообще редко (например, в обр. 454/50). Большой частью оно замещено вторичными продуктами гидратизации — хлоритом или хлорофейтом, отчасти также и другими минеральными образованиями — микропегматитом или цеолитом.

Пренит в виде тонкочешуйчатых агрегатов наблюдается изредка в мезостазисе.

Цеолит (натролит, анальцит) наблюдается также в одиночных случаях, обычно в виде тонких интерстициальных выделений, частью по плагиоклазу.

Апатит в очень мелких игольчатых зернах отмечается постоянно.

Титаномагнетит (точный состав в отношении содержания ильменитового компонента не установлен) является существенной составной частью диабазов и содержится обычно в количестве 3—4 и до 10% по объему и соответственно 5—7% и более по весу породы. Характерны два типа выделений: 1) игольчатые кристаллы ранних стадий и 2) изометрические

зерна неправильных очертаний, иногда ясно ксеноморфные к цветным минералам, отчасти и к плагиоклазу, принадлежащие, очевидно, в основном к наиболее поздним продуктам кристаллизации. Встречаются участки рудного вещества, сцементированного плагиоклазом (р. Северная Чуня).

Таблица 13

Химический состав пойкилофитовых диабазов

Компоненты	1		2	3	4	5		6		7
	вес. %	молек. колич.	вес. %			вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %
SiO ₂ . . .	47,34	788	48,12	49,39	48,78	49,43	823	48,40	806	47,72
TiO ₂ . . .	0,28	4	0,82	1,25	1,07	1,39	18	1,05	13	1,12
Al ₂ O ₃ . . .	18,06	178	16,69	14,93	15,82	14,17	139	15,27	150	15,69
Fe ₂ O ₃ . . .	1,12	71	12,56	12,55	11,99	2,97	19	1,84	11	2,56
FeO . . .	10,36	151f	—	—	—	10,26	142	8,74	121	10,62
MnO . . .	0,18	3	0,14	0,21	0,12	0,26	3	0,17	2	0,21
MgO . . .	7,21	160	7,57	7,53	9,79	6,21	155	9,23	230	7,43
CaO . . .	10,74	192	11,55	11,72	11,16	10,97	196	11,86	212	10,70
Na ₂ O . . .	1,31	211	—	—	—	1,75	28	1,37	22	1,70
K ₂ O + . . .	0,36	4f	1,88	2,31	1,64	0,77	6	0,47	5	1,27
H ₂ O— . . .	1,79	—	0,10	0,16	0,24	0,38	—	1,21	—	0,54
H ₂ O . . .	0,71	—	—	—	—	1,79	—	0,28	—	0,26
P ₂ O ₅ . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Cr ₂ O ₃ = 0,02
S . . .	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	CO ₂ = 0,25
С у м м а . . .	99,96	—	99,43	100,05	101,38	100,17	—	99,89	—	100,09

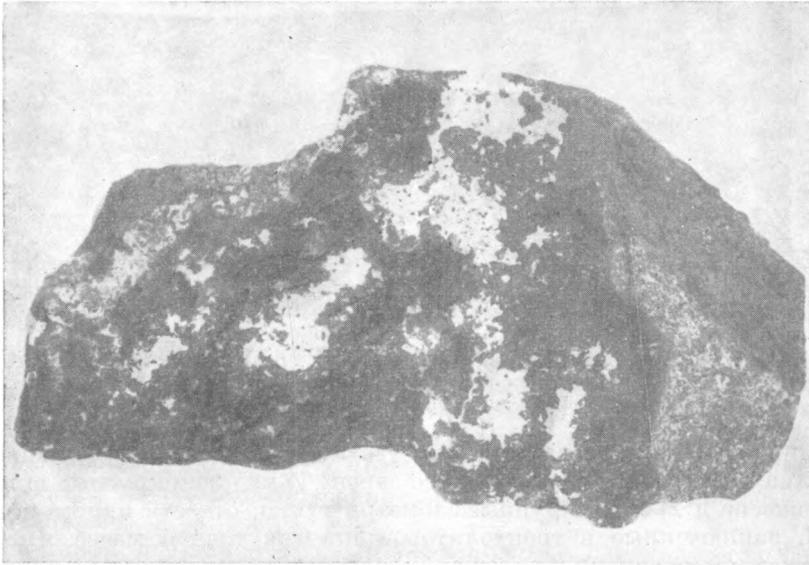
1—диабаз из мощной дайки, р. Северная Чуня близ устья р. Дельгун, обр. 361/51, анализ Л. М. Бычкова, ИГН Акад. Наук СССР; 2—диабаз из мощной дайки, левый берег Катанги в районе Крильков (по В. К. Хлебникову); 3—диабаз с р. Корды, ниже устья р. Курлемо, силл (?) (по М. Н. Благовещенской); 4—диабаз из силла, низовья р. Чуни (по М. Н. Благовещенской); 5—диабаз из силла, нижнее течение Поднаменной Тунгуски (по Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову); 6—диабаз из силла, район с. Палигус (по Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову); 7—диабаз из силла, р. Чуня, анализ Е. М. Ломейно.

Представление о химизме пойкилофитовых диабазов дают анализы, приведенные в табл. 13. В целом для описываемой группы характерно относительное постоянство и устойчивость химического состава. Наиболее устойчиво содержание кремнекислоты (47—49%), суммарного железа, окиси кальция и щелочей. Колебания в цифрах глинозема отражают некоторые колебания в содержании плагиоклаза на отдельных участках; содержание MgO устойчиво и не превышает 10%, что говорит об отсутствии повышенных концентраций оливина. Значительное содержание железа, при резком в то же время преобладании FeO над Fe₂O₃, свидетельствует о существенно железистом составе клинопироксена. Описываемые траппы в общем являются, таким образом, еще более железистыми, чем траппы Приангарья, на повышенную железистость которых обратил внимание еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Характерно сравнительно низкое содержание воды, обычно в пределах 1% и ниже. Определения содержания P₂O₅, к сожалению, не были сделаны, но судя по постоянному присутствию апатита, P₂O₅ должен всегда присутствовать.

Т а к с и т о о ф и т о в ы й т и п. Диабазы этого типа развиты обычно в составе интрузивных тел, сложенных в основном описанными выше пойкилофитовыми диабазами, слагая их краевые части, иногда — верхние

горизонты пластовых тел (например, в районе Вивинского хребта по Нижней Тунгуске), иногда — в апофизах мощных даек (например, в 45 км выше устья р. Тутончаны по Нижней Тунгуске). Для диабазов этой группы характерна неустойчивость структуры, обусловленная неравномерным, кучным (такситовым) распределением темноцветных и светлых компонентов, их обособленностью. Во внешнем их облике это сказывается в характерной пятнистости с чередованием светлых и темных участков, поперечник которых достигает иногда нескольких сантиметров (фиг. 72). В особенно сильной степени такситовое строение свойственно диабазам более кислой гибридной серии, подробнее рассматриваемых ниже. По существу эта структура является в известной мере переходной к описанной ниже

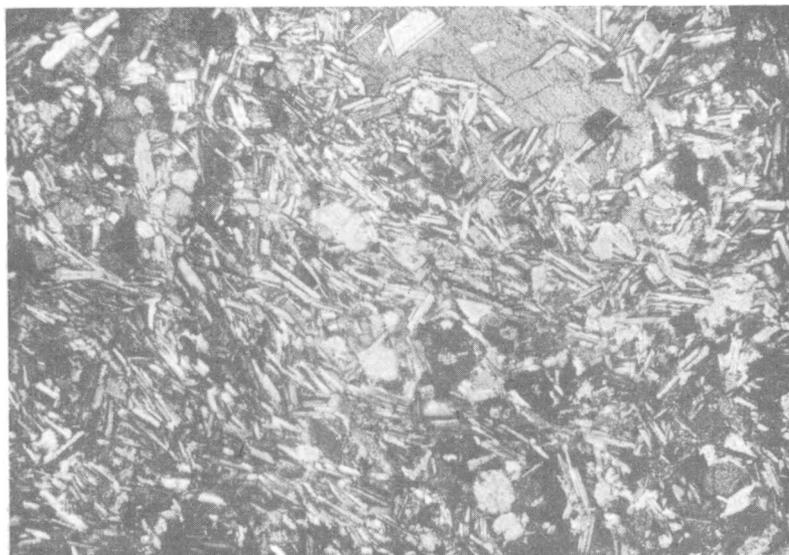


Фиг. 72. Такситовый диабаз (вид в штufe, 1 : 1). Нижняя Тунгуска, скалы Ремезова

петельчатой структуре, типичной для мелкозернистых толеитовых траппов малых интрузий. Характерно резкое пространственное обособление более крупных пойкилокристов пироксена, а иногда и целых скоплений их и выполнение оставшегося пространства мелкозернистым, отчасти трахитоидным агрегатом из лейст плагиоклаза и мелких округлых зерен оливина (фиг. 73), вплоть до образования целых лейкократовых обособлений. Эти лейкократовые участки, особенно в случае относительно высокого содержания в них оливина, приобретают местами характер троктолитовых диабазов, представляющих по составу аналоги глубинных троктолитов (подробнее ниже). Клинопироксен, встречающийся иногда в этих участках в подчиненном количестве, приобретает здесь не пойкилитовый, а призматический облик, свидетельствуя этим о своей принадлежности к другой генерации. Отмечается также местами присутствие продуктов изменения стекла — еще один признак неустойчивости и неравновесной кристаллизации данных пород.

Таким образом, колебания количественно-минералогического состава в этих породах весьма значительны, и подсчеты в шлифах обычного размера не могут дать средних цифр, а характеризуют скорее состав отдельных участков (табл. 14).

Подсчет в шлифе 264 отвечает троктолитовому участку, — содержание оливина здесь выше, чем пироксена; другие подсчеты ближе к пойкило-офитовым диабазам.



Фиг. 73. Таксито-офитовая структура в среднезернистом диабазе. Видно трахитоидное расположение мелких лейст плагиоклаза. Нижняя Тунгуска. Шлиф 160/50, × 20, ник. +

Оливин, как указывалось, присутствует местами в повышенных количествах. Отмечаются два типа его зерен: 1) мелкие округлые включения в пироксене и 2) более крупные изометрические, отчасти идиоморфные его зерна, заключенные в троктолитовой промежуточной массе. Возможно, что эти типы зерен принадлежат к различным генерациям оливина, что

Таблица 14
Количественно-минералогический состав таксито-офитовых диабазов (в объемных %)

Минералы	Обр. 242/52, р. Чуна	Обр. 160/50, с. Суслога	Обр. 264/50, Вивинский хребет	Обр. 265/50, Вивинский хребет	Обр. 517/50, Нижняя Тунгуска у с. Тутончана	Обр. 348/50, р. Таймура	Обр. 204/52, р. Нижний Чунок	Обр. 349/50, р. Таймура
Плагиоклав	60,1	57,2	61,5	47,0	53,1	55,2	56,4	59,6
Клинопироксен	30,5	23,6	14,3	35,2	21,9	27,1	31,8	24,4
Оливин	—	9,4	15,1	9,7	2,7	11,2	4,0	5,1
Иддингсит	4,2	—	—	—	5,9	—	0,3	—
Хлорит и хлорофент .	2,2	3,8	4,4	5,1	—	—	6,1	7,9
Стекло и продукты его изменения	—	2,6	—	—	16,4 (изменен- ный пироксен)	3,7	—	
Титаномагнетит	2,9	3,3	4,7	3,0	—	2,8	1,4	3,0

подтверждается некоторым различием в их оптических свойствах. Свободные (не включенные в пироксен) зерна оливина нередко образуют скопления.

Иддингсит, обычно в виде широкой оранжевой каймы, охватывающей зерно оливина, развивается как вокруг свободных зерен оливина, так и вокруг зерен, включенных в пироксен; таким образом, явления гидратации частично предшествовали процессам нарастания пироксенового вещества на кристаллы оливина. Чаще, однако, свободные, не включенные в пироксен зерна изменены сильнее. Наблюдаются переходы и в иддингсит и в боулингит, иногда в хлоритоподобные зеленые колломорфные образования. Измерения оливина показывают следующее (табл. 15).

Т а б л и ц а 15

Оптические константы

№ образца и место ваятин	2V	Ng—Np	Nm	Fe ₂ SiO ₄ , %
264/50, р. Виви	(—) 85°	0,042	—	26
166/52, р. Чуня	(+) 88	—	1,717	32

По терминологии А. Винчелла (1953), — это хризолит, более магнетизальный, чем оливин в нормально пойкилоофитовом типе трапшов (см. выше).

Плаггиоклаз — в мелких полизональных лейстах, всегда свежий; в некоторых случаях присутствуют одновременно кристаллы различных размеров. Так, в шлифе 264 отдельные таблички достигают 1,5 мм длины и, вероятно, принадлежат отчасти к более ранней генерации. По составу — в ядре лабрадор около № 50; в краевой части — до андезина.

Отмечались ничтожные по толщине каемочки калиевого полевого шпата на плаггиоклазе.

Клинопироксен присутствует в пойкилокритах, изредка также и в мелких призмочках; иногда замечен катаклиз (табл. 16).

Т а б л и ц а 16

Оптические константы

№ образца и место ваятин	(+) 2V	cNg	Ng—Np	Состав
264/50	46, 48°	40°	0,030	En ₄₆ Wo ₃₉ Fs ₁₅
265/50	45, 46	41	0,027	En ₄₄ Wo ₃₉ Fs ₁₇
160/50, скалы Суслова	40, 42	40	0,030	En ₄₈ Wo ₃₄ Fs ₁₈

Пироксен, таким образом, в общем аналогичен описанному выше пиконит-авгиту нормальных диабазов.

Хлорит является постоянной составной частью. Он развивается преимущественно мезостатически и в этом случае является мелкочешуйчатым, сферолитовым или волокнистым, зеленоватым, с колеблющимся двупреломлением; иногда также выполняет участки по зернам пироксена (?) и тогда имеет пластинчатый, почти изотропный вид.

Стекло буроватое, с низким светопреломлением, большей частью замещено хлоритом. Титаномagnetит обычно развит в виде крупных неправильных зерен, иногда дает прорастания с клинопироксеном (обр. 253). Присутствует также апатит в виде мелких иголок; изредка наблюдается цеолит в виде буроватых выделений в интерстициях.

Представление о химическом составе таксито-офитового диабазов дают два анализа (табл. 17).

Таблица 17

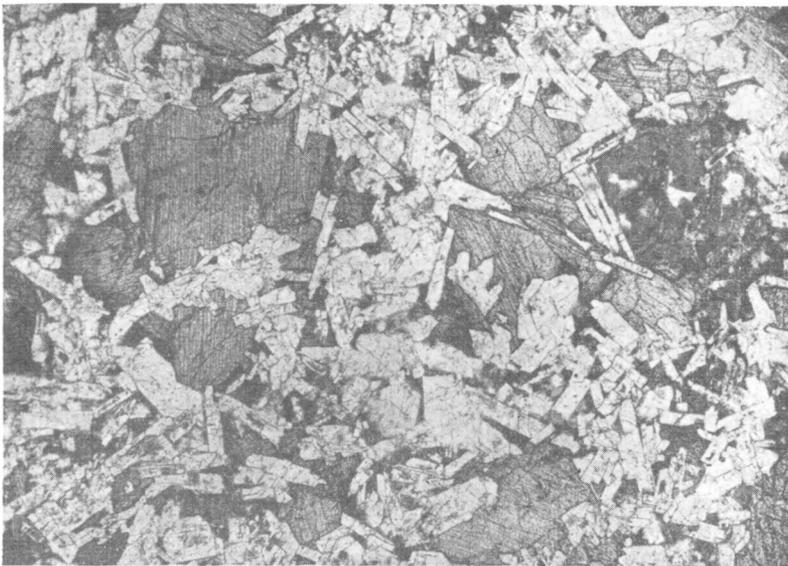
Химический состав таксито-офитовых диабазов

Компоненты	Северная Чуя близ устья р. Ирбакон, обр. 361/52 из мощной дайки. Аналитик Л. М. Бычкова		Ниже с. Байнит, обр. 302/52 из силла, слегка цеолитизирован. Аналитик П. Н. Нисенбаум		Рена Чуя, обр. 205/52 из силла, осветленный (лейкократовый) участок. Аналитик Е. М. Помейко
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %
SiO ₂	✓ 47,32	788	↙ 46,58	773	✓ 49,68
TiO ₂	0,28	4	1,65	20	0,86
Al ₂ O ₃	18,88	184	15,59	153	24,74
Fe ₂ O ₃	1,94	12	1,92	12	2,25
	11,50	160	11,59	161	3,85
MnO	0,12	2	0,18	3	0,09
MgO	7,33	183	7,63	189	2,36
CaO	10,64	190	10,84	210	12,24
Na ₂ O	1,15	18	2,05	32	2,78
K ₂ O	0,27	3	0,93	10	1,00
H ₂ O ⁺	0,18	—	0,92	—	0,22
H ₂ O ⁻	0,55	—	—	—	0,10
P ₂ O ₅	Не опред.	—	—	—	—
CO ₂	Не опред.	—	—	—	0,20
S	Следы	—	—	—	Cr ₂ O ₃ = 0,005
Сумма	100,11	—	99,88	—	100,37

В целом состав таксито-офитовых диабазов оказывается близким к составу описываемых ниже троктолитовых диабазов. Лейкократовый участок породы обогащен плагиоклазом, что сказалось в повышенном содержании глинозема.

Призматически-офитовый тип. Породы этого типа, в противоположность пойкилоофитовым диабазом, слагающим крупные тела, развиты больше в составе мелких тел и в отдельных участках среди пойкилоофитовых диабазов. Таковы пластовые тела мощностью 4—5 м, залегающие в агломератных туфах в обнажении по Нижней Тунгуске, в 48 км выше устья р. Тутончаны. Эти породы содержат миндалинки хлорита и цеолита. В других случаях, например по р. Тутончане, в скалах Березина по Нижней Тунгуске, призматически-офитовые диабазы, имеющие здесь макроскопически характерный игольчатый облик, слагают отдельные прослои или линзы, а иногда и округлые шпироподобные участки среди более крупнозернистых диабазов обычного пойкилоофитового типа. Представление о пространственных соотношениях всех этих типов диабазов дают зарисовки, приведенные выше — в геологическом очерке.

Основными особенностями диабазов этой группы являются: их относительно менее полная раскристаллизованность по сравнению с пойкилоофитовыми диабазами и, в связи с этим, большее относительное развитие промежуточного мезостаза, появление иногда миндалинок, идиоморфное развитие (наряду с плагиоклазом) у кристаллов клинопироксена, часто также флюидальное расположение удлиненных кристаллов обоих этих компонентов (фиг. 74). Такого рода пилотакситовая структура хорошо заметна на фиг. 75. Типично также зональное строение зерен пироксена. По своему минералогическому составу призматически-офитовые диабазы



Фиг. 74. Призматически-офитовая структура в габбро-диабазе.
Река Чуня. Шлиф 225/52, $\times 20$, ник. ||



Фиг. 75. Субпараллельное (трахитоидное) расположение лейст
плагноклаза в пегматоидном диабазе. Река Чуня, нижнее течение.
Шлиф 254/52, $\times 10$ ник. +

в среднем несколько более лейкократовые, чем пойкилоофитовые (см. табл. 18).

Таблица 18

Количественно-минералогический состав призматически-офитовых диабазов
(в объемных %)

Минералы	Обр. 256/52, с. Байкит	Обр. 138/50, р. Нидым	Обр. 652/50, скала Березина Нижняя Тунгуска
Плаггиоклаз	55,1	64,7	63,4
Клинопироксен	29,1	12,3	26,2
Оливин	5,9	8,1	5,4
Стекло и продукты его изменения	4,9	8,8	3,0
Титаномагнетит	4,9	6,1	2,0

Оливин, в зернах различной величины, часто идиоморфных, иногда целиком включенных в плаггиоклаз (обр. 138), охвачен оболочкой из иддингита или целиком им замещен.

Плаггиоклаз, в узких, резко зональных лейстах, — по составу лабрадор № 50—55 (в ядре).

Клинопироксен образует узкие идиоморфно-призматические кристаллы с зональным строением; угол погасания возрастает от краев к центру зерен, угол оптических осей также возрастает в этом направлении. Измерения дают для центральных частей зерен:

№ образца и место взятия	(+) 2V	cNg	Ng	Np	Состав
138/50, р. Нидым	48°	48°	1,731	1,699	$En_{29}Wo_{38}Fs_{33}$
652/50, р. Тутончана	50	46	—	—	$En_{30}Wo_{37}Fs_{33}$

В небольшом количестве присутствуют местами мельчайшие листочки биотита, с резким плеохроизмом, нарастающие на титаномагнетит (обр. 138).

В мезостазице расположен бурый, сильно хлоритизированный, первоначально стекловатый остаток, изотропный или слабо поляризующий, с мельчайшими кристалликами или микролитами апатита, титана, магнетита.

Хлорит развивается по стекловатому мезостазицу, и кроме того, иногда образует отдельные миндалинки. В составе последних местами развивается также белый эмалевидный цеолит типа натролита, образующий тонковолокнистые и сферолитовые агрегаты.

В избытке развит титаномагнетит в виде тончайших игольчато-елочных сростков или отдельных кристаллов скелетного строения.

Химический состав двух образцов призматически-офитовых диабазов приведен в табл. 19.

При сравнении с анализами предыдущих типов диабазов здесь отчетливо выступает повышенная железистость (в особенности — повышение окисного железа) и пониженное содержание магнезии.

Пегматитный тип. К этой группе принадлежат относительно крупнозернистые разности траппов, характеризующиеся субидиоморфным развитием кристаллов клинопироксена (при обычном лейстовидном развитии у кристаллов плаггиоклаза). Породы этой группы являются, таким образом, как бы промежуточным звеном между ранее описанными

Химический состав призматически-офитовых диабазов

Компоненты	Правый берег Большой Еремы ниже Берейми, обр. 517(5) из силла. Аналитик Е. М. Помейно		Поднаменная Тунгуска у Кривлянов, обр. 128/52 из силла. Аналитик П. Н. Нисенбаум	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO ₂	47,98	800	48,24	802
TiO ₂	1,17	15	1,65	21
Al ₂ O ₃	15,73	154	15,13	148
Fe ₂ O ₃	4,57	29	3,53	22
FeO	8,36	116	9,41	131
MnO	0,21	3	0,14	2
MgO	5,17	129	6,60	164
CaO	11,00	196	10,84	193
Na ₂ O	2,36	38	2,13	34
K ₂ O	0,58	6	0,74	7
H ₂ O ⁺	1,48	—	0,76	—
H ₂ O ⁻	1,12	—	0,84	—
S	Следы	—	—	—
Сумма	99,73		100,01	

призматически-офитовыми диабазами (отличаясь от них крупнозернистостью) и охарактеризованными ниже диабаз-пегматитами (отличаясь более устойчивой структурой, а также тем, что, в отличие от диабаз-пегматитов, они слагают более значительные по размерам участки). Эти породы обычно сочетаются с нормальными диабазами в пределах одного и того же тела, возможно, слагая более глубокие его части (например, в лакколитообразной залежи Соболиного хребта на Нижней Тунгуске, в мощном силле ниже впадения р. Таймуры); в других случаях они слагают отдельные самостоятельные тела, как, например, интрузии района Учамского порога по Нижней Тунгуске, некоторые дайки в туфах по Нижней Тунгуске, Чуне и Тычане.

Пегматоидные диабазы представляют собой породы грубозернистого, иногда неравномернозернистого облика. По своему минералогическому составу они несколько отличаются от типа обычных офитовых диабазов малым содержанием оливина или отсутствием его и появлением в мезостазисе комплекса позднемагматических минералов. Для структуры пород характерен резкий идиоморфизм призматических или же неправильно-изометрических кристаллов клинопироксена; иногда она является промежуточной между габровой и офитовой. Местами присутствуют шпировые скопления более крупных зерен плагиоклаза.

Количественно-минералогический состав приведен в табл. 20.

Состав пород, как видно это из таблицы, более устойчив, чем состав пойкилоофитовых траппов, с колебаниями в более узких пределах; это подтверждает правильность выделения этой группы диабазов в самостоятельный тип.

Оливин обычно дает мелкие зерна, сильно замещенные вторичными продуктами. Лишь в обр. 352/50 (район устья Таймуры) он образует относительно крупные зерна, частично замещенные идингситом или зеленым, низко поляризующим боулингитом, местами — тальком.

Плагиоклаз представлен нередко в зернах двух поколений: 1) крупных таблитчатых сложнзональных, часто собранных в скопления, и 2) обычных

Количественно-минералогический состав пегматоидных диабазов
(в объемных %)

Минерал	Обр. 334/50, р. Таймура	Обр. 689/50, Соболиный хребет, Нижняя Тунгуска	Обр. 646/50, скала Березина на Нижней Тунгуске
Плагиоклаз	51,0	52,6	55,9
Клинопироксен	21,5	26,4	28,1
Оливин	1,2	4,8	5,6
Иддингсит	6,4	—	—
Хлорит	13,5	—	6,4
Мезостазис	—	4,7	—
Титаномагнетит	6,4	11,5	4,0

полizonальных узких лейст. По составу это в обоих случаях лабрадор. Наблюдается его частичное замещение хлоритом и цеолитами.

Зерна клинопироксена имеют, как правило, призматические очертания, но являются ксеноморфными по отношению к более мелким лейстам плагиоклаза. По краям зерен обычно видна зональность, изредка — нарастание мелких волокон актинолита. Измерения дают:

№ образца и место взятия	(+) 2V	cNg	Ng—Np	Состав
662/50, Нижняя Тунгуска	54, 56, 58°	43°	0,026	En ₂₄ Wo ₄₂ Fs ₃₄

По этим данным можно предполагать повышение содержания геденбергитовой молекулы в клинопироксене. В краевых частях зональных кристаллов угол погасания возрастает, что говорит в пользу повышения содержания в них железа.

Постоянно присутствует мезостазис, главную роль в составе которого играют хлорит и микропегматит. Местами в нем имеются реликты буроватого стекла, а также скопления яркожелтого хлорофейта. Количество мезостазиса местами достигает 40% объема породы. Микропегматит имеет

Таблица 21

Химический состав пегматоидного диабаза из верхней части нижнего Байкитского силла (обр. 254/52, аналитик П. Н. Нисенбаум)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	50,16	834
TiO ₂	1,41	17
Al ₂ O ₃	16,50	162
Fe ₂ O ₃	1,90	12
FeO	7,95	110
MnO	0,14	2
MgO	5,99	149
CaO	11,35	202
Na ₂ O	2,29	37
K ₂ O	0,80	9
H ₂ O ⁺	1,00	—
H ₂ O ⁻	0,44	—
Сумма	99,93	—

чрезвычайно тонкую структуру, содержит обычно игольчатые кристаллики рудных минералов и более крупные и редкие зерна клинопироксена, сростающиеся в пучки.

Хлорит-серпентин — зеленоватый, почти бесцветный и почти изотропный, в пластинчатых или веерообразных сростках, часто с включением иголочек апатита.

В шлифе 662 отмечался в миндалинках анальцим.

Титаномагнетит образует груборешетчатые или пегматоидные прорастания с хлоритом и с краевыми частями зерен клинопироксена (шлиф 334). В шлифе 339 наблюдаются очень крупные скелетные его выделения, в ячейках

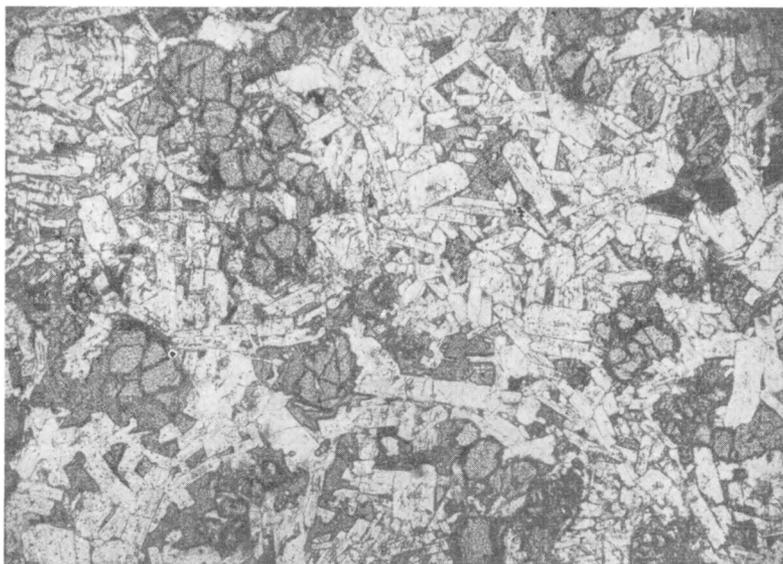
которых находится слабо двупреломляющий слюдисто-хлоритовый агрегат.

Хлорофенит образует неправильные скопления яркожелтого цвета; по краям в них иногда заметно слабое двупреломление, в остальной части они изотропны; в мезостазисе иногда он оконтуривается узкой каемкой из магнетита и окаймляется зоной из хлорита и микропегматита. Участки хлорофенита местами напоминают по форме зерна оливина и частично возникают в качестве псевдоморфоз по ним.

Химический состав пегматоидного диабаз приведен в табл. 21. В целом он обнаруживает близость к составу призматически-офитовых диабазов, отличаясь несколько повышенным содержанием SiO_2 и Al_2O_3 (увеличение полевошпатовой составной части). Спектральные анализы дают относительно заметные содержания меди, кобальта и ванадия.

Троктолитовые диабазы

Диабазы этой группы не образуют самостоятельных тел, а тесно связаны с описанными выше такситовыми вариациями диабазов, слагая



Фиг. 76. Троктолитовый диабаз. Река Чуня, нижнее течение.
Шлиф 2876/52, $\times 20$, ник. ||

отдельные участки трапповых тел, в которых, благодаря тем или иным процессам, происходила перегруппировка минеральных компонентов. Встречаются преимущественно в западной части района (по Нижней Тунгуске западнее с. Чисково). Слагают верхнюю часть мощного Байкитского силла.

Структура офитовая, в случае же более крупнозернистых разностей — сочетается с габброидной, иногда стоит ближе к порфиroidной благодаря наличию относительно более крупных зерен оливина (фиг. 76). Для мелких лейст плагиоклаза зачастую характерно трахитоидно-флюидальное их расположение. В некоторых троктолитовых диабазах по р. Чуне отмечаются случаи развития центрической структуры, с группированием мелких выделений пироксена вокруг более крупных зерен оливина, несущих иногда при этом бластический характер (прорастания через зерна

других минералов). Постоянно присутствует мезостази с хлоритом, хлорофенитом, тальком и актинолитом.

В минералогическом составе главную роль играют оливин, плагиоклаз, в переменном количестве — клинопироксен. Крайние по составу разновидности, относительно обогащенные последним, приближаются к типу пикристов. Качественно-минералогические отношения приведены в табл. 22. Характерно повышенное содержание оливина и пониженное — клинопироксена. Интересно сравнительно невысокое содержание рудного минерала.

Таблица 22

Количественно-минералогический состав троктолитовых диабазов
(в объемных %)

Минералы	Обр. 637/50. Стала Березина		Обр. 462/50. с. Чисново		Обр. 643/150 и 644/50. Стала Березина		Обр. 688/50. хр. Соболиный		Обр. 273/52. район с. Байкит		Обр. 86/52		Обр. 82/52		Обр. 87/52		Обр. 74/52		Обр. 156/52, устье р. Кюмо. Подкаменная Тунгуска
	Нижняя Тунгуска						река Чуя												
Плагиоклаз . . .	63,0	58,8	64,5	61,7	53,2	61,4	54,8	58,5	51,5	50,7	47,9								47,9
Клинопироксен .	22,3	16,5	19,6	25,3	20,3	10,8	25,9	16,6	22,0	17,4	17,3								17,3
Оливин	6,9	11,1	10,7	8,9	18,5	18,8	14,3	17,2	21,2	28,8	32,6								32,6
Хлорит	5,7	10,4	4,1	2,7	3,6	2,6	2,0	14,6	0,9	2,1	—								—
Биотит	—	—	—	—	—	1,7	1,0	—	2,7	—	1,0								1,0
Титаномагнетит .	2,2	3,1	1,1	1,3	4,5	4,7	2,0	3,1	(+ илдингсит)	1,7	(+ илдингсит)								1,2

Зерна оливина имеют различные, иногда сравнительно большие размеры (до 1,2 мм). Определение в обр. 167/49 (р. Чуя) дает: $Ng=1,696 \pm \pm 0,003$; $Nr=1,660 \pm 0,003$, что соответствует содержанию 12% Fe_2SiO_4 , т. е. указывает на сравнительно магнизиальный состав. Обычно присутствует каемка илдингсита. Некоторые более мелкие зерна замещались илдингситом, повидимому изнутри кнаружи, в следующем порядке: серпентин (в ядре) → илдингсит → тальк. По краям зерен иногда заметна слабая зональность.

Плагиоклаз — в свежих, полигональных кристаллах; измерения дают для ядра сравнительно основной состав, близкий к битовниту: № 67, 70 (обр. 100/49, р. Чуя), № 77 (обр. 85/52, р. Тычана), № 76 (обр. 153/49, с. Байкит).

Клинопироксен образует небольшие, ксеноморфные зерна; в единичных случаях отмечалось присутствие ромбического пироксена, нарастающего на оливин, иногда с вростками клинопироксена по краям.

В сравнительно большом количестве присутствует оранжевый хлорофенит, образующий скопления. Имеются обильные, но обычно очень тонкие игольчатые выделения титаномагнетита, дающие сростания с мелкими листочками биотита, актинолита и талька. Вообще характерно постоянное присутствие небольшого количества биотита в свежих листочках; они обычно нарастают на рудный минерал. Присутствуют также апатит, сфен. В некоторых шлифах наблюдались каплеобразные обособления бурочерного стекловатого вещества, слабо действующего на поляризованный свет, содержащего тончайшие микролиты пироксена и плагиоклаза.

Химический состав троктолитовых диабазов представлен в табл. 23.

Характерно пониженное, по сравнению с обычным трапшом, содержание кремнекислоты и повышенное магнезии и глинозема, что и следовало ожидать, исходя из особенностей минералогического состава породы.

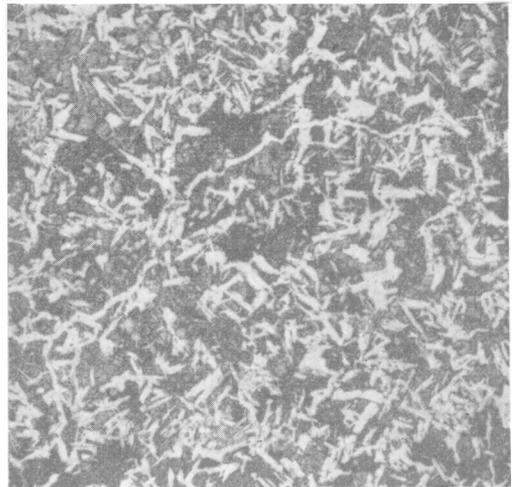
Химический состав троктолитовых диабазов

Компоненты	Нижнее течение р. Чуни, обр. 190/49 из силла. Аналитик П. Н. Нисенбаум		Подкаменная Тунгуска ниже с. Байнит, обр. 269/52 из силла. Аналитик П. Н. Нисенбаум	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO ₂	46,78	779	46,64	774
TiO ₂	0,73	9	1,41	17
Al ₂ O ₃	19,31	189	17,74	173
Fe ₂ O ₃	1,43	9	0,63	4
FeO	9,69	135	11,14	155
MnO	0,27	4	0,16	2
MgO	8,09	201	8,50	211
CaO	10,80	193	10,10	180
Na ₂ O	1,92	31	2,20	35
K ₂ O	0,52	5	0,70	7
H ₂ O ⁺	0,68	—	0,72	—
H ₂ O ⁻	0,16	—	0,08	—
V ₂ O ₅	0,01	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,04	—	—	—
С у м м а . .	100,43	—	100,02	—

*Породы малых трапповых тел
и краевых зон крупных тел*

Долериты

Долериты слагают мелкие жилы, дайки, краевые части и апофизы более крупных трапповых тел, преимущественно секущего типа; широко представлены в составе мелких трапповых тел по р. Чуни, отчасти по Нижней Тунгуске. Они представляют собой плотные, темные мелкозернистые породы. Средний размер кристаллов плагиоклаза 0,2—0,3 мм (длина). Структура — долеритовая; мелкие, по большей части изометрические зерна клинопироксена зажаты в промежутках между тонкими лейстами плагиоклаза; на отдельных участках порода принимает пилотакситовый, местами долерит-порфиритовый характер. Передко наблюдается присутствие мелких округлых сростков звездчатого строения, состоящих из чередующихся призматических выделений плагиоклаза и пироксена (фиг. 77).



Фиг. 77. Долерит. Среднее течение р. Чуни.
Шлиф 320/52, × 20, ник. ||

Оливин присутствует в очень малом количестве и сильно разложен. Клинопироксен — того же типа, что и в среднезернистых диабазах, имеет в среднем несколько более заметную коричневатую окраску.

Диабазовые порфириды

В эту группу входят плотные черные, обычно афанитового облика породы микрокристаллического или порфирового строения, слагающие в составе интрузивной фации траппов обычно или маломощные жилы (например, жилу в обнажении по Нижней Тунгуске ниже устья Таймуры), или краевые части более мощных жил, сложенных обычными оливиновыми диабазами, или краевые, иногда прилегающие к кровле части силлов (обнажение по Нижней Тунгуске в устье Датыкты, в районе скалы «Уловный Камень» и др.).

Структура — порфировидная, причем вкрапленники принадлежат почти исключительно плагиоклазу, изредка (более мелкие) — оливину. Встречаются в отдельных участках также разности афирового строения, лишенные вкрапленников. Основная масса породы по преимуществу микропиритовая, в более плотных разностях — интерсертальная или гиалопилитовая, часты переходы к толеитовой структуре, нередки проявления миндалекаменного строения; в более полно раскристаллизованных разностях основная масса приобретает офитовую или таксито-офитовую структуру.

По минералогическому составу породы этой группы аналогичны среднезернистым диабазам нормального ряда; местами здесь больше хлоритового мезостазиса. Количественно-минералогический состав приведен в табл. 24.

Таблица 24

Количественно-минералогический состав диабазовых порфиридов
(в объемных %)

Минералы	Обр. 506/50, р. Тутончана	Обр. 491/50, устье р. Чинты
Плагиоклаз	56,4	41,6
Пироксен	34,1	32,4
Оливин	3,9	3,1
Хлорит	3,3	10,3
Измененный пироксен	—	10,9
Титаномагнетит	2,2	1,6

Оливин развит в округлых зернах различных размеров, большей частью идиингситизирован; иногда по трещинкам заметно перерождение в массу тальково-серпентинового состава, реже наблюдается одновременный частичный переход в зеленоватый боулингит, причем преимущественно у мелких зерен, тогда как крупные зерна сохраняются в относительно более свежем состоянии.

Порфировые выделения плагиоклаза обычно незональны или обладают зональностью лишь по краям, в виде кислой каемки с промежуточной кольцевой замутненной зоной (например, обр. 289/50); иногда замутнение захватывает все ядро. Внешняя кайма зерен иногда имеет с ядром резкую извилистую границу и производит впечатление позднейшей реакционной оболочки (обр. 542/50). В отдельных более крупных кристаллах иногда наблюдается тонкое полизональное строение, промежуточные кольцевые зоны в них бывают выполнены многочисленными мелкими идиоморфными кристалликами клинопироксена. Некоторые крупные зерна плагиоклаза, вероятно, принадлежат к ксенокристам — посторонним включениям, судя по их неровным обломочным контурам. Кислая оболочка обнаруживает признаки разрастания, врезааясь в промежуточную массу. Изредка

отмечается альбитизация вкрапленников. Определения состава вкрапленников приведены в табл. 25.

Плагиоклаз в основной массе развит в виде обычных тонких, сильно зональных лейст; свежий, по составу принадлежит к лабрадору.

Клинопироксен образует или относительно более крупные офитовые выделения (в более раскристаллизованных разностях), или, чаще, мелкие изометрические или призматические кристаллики в основной массе. В последних наблюдается ясная коричневатая окраска, иногда неравномерное угасание. Определения показывают следующее (табл. 26).

Таблица 25
Состав вкрапленников плагиоклаза в диабаз-порфирите

	Обр. 278	Обр. 218	Обр. 178
№ Pl:			
Ядро . . .	50	52	70,75
Край . . .	30	—	—
	На плоском столике		На федоровском столике

Оптические константы

Таблица 26

№ образца и место взятия	(+) 2V	cNg	Ng-Np	Состав
504/50, р. Тутончана .	44, 44°	42°	0,024	En ₄₁ Wo ₃₆ Fs ₂₃
506/50	42	40	0,027	En ₄₄ Wo ₃₆ Fs ₂₀
178/50	44, 46	42	—	En ₃₆ Wo ₃₇ Fs ₂₇

Таким образом, свойства пироксена близки к таковым у пироксенов среднезернистых диабазов. В одном случае отмечается слабая зональность.

Таблица 27

Химический состав диабазовых порфиритов и иддингситово-хлоритовых диабазов

Компоненты	Диабазовые порфириты, П. Тунгуска выше устья Тетэре (по Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову, 1934)				Иддингситово-хлоритовый диабаз из дайки П. Тунгуска. Аналитик Е. М. Помейно	
	жила мощностью 2 м		жила мощностью 10—30 м		краевая часть	средняя часть
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	
SiO ₂	48,15	802	48,02	800	47,63	48,19
TiO ₂	1,66	20	1,55	19	1,17	1,17
Al ₂ O ₃	15,24	149	15,28	150	15,33	15,91
Fe ₂ O ₃	1,58	10	3,64	23	3,97	4,10
FeO	11,10	154	7,99	111	6,89	7,83
MnO	0,16	2	0,12	2	0,18	0,18
MgO	5,82	145	5,88	147	6,95	5,90
CaO	10,87	194	10,15	181	10,27	11,09
Na ₂ O	2,19	35	2,15	34	2,18	1,28
K ₂ O	0,79	9	0,71	7	1,00	1,44
H ₂ O+	1,77	—	1,80	—	1,94	0,88
H ₂ O-	0,72	—	2,66	—	2,52	1,24
					CO ₂ = 0,27	CO ₂ = 0,45
Сумма . . .	100,05	—	99,95	—	100,30	99,68

Значительную роль в составе интерсертальной основной массы играет буроватое или желтоватое вулканическое стекло или продукты его изменения; стекло развито в интерстициях, изотропно, содержит микролиты клинопироксена, апатита, местами скопления листоватого хлорита и пластинчатого светлозеленого актинолита; выделения последнего иногда врезаются в пироксен, замещая его с краев. Титаномагнетит присутствует в виде крупных неправильных зерен. В миндалинках имеются хлорит и изредка также (совместно с хлоритом) биотит (обр. 285).

Химические анализы диабазовых порфиритов, заимствованные из литературы, приведены в табл. 27.

В целом, как видно, наблюдается значительное сходство состава диабазовых порфиритов с составом среднего типа траппов крупных интрузий. Отличием является относительно повышенное содержание окисного железа по сравнению с закисным и повышенное содержание воды. То и другое, повидимому, связано с усиленной ролью хлорита в составе этих пород.

Иддингситовые диабазы

Этот тип мелкозернистых диабазов, богатых хлоритом и иддингситом, тесно связан взаимными переходами с долеритовыми и толейтовыми диабазами, встречаясь с ними совместно обычно в пределах одного и того же интрузивного тела; изредка они слагают и самостоятельные небольшие тела, в особенности по Нижней Тунгуске (дайки в 15 км ниже устья Таймура, тонкий силл ниже с. Чисково), мелкие тела в туфах по Чуне и Подкаменной Тунгуске. Характерна общая сильная хлоритизация, полное перерождение оливина, присутствие измененного стекловатого базиса, присутствие миндалин. Структура офитовая.

Количественно-минералогические подсчеты приведены в табл. 28.

Таблица 28

Количественно-минералогический состав иддингситовых диабазов
(в объемных %)

Минералы	Обр. 363/50	Обр. 362/50	Обр. 364/50	Обр. 341/50, Нижняя Тунгуска	Обр. 234/52, р. Чунку	Обр. 670/50, Нижняя Тунгуска, район с. Но- гинска
	р. Учамы					
Плагиоклаз	59,9	53,7	55,9	53,9	54,5	56,1
Клинопироксен	18,8	28,6	22,6	18,8	32,6	25,4
Оливин + иддингсит	5,9	8,9	9,5	26,2	6,8	4,7
Хлорит	13,5	0,9	10,3		3,8	11,4
Титаномагнетит	1,9	7,9	1,7	1,1	2,3	2,4

Таким образом, в целом соотношения те же, что и в полнокристаллических траппах крупных тел; отличия заключаются в усиленном развитии минералов хлорит-иддингситовой группы.

Оливин сильно изменен, по большей части полностью замещен иддингситом. Плагиоклаз по составу основной, резко зональный, с хлоритизированными кольцевыми зонами, частью альбитизирован.

Особенности остальных минералов те же, что и в траппах пойкилоофитового типа крупных тел.

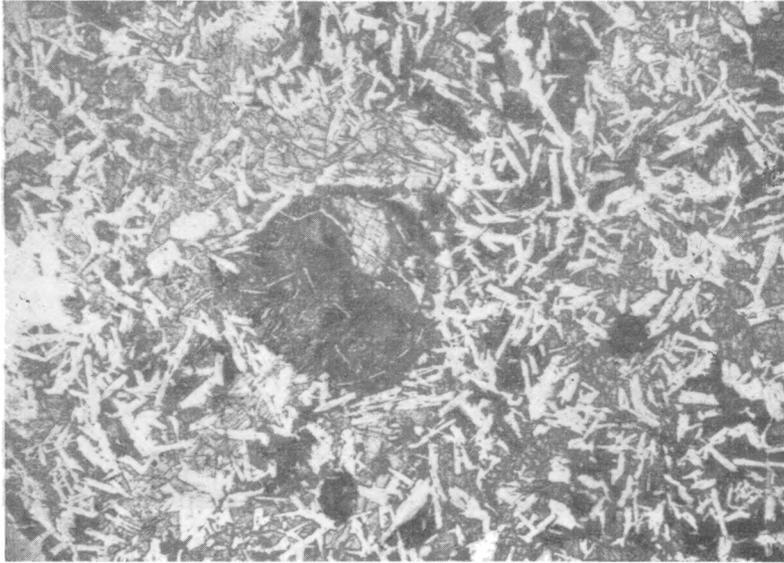
Химический состав (см. табл. 24) характеризуется несколько повышенным содержанием воды и окисного железа (по сравнению с типом нормального пироксенового траппа).

Толейтовые диабазы

Этот тип диабазов, характерный для тонких силлов, отчасти для даек и апофиз крупных тел, обладает значительным сходством с соответствующими породами эффузивных покровов, подробно описанных выше. Как и там, характерно также развитие петельчатой структуры, с присутствием измененного стекловатого базиса в промежутках между пойкилокристами и сростками плагиоклаза и пироксена. В более тонких разностях толейтов, приближающихся уже к базальтам, наблюдается местами интерсертальная структура.

Оливин сильно изменен и встречается в мелких округлых зернах.

Клинопироксен — коричневатый, иногда с ясно выраженной зональностью; он, наряду с пойкилокристами, часто дает звездообразные сростки. Плагиоклаз представлен лабрадором, свежим, часто с включениями стекла.



Фиг. 78. Толейтовый диабаз с миндалинками, выполненными вулканическим стеклом. Река Чуня, среднее течение. Шлиф 361/51, $\times 20$, вик. +

Буроватый, первоначально стекловатый базис богат хлоритом, хлорофитом и тонко распыленным рудным веществом. Нередко присутствуют миндалинки, составляющие местами до 50% объема породы. Состав их — хлорит и кальцит (фиг. 78).

Долерит-порфириды

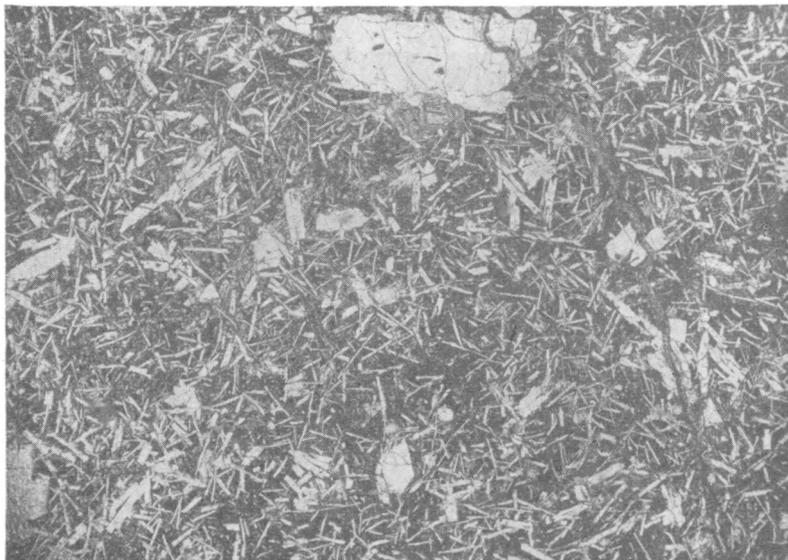
Долерит-порфириды представляют собой близкие аналоги описанных выше интрузивных диабаз-порфиритов, но отличаются от них большей мелкозернистостью, долеритовой структурой основной массы и более отчетливо выраженным порфировым строением. Эти породы характерны для мелких жил, отчасти для контактных зон. Они — темные или черные, плотные, с порфировой, нередко гломеропорфировой структурой; содержат вкрапленники плагиоклаза в интерсертальной или микродолеритовой основной массе (фиг. 79). Последняя неоднородна и местами плохо раскрыта-сталлизована. По составу породы аналогичны нормальным диабазам, но несколько обогащены клинопироксеном, составляющим главный компо-

нент основной массы; количество пироксена в основной массе достигает иногда 75% (обр. 222).

Вкрапленники плагиоклаза обычно по краям зональны и принадлежат лабрадору:

№ образца	Вкрапленники	В основной массе
Шлиф 254/50	P1 № 60	P1 № 50
» 266/50	P1 № 52	—

Они бывают окружены мелкими включениями пироксена из основной массы; размеры вкрапленников в одном случае $0,4 \times 0,8$ мм; местами плагиоклаз заметно цеолитизирован. Лейсты и микролиты плагиоклаза в основной массе значительно кислее, обычно вместе с тем также и свежее.



Фиг. 79. Долерит-порфирит. Река Северная Чуня.
Шлиф. 214/К, $\times 20$, ник. ||

Иддингситизированного оливина очень немного или же нет совсем. В этом заключается некоторое отличие этих пород от оливин-плагиоклазовых диабазовых порфиритов приконтактных зон. Клинопироксена много; он присутствует в виде мельчайших зернышек в основной массе, изредка также и в более крупных пойкилокристах. В одном случае измерения дали (обр. 266/50) $2V = (+)50^\circ$.

В мезостазице развито коричневое стекло и продукты его изменения — хлорит, цеолит и титаномагнетит. Последний образует иногда также крупные лапчатые зерна.

Бербахиты

Бербахиты представлены мелкозернистыми плотными, афанитового вида породами, встречающимися в составе некоторых мелкозернистых диабазов приконтактных зон (например, скала Алексеича и скала Грачей по Нижней Тунгуске, близ устья Тутончаны — в краевой части дайки диабаза и др.), где они образуют равномернозернистые фации, имеющие габброидную (паналлотриморфную) структуру. Состав этих пород аналогичен составу оливиновых диабазов нормального ряда. В них присутствуют оливин, зональный слабокоричневатый клинопироксен, зональный основ-

ной плагиоклаз, иногда измененный хлорит и биотит. В шлифе 730 отмечались, наряду с обычным пижонит-авгитом, зеленоватые кристаллики диопсида в виде мелких призмочек. Местами наблюдаются признаки замещения пироксена хлоритом и цеолитами. Бербахит из района устья р. Тутончаны (обр. 564/50) имеет следующий количественно-минералогический состав (в объемных %):

Плагиоклаз	50,6
Клинопироксен	34,0
Оливин	9,5
Хлорит	2,3
Титаномагнетит	3,3

Дифференциаты траппов нормального ряда

В составе этой группы пород, тесно связанных по своему геологическому положению с породами нормального ряда, можно выделить меланократовую и лейкократовую ветви. Относительно большим распространением пользуются лейкократовые дифференциаты, тогда как первые вообще крайне редки и геологически обычно несамостоятельны.

Меланодиабазы

Меланодиабазы представляют собой редкие местные видоизменения траппов нормального ряда, обогащенные железисто-магнезиальными компонентами; они образуют участки типа шлиров или неправильных обособлений в трапповых силах.

Количественно-минералогические соотношения для некоторых образцов приведены в табл. 29.

Таблица 29

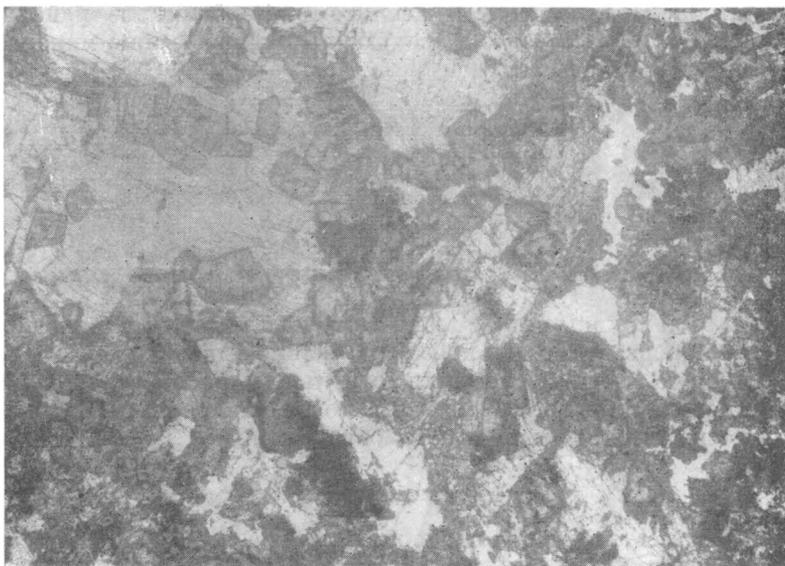
Количественно-минералогический состав меланодиабазов
(в объемных %)

Минералы	Обр. 163/52, с. Куюмба на р. Канганге	Обр. 201/52, р. Нижний Чунку	Обр. 633/50, скала Березина на Нижней Тунгуске	Обр. 145/49, с. Байкит	Обр. 2050/50, р. Нижний Чувку
Плагиоклаз	43,3	45,2	42,0	42,5	38,9
Клинопироксен	38,0	41,0	50,3	29,8	41,8
Оливин	15,2	7,1	0,3	1,4	9,0
Иддингсит, стекло и продукты изменения	0,8	—	—	9,1	—
Хлорит	2,4	4,6	3,9	14,0	5,9
Титаномагнетит	0,3	2,1	3,5	3,2	4,0
Биотит	—	—	—	—	0,4

Габбро-пироксениты

Эта своеобразная меланократовая разность жильных габбро-диабазов была встречена в тонкой жиле, секущей нормальный диабаз, по Нижней Тунгуске, ниже впадения р. Учамы. Она отличается меланократовым составом и своеобразной структурой (фиг. 80). Крупные бесформенные зерна незонального плагиоклаза (лабрадор) пронизаны пойкилитовыми включениями мелких зерен клинопироксена с $2V=(+)$ 44° , большей частью удлиненно-призматической формы. В значительной части последние проросли тончайшим перистым агрегатом из смеси актинолита и био-

тита. Присутствуют также титаномагнетит и апатит, последний в относительно очень крупных игольчатых кристаллах.



Фиг. 80. Габбро-пироксенит. Видны идиоморфные кристаллы плагиоклаза и клинопироксена. Нижняя Тунгуска выше с. Учами. Шлиф 400/50, $\times 20$, ник. ||

Количественно-минералогический состав габбро-пироксенитов следующий (в объемных %):

Плагиоклаз	27,7
Клинопироксен	55,2
Титаномагнетит	11,5
Хлорит	5,6

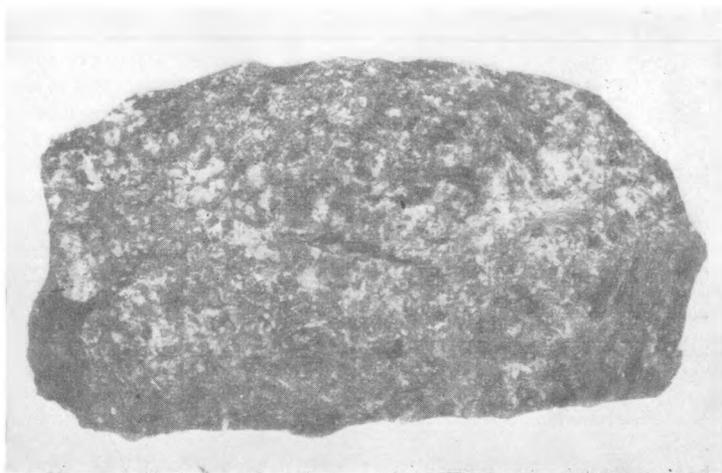
Диабаз-пегматиты

Диабаз-пегматиты довольно широко распространены в составе трап-овых тел интрузивного облика; они образуют преимущественно полого залегающие жилы- и линзоподобные тела, обычно небольшой (единицы или десятки сантиметров) мощности, часто имеющие нерезкие границы с окружающим диабазом. Значительно реже и притом в форме более мелких участков диабаз-пегматиты отмечаются и в составе траппов эффузивного облика. В целом обычно характерна приуроченность этой породы к верхним частям трап-овых силлов, в которых они образуют преимущественно полого залегающие линзы или прослойки; они встречаются и в других частях силлов, а в редких случаях встречены и в составе круто падающих секущих тел.

Характерными признаками описываемых пород являются их относительная крупнозернистость (размер зерен обычно в пределах 0,5—1 см, иногда до 3—5 см), пегматоидная или призматическая структура (фиг. 81), наличие мелкокристаллического мезостаза (двуфазная кристаллизация) и признаки значительной позднемагматической или гидротермальной переработки.

Основываясь на степени интенсивности позднемагматического пере-рождения, можно выделить два типа диабаз-пегматитов.

Слабо измененные диабаз-пегматиты. К ним относится наибольшее количество изученных выходов диабаз-пегматитов.



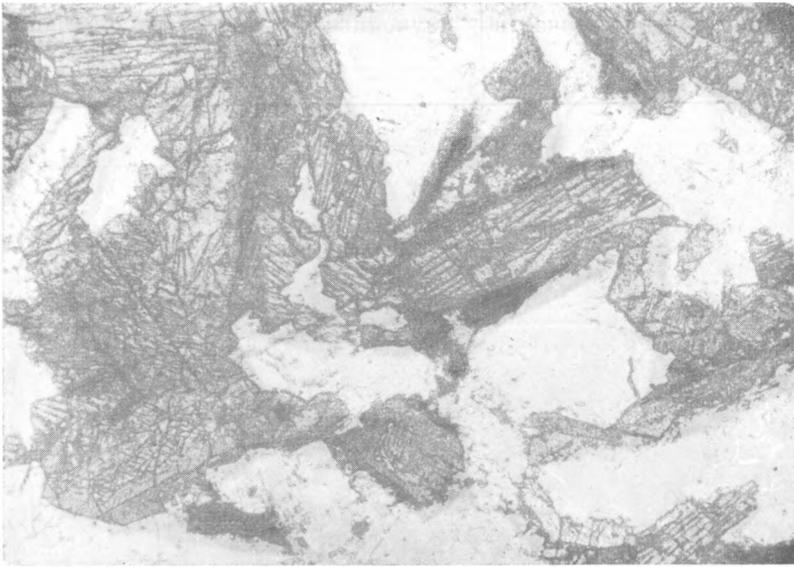
Фиг. 81. Диабаз-пегматит (вид в штуфе, уменьшено в 3 раза).
Нижняя Тунгуска близ устья р. Виви

Они образуют преимущественно жилы, линзы, прослои в расслоенных частях интрузий (например, в скалах Березина, в Черемуховском Быке

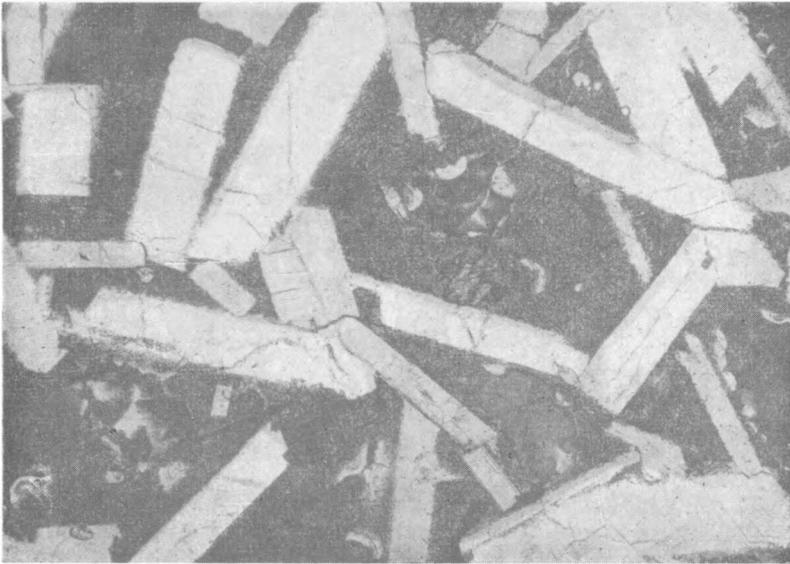


Фиг. 82. Диабаз-пегматит. В нижней части снимка видны участки тонкоструктурного микропегматита с игольчатыми кристаллами апатита. Река Чуя. Шлиф. 196а/К, $\times 20$, ник. ||

по Нижней Тунгуске), шпироподобные участки, в отдельных случаях также и более крупные тела (выше устья р. Тутончаны), в которых они часто сочетаются с пегматоидными габбро-диабазами. Таков же морфологический облик диабаз-пегматитовых тел в интрузиях Чуни и Катанги.

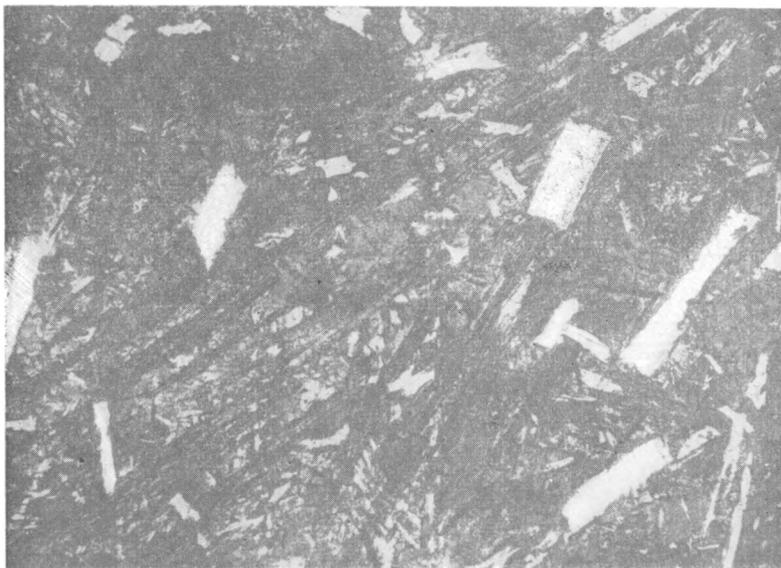


Фиг. 83. Диабаз-пегматит. Участок с развитием столбчато-призматических кристаллов клинопироксена, слабозонального строения
Река Чуя. Шлиф 291/Б, $\times 20$, ник. ||



Фиг. 84. Диабаз-пегматит. Участок с большим развитием мезостазиса, богатого иголочками магнетита со стекловатыми шпирями в центрах отдельных участков. Нижняя Тунгуска, район устья р. Виви.
Шлиф 248/50, $\times 46$, ник. ||

Структура их — пегматоидная (фиг. 82, 83), характеризуется удлиненно-столбчатым развитием главных компонентов — пироксена и плагиоклаза, часто макроскопически имеет характерный игольчатый облик. Под микроскопом структура большей частью близка к призматически-офитовой, местами к интерсертальной, благодаря большому развитию промежуточного тонкозернистого базиса. Столбчатые или призматические кристаллы плагиоклаза и пироксена образуют как бы решетку, в которой промежутки заполнены тонкозернистой массой игольчато-микролитового или интерсертального строения, состоящей в основном из мелких игольчатых выделений клинопироксена, плагиоклаза и титаномагнетита, с большим участием хлорита (фиг. 84, 85).



Фиг. 85. Диабаз-пегматит. Участок мезостазиса с характерным игольчатым типом кристаллизации у кристаллов клинопироксена и магнетита. Кроме них, видны отдельные лейсты плагиоклаза (белое) и пятнистые участки очень тонкоструктурного микропегматита (серое). Нижняя Тунгуска, 35 км выше с. Учами. Шлиф 353/50, $\times 46$, нпк. ||

Количественно-минералогический состав пород колеблется; подсчеты, благодаря крупнозернистости породы, дают представление о строении скорее отдельных участков этих пород (табл. 30).

Т а б л и ц а 30

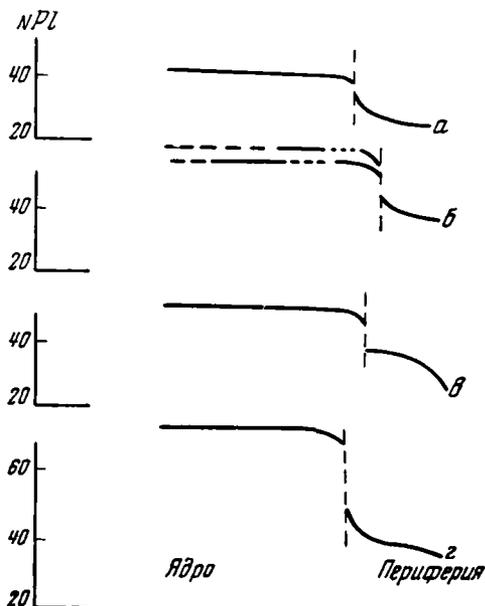
Количественно-минералогический состав диабаз-пегматитов
(в объемных %)

Минералы	Обр. 634/50, скала Бере- зина, Нижняя Тунгуска	Обр. 505/50, район с. Тутончаны	Обр. 197а/52, р. Нижний Чунку	Обр. 559/50, район с. Тутончаны
Плагиоклаз	35,6	56,0	52,7	53,2
Клинопироксен	17,3	20,2	22,4	21,9
Оливин	—	—	—	6,3
Кварц	3,8	—	—	—
Микропегматит	26,0	1,2	—	9,3
Титаномагнетит	0,9	3,2	5,2	—
Хлорит и идингсит	16,4	19,3	19,7	9,4

Микропегматит распределен неравномерно, в связи с чем подсчеты дают расхождения.

Оливин в большинстве случаев здесь отсутствует или представлен идингситовыми псевдоморфозами; лишь в редких случаях он выражен минералогически (диабаз-пегматиты Учамского порога и района с. Тунтончан на Нижней Тунгуске). Наблюдаются частично его переходы в зеленчатый боулингит.

Плагиоклаз образует кристаллы двух типов. Крупные, сильно удлинённые его лейсты большей частью свежи, изредка вдоль трещин они слабо



Фиг. 86. Колебания в составе зональных кристаллов плагиоклаза в диабаз-пегматитах. Кривые изображают ход изменения состава в некоторых крупных кристаллах (а—г). В кристалле б в ядре присутствуют два плагиоклаза, образующие взаимные прорастания

оказываются ксеноморфными по отношению к плагиоклазу; цвет — слабкоричневый до фиолетового, зональное строение резче выражено у более мелких зерен. По краям они содержат тонкие вроски актинолита, иногда также тонкопараллельные листочки биотита и магнетита. Определения для этого пироксена приведены в табл. 32.

Т а б л и ц а 31

Состав плагиоклаза в диабаз-пегматитах

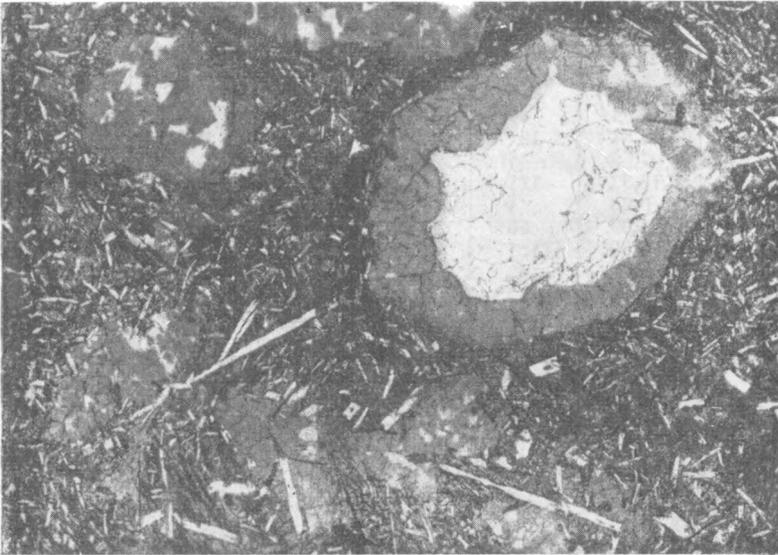
№ образца и место взятия	№ P1	Примечание
248/50, Нижняя Тунгуска . . .	50, 50	} Ядро слабозонального кристалла
111/49, р. Чуя	60, 67, 70	
260, р. Тычана	58, 59	

Эти свойства, как видно, довольно близки к свойствам пироксена в нормальных трапхах. Мелкие кристаллы пироксена образуют игольчатые

Оптические константы

Константы	Обр. 634/50, скала Березина, Нижняя Тунгуска	Обр. 562/50, р. Тутончана	Обр. 546/50, р. Тутончана	Обр. 505/50, р. Тутончана	Обр. 353/52, р. Чуя
(+) 2V	40, 44° 44	44° 46	46, 48°	44° 44	52°
Ng—Np	0,027	0,028	0,026	0,027	0,028

микролиты в мезостази, иногда — тонкие лапчатые вроски в крупных плагиоклазах, оптические их свойства, повидимому, близки к таковым более крупных зерен.



Фиг. 87. Диабаз-пегматит. Участок раскристаллизованного мезостаза, содержащий миндалинки, сложенные хлорофитом и кальцитом (в ядрах). Нижняя Тунгуска, 43 км выше с. Тутончаны.
Шлиф 511/50, $\times 46$, ник. ||

Мезостази чаще всего представляет буроватую тонкоструктурную массу, содержащую хлорит, участки тонкого микропегматита, веерообразные сростки игольчатых микролитов клинопироксена, иголки апатита и титаномagnetит. Реже попадаются также пучки микролитов позднего плагиоклаза и скопления оранжевого или желтого хлорофита (фиг. 87).

Хлорит, кроме бесформенных мезостатических выделений, образует местами также миндалинки, в которых ассоциируется с халцедоном и цеолитом. В миндалинках развит зеленовато-желтый, почти изотропный хлорит.

Цеолит выполняет миндалинки (самостоятельно или с хлоритом), он окрашен в буроватый цвет и обладает радиально-лучистым строением; местами (обр. 361) он развивается также и по плагиоклазу, принадлежит в большинстве томсониту, реже — это анальцит или ломонтит.

Микропегматит в промежутках между кристаллами очень тонкоструктурный, что затрудняет определение полевого шпата; он развит неболь-

шими участками в мезостазисе. Характерна его постоянная ассоциация с хлоритом.

Титаномагнетит представлен обычно относительно крупными скелетными или игольчато-призматическими кристаллами, иногда в сростании с мелкими листочками биотита.

Представление о химическом составе диабаз-пегматитов этой группы дают приводимые ниже анализы (табл. 33).

Химический состав диабаз-пегматитов

Т а б л и ц а 33

Компоненты	Река Большая Ерема близ устья р. Юкты, обр. 438/51		Река Большая Ерема ниже с. Берямы, обр. 530/51		Низовья р. Чуни обр. 143/49 (по М. Н. Бла- говещен- ской)	Нижняя Тунгуска (по В. С. Соболеву)	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	вес. %	молек. колич.
SiO ₂	49,68	828	50,40	839	46,78	48,55	770
TiO ₂	1,94	24	1,58	19	2,87	4,01	50
Al ₂ O ₃	12,34	121	12,04	118	12,88	9,62	94
Fe ₂ O ₃	7,69	48	11,10	69	19,85	7,44	46
FeO	12,32	171	3,54	49	—	12,12	168
MnO	0,28	4	0,23	3	0,17	0,30	4
MgO	1,99	50	2,04	50	4,41	3,62	90
CaO	6,80	121	7,60	136	10,38	8,41	150
Na ₂ O	2,80	45	2,65	43	2,19	2,32	35
K ₂ O	1,20	13	1,69	18	1,19	1,16	12
H ₂ O ⁺	1,32	—	3,89	—	0,29	2,42	—
H ₂ O ⁻	1,44	—	2,00	—	—	—	—
P ₂ O ₅	Не опред.	—	0,42	—	Не опред.	Не опред.	—
CO ₂	S = 0,01	—	1,47	—	—	—	—
Сумма	99,81	—	100,60	—	101,01	99,97	—

При общей близости к составу нормального траппа по степени кислотности (содержание SiO₂), у диабаз-пегматитов имеется вместе с тем и ряд характерных отличий. Прежде всего это сказывается в резком увеличении содержания суммарного железа по отношению к магнезии, притом при заметно повысившейся доле окисного железа по сравнению с закисным (широкое развитие минералов группы хлорита). Характерно, далее, пониженное содержание глинозема и несколько повышенное — щелочей, в особенности окиси натрия. Указанные черты химизма сближают диабаз-пегматиты в целом с диабазами призматически-офитового типа (см. выше) и позволяют рассматривать диабаз-пегматиты как дальнейшие продукты той же ветви дифференциации, характеризующейся накоплением железа, отчасти — титана, щелочей и летучих.

Спектральные анализы указывают на постоянное присутствие меди (средние линии), ванадия, никеля, кобальта, следов молибдена и свинца.

А в том же морфизованные диабаз-пегматиты. Этот тип диабаз-пегматитов распространен в таких же условиях, как и породы предыдущей группы, образуя разнообразной формы шлиры, линзы, короткие жилы, и т. п.; они преобладают преимущественно в западной части изученного района.

Актинолит-альбитовый подтип диабаз-пегматитов представлен светлыми грубозернистыми породами; на фоне белого альбитизированного

Количественно-минералогический состав автометаморфизованных диабаз-пегматитов
(в объемных %)

плаггиоклаза резко выступают удлинённые кристаллы темноцветных минералов.

Количественно-минералогический состав пород представлен в табл. 34.

Характерно развитие процессов актинолитизации, биотитизации, отчасти цеолитизации, что сближает эту группу с диабазами гибридного ряда (см. ниже).

Оливин присутствует лишь в единичных случаях, он подвергся здесь сильному оталькованию. Плаггиоклаз — в виде крупных зерен, сильно альбитизирован, часто переполнен шахматно-пятнистыми вростками альбита; мелкие его зерна сплошь превращены в альбит. Местами заметны реликты более основного зонального плаггиоклаза.

Клинопироксен в значительной степени замещен тонкими параллельными прорастаниями пластинчатого актинолита с примесью биотита. В мезостазисе, наряду с хлоритом и тонкоструктурным микропегматитом, присутствуют мелкие листоватые выделения актинолита, биотита, редкие мелкие зерна кварца, титаномагнетит, апатит, местами в большом количестве сфен в виде мелких неправильных выделений. В диабаз-пегматите с устья р. Дегали отмечены мелкие призматические выделения коричневатой (базальтической?) роговой обманки, а также отдельные мелкие обособленные зерна кварца.

Цеолито-пренитовый подтип диабаз-пегматитов также представлен или в виде маломощных жил (прожилки до 10 см в диабазах в устье р. Ремезовой по Нижней Тунгуске), или в виде линз в трапловых силах, иногда в форме округлых гнездообразных участков диаметром до 20 см, сопровождаемых мицдалинками с цеолитами (Нижняя Тунгуска ниже устья Тутончаны). Эти скопления, или гнезда, образуют иногда целые зоны, протягивающиеся в определенном направлении в теле интрузии.

Отличительные особенности диабаз-пегматитов этого подтипа заключаются в усиленном развитии мезостазиса, богатого хлоритом и пренитом, и в почти полном перерождении плаггиоклаза. Плаггиоклаз — в крупных зернах, альбитизирован и пронизан толстыми жилками цеолитов, иногда же полностью замещен черепичатым агрегатом пренита. В небольшом количестве присутствует также плаггиоклаз более поздней генерации, представленный альбитом, образующим иногда мелкие выделения среди мезостазиса; минерал оптически положителен, свеж, несдвойникован. Клинопироксен тот же, что и в других диабаз-пегматитах, коричневатый, по краям зонален (меняется угол погасания, сгущается окраска).

Цеолит играет главную роль в составе мезостазиса. Он слагает отдельные пятнистые участки, буроватые по краям, а иногда также в середине, имеет волокнисто-листоватое или веерообразное строение; кроме того, он пронизывает в виде жилок зерна полевого шпата. Двупреломление минерала — порядка 0,007—0,009; минерал относится к томсониту и частью к натролиту. Пренит в виде черепичатых агрегатов замещает плаггиоклаз, а иногда полностью, выполняет весь мезостазис. Хлорит присутствует также в большом количестве, образуя волокнистые агре-

Минералы	Обр. 291/52, с. Байкит	Обр. 254а/50, ниже с. Байкит
Плаггиоклаз	54,4	53,9
Клинопироксен	25,3	27,4
Актинолит	15,1	14,9
Микропегматит	1,7	—
Титаномагнетит	3,4	3,8

гаты; он в общем развивается позже цеолита и образует местами в последнем тонкие инфильтрации. Сравнительно очень крупные игольчатые кристаллы образует апатит; много также крупных скелетных выделений титаномagnesита; оба последних минерала связаны с мезостазиом.

Таблица 35

Химический состав измененного диабаз с Нижней Тунгуски в 19 км ниже устья Учами (обр. 427, аналитик О. П. Острогорская)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	50,82	0,846
TiO ₂	2,39	0,030
Al ₂ O ₃	16,19	0,159
Fe ₂ O ₃	0,54	0,003
FeO	4,24	0,058
MnO	0,07	0,101
MgO	5,48	0,136
CaO	14,01	0,250
BaO	0,04	0,001
Na ₂ O	3,44	0,055
K ₂ O	0,76	0,008
H ₂ O ⁺	1,49	—
H ₂ O ⁻	0,35	—
Сумма	99,82	—

Химический анализ альбитизированного и цеолитизированного диабаз (Нижняя Тунгуска в 19 км ниже устья Учами) приведен в табл. 35.

Как видно из анализа, химический характер породы достаточно своеобразен. Резко повышено количество натрия и в особенности кальция по сравнению с близким по кислотности типом нормального траппа; несколько повышено также содержание титана и кремнекислоты; меньше содержится магнезии; видимо, налицо и небольшой привнос воды.

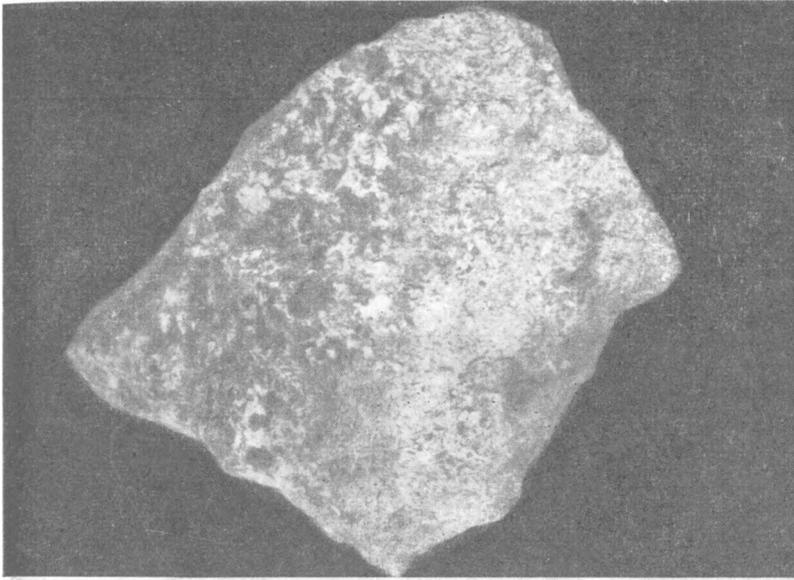
Диабаз-пегматиты этого последнего типа представляют собой наиболее интенсивно гидротермально переработанные разности, по составу приближающиеся к тешенитам. По характеру перерождения они сближаются с соответствующими по составу членами гибридной серии диабазов (см. ниже), но по своей крупнокристаллической структуре и по условиям залегания должны быть отнесены к группе диабаз-пегматитов.

Альбититы

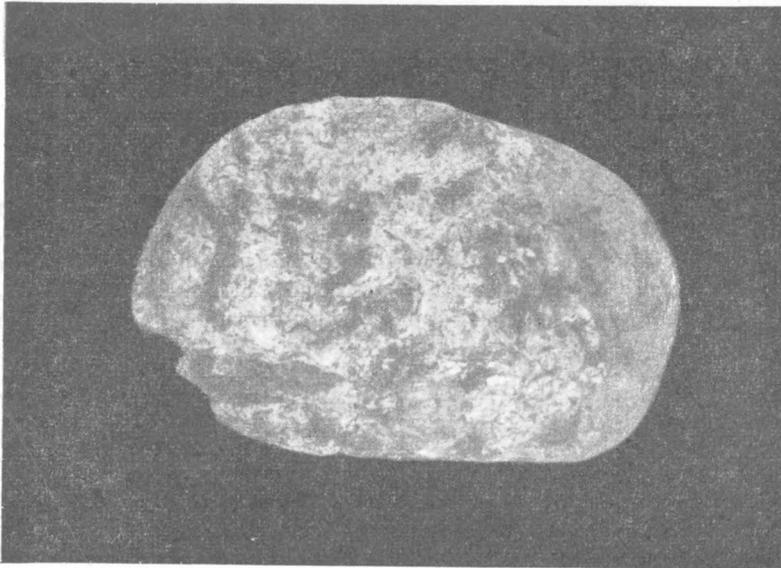
Альбититы представляют крайние, лейкократовые дифференциаты траппов. Обычная форма их развития — тонкие, круто падающие или вертикальные прожилки в полого залегающих пластовых интрузиях. Геологические условия их распространения были подробно освещены выше. Обычно эти осветленные альбититовые прожилки нерезко отделены от окружающей породы и постепенно сливаются с ней, переходя через зону лейкодиабазов, а иногда и диабаз-пегматитов (фиг. 88).

Кроме того, наблюдается и другой характер развития альбититов, именно — в приконтактных зонах интрузивных тел траппов, вблизи контактов их с песчаниками и туфогенными породами тунгусской серии. Таковы, например, альбититы, развитые по Нижней Тунгуске близ впадения р. Даткты. Это белые роговикоподобные породы; такие же породы развиты в виде участков в основании диабазового силла в обн. 106, выше с. Тутончаны; они образуют участки в приконтактной зоне наклонной трапповой дайки в скале Алексича по Нижней Тунгуске и в некоторых других местах.

По составу среди альбититов можно выделить: 1) пироксено-амфиболовые и 2) кварцево-микропегматитовые разности, почти без темноцветных минералов. Они тесно связаны между собой постепенными переходами и обычно встречаются совместно.

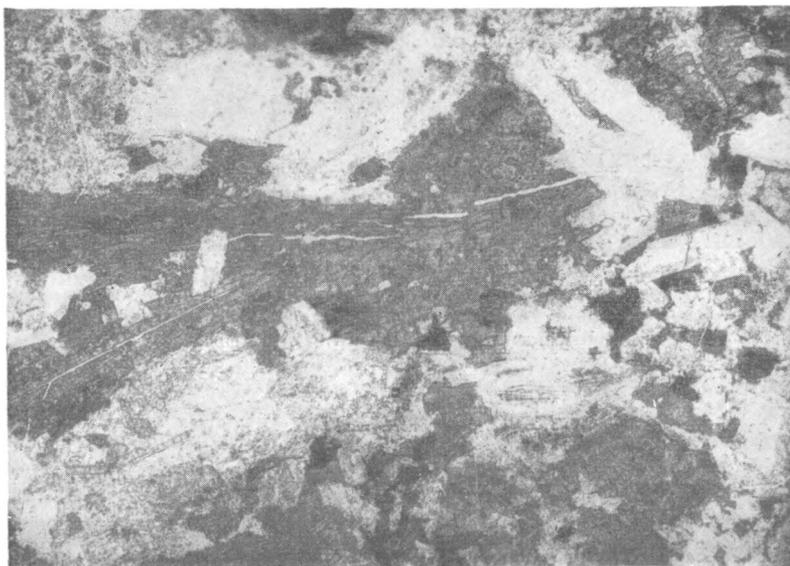


Фиг. 88. Строение сложного лейкократового прожилка в нормальном траппе. Края сложены диабаз-пегматитом, в середине альбитит (белое).
Нижняя Тунгуска ниже с. Учами. (Вид в штуфе, 1 : 1)



Фиг. 89. Альбитит с Нижней Тунгуски (вид в штуфе, 1 : 1). Темные участки — скопления темноцветных минералов

Пироксеновые альбититы представлены светлосерыми, иногда белыми сахаровидными породами. Структура их большей частью неравномернозернистая, панидиоморфно-такситовая, отчасти долеритовая; зерна цветных минералов обычно мельче, чем зерна плагиоклаза, часто собраны в скопления (фиг. 89). Местами, при усиливающейся неоднородности строения, порода принимает гранит-порфировый облик, с выделением более крупных таблитчатых зерен плагиоклаза и единичных зерен пироксена на фоне мелкозернистой, существенно альбитовой аплитовидной массы. Благодаря резкой неоднородности структуры местами создается впечатление о внедрении этой мелкозернистой аплитовидной массы, существенно состоящей из альбита, в среднезернистый полнокристаллический диабаз, с метасоматическим замещением последнего.



Фиг. 90. Пироксеновый альбитит. Видны крупные призмочки актинолитизированного пироксена. Нижняя Тунгуска ниже с. Учамп. Шлиф 397/50, $\times 30$, ник. ||

Главная составная часть пород — плагиоклаз; по составу это почти всегда альбит или альбит-олигоклаз, но изредка наблюдаются и реликты зонального лабрадора, который замещается смесью альбита и цеолита. Альбит незонален, местами слабо замутнен, содержит пятнистые или жилковатые вроски калинатрового полевого шпата; зерна альбита обычно широкие, с прямоугольными разрезами, иногда неправильные (фиг. 90).

Калинатровый полевой шпат выполняет интерстиции, цементируя плагиоклазы; иногда он явно замещает собой последние. Наряду с калинатровым полевым шпатом в интерстициях, повидимому, присутствует и альбит поздней генерации.

Клинопироксен развит в удлиненно-призматических мелких, иногда слабо актинолитизированных зернах, в одном случае он сплошь замещен крупночешуйчатым пренимом.

Ромбический пироксен в очень мелких призмочках отмечен в шлифе 404; оптически же знак его положительный (энстатит?).

Коричневатая (базальтическая?) роговая обманка в очень мелких призмочках, с небольшим углом погасания, встречена в шлифе 439.

Кварц и микропегматит в этой группе альбитов присутствуют в очень малом количестве. Пренит довольно распространен; он слагает отдельные участки, в которых имеет сферолитовое строение, образует также прожилки и гнезда. Сфен наблюдается также в большом количестве в виде бесформенных выделений, часто среди пренита. Местами появляется кальцит.

Кварцево-микрoпегматитовые альбититы имеют также светлую, иногда розоватую окраску. Структура их гипидиоморфная, неравномерnozернистая; крупные таблитчатые зерна плагиоклаза, округлые зерна кварца и мелкие призмочки темноцветных минералов выделяются на фоне тонкоструктурной массы микропегматита; в других



Фиг. 91. Гранофировый альбитит. Лейсты альбита погружены в кварцево-полевошпатовую массу гранофирового строения. Нижняя Тунгуска, скала Ремезова. Шлиф 438/50, $\times 20$, ник. ||

случаях промежуточная кварцево-ортоклазовая (?) масса имеет скорее аплитовидный характер, и порода приближается по структуре к гранитпорфиру (обр. 438). Частые и постепенные переходы микропегматита в микроаплит того же состава представляют типичное явление (фиг. 91).

Содержание цветных силикатов невелико (меньше, чем в предыдущей группе); отдельные участки вовсе лишены их. Представление о количественных минеральных соотношениях в породах этой группы дает подсчет, сделанный в альбитите из жилки в скале Ремезова, по Нижней Тунгуске (в объемных %):

Плагиоклаз	33,3
Микропегматит	57,8
Темноцветные	8,9

В бассейне р. Чуни, на водоразделе рек Майгунны и Юктамакит, М. Н. Благовещенской были встречены своеобразные среднезернистые светлосерые альбититы игольчатого строения, содержащие лейсты олигоклаза, погруженные в сноповидные агрегаты микропегматита; отмечена небольшая примесь биотита и рутила.

Плагиоклаз развит в виде относительно крупных таблитчатых зерен. Он представлен кислыми членами, изредка с реликтами зонального лабрадора, с шахматными вростками альбита. Измерения почти везде дают альбит, изредка — альбит-олигоклаз или олигоклаз-андезин. Присутствуют неправильные вросстки калинатрового полевого шпата, изредка и самостоятельные его зерна.

Клинопироксен почти сплошь замещен агрегатом актинолита и биотита в призмочках или игольчатых кристаллах.

Амфибол — в мелких призмочках, с плеохроизмом в зеленовато-желтых цветах, угол погасания с $Ng = 12^\circ$, с вростками биотита.

Микропегматит — то более тонкий, то более грубо-структурный, с буроватым полевым шпатом, вероятно ортоклазом, содержит участки кварца. Присутствуют также биотит, хлорит, титаномагнетит, цеолит (натролит), томсонит, энидот, сфен, апатит, пренит и кальцит. Сфен местами образует довольно крупные зерна.

Химический анализ микропегматитового альбитита, слагающего светлые прожилки в диабазовых скалах Ремезова по Нижней Тунгуске (обр. 436), приводится в табл. 36.

По спектральным данным, присутствуют следы свинца, кобальта и более высокие количества меди и ванадия. По общему своему химизму породы близки к типу натриевых кератофилов, отчасти дацитов. Ненормальны соотношения закисного железа с магнием и кальцием — первое резко преобладает. Это может служить указанием на тесную генетическую связь данной породы с конечными, обогащенными железом продуктами кристаллизации вмещающей трапповой интрузии.

ТРАППЫ ГИБРИДНОГО РЯДА

Разнообразные представители интрузивных траппов, входящих в эту серию, преимущественно развиты в западной половине описываемого района; они начинают играть существенную роль в составе отдельных трапповых тел примерно к западу от линии Учами — Байкит. Петрографической особенностью, общей для всех пород этой серии, является постоянное присутствие, наряду с основными компонентами диабазов нормального ряда — оливином, лабрадором и клинопироксеном, также таких минералов, как актинолит, биотит, микропегматит, ортоклаз, кварц, альбит, хлорит и цеолит. Минералы этого комплекса могут присутствовать или все одновременно или лишь некоторые из них; относительное их содержание в породе тоже колеблется от долей процента до полного вытеснения ими первичных составных частей, как, например, в тешенитах, альбититах и др., но присутствие их в породе — характерный признак всех пород описываемой серии.

Таблица 36

Химический состав микропегматитовых альбититов

Компоненты	Обр. 436, скала Ремезова		Из бассейна р. Чуни (по М. Н. Благовещенской)
	вес. %	молек. колич.	
SiO ₂	67,30	1,121	67,42
TiO ₂	0,64	0,008	0,81
Al ₂ O ₃	13,06	0,128	15,06
Fe ₂ O ₃	1,17	0,007	5,00
FeO	7,14	0,090	
MnO	0,06	0,001	0,02
MgO	0,71	0,018	1,41
CaO	1,79	0,032	2,27
BaO	0,06	—	—
Na ₂ O	5,58	0,090	3,90
K ₂ O	1,62	0,017	3,35
H ₂ O ⁺	0,66	—	0,95
H ₂ O ⁻	0,17	—	—
Сумма	99,96	—	100,19

Другой характерной особенностью интрузивных траппов описываемой серии является обычно более значительная степень автометасоматического перерождения их по сравнению с траппами нормальной серии.

Пространственные взаимоотношения траппов гибридного и нормального ряда были в общих чертах охарактеризованы выше, в геологическом очерке.

Ниже описываются различные члены гибридной серии траппов, примерно — в порядке относительной степени затронутости их процессами перерождения.

Диабазы с микропегматитом и вторичным альбитом

Породы этого типа в одних случаях залегают совместно с оливиновыми диабазами нормального ряда, слагая, повидимому, лишь участки интрузивных тел (например, в интрузии выше Учамского порога по Нижней Тунгуске, в куполообразной интрузии к северо-востоку от устья Учами, где ими сложена верхняя часть интрузии). В других случаях они целиком слагают отдельные интрузивные тела: таковы породы, развитые по Нижней Тунгуске (интрузии в скалах Ильича, в устье Кочумдека, в массиве хр. Чалбышева, дайка в скале Алексеича, в устье Датыкты). Для некоторых участков характерны вообще более интенсивно перерожденные разности траппов гибридного ряда, вплоть до тешенитов, как, например, шпирообразные участки цеолитовых диабазов среди микропегматитовых в интрузии близ устья Датыкты и другие. По внешнему виду — это темные, средне- или мелкозернистые породы, мало отличающиеся от обычных диабазов.

Для этих диабазов обычно характерна неравномерная зернистость; преобладающий тип структуры — пойкилоофитовый; зачастую в них резко контрастируют по размерам крупные пойкилокристы пироксена и мелкозернистая, существенно плагиоклазовая масса; часто встречаются шпировые скопления из крупных зерен плагиоклаза и крупные скопления хлорофита. Габбро-диабазовые разности отличаются более изометрическим развитием клинопироксена. Наблюдаются значительные колебания в содержании оливина, сильно варьирует и содержание микропегматитово-хлоритового мезостазиса (табл. 37).

Таблица 37

Количественно-минералогический состав микропегматитовых диабазов
(в объемных %)

Минералы	Обр. 368/50, р. Учами	Обр. 360/50, р. Тутон- чана	Обр. 375/50, р. Учами	Обр. 352/50, р. Учами	Обр. 723/50, скала Алексе- ича, Нижняя Тунгуска	Обр. 684/50, Черему- ховский Был, Нижняя Тунгуска
Плагиоклаз альбитизиро- ванный	56,7	61,5	59,6	60,6	52,7	58,1
Клинопироксен	26,3	24,0	21,8	22,3	31,9	40,2
Оливин	2,5	8,3	10,3	1,3	2,6	—
Хлорит	1,8	2,6	5,3	8,0	7,7	—
Иддингсит	6,7	—	—	—	—	—
Титаномагнетит	3,4	1,9	1,3	5,2	2,8	—
Микропегматит	2,2	1,1	1,4	1,9	—	—
Бютит	0,4	0,6	0,3	0,6	2,2	0,2
Амфибол	—	—	—	—	—	1,5

Оливин в большинстве случаев замещен тальк-иддингситовым агрегатом, иногда с хлоритом в ядре псевдоморфозы. Местами внутри

псевдоморфозы наблюдается зеленый боулингит, а по краям — коричневый идингсит; в других случаях более мелкие зерна полностью замещаются боулингитом, более крупные — идингситом. Последний иногда окаймляет целиком скопления мелких зерен оливина. Наконец, как исключение, можно отметить присутствие крупных, совершенно свежих зерен оливина (дайка в скале Алексеича на Нижней Тунгуске). Возможно, что эта его свежесть связана в данном случае именно с дайковым характером залегания траппа. Определение в последнем случае дало $2V = (\pm) 90^\circ$, что отвечает содержанию 13% Fe_2SO_4 .

Плагиоклаз — основной, полизональный, преимущественно свежий, изредка слабо цеолитизированный. Альбит образует местами каемки вокруг лабрадора или развит в виде отдельных мелких, часто скученных лейст. Клинопироксен — большей частью в виде крупных, по краям иногда слабозональных зерен, содержит пятнистые вросстки актинолита, биотита, хлорита, иногда также мелкие включения плагиоклаза. Минерал коричневатый, по краям окрашен темнее. Иногда по краям заметны мелкие точечные вросстки хлорита или оранжевого изотропного хлорофита. Оптические свойства клинопироксена указаны в табл. 38.

Таблица 38

Оптические свойства клинопироксена из микрогематитовых диабазов
(в объемных %)

№ образца и место взятия	(+) 2V	cNg	Состав
723/50, скала Алексеича	46°	39, 41°	$En_{46}Wo_{30}Fs_{15}$
526/50, р. Тутончана	44, 46	40	$En_{46}Wo_{38}Fs_{16}$
352/50, р. Учами	44, 46	44	$En_{34}Wo_{37}Fs_{29}$

Актинолит и биотит в составе пород этой группы появляются изредка в очень малом количестве, обычно в мезостазисе.

Микрогематит — чрезвычайно тонкоструктурный, присутствует в пер-

Таблица 39

Химический состав диабаза с р. Учами
(обр. 352/50, аналитик П. Н. Нисенбаум)

Компоненты	Вес. %	Молен. колич.
SiO_2	50,19	0,836
TiO_2	1,19	0,015
Al_2O_3	17,08	0,167
Fe_2O_3	0,93	0,006
FeO	6,74	0,093
MnO	0,13	0,002
MgO	5,75	0,143
CaO	13,03	0,232
BaO	0,02	—
Na_2O	2,33	0,045
K_2O	1,20	0,013
H_2O^+	1,17	—
H_2O^-	0,27	—
Сумма	100,48	—

ременном количестве в мезостазисе; полевошпатовый его компонент слегка замутнен, с низким отрицательным светопреломлением; повидимому, это калинатровый полевошпат (анортотит?). Микрогематит присутствует всегда в тесной связи с хлоритом и реликтами буроватого вулканического стекла, с которыми обнаруживает постепенные переходы. В большинстве случаев микрогематит производит впечатление наиболее позднего образования.

Хлорит дает червеобразные вросстки в микрогематите, местами постепенно переходящие в оранжевый хлорофит; минерал изотропен

или слабо двупреломляет, слабозеленоватый, обладает слабым плеохроизмом.

Кварц образует мелкие включения в хлорите или в микропегматите. Включения кварца и микропегматита в мезостазице бывают охвачены каймой из точечных рудных выделений, а также кристалликами пироксена и апатита. Апатит и титаномagnetит образуют, кроме того, более крупные, игольчатые или скелетные, кристаллы, встречающиеся иногда в виде вростков в пироксене.

Химический анализ микропегматитового диабаз (Нижняя Тунгуска в 40 км выше с. Учами) приведен в табл. 39.

В этом анализе ясно выступают петрографические и химические особенности интрузивных траппов гибридной серии: несколько повышенное содержание SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и повышенное отношение $\text{FeO} : \text{MgO}$ (по сравнению с траппом «нормального» ряда).

Диабазы с микропегматитом, биотитом и актинолитом

По структуре и условиям залегания эти диабазы аналогичны породам предыдущей группы, но отличаются большим содержанием актинолита, биотита, и талька, а также присутствием кварца и микропегматита. По внешнему виду породы этой группы несколько отличны от «нормальных» траппов; они более светлые, имеют серую, местами светлосерую окраску. Встречаются либо в ассоциации с «нормальным» типом интрузивных траппов (некоторые тела ниже с. Учами, кровля пластовой интрузии в горе Конус, также в интрузии ниже с. Чисково по Нижней Тунгуске), либо образуют самостоятельные тела (например, интрузия по Нижней Тунгуске, в скале Ремезова).

Структура преимущественно такситово-пойкилоофитовая, иногда с выделением (в мелкозернистых телах) более крупных зерен оливина, иногда также с лейкократовыми плагиоклазовыми шлирами. Количественно-минералогический состав сильно колеблется; местами породы приобретают лейкократовый облик, переходя в лейкодиабазы (см. далее); весьма изменчиво содержание оливина, количество которого то достигает 10%, то падает почти до нуля (табл. 40).

Таблица 40

Количественно-минералогический состав актинолитово-биотитовых диабазов
(в объемных %)

Минералы	Обр. 440/50, скала Ремезова, Нижняя Тунгуска	Обр. 3146/52, Подкамменная Тун- гуска ниже с. Байкит	Обр. 348/52, р. Чуня	Обр. 741/50, Нижняя Тунгуска у с. Ногинска	Обр. 722/50, скала Алесейча, Нижняя Тунгуска	Обр. 355/52, Подкамменная Тун- гуска ниже с. Байкит
Плагиоклаз	52,2	51,5	55,4	42,3	43,3	36,0
Клинопироксен	36,0	38,0	29,6	34,7	37,3	36,1
Оливин	1,7	0,4	9,9	6,0	6,5	—
Иддингсит и хлорит	—	—	—	9,8	10,1	—
Биотит	—	5,5	1,1	4,1	0,4	1,7
Титаномagnetит	—	2,7	2,8	2,9	2,1	14,9
Измененный пироксен	10,1	—	1,2	—	—	—
Актинолит	—	1,9	—	—	—	12,0
Микропегматит	—	—	—	0,1	0,3	—

Характерной особенностью является присутствие каемок щелочного полевого шпата вокруг плагиоклазов, пропитанность основной массы породы актинолитом и хлоритом, появление в некоторых случаях амфибола, носящего первичный характер.

Зерна оливина обычно замещены тонкочешуйчатым тальком; иногда наблюдается такая последовательность замещения (от центра к краю зерна): — иддингсит → узкая зона бледнозеленого хлорита → тальк. В одном случае (обр. 396/50) отмечена серпентинизация. Зерна оливина часто собраны в скопления.

Более крупные зерна плагиоклаза имеют состав лабрадора, полизональны, большей частью свежие, иногда в них видны кольцевые зоны



Фиг. 92. Такситовый диабаз гибридного ряда. Видны реакционные каемки биотита вокруг рудных зерен. Река Чуя. Шлиф 269/К, $\times 20$, ник. ||

с включениями хлорита. Плагиоклаз, образующий шпировые («анортитовые») скопления, отличается большей основностью и лишен зональности. Наряду с этим, в промежуточной массе в переменном количестве присутствует более кислый плагиоклаз, замещающий лабрадор или дающий мелкие самостоятельные лейсты. По составу это альбит.

Клинопироксен образует буроватые, иногда слабо зональные зерна, в различной степени замещенные перистыми вростками актинолита или листочками биотита. В шлифе 381 наблюдались пятнистые вростки или включения ромбического пироксена (?). Измерения клинопироксена показывают следующее (табл. 41).

Таблица 41

Оптические константы

№ образца и место взятия	(+) 2V	cNg	Ng—Np	Состав
381/50 } 399/50 } р. Учами	42, 44° 47, 48	39° 41	0,027 0,026	$\text{Fn}_{48}\text{Wo}_{37}\text{Fs}_{15}$ $\text{En}_{44}\text{Wo}_{36}\text{Fs}_{20}$

Волокнисто-пластинчатый агрегатный актинолит образует выделения в мезостазисе и псевдоморфозы по пироксену. Плеохроизм у более компактных разновидностей — от бледнозеленого (Ng) до желтоватого (Np). Амфибол первичного облика (в шлифах 396, 406) изредка присутствует в форме мелких призмочек, в интерстициях; плеохроизм минерала (в шлифе 396): Ng — травянисто-зеленый, слабый, Np — бесцветный (иногда заметен голубоватый оттенок по Ng), $cNg=12^\circ$, минерал замещается хлоритом и биотитом.

Биотит присутствует постоянно. Он нарастает на актинолит (фиг. 92) или на рудный минерал, реже образует свободно рассеянные листочки, обладающие сильным плеохроизмом.

Титаномагнетит развит преимущественно в крупных скелетных зернах, сростающихся с биотитом, а также в неправильных скоплениях сидеронитовой структуры. Присутствуют постоянно также апатит, хлорит, хлорофенит и остатки вулканического стекла; изредка встречаются цеолиты типа томсонита и ломонтита, образующие буроватые скопления сферолитового или веерообразного строения, и сфен в виде мезостатических выделений, микропегматит и очень мало кварца.

Особо следует отметить появление турмалина (верхняя часть трапшовой залежи горы Конус на Нижней Тунгуске, выше устья. р. Чикты). Он образует фиолетово-голубоватые мелкие (0,02—0,03 мм) призмочки, зажатые среди мелких лейст плагиоклаза. Содержащая его порода богата хлоритом и тальком, что указывает на значительную степень ее перерождения, в связи с чем, возможно, стоит и появление турмалина.

Химический состав богатого магнетитом актинолитобиотитового диабаз с Подкаменной Тунгуски приведен в табл. 42.

В этом анализе, при сравнении с анализами траппов нормального ряда, обращает на себя внимание резко повышенное отношение FeO : MgO, а также повышение содержания титана и калия. Характерно также присутствие довольно значительного количества ванадия ($V_2O_5=0,07$), вероятно, входящего в состав титаномагнетита.

Диабазы с микропегматитом и гиперстеном

Диабазы этой группы близки к породам предыдущих двух групп, отличаясь в основном присутствием наряду с моноклинным и некоторого количества ромбического пироксена. Диабазы этого типа, повидимому, не слагают отдельных тел, а образуют лишь участки среди диабазов других типов. Так, в лакколитообразной (?) интрузии горы Конус на Нижней Тунгуске они сочетаются с преобладающими в массиве лейкократовыми микропегматитовыми диабазами; ниже устья Учами они слагают верхнюю часть силла, сложенного нормального оливинным диабазом; в массивах скалы Грачей и Уловного Камня по Нижней Тунгуске ими

Таблица 42

Химический состав актинолитобиотитового
диабаз с Подкаменной Тунгуски
(обр. 355/52, аналитик П. Н. Нисенбаум)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	44,99	748
TiO ₂	3,54	44
Al ₂ O ₃	13,44	131
Fe ₂ O ₃	4,73	29
FeO	14,19	198
MnO	0,20	3
MgO	4,48	112
CaO	9,66	172
Na ₂ O	2,39	39
K ₂ O	0,98	11
V ₂ O ₅	0,07	—
H ₂ O ⁺	0,88	—
H ₂ O ⁻	0,16	—
Сумма	99,81	—

сложены участки среди нормальных оливиновых диабазов; лишь в районе горы Нога (Нижняя Тунгуска) гиперстеновые диабазы, повидимому, целиком слагают дайку небольшой мощности.

По внешнему виду это темнозеленоватые плотные породы. Структура — такситово-пойкилоофитовая, встречаются порфиридные разности. Они содержат редкие, но крупные, слегка иддингситизированные кристаллы оливина, одновременно с которыми иногда присутствуют и более мелкие, сплошь боулингитизированные зерна. Возможно, что эти более мелкие и более поздние оливины отличаются более железистым составом, вследствие чего и переходят в железистый боулингит.

Плагиоклаз свежий, основной и зональный. Клинопироксен образует крупные пойкилитовые зерна, содержащие многочисленные тонкие перистые вроски актинолита и биотита и более грубые параллельные прорастания гиперстена. Измерение cNg дало $2V = (+) 46^\circ$.

Гиперстен обладает слабым плеохроизмом и представлен большей частью сростками с клинопироксеном, реже образует отдельные, также частично актинолитизированные зерна. Кроме того, присутствуют: хлорит, частью развивающийся по пироксену, хлорофенит в виде яркожелтых изотропных скоплений, актинолит, биотит в виде мелкозернистых мезостатических агрегатов, титаномagnetит, апатит, калиевый полевой шпат (тонкие каемки вокруг плагиоклаза). В шлифе 382 удалось наблюдать также мелкие идиоморфные кристаллики коричневой базальтической (?) роговой обманки, развивающиеся в пироксен.

Автометаморфизованные разности траппов гибридного ряда

Альбитизированные и пренитизированные плагиоклазовые порфириды. Эти породы слагают преимущественно небольшие жилы или отдельные участки в среднезернистых интрузивных диабазах. Они близки к диабаз-порфиритам, но отличаются более высокой степенью изменения, а также развитием мандельштейновой структуры. Альбитизации подверглись преимущественно порфиридные выделения плагиоклаза. Измерения состава последних дают альбит № 5. Вместе с альбитом развиваются буроватые пятнистые агрегаты цеолита.

Основная масса представляет агрегат хлорита, актинолита, кальцита, с переменной примесью пренита и цеолита типа анальцима; кроме того, присутствует бурое вулканическое стекло.

Цеолитизированные диабазы. Для этой группы диабазов характерно значительное, местами почти полное замещение их позднемагматическим или гидротермальным цеолито-хлоритовым агрегатом. Это преимущественно породы жил или прожилков, соответствующих зонам наиболее интенсивного изменения в трапповых интрузиях. Такого рода прожилки цеолитизированных диабазов можно наблюдать в теле диабазовой интрузии по Нижней Тунгуске — в устье р. Датыкты, в жилах в диабазовом силле скалы Ремезова, в шпихрах в массиве близ р. Чалбышевой в бассейне Нижней Тунгуски. Рыхловатыми цеолитизированными диабазами сложена также нижняя часть пластовой интрузии траппа в скале Ильича в том же районе. По внешнему виду это светло-серые, иногда рыхловатые породы, средне-, иногда крупнозернистые, иногда порфиридные (крупные плагиоклазы в шлифе 287).

По составу это оливиновые и безоливиновые диабазы, характеризующиеся большим содержанием цеолитов и актинолита. Структура пород — главным образом такситово-офитовая; мезостазис выполнен преимущественно цеолитом. Количественно-минералогический состав в одном случае

(обр. 707, у р. Нижней Чалбышевой, бассейн Нижней Тунгуски) следующий (в объемных %):

Плагиоклаз	57,1
Клинопироксен	17,9
Актинолит	17,8
Цеолит и пренит	7,2

Оливин присутствует не всегда, обычно сильно изменен.

Плагиоклаз — зональный лабрадор, в различной степени замещен буроватым цеолитом, иногда также альбитизирован.

Клинопироксен развит в пойкилокритах, актинолитизирован.

Цеолиты развиваются в мезостазице, отчасти по плагиоклазам, преимущественно относятся к натролиту и томсониту, в сноповидных или

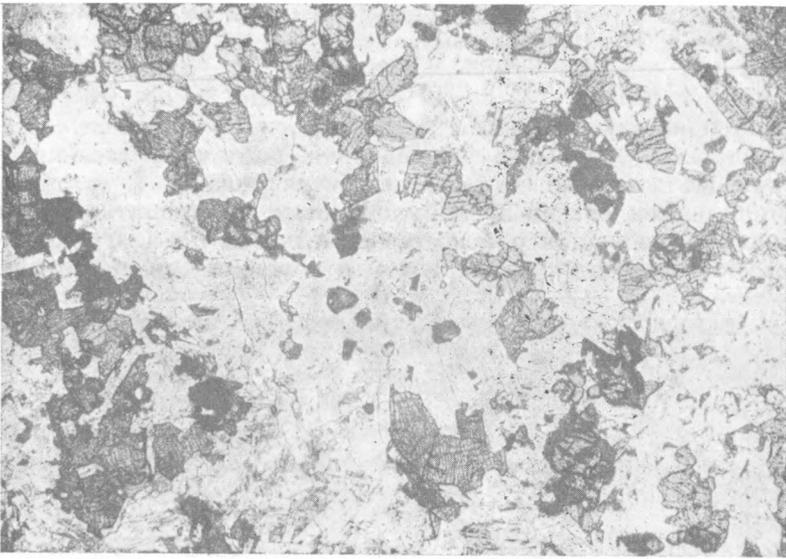


Фиг. 93. Цеолитизированный габбро-диабаз. Плагиоклаз полностью замещен цеолитом, который наблюдается также в промежуточной массе. Пироксен по краям актинолитизирован. Река Чуня. Шлиф 233/52, $\times 20$, ник. ||

сферолитовых, местами буроватых агрегатах по краям. Во внутренней части (в ядрах) скоплений цеолита присутствуют иногда участки хлорита.

Наряду с этим, присутствует в интерстициях также и другой цеолит — анальцит (?), с очень низким двупреломлением или изотропный, повидному, более поздний, чем томсонит и натролит. В значительном количестве присутствуют актинолит, биотит, титаномagnetит и апатит. Хлорит развит в основном в мезостазице, частью замещая собой бывший стекловатый базис (*v*). С прожилками и гнездами цеолитов местами связаны крупные, отчасти идиоморфные выделения сфена. Для актинолита получено $2V = (-) 88^\circ$. В одном случае (обр. 442a/50) отмечена также первичная (?) коричневая базальтическая (?) роговая обманка в виде очень мелких кристаллов с зональным распределением окраски — в ядре коричневая, по краям более зеленая.

Цеолито-пренитовые диабазы. Эти породы встречены в составе траппового силла в низовьях р. Чуни (обр. 233/52); они представляют под микроскопом чрезвычайно сильно измененную породу (фиг. 93), состоящую почти целиком из анальцита и агрегатов пренита, среди которых встречаются реликты первоначального пойкилоофитового диабаз.



Фиг. 94. Лейкодиабаз. Изолированные мелкие выделения пироксена и оливины расположены на фоне плагиоклазовой массы (белое). Река Чуя. Шлиф 200/52, $\times 20$, ник. ||



Фиг. 95. Лейкодиабаз. Виден характер развития мелких лейст плагиоклаза. Река Чуя. Шлиф 205/52, $\times 20$, ник. +

Лейкодиабазы. По своему геологическому положению — это преимущественно жильные или шпировые обособления среди оливиновых диабазов гибридной серии, в отдельных случаях, повидимому, — и более крупные участки; по характерным для лейкодиабазов постоянным признакам перерождения, присутствию микропегматита, кварца, актинолита, цеолитов, они тяготеют к траппам гибридной серии. В нижнем течении Нижней Тунгуски лейкодиабазы местами целиком слагают самостоятельные тела, например, небольшую штокообразную интрузию в 18 км ниже впадения р. Учами. Лейкодиабазы представлены также в составе интрузий в нижнем течении Подкаменной Тунгуски.

Характерной особенностью пород этой группы является их лейкократовый состав, резкое относительное преобладание полевошпатовой составной части; качественный же их состав аналогичен составу диабазов гибридной серии. Структура пород — преимущественно призматически-офитового или (фиг. 94, 95) панидиоморфного типа, в других случаях она ближе к офитовой или таксито-офитовой. В последних случаях присутствуют пойкилокристы пироксена, которые в наиболее перерожденных разностях целиком замещены вторичным амфиболом.

По составу можно различать разности лейкодиабазов: а) слабо актинолитизированные, с микропегматитами; б) сильно или целиком актинолитизированные.

Количественно-минералогический состав пород представлен в табл. 43.

Таблица 43

Количественно-минералогический состав лейкодиабазов
(в объемных %)

Минералы	Обр. 713/50	Обр. 569/50	Обр. 663/50	Обр. 570/50	Обр. 205/52, р. Чуяя
	Нижняя Тунгуска				
Плагиоклаз	59,5	60,2	63,5	68,1	77,5
Актинолитизированный клинопироксен	17,0	21,4	10,4	24,1	16,2
Амфибол	—	—	20,5	6,9	—
Оливин	—	8,2	—	—	1,8
Титаномагнетит	3,4	0,3	5,6	0,9	1,6
Хлорит	—	—	—	—	2,8
Мезостази́с (большой частью актинолит и цеолит)	20,1	9,9	—	—	—

Оливин присутствует непостоянно, обычно в виде мелких идиингстизированных и оталькованных зерен, заключенных среди плагиоклаза. Плагиоклаз — в зернах различной величины, слабо зональных или незональных, по краям иногда оцепленными тончайшими выделениями пироксена. Характерно его сильное изменение; большая часть полевошпатового вещества замещена смесью из альбита и анальцима; иногда изменена лишь внутренняя часть зерна, а края свежие. В интерстициях присутствует небольшое количество щелочного, повидимому, калинатрового полевого шпата и клинопироксена. Почти всегда имеется переменное количество очень тонкоструктурного микропегматита, иногда принимающего вид сферолитовых сростаний, включающих и мелкие зернышки кварца.

Клинопироксен имеет слабокоричневую окраску; изредка он зонален; характер развития — преимущественно идиоморфно-призматический.

Минерал сильно актинолитизирован, а по краям иногда превращен в кальцит. Встречаются разности, содержащие клинопироксен, окруженный тонкими зелеными каемками слабоплеохроичного эгирин-авгита.

Актинолит развит в виде как мезостатических тонковолокнистых агрегатов, так и более грубоструктурных, пластинчатых или сноповидных, псевдоморфоз по пироксену. Повидимому, процесс актинолитизации протекал в несколько стадий. Бледнозеленый актинолит обладает слабым плеохроизмом, в более крупных зернах заметны местами коричневатые пятнистые участки. Отдельные выделения амфибола крупнее, более компактны и имеют характер первичной роговой обманки. Следует подчеркнуть вместе с тем, что этот переход от пластинчато-волокнистого амфибола к компактному носит часто совершенно постепенный характер. Оптические свойства компактного амфибола те же, что и актинолита. Мезостазис выполнен смесью хлорита, актинолита и цеолита. Последний дает бурые веерообразные сростки с относительно высоким двупреломлением (томсонит и ломонтит). Титаномagnetит развит в виде крупных идиоморфных, а иногда также и неправильной формы зерен, часто сопровождается биотитом.

Тешениты представляют собой наиболее сильно перерожденные (автометаморфизованные) разности лейкократовых диабазов (лейкодиабазов) гибридного ряда. Они распространены в виде участков или шпиров в диабазах гибридной серии (в обнажении в 32 км выше устья р. Тутончаны они слагают округлые шпирь, до 5—8 см в диаметре, сопровождаемые тонкими шнуровидными прожилками цеолита) или образуют жилы (например, жилы небольшой мощности в скале Грачей по Нижней Тунгуске). В этих светлосерых плотных породах на белом или светлосером фоне заметны скопления цветных силикатов. Структура пород таксито-офитовая, до панидиоморфной.

В составе пород главную роль играют плагиоклаз, сравнительно слабо измененный клинопироксен и цеолит. Плагиоклаз в виде мелких зональных лейст, по составу — лабрадор, в значительной степени замещен цеолитом. Клинопироксен образует небольшие, слабокоричневатые, большей частью призматические кристаллы, нередко собранные в скопления;

Таблица 44

Химический состав тешенита с Подкаменной Тунгуски, ниже с. Байкит (обр. 308/52, аналитик П. Н. Нисенбаум)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	44,34	737
TiO ₂	1,24	15
Al ₂ O ₃	15,07	147
Fe ₂ O ₃	0,28	2
FeO	9,41	131
MnO	0,20	3
MgO	7,37	183
CaO	12,03	214
Na ₂ O	2,35	38
K ₂ O	3,80	40
H ₂ O ⁺	3,28	—
H ₂ O ⁻	0,48	—
Сумма	99,85	—

он изменен в общем сравнительно слабо; в отдельных случаях вокруг его кристаллов наблюдаются узкие зеленоватые каемки эгирин-авгита; наблюдались (обр. 659/50, Нижняя Тунгуска) тонкие графические прорастания пироксена и плагиоклаза. В отдельных шлифах попадаются тонкие призматические кристаллы зеленоватобурой компактной роговой обманки и мелкие листочки яркооранжевого лепидомелана (обр. 308/52, р. Чуня). Цеолит развит главным образом в мезостазисе; представлен преимущественно томсонитом в веерообразных или радиально-лучистых сростках; общее его количество в шлифе 527 достигает

примерно 40%. В меньшем количестве присутствуют ломонит и натролит. Кроме того, в мезостазице имеются хлорит, коричнево-слабо двупреломляющий хлорофенит, кальцит. Интересно также присутствие довольно большого количества сфена. Он образует сравнительно крупные, неправильные, ксеноморфные к плагиоклазу зерна, местами изрешеченные мелкими вростками рудного минерала.

Химический состав тешенита с Подкаменной Тунгуски приведен в табл. 44. По сравнению с траппом нормального ряда характерно пониженное содержание SiO_2 и резко повышенное — щелочей, в особенности калия, а также воды, за счет присутствия цеолитов и калинатрового полевого шпата.

Актинолитовые диабазы

Диабазы этого типа, с полностью или почти полностью перерожденным клинопироксеном, среди траппов гибридного ряда, пожалуй, наиболее распространены. Они целиком слагают отдельные интрузивные тела траппов, например, интрузию Уловного Камня, интрузию в устье р. Чалбышевой по Нижней Тунгуске; в других случаях устанавливается их приуроченность к краевым, приконтактным частям интрузивных тел. По Нижней Тунгуске они слагают также основание силла в устье р. Чикты (шлиф 479), залегают в контакте секущей интрузии в обнажении ниже устья Учами и т. д. В бассейне Подкаменной Тунгуски, преимущественно к западу от с. Байкит, они слагают отдельные тела по рекам Чуне и Катанге.

Породы окрашены в светлосерый цвет, часто — с зеленоватым оттенком благодаря большому развитию хлорита и актинолита. Структура преимущественно пойкилофитовая, среднезернистая, встречаются полевошпатовые шпидры. По Подкаменной Тунгуске встречены разновидности с призматически-офитовой структурой. Количественно-минералогический состав актинолитизированного диабаза с р. Чалбышевой (Нижняя Тунгуска, обн. 700) следующий (в объемных %):

Плагиоклаз	45,0
Клинопироксен	25,7
Актинолит	20,1
Кварц	0,1
Хлорит	5,2
Титаномагнетит	3,9

В других случаях актинолит полностью вытесняет пироксен.

Характерной чертой минералогического состава является значительное содержание актинолита, притом в сильно колеблющихся количествах; можно наблюдать почти все степени актинолитизации, вплоть до полного вытеснения цветных компонентов актинолитом. Иногда одновременно с актинолитизацией происходит и альбитизация плагиоклаза, а также оталькование оливина. Местами присутствует биотит. В наиболее сильно измененных разностях этих пород в большом количестве имеются также кальцит, цеолит и сфен.

Оливин присутствует не постоянно, обычно идингситизирован, оталькован, а в породе с горы Чалбышевой замещен серпентином с рудными частичками и кальцитом. Плагиоклаз представляет собой зональный андезин-лабрадор, большей частью значительно альбитизированный, иногда с одновременно протекающей цеолитизацией в ядрах зерен; альбитизация проявляется в виде развития пятнистых или шахматных вростков альбита.

Клинопироксен — слабокоричневатый, в различной степени актинолитизирован, вплоть до образования полных гомоосевых псевдоморфоз

из актинолита. Нередко замечаются признаки деформаций — искривление и т. п.

Актинолит обычно развивается в виде бесцветных, ярко поляризующих пластинчатых или волокнистых агрегатов; иногда видны две генерации — более ранний крупнолистоватый и более поздний шестовато-волокнистый актинолит. Внутренние части таких скоплений иногда сложены хлоритом.

Кроме перечисленных минералов, присутствуют также (преимущественно в мезостазице) биотит в виде мелких оранжевых листочков, вторичный альбит, микропегматит, пренит, сфен, титаномagnetит, кварц и натролит. Отмечалась также компактная роговая обманка в виде мелких призмочек, с плеохроизмом в коричневато-зеленоватых цветах, нарастающая на зерна пироксена.

Диорит-диабазы

Среднезернистые мезократовые породы с гипидиоморфной структурой, по составу соответствующие диоритам, были встречены в районе распространения пластовых трапповых интрузий, между сс. Палигус и Байкит по Подкаменной Тунгуске; геологические условия залегания их остались недостаточно выясненными из-за плохой обнаженности (материал частью из высыпок и коренных россыпей). Повидимому, они слагают как самостоятельные интрузии, так и крупные участки в составе отдельных тел, состоящих из траппов нормального ряда.

Породы содержат широкие таблитчатые зерна незонального андезина № 45, крупные широкопризматические кристаллы буровато-зеленой роговой обманки, составляющей около 50% породы, с $cNg=13^\circ$, бесформенные скопления мелкошестоватого бесцветного актинолита (частью замещающего первую роговую обманку) и небольшое количество крупных листочков коричневого биотита, микропегматита, кварца, апатита и титаномagnetита.

Глава VII

ПРИКОНТАКТНЫЕ ЗОНЫ ТРАПОВЫХ ИНТРУЗИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПРИКОНТАКТНЫХ ЗОН

В описываемом районе контакты траптовых интрузий наблюдаются преимущественно с различными породами туфогенного горизонта тунгусской свиты — с туфами, туфопесчаниками, аргиллитами и т. д., в меньшей степени — с породами продуктивного отдела той же свиты (песчаниками, аргиллитами и т. п.) и с карбонатными породами наиболее глубоко залегающих свит силура и ордовика.

Таким образом, подавляющее большинство наблюдаемых здесь пород экзоконтактных зон приходится на различные роговики и роговиково-подобные образования, представляющие продукты различных стадий метаморфизации туфов, туфопесчаников и других пород, происходившей под воздействием интрузий траппового состава. Большая часть контактных пород, наблюдаемых непосредственно в обнажениях, приходится на долю секущих контактных зон трапповых тел (контакты даек, наклоненных силлов или их корневых частей); реже удается наблюдать изменения, происходящие вдоль пологих или горизонтальных контактов; здесь преимущественно доступны наблюдению лежащие контакты пластовых залежей (силлов).

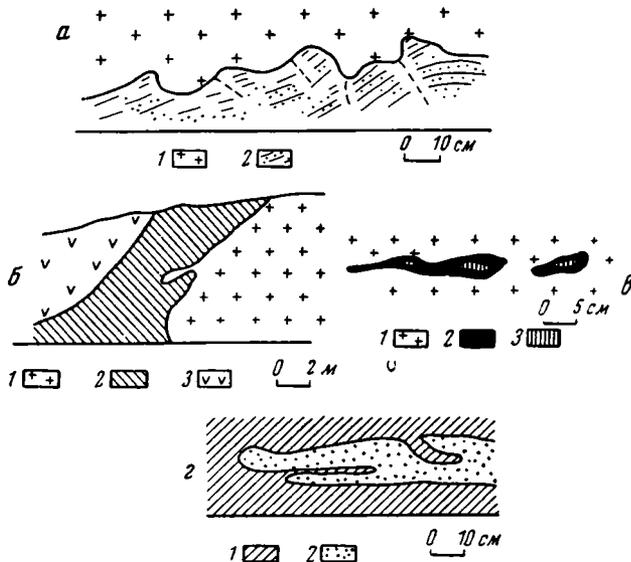
Наряду с появлением различного рода экзоконтактных пород, в крайних зонах интрузий представлены также и породы эндоконтактов — в основном черные уплотненные разности траппов с роговиковой, а иногда и со своеобразной брекчиевидной структурой. В ряде случаев наблюдаются постепенные переходы между породами эндо- и экзоконтакта, с образованием пород, подробнее описываемых ниже.

Наблюдения над контактными зонами трапповых интрузий дают богатый материал для суждения о характере и интенсивности контактных явлений и о механизме внедрения траппового расплава. Вещественный состав и общая характеристика контактных явлений будут рассмотрены ниже, после общей геологической характеристики строения контактных зон.

Состав контактно измененных пород и интенсивность преобразований тесно связаны со строением контактных зон и с их положением в пространстве. Как показывают детальные наблюдения, строение самих контактных зон, т. е. положение плоскости контакта, отличается на отдельных участках значительной сложностью, даже при сравнительно простом общем плане строения интрузивного тела. Согласно залеганию на отдельных участках часто переходит в секущее, плоскость контакта принимает волнистую или ступенчатую форму, при сохранении общей конфигурации силла. Пример таких явлений в небольшом масштабе дает зарисовка участка в основании Байкитского силла (фиг. 96, а). Здесь, как видно, имеются небольшие, но многочисленные механические нарушения, сопро-

вождаемые явлениями сдвигов, брекчирования и т. д. Некоторые детали строения наклонных контактов дает зарисовка (фиг. 96, б) района шиверы Буруш на Нижней Тунгуске.

Добавочный материал для суждения об истинной форме залегания пластовых тел и о механизме их образования дают наблюдения над положением ксенолитов вмещающих пород в теле интрузии. Как видно из приведенных зарисовок (фиг. 96, в, 97, б), для таких ксенолитов в большинстве случаев характерно сохранение их первоначального положения, без



Фиг. 96. Детали строения приконтактных зон.

а — строение участка лежачего контакта траппового силла. Подкаменная Тунгуска, район Кривляков: 1 — диабаз; 2 — ороговикованный туфопесчаник.
б — строение контактной зоны наклонной интрузии. Нижняя Тунгуска у шиверы Буруш: 1 — диабаз; 2 — черные такситовые микропорфириды; 3 — агломеративные туфы.
в — ксенолиты роговина в трапповой интрузии (вид в плане). Нижняя Тунгуска, скалы Березина: 1 — диабаз; 2 — черный роговин; 3 — светлосерый роговин.
г — участок неизмененного песчаника (2), заключенный в ороговикованном алевролите (адиноле) (1). Нижняя Тунгуска у с. Ногинска

признаков значительных смещений, а часто и без значительных изменений состава; характерно развитие в них тонкой пластинчатой отдельности, перпендикулярной в некоторых случаях плоскостям ограничения (фиг. 97, в, 98). Последнее обстоятельство, может быть, является указанием на возникновение значительных боковых сжимающих усилий при застытии трапповой силла. Сравнительно менее часто наблюдаются случаи заметных изменений в первоначальном положении ксенолита, его смещения и поворота на некоторый угол. По способу залегания возможно, таким образом, разделение ксенолитов вмещающих толщ на: 1) автоксенолиты, залегающие без смещения, и 2) аллоксенолиты — с признаками смещения.

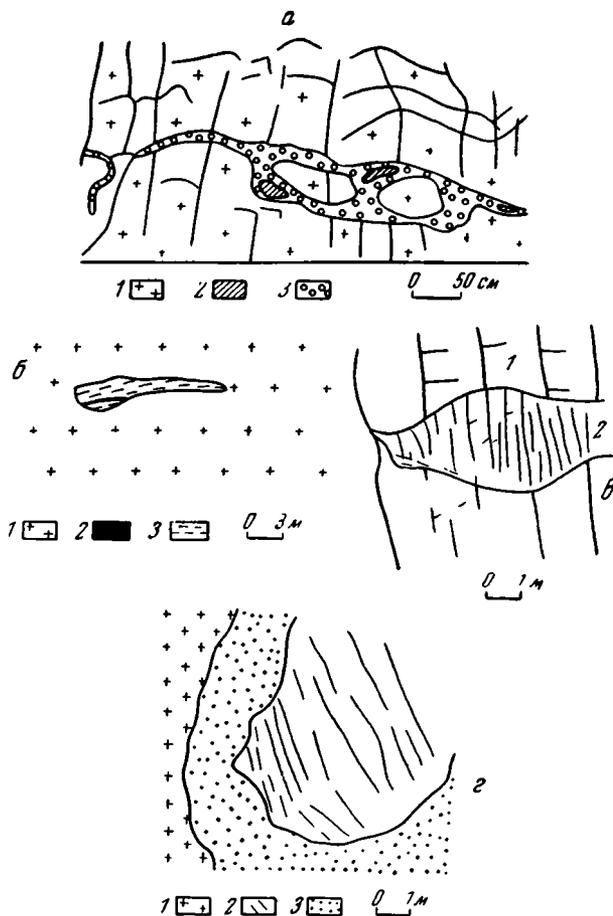
С зонами преимущественного развития ксенолитов в пластовых телах траппов (реликты частично поглощенных осадочных горизонтов) связаны во многих случаях и явления внутренней неоднородности в теле интрузий, с образованием зон расслоения и развитием мандельштейнов, диабаз-пегматитов и других пород, подробнее описанных выше. Здесь наглядно выступает роль явлений ассимиляции как побудителя дифференциации в трапповой магме.

Развитие мандельштейновых (пузыристых) разностей характерно местами для участков траппов, прилегающих к ксенолитам или к включениям измененных и неизмененных боковых пород, т. е. приурочено к более ослабленным механически участкам интрузий. Характерный пример дает обнажение в районе Кривляков на Подкаменной Тунгуске, где длинные плоские ксенолиты черных ороговикованных аргиллитов окаймлены зоной мандельштейновых диабазов (см. фиг. 97, а). Местами образуются сплошные участки, выполненные хлорит-кальцитовых массой. В образовании такого рода участков существенную роль в данном случае играют, по видимому,

летучие составные части (в основном — вода), захваченные из материала включений осадочных пород (резургентные летучие вещества), и, в меньшей степени, первичные гидротермальные компоненты самой трапповой магмы.

Охарактеризованные выше явления неспокойного, секущего залегания контактов у согласных в целом пластовых интрузий, а также случаи тектонических нарушений вблизи контактов, задирания слоев боковых пород и т. п. приводят к заключению, что внедрение трапповой магмы представляет собой отнюдь не спокойный процесс всестороннего проникновения или пропитывания трапповой магмой открытых полостей. Более вероятен здесь активный процесс внедрения, сопровождающийся местами раздроблением, брекчированием и другими механическими нарушениями пластов вмещающих пород, частично, вероятно, также — сводообразным приподнятием вышележащей осадочно-вулканогенной покрывки, наконец, — явлениями протыкания (образование диапировых структур). О последнем свидетельствует, в частности, тип строения мелких трапповых тел — штоков, куполов и подобных образований, в изобилии насыщающих отложения туфогенной толщи в бассейнах Нижней и Подкаменной Тунгусок и обладающих зачастую характерным «диапировым» типом расположения трещин отдельности.

Для определения направления движения магматического расплава при образовании пластовых интрузий проводились наблюдения над расположением структурных элементов в траппах, слагающих эти интрузии, и над ориентировкой шлиров, вкрапленников, над трахитоидностью и т. д. Полученные макроскопические данные свидетельствуют о крайне ограниченном проявлении ориентированных структур течения. Некоторая ориентировка наблюдалась лишь в определенных горизонтах отдельных



Фиг. 97. Характер расположения ксенолитов в телах интрузивных траппов.

а — расположение зоны ксенолитов ороговинованных аргиллитов в мандельштейновой зоне интрузии. Подкаменная Тунгуска, район ниже Кривляков: 1 — среднезернистый диабаз; 2 — ксенолит роговика; 3 — мандельштейновый диабаз.

б — ксенолит осадочной породы из тунгусской свиты, заключенной в силле. Там же: 1 — диабаз; 2 — черный ороговинованный алеволит; 3 — песчаник.

в — ксенолит пироксенового роговика, заключенный в силле. Нижняя Тунгуска, скала Грачей: 1 — диабаз; 2 — роговик с тонкой пластинчатой отдельностью.

г — ксенолит черного тонкосланцевого роговика в трапповой интрузии (вид в вертикальной стенке). Нижняя Тунгуска ниже устья Таймуры: 1 — диабаз; 2 — роговик; 3 — осветленный карбонативированный диабаз

пластовых интрузий, сложенных трахитоидными разностями траппов (устье р. Тэтэрэ, нижний Байкитский силл), где наблюдались местами плоскопараллельные текстуры. Можно думать, что хотя внедрение трапповой магмы и представляло собой активный процесс, но само застывание расплава на месте протекало преимущественно в спокойной обстановке, в условиях всестороннего гидростатического давления.

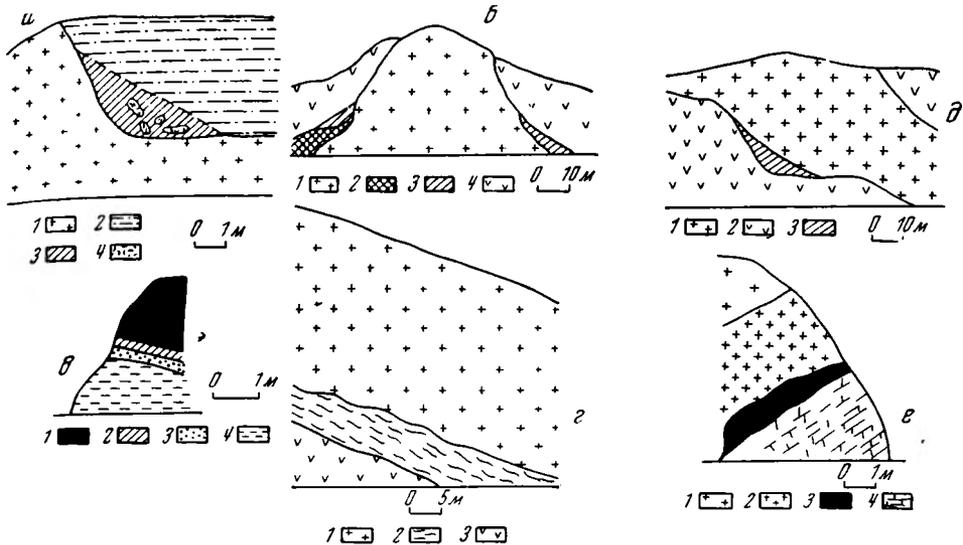
Наблюдения над контактами пластовых тел показывают, что зоны наиболее интенсивных изменений боковых пород вообще приурочены преимущественно к полого залегающим участкам контакта. Характерные примеры этого дают контакты наклонной Паноликской интрузии на Подкаменной Тунгуске (фиг. 99, а, б), где видно, что ороговикованные



Фиг. 98. Тонкая пластинчатая отдельность в крупном ксенолите роговика (виден на переднем плане, дальше — диабаз). Нижняя Тунгуска ниже с. Кочумдек

участки в данном случае приурочены к пологим участкам контакта. То же наблюдается в зоне наклонного контакта пластовой интрузии в устье р. Тэтэрэ, где можно наблюдать утолщение зоны роговиков на участках с горизонтальным положением контакта и утоньшение — в местах наклонного положения контакта. Там, где это удается наблюдать, устанавливается еще одна существенная закономерность: мощность контактно измененных ороговикованных и мраморизованных пород под пластовой интрузией в области лежачего бока больше, чем над интрузией в области ее висячего бока. В распределении связанных с интрузией позднемагматических и гидротермальных продуктов — выполнения миндалинок, прожилок и т. п. — закономерность имеет в общем обратный характер — миндалинок больше в кровле и в прилегающей к ней зоне.

Разнообразные примеры строения нижних (лежачих) контактных зон в трапповых интрузиях дают прилагаемые зарисовки (фиг. 99, 100). Мощность этих нижних экзоконтактных зон варьирует также в зависимости и от общей мощности интрузивного тела. В зонах кровли минералогические изменения выражены обычно в общем слабее, чем в лежачем боку; здесь характерно усиленное развитие трещиноватости, мелких



Фиг. 99. Особенности строения приконтактных зон трапových интрузий.

a — расположение ороговичкованного участка туфопесчаника в кровле наклонной залежи трапа. Подкаменная Тунгуска, ниже с. Панолин: 1 — диабаз; 2 — песчаник; 3 — серый пятнистый роговик; 4 — обломки аргиллита.

б — апикальная часть диабазового штока с участками черных роговиков, приуроченных к полого залегающим участкам плоскости контакта. Нижняя Тунгуска выше с. Тутончаны: 1 — среднезернистый диабаз; 2 — черный роговик; 3 — ороговичкованный туф; 4 — туф.

в — строение контактной зоны в подошве трапového силла. Подкаменная Тунгуска, район Кривликов: 1 — диабаз; 2 — эндоконтактный роговик (микропорфирит); 3 — кварцит; 4 — известковистый сланец.

г — строение лежачей контактной зоны пологонаклонной залежи трапа. Устье р. Тэтэрэ: 1 — диабаз; 2 — черный пластинчатый роговик; 3 — агломератовый туф.

д — расположение участка контактного роговика близ подошвы наклонной залежи трапа. Там же: 1 — диабаз; 2 — агломератовый туф; 3 — черный роговик.

е — лежачий бок мощной залежи трапа с горизонтом черных пятнистых роговиков в его основании. Река Чуя, нижнее течение: 1 — диабаз; 2 — эндоконтактный микропорфирит; 3 — пятнистый роговик; 4 — известковистый сланец.



Фиг. 100. Осветленные карбонатизированные зоны в туфопесчаниках вдоль тонких жил диабазов. Нижняя Тунгуска близ устья р. Учамы

Характеристика строения и состава экзоконтактных зон траптовых интрузий

Структурный тип интрузии	Пластовые тела (силлы)		Секущие тела (дайки, силлы)	
	зона подошвы	зона кровли		
Особенности приконтактной зоны	зона подошвы			Ороговикование, отчасти со скарнированием
	В туфах	Ороговикование, отчасти скарнирование	Хлоритизация и карбонатизация	
	В песчанниках	Окварцевание		
	В аргиллитах	Ороговикование, адидолизация		
В карбонатных породах	Мраморизация, скарнирование			
Средняя мощность зоны изменений	Значительная	Небольшая	Обычно небольшая	
Степень термического воздействия	Сильная	Незначительная	Умеренная, местами сильная, но лишь в узкой зоне	
Степень механического воздействия	Умеренная	Сильная	Умеренная или слабая	

нарушений, апофиз и т. д., сопровождающихся усиленными низкотемпературными гидротермальными изменениями — карбонатизацией и хлоритизацией.

Указанные особенности строения верхних и нижних контактных зон пластовых интрузий позволяют прийти к заключению, что в верхних частях этих тел происходят явления преимущественно механического воздействия трапсового расплава на боковые породы, а в нижних частях эти воздействия комбинируются с явлениями усиленного термического воздействия. Это говорит о резко неоднородных температурных условиях в различных частях трапсового силла в период его застывания.

Для вертикальных или круто падающих траптовых интрузий контактные изменения проявляются также неравномерным образом: состав и интенсивность метаморфизма определяются, помимо подвергающихся изменению особенностей первоначального состава пород, также и мощностью трапсового тела. В некоторых случаях явления контактного преобразования здесь достигают той же интенсивности, как и в лежащих контактах пластовых тел (фиг. 101). Характерной особенностью контактных процессов, связанных с секущими интрузиями, является развитие скарновых образований. Возможно, что глубоко идущие трещины и разломы, в связи с которыми формировались дайки и другие секущие тела, послу-

жили преимущественными путями поднятия минерализующих растворов, проникавших из более глубоких зон.

Особенности строения и состава контактных зон у различных по форме трапповых интрузий схематически представлены в виде табл. 45.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

ПОРОДЫ ЭНДОКОНТАКТНЫХ ЗОН

Породы, слагающие краевые, приконтактные части интрузивных тел траппов, представлены в большинстве случаев плотными, темными или черными, тонкокристаллическими микропорфировыми разновидностями диабазов типа микропорфиритов и афировых микродиабазов. Характерной



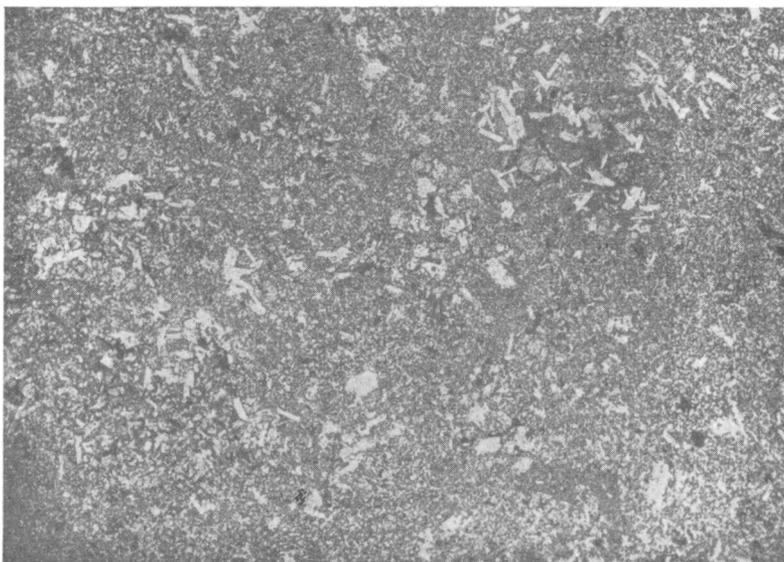
Фиг. 101. Осветленные (карбонатизированные) зоны близ вертикальных жил диабаз. Нижняя Тунгуска близ устья р. Таймуры

особенностью большей части этих приконтактных образований является своеобразная, близкая к роговиковой, структура основной массы (или целиком всей породы), принимающей во многих случаях вместе с тем и брекчиевидный или такситовый облик. В последнем случае мы, очевидно, имеем дело отчасти с продуктами интенсивной переработки (перекристаллизации) вмещающих пород интрузии, т. е. в этих случаях происходит взаимное смешение и переплетение пород экзо- и эндоконтакта. В соответствии с этим в следующем ниже описании выделяются породы двух типов—микропорфириты, представляющие породы эндоконтакта в точном смысле, и микробрекчиевые и такситовые порфириты, представляющие смешанный продукт эндо- и экзоконтакта.

Развитие этих пород приурочено, во-первых, к краевым, приконтактным частям даек и других секущих, в особенности — мощных тел; во-вторых, — к верхним афанитовым закраинам также преимущественно мощных пластовых тел. Эти афанитовые закраины часто наблюдаются в виде россыпей, реже в виде небольших коренных выступов на поверхностях водораздельных плато, представляющих собой отпрепарированные останцы мощных трапповых силлов. Таковы афаниты, развитые в области водораздельных плато Чуня — Катанга, частью в междуречье Чуня — Нижняя Тунгуска. Выходы или развалы афанитов прослеживаются местами на километры, мощность афанитовой зоны достигает иногда десятков метров, судя по мощности отдельных выходов. Иногда в этих зонах можно наблюдать повторное чередование афанитов и нормальных траппов.

Оливиновые и оливин-плагноклазовые микропорфириты с роговиковой структурой

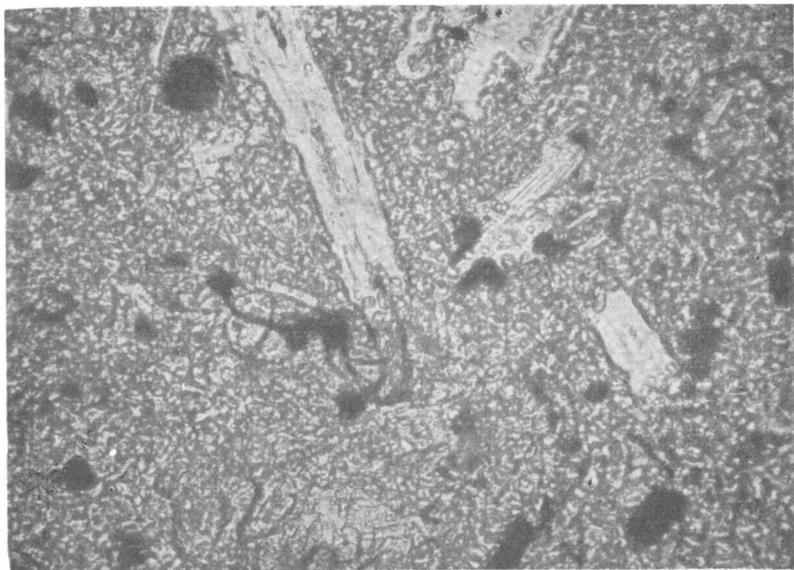
Эти породы слагают преимущественно краевые зоны как секущих, так и пластовых трапповых интрузий. Кроме того, они образуют иногда



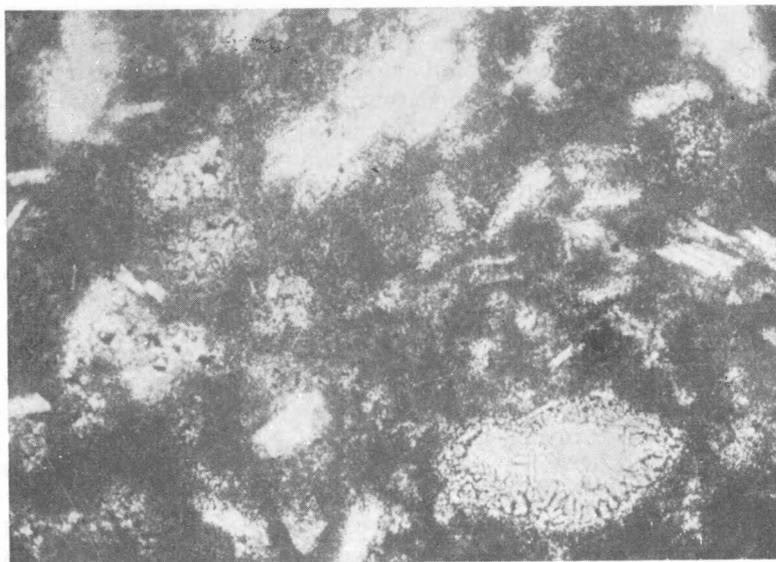
Фиг. 102. Оливиновый микропорфирит. Вкрапленники плагноклаза и отчасти оливина на фоне тонко- и неравномернозернистой, существенно пироксеновой массы. Р. Нижний Чунку, контактная зона интрузии. Шлиф 197/52, $\times 46$, виск. ||

также жиллообразные тела или отдельные участки и шпиры внутри самого интрузивного тела. В секущих телах (дайках) эти породы принимают частично мандельштейновый облик. Мощность таких контактовых зон сильно варьирует — от нескольких сантиметров до десятка метров.

По внешнему виду это черные, иногда сероватые плотные массивные породы роговикового облика, обычно микропорфировой структуры; присутствуют мелкие и редкие порфировые выделения (0,1—0,3 мм) иддингситизированного оливина и плагноклаза на фоне чрезвычайно тонкозернистой роговиковой массы, со средним размером зерен до 0,01 мм, состоящей преимущественно из клинопироксена с примесью небольшого количества плагноклаза (фиг. 102, 103). Строение основной массы неоднородное; наряду с роговиковыми, присутствуют и участки интерсертального



Фиг. 103. Плагиоклазовый микропорфирит. Видны более крупные лейсты плагиоклаза и зерна оливина в массе гранулярного строения, состоящей из пироксена. Нижняя Тунгуска выше с. Виви.
Шлиф 218/50, $\times 290$, ник. ||



Фиг. 104. Строение основной массы такситового микропорфирита. В нижней части снимка виден шпир с крупными выделениями пироксена. Нижняя Тунгуска близ с. Виви. Шлиф 244/50, $\times 150$, ник. ||

или гиалопилитового строения, иногда также более раскристаллизованные микродолеритовые участки.

Зерна оливина имеют округлую форму, часто собраны в гломеропорфировые сростки; они свежи или замещены идингситом и боулингитом.

Плагиоклаз развит в виде короткопризматических или брусковидных мелких зерен, преимущественно входящих в состав основной массы, зонален (иногда только по краям); по составу это андезин-лабрадор; иногда отмечается по краям кайма нарастания из кислого плагиоклаза.

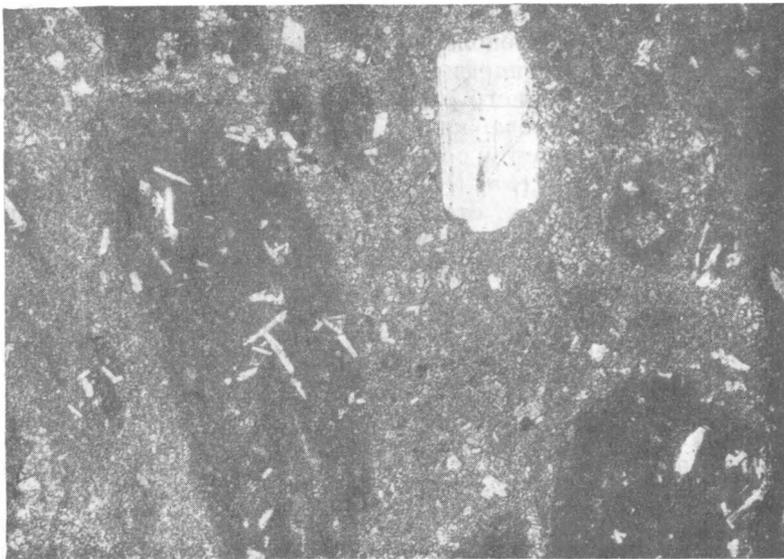
Клинопироксен развит в изометричных мельчайших округлых зернах в роговиковой массе. Местами он образует и более крупные идиоморфные призматические кристаллики, собранные в скопления, вроде жеедок, окаймленные стекловатым веществом (фиг. 104). Минерал свеж, изредка слабо актинолитизирован. Наблюдаются участки, состоящие из более крупных лейт плагиоклаза, сильно замутненных и буроватых, сцепленных каемками из точечных выделений магнетита, а также отдельные небольшие шпильки из смеси хлорита и магнетита, приближающиеся по форме и составу к настоящим миндалинкам.

Промежуточная основная масса представляет в основном полнокристаллический агрегат из мельчайших округлых зернышек местами слегка актинолитизированного клинопироксена; на отдельных участках в промежутках между зернами пироксена появляется бурое стекловатое вещество; эти стекловатые участки местами вдаются в полнокристаллические участки. Появление этой стекловатой массы, вероятно, связано с неравномерностями в процессе застывания описываемых пород и, возможно, с частичным их расплавлением под влиянием внедряющихся позднейших фракций траппового расплава. Указываемая неравномерность более отчетливо выступает в роговиках следующей, описываемой ниже группы.

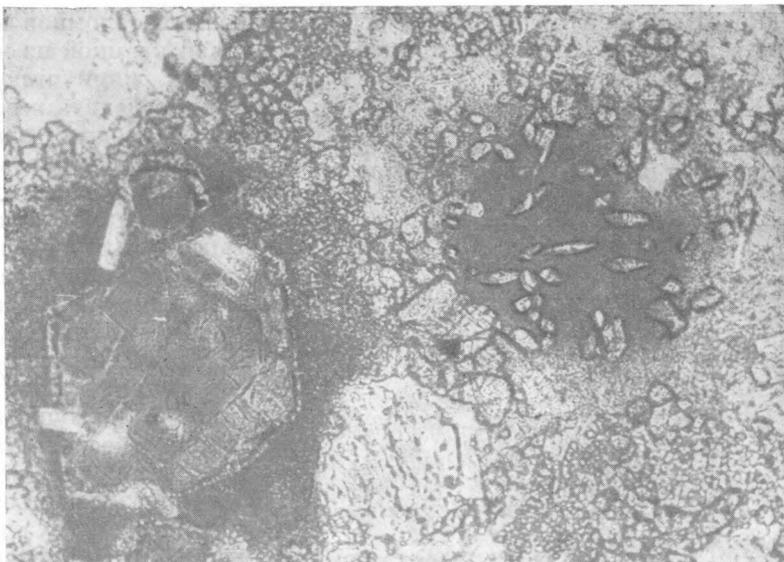
Такситовые микропорфиры

Эти породы развиты так же, как и микропорфиры предыдущего типа, преимущественно в красных частях интрузивных тел. Так, в обнажении по Нижней Тунгуске, в 12 км ниже устья р. Чикты, светлосерые такситовые микропорфиры слагают обе краевые зоны мощной дайки оливинового диабазы; тоже в обнажении в 15 км ниже устья р. Таймуры. Они слагают также роговикопоподобные ксенолиты различных размеров, заключенные нередко во внутренних частях трапповых интрузий, например, крупные ксенолиты в диабазовых интрузиях скалы Грачей по Нижней Тунгуске. Наконец, эти породы обнаруживаются в ряде случаев в составе ксенолитов, заключенных в мелкозернистых траппах эффузивного облика. Так, например, они слагают многочисленные мелкие округлые и угловатые ксенолиты в районе рек Виви—Таймура и далее к западу. В пластовой интрузии ниже устья р. Учамы ими сложены полособразные участки, вытянутые на значительное расстояние.

По внешнему виду породы эти обычно неоднородны; они окрашены то в черный цвет с мелкими более светлыми обломочками, нерезко ограниченными, то в темносерый, лишь со слабо уловимым брекчиевидным обликом. Наблюдается чередование участков (фиг. 105): 1) темных и тонкороговиковых и 2) более светлых и раскристаллизованных, содержащих местами мелкие порфировые выделения плагиоклаза. Микробрекчиевидное или такситовое сложение бывает выражено как в более крупном масштабе (макроскопически), с величиной отдельных блоков до нескольких сантиметров, так и в мелком (когда такое расположение наблюдается лишь под микроскопом). Чаще всего породы одновременно обнаруживают тот и другой вид неоднородности.



Фиг. 105. Такситовый микропорфирит. Видны участки, в различной степени раскристаллизованные, имеющие обломочные очертания, отдельные вкрапленники плагиоклаза метасоматического (?) облика. Р. Чуня, нижнее течение. Шлиф 2136/52, $\times 2$, ник. ||



Фиг. 106. Такситовый микропорфирит. Видны широкообразные участки стекла (темное), которое содержит более крупные идиоморфные призмочки пироксена и проникает частично в кристаллы плагиоклаза; слева — крупное зерно идингситизированного оливина, также охваченное каемкой стекла. Р. Чуня, нижнее течение. Шлиф 236/52, $\times 90$, ник. ||

Под микроскопом наблюдаются отдельные участки очень плотного сложения, стекловатые, почти черные, типа идингситового базальта, с интерсертальной или микродолеритовой структурой, рассеянные на фоне более светлой массы микропорфирового строения с мелкими вкрапленниками идингситизированного оливина и плагиоклаза. Местами наблюдаются участки породы, содержащие более крупные выделения плагиоклаза на фоне тонкозернистой роговиковой массы, богатой мельчайшими зернышками клинопироксена. Чаще всего тонкороговиковый агрегат из пироксена целиком слагает отдельные плотные угловатые участки в породе, повидимому, замещающие включения ранее существовавшего материала. Наконец, изредка наблюдаются включения отдельных полнокристаллических агрегатов, представляющих по составу и структуре долеритовый или пойкилоофитовый диабаз. Степень раскристаллизованности и петрографический состав, а также характер распределения отдельных минералов подвержены быстрым изменениям, и породы в целом имеют крайне неустойчивый облик.

Выделения плагиоклаза имеют форму то идиоморфных лейст, то совершенно неправильных зерен с явно обломочными очертаниями и представляют, несомненно, обломки кристаллов; по составу в одних случаях— это свежий зональный основной плагиоклаз, в других он цеолитизирован и альбитизирован, иногда пропитан стеклом; наблюдаются каемки нарастания щелочного полевого шпата.

Клинопироксен развит преимущественно в виде мелких зерен в основной массе, часто слагающих сплошные мономинеральные пироксенитовые агрегаты, или же образует более крупные призмочки, скопляющиеся в виде гнезд или жеод, сцементированных стекловатой массой (фиг. 106) и оплеченных мелкими зернами магнетита; цвет его—коричневатый.

Присутствуют также скопления хлорита и участки вулканического стекла. Последние, так же как и роговиковый пироксенитовый агрегат, вьдаются в более раскристаллизованные участки породы. Встречаются слабо актинолитизированные разности микропорфиров.

Нередко отмечается присутствие мелких угловатых обломков кварца различной величины, охваченных тонкой реакционной каемкой из мелких призмочек клинопироксена.

Таблица 46

Химический состав роговикового микропорфирита из силла в нижнем течении р. Чуни (обр. 89/49)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	51,84	864
TiO ₂	1,12	14
Al ₂ O ₃	16,43	161
Fe ₂ O ₃	1,12	7
FeO	9,69	135
MnO	0,24	3
MgO	6,30	156
CaO	10,52	188
Na ₂ O	1,94	31
K ₂ O	0,69	7
H ₂ O ⁺	0,40	—
H ₂ O ⁻	0,16	—
V ₂ O ₅	0,02	—
Сумма	100,47	—

Можно проследить все постепенные переходы от однородных микропорфиров — типа, описанного в предыдущем разделе, до микробрекчиевых или такситовых их разностей. Эти последние, судя по геологическим и петрографическим данным, представляют собой результат изменений материала как боковых пород интрузии — преимущественно туфогенного состава (из тунгусской свиты), так, отчасти, и ранее образовавшихся пород трапповой интрузии, преимущественно ее краевых частей. Эти изменения происходили под влиянием наиболее поздно внедрившихся порций того же траппового расплава.

Представление о химизме ороговикованных микропорфиритов дает приводимый ниже анализ роговика из контактной зоны траппового силла в нижнем течении р. Чуни (табл. 46).

Порода эта, несмотря на ее резко неоднородное такситовое строение, обнаруживает в целом полную аналогию с составом вмещающего ее нормального среднернистого траппа (см. выше), что свидетельствует о тесной генетической близости обоих типов пород (эндоконтакта и внутренней части интрузии). С другой стороны, состав эндоконтактного роговика достаточно близок к составу вмещающего витрокластического туфа, что подтверждает возможность образования роговика за счет преобразования базальтовых туфов, без существенных изменений их валового химического состава.

ПОРОДЫ ЭКЗОКОНТАКТНЫХ ЗОН

Породы экзоконтактных зон трапповых интрузий описываемого района представлены, как уже было сказано, преимущественно различными продуктами изменений туфов и туфопесчаников верхнего отдела тунгусской свиты. В зависимости от интенсивности контактного воздействия, от температуры и содержания летучих в магме и в боковой породе, контактные изменения в них приводят к появлению нескольких различающихся по составу образований, преимущественно из группы роговиков, описанных подробнее ниже. Контакты с аргиллитами той же тунгусской свиты приводят к образованию пород типа адинолов. Контакты траппов с карбонатными породами силура и ордовика, наблюдаемые в исследованном районе вообще чрезвычайно редко, приводят обычно к образованию уплотненных мраморизованных разностей известняков.

Пироксеновые роговики

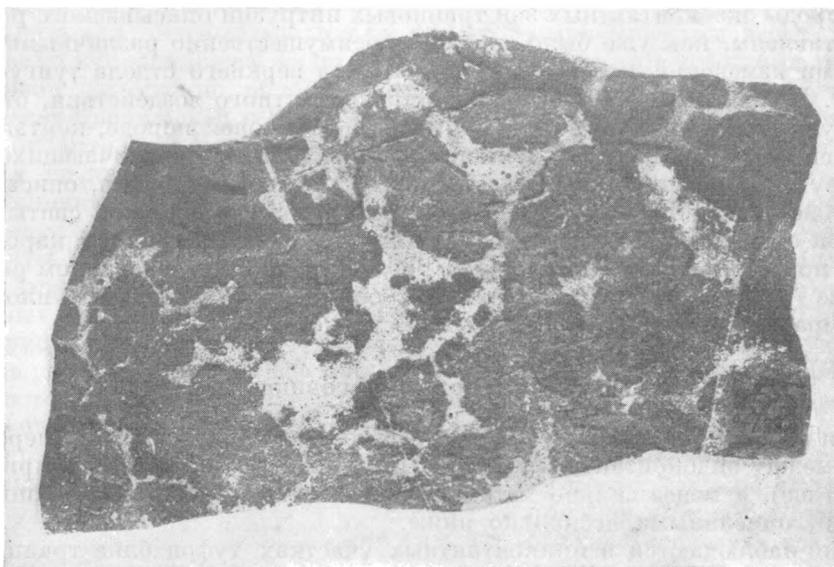
Эти породы являются по составу и строению образованиями, переходными между эндоконтактными, богатыми пироксеном микропорфиритами (см. выше), и менее сильно метаморфизованными пироксенизированными туфами, описанными несколько ниже.

Они наблюдаются в приконтактных участках туфов близ трапповых интрузий (гора Чалбышева по Нижней Тунгуске; обнажения ниже с. Учами; в кровле силла близ устья р. Виви и др.). Сильной пироксенизации подверглись также ксенолиты туфов, заключенные в телах интрузивных траппов. Так, светлосерые роговики слагают крупный ксенолит в дайке траппа в 1 м от ее зальбанда, в обнажении в 37 км выше с. Тутончаны по Нижней Тунгуске; темные пироксенизированные туфы слагают ряд слоеобразно вытянутых плоских ксенолитов в теле мощного диабазового силла в скалах Березина по Нижней Тунгуске, ксенолиты в пластовой интрузии скалы Грачей и ряда других участков. Они представляют собой темносерые или черные породы роговикового облика. В шлифе заметны реликты мелкообломочной структуры туфа, видны угловатые обломки лав порфиритового или гиалопилитового строения, погруженные в богатую пироксеном плотную роговиковую массу. Некоторые из первоначальных включений целиком перекристаллизованы и превращены в агрегат из зерен альбита. Клинопироксен в виде тонкозернистых скоплений роговикового строения иногда слагает отдельные более крупнокристаллические линзочки. Вообще пироксенизации подверглась почти исключительно основная масса пород. В них присутствуют хлорит, кальцит, иногда сфен (крупные бесформенные выделения) и пойкилобласты биотита, актинолит; в шлифе 529 (Нижняя Тунгуска близ с. Учами) наблюдались также мелкие кристаллики коричневого турмалина.

В некоторых обнажениях по Подкаменной Тунгуске наблюдались тонкополосчатые ороговикованные туфы, содержащие видимые в шлифе тонкие (1—2 мм) прослои из пироксена на фоне более толстых полос или прослоек, обогащенных альбитом и местами кварцем. При этом сохраняются общие реликты обломочной структуры туфа. Коричневатые зерна пироксена имеют различную величину и форму; иногда образуются также звездообразные срастания игольчатых кристаллов. Наблюдаются переходы к роговикам других типов.

Пятнистые (пироксен-актинолитовые) роговики

Эти породы представляют довольно распространенный тип роговиков, наблюдаемый обычно в зоне лежачего контакта мощных пластовых интрузий траппов. Они имеют характерный пятнистый облик (фиг. 107—110);

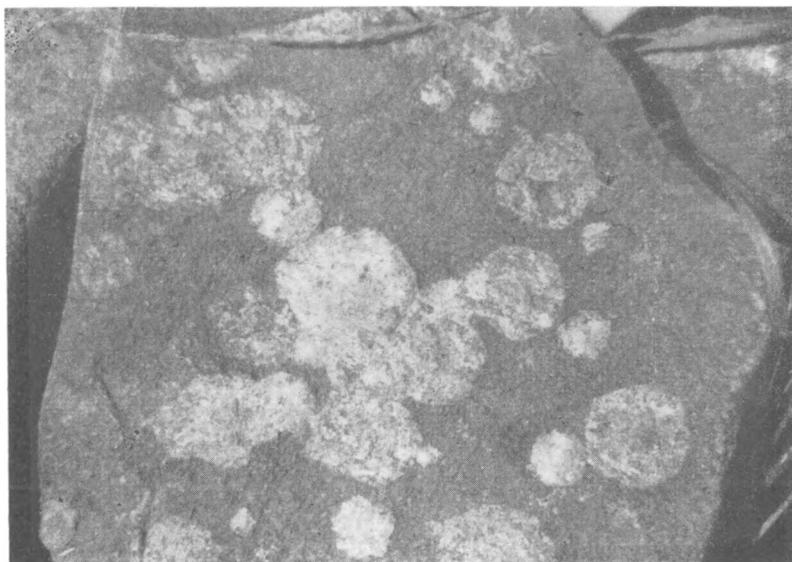


Фиг. 107. Пятнистый роговик (вид в шлифе, 1:1). Подкаменная Тунгуска, район с. Куюмба

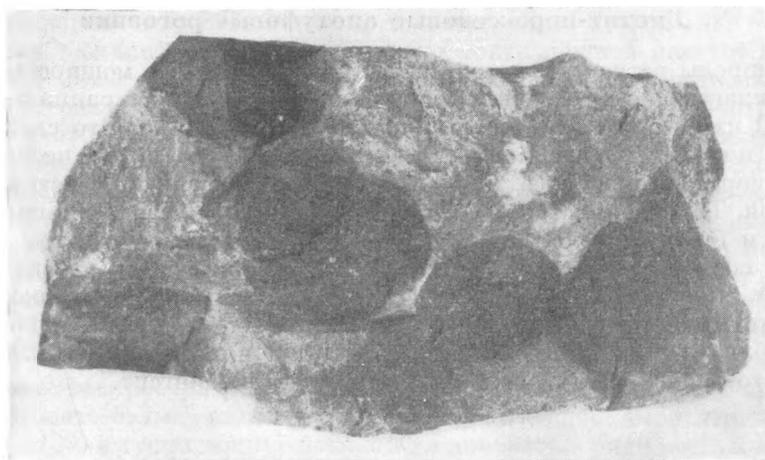
обычно на темносером фоне выделяются равномерно рассеянные, округлые, более светлые пятна, иногда переходящие в полосы (фиг. 127). Размер этих пятен увеличивается с приближением к контакту. Такой переход хорошо заметен, например, в обнажении в устье р. Датыкты по Нижней Тунгуске. Здесь обычные светлые серозеленые мелкоагломератные туфы, начиная с расстояния в 2—3 мм от контакта с налегающей на них пластовой интрузией оливиновых диабазов, постепенно переходят в мелкозернистые роговики, с увеличивающимися к контакту размерами темных пятнышек, величиной до 0,5 см; начиная с 2 м, в зоне, прилегающей к контакту, они представляют крупнопятнистые роговики с диаметром темных пятен до 1—2 см. Исходная порода представляет собой преимущественно туф; реже наблюдается образование пятнистых роговиков по материалу прослоев в туфогенной толще туфопесчанистого или песчанико-алевролитового состава (например, в лежачем контакте траппового силла близ с. Куюмбы по Катанге.)

При рассмотрении под микроскопом светлосерая цементирующая масса («сетка») представляет собой по составу и структуре тонкозернистый

пироксен-актинолитовый роговик с небольшой примесью биотита и полевого шпата. Актинолит количественно несколько преобладает над пироксеном. Он представлен тончайшими коротковолокнистыми или пластинчатыми зернами слабо зеленоватого цвета. Клинопироксен в виде мельчайших изометрических зерен местами образует сплошные агрегаты,



Фиг. 108. Пятнистый роговик. Нижняя Тунгуска ниже устья р. Учамы



Фиг. 109. Пятнистый роговик (вид в шлифе, 1:3). Нижняя Тунгуска ниже устья р. Чикты

слагающие целые участки пород. Полевой шпат, в зернах различной величины, представлен основным зональным плагиоклазом. В отдельных мелких листочках в породе рассеян биотит. Встречаются разности, обогащенные на отдельных участках пятнистыми скоплениями кальцита.

Материал темных округлых включений, или «петель» по составу аналогичен составу светлого «цемента», отличаясь несколько большим отно-

сительным содержанием тонкозернистых агрегатов пироксена, сквозь которые как бы просвечивают контуры реликтов первоначальных более крупных выделений полевого шпата. Кроме того, присутствует местами цеолит в виде неправильных участков, а также магнетит и хлорит. В некоторых случаях здесь появляется и альбит.



Фиг. 110. Пятнисто-полосчатый роговик. Нижняя Тунгуска
ниже с. Кочумдек

Биотит-пироксеновые апотуфовые роговики

Эти породы встречены в приконтактной зоне туфов, мощностью около 10 м, прилегающей с восточной стороны к мощной дайке траппа в обнажении в 10 км выше с. Тутончаны по Нижней Тунгуске. Это светлосерые плотные породы с роговиковым изломом. Структура их тонкозернистая, панидиоморфная, на более тонко раскристаллизованных участках — роговиковая. Тонкозернистая масса состоит из плагиоклаза клинопироксена, хлорита и биотита. Плагиоклаз заполнен тончайшим агрегатом включений, по составу — кислый (олигоклаз). Клинопироксен развит в виде округлых или короткопризматических зерен. Биотит — в яркооранжевых листочках ситовидной структуры, редких, но крупных, образующих пойкилобласти. Хлорит — в форме мелких пластинчатых выделений, зеленовато-бурого цвета, местами напоминает идингсит.

Актинолит-пренитовые апотуфовые роговики

Эти разновидности роговиков образуют светлые, местами белые, плотные с темными участками, неоднородные породы. Они слагают участки лапиллиевых туфов, прилегающие к лежащему боку траппового силла в обнажении в 1 км ниже скал Ремезова по Нижней Тунгуске. Под микроскопом заметны реликты туфовой структуры на фоне очень тонкозернистого агрегата из мельчайших войлочных выделений актинолита и мелких сферолитовых сростков пренита; в небольшом количестве наблюдаются также диопсидовидный пироксен с $2V = (+) 60^\circ$, сфен и тальк.

Биотит-актинолитовые апотуфовые роговики

Эти роговики наблюдались в кровле пластовой интрузии траппа в 5 км ниже с. Учами по Нижней Тунгуске. Белые плотные породы с мелкими темными угловатыми включениями, диаметром 1—5 мм, местами постепенно переходят в округлые шаровидные пятна; присутствуют белые мелкие округлые миндалинки. Структура пород первоначально туфовая, но изменена присутствием тонколистоватого агрегата из смеси актинолита и биотита с небольшим участием клинопироксена. Скопления актинолита развиваются, замещая собой первоначальные цветные компоненты породы, а также осколки вулканического стекла. Клинопироксен в виде агрегатов из мельчайших зернышек присутствует местами в основной (цементирующей) массе породы. Биотит развит в виде крупных яркооранжевых дойкилобластов. Присутствуют также кальцит и реликты кристаллов плагиоклаза.

Альбит-актинолитовые апотуфовые роговики

Эти роговики наблюдались в лежащем контакте пластовой интрузии траппа, в обнажении в 3 км ниже с. Учами по Нижней Тунгуске. Это светлосерые, почти белые, типично роговикового облика породы, с реликтами туфовой структуры. Структура их тонкозернистая, роговиковая и неравномерная, с отдельными более крупными выделениями альбита. По составу породы представляют агрегат, состоящий в основном из альбита и актинолита. Зерна альбита изометричны, образуют основную массу породы, в которой рассеяны мелкие пучки и скопления из пластинок актинолита, а также мелкие выделения сфена и магнетита.

Альбит-пироксен-актинолитовые апотуфовые роговики

Светлосерые, отчасти полосчатые или пятнистые породы, роговикового облика; наблюдались вблизи лежащего контакта мощной пластовой интрузии в 3 км ниже с. Учами по Нижней Тунгуске. Под микроскопом сохранились реликты туфовой структуры. Преобладает тонкороговиковая или паналлотриоморфная масса из альбита, клинопироксена и актинолита, местами имеется также примесь хлорита. Листочки актинолита образуют округлые скопления, в ядрах которых находятся скопления мельчайших выделений пироксена; местами последние дают отдельные жеоды или гнезда, охваченные зоной хлорита. Эти участки пород приближаются по своему строению к эндоконтakтным разностям диабазов (см. ниже).

Карбонатизированные туфы и роговики

Широко распространенные роговики этого типа представляют белые или желтовато-белые плотные породы, слагающие осветленные зоны (фиг. 108, 109) в туфах вокруг даек и жил диабазов в ряде мест, в частности в 32 км ниже устья р. Таймуры; они слагают также отдельные осветленные участки в туфах в 40 км выше с. Тутончана по Нижней Тунгуске и в других местах.

Во внешнем облике породы, так же как и под микроскопом, заметны реликты туфовой структуры. Местами видны куски плагиоклазовых порфиров и базальтов, относительно слабо измененных и погруженных в сильно перекристаллизованный роговиковый агрегат, являющийся первоначально цементом туфа. В некоторых случаях эти включения превращены в массу почти изотропного минерала, частью — в альбит, и сцементированы тонкоструктурным, богатым кальцитом веществом, первоначально пепловой

Химический состав белого роговика

(обн. 385 по Нижней Тунгуске, в 32 км ниже устья Таймуры. Аналитик О. П. Острогорская)

Компоненты	Вес. %	Молек. коллч.
SiO ₂	39,38	0,656
TiO ₂	0,95	0,011
Al ₂ O ₃	11,50	0,113
Fe ₂ O ₃	0,81	0,005
FeO	1,34	0,018
MnO	0,22	0,003
MgO	0,89	0,022
CaO	22,57	0,403
Na ₂ O	2,08	0,034
K ₂ O	2,81	0,040
H ₂ O ⁺	0,70	—
H ₂ O ⁻	0,45	—
BaO	0,07	—
Потеря при прокалив. (CO ₂) .	15,86	—
Сумма	99,63	—

природы и тем же изотропным прозрачным минералом с низким светопреломлением, повидимому, галлуазитом (?). В промежуточной массе заметны выделения хлорита, прожилки кальцита, иногда с сульфидами, и обломки желтого хлоритизированного вулканического стекла.

Химический анализ такого белого роговика (обн. 385) приводится в табл. 47.

Если принять во внимание, что потеря при прокаливании входит в основном CO₂, то при пересчете на карбонат кальция получаем содержание CaCO₃ + 55 мол. %. Вместе с тем присутствует относительно повышенное количество щелочей, особенно калия.

Пренитизированные туфы и туфопесчаники

Эти породы наблюдаются преимущественно в приконтактных зонах мелких секущих интрузий диабазов и микродиабазов (например, по Нижней Тунгуске близ устья р. Чисковой, вокруг тонких апофиз, отходящих от трапшвого штока). Они представляют собой светлосерые или белые, плотные, иногда тонкофузристые породы, содержащие местами мелкие хлоритовые миндалины и округлые темнозеленые пятнышки — скопления пренита. Пренитизация зачастую развивается избирательно, захватывая преимущественно вещество мелких угловатых включений, обильных в туфах, и почти не затрагивает цементирующую массу; иногда пренитовое вещество распределено более равномерно.

Структура неоднородная, местами тонкообломочная, типичная для туфов, местами пятнистая, благодаря развитию черепчатых скоплений пренита. В породе присутствуют остроугольные обломки плагиоклаза, хлоритизированного вулканического стекла, иногда также кварца, мелкие миндалины с хлоритом. Цементирующая масса туфа богата хлоритом и кальцитом, местами — серпентином; среди них выделяются округлые участки пренита сферолитового строения, иногда крупные веерообразные его сростки или отдельные призмочки этого минерала. Кроме того, пренит совместно с кальцитом образует тонкие неправильные жилки, секущие всю породу.

Крайним типом изменения туфов являются своеобразные белые пренит-карбонатные породы, развитые в контактных зонах трапфов по Нижней Тунгуске, в скалах Ильича.

Скаполитизированные туфы

Эти туфы наблюдались в районе устья р. Тутончаны, близ мелких трапфовых тел. Они представляют осветленные и уплотненные туфы, образующие участки среди обычных зеленоватых агломератных туфов. Это

светлосерая плотная порода с заметной вкрапленностью пирита. Первичная структура, мелкоагломератного или лапиллиевого строения, с обломочными порфирированными вкрапленниками плагиоклаза, изменена присутствием большого количества крупных стекловидных зерен скаполита, среднее содержание которого достигает 15—20%. Присутствуют крупные кристаллы сфена.

Ороговикованные алевролиты

Эти породы наблюдались в составе крупного угловатого ксенолита, залегающего в теле траптовой интрузии в обнажении ниже устья р. Таймуры по Нижней Тунгуске. В шлифе видна чрезвычайно плотная, тонкозернистая или пелитовая масса. Отдельные мелкие остроугольные обломки полевых шпатов и кварца рассеяны на фоне бурой, почти не действующей на поляризованный свет массы, распадающейся при сильном увеличении на тончайший агрегат из зернышек пироксена, пронизанных мелко распыленным рудным веществом.

Адинолы (хлоритизированные аргиллиты)

Адинолы наблюдались висячем контакте (в кровле) силла мелкозернистого оливинового диабазы в районе с. Ногинск на Нижней Тунгуске. По внешнему виду это темносерые и черные плотные роговоподобные породы, местами переходящие одна в другую с образованием пятнистых черно-серых роговиков. Под микроскопом обе разновидности (черная и серая) сходны по составу, различаясь лишь относительным количеством хлорита (в черной разновидности его больше). Главные компоненты — кварц, альбит и хлорит. Структура — роговая. Кварц развит в виде мелких игловатых зерен, местами образующих сплошные сростки или скопления наподобие микрокварцитов; в небольшом количестве встречаются зерна измененного полевого шпата. Текстура — слоистая, с обособлением прослоев различной крупности зерна. Альбит имеет вид мелких округлых зерен, с трудом отличим от кварца. Хлорит — один из главных компонентов породы; он развит в промежутках между зернами кварца и альбита, образует также отдельные мелколистоватые скопления. Его окраска светлозеленая, слабо плеохроичная, иногда со светлорыжеватым оттенком. Общее содержание хлорита на отдельных участках колеблется, превышая местами 50%. В повышенном количестве присутствует сфен в виде мелких неправильных зерен, затем — скопления кальцита и углистое вещество.

В ороговикованных алевролитах из контактных зон траптовых силлов по Подкаменной Тунгуске ниже с. Байкит отмечены разновидности с заметным содержанием биотита.

Мусковитизированные песчаники

Белые, плотные, местами сходные с роговиком, мусковитизированные, песчаники наблюдаются по Нижней Тунгуске (скала Алексеича), в контактной зоне секущего траптового тела; они представляют измененные прослои песчаников. Аркозовый, кварцево-полевошпатовый материал в них пророс крупными веерообразными сростками листочков слабо двупреломляющего мусковита (парагонита). Кроме того, наблюдаются мелкие, также веерообразные или лучистые сростки цеолита (?). Структура пород псаммитовая, тонкослоистая.

Цеолитизированные песчаники

Эти породы встречены в составе слоистой песчанисто-туфитовой толщи по Нижней Тунгуске, в районе устья р. Датыкты, близ контакта с долеритовой дайкой. Порода — светлокори́чная, слоистой текстуры; заметны участки (реликты) псаммитовой структуры песчаника, в основном же преобладает слоистая масса из мелких зерен цеолита, цементирующего или полностью замещающего все другие составные части породы. Довольно много также хлорита. Встречаются разности с настоящими цеолитовыми псевдоморфозами по зернам полевых шпатов (район Кривляков на Подкаменной Тунгуске).

Глава VIII

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ТРАППОВЫМИ ИНТРУЗИЯМИ

Процессы постмагматического минералообразования, связанные с траппами, широко распространены на описываемой площади Тунгусского бассейна. В большинстве случаев связь их с трапповыми телами устанавливается достаточно отчетливо, что дает основание предполагать ее и в случае отсутствия поблизости интрузий. Процессы эти протекают в широком температурном интервале, от высоко- до низкотемпературных этапов. О характере минерализации на различных этапах мы можем судить по составу материала, выполняющего миндалины, прожилки, линзы и т. п. Все эти образования развиты в составе как самих трапповых интрузий, так и прилегающих к ним боковых пород — преимущественно туфогенной свиты тунгусского комплекса. К настоящему времени мы еще недостаточно знаем все особенности вещественного состава и последовательности образования различных минеральных ассоциаций, связанных с траппами; поэтому в дальнейшем будут выделены лишь важнейшие их группы, а именно в первую очередь: 1) группа образований гидротермальной минерализации и 2) группа скарново-гидротермальной минерализации, в ряде случаев явно более поздней, чем первая.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

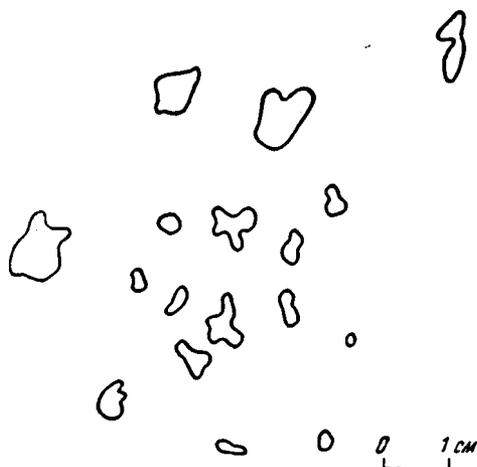
Наиболее разнообразны по составу и широко проявлены эти образования в составе пород лавового комплекса северной части рассматриваемого района и пород туфогенной толщи. Морфологически и генетически они связаны с образованиями двух типов: 1) с миндалинками, слагающими преимущественно краевые части лавовых потоков (см. выше), и 2) с участками, более разнообразными по форме, типа жеод, гнезд, прожилок, жил и т. п., также приуроченных к краевым частям покровов, отчасти и к вмещающим породам.

Строение и характер заполнения миндалинки в траппах

Миндалины развиты преимущественно в составе лавовых покровов, реже наблюдаются в краевых афанитовых частях траппов интрузивной фации, в особенности секущих тел, и представлены также в отдельных участках пород туфогенной толщи, причем характер минерального выполнения в общем во всех случаях остается сходным. Форма и размеры миндалин, так же как и их вещественное заполнение — обычно хлорит, кальцит и цеолиты, — вместе с тем изменчиво даже в пределах одного и того же туфа породы. Наряду с преобладающими мелкими округлыми миндалинами диаметром 1—3 мм, могут присутствовать и более крупные миндалины, часто сплюснутые параллельно повер-

ности потока, иногда образующиеся из слияния отдельных более мелких пузырьков. В случае сферической или розетковидной отдельности краевые участки округлых блоков лавы сильно обогащаются пузырьками, принимающими здесь нередко удлинённую, столбчатую или трубчатую форму. В лавах нередко наблюдаются совершенно изолированные крупные миндалиники или жеоды, достигающие 10—15 см в диаметре.

Весьма разнообразен состав и размеры миндалинок в мандельштейновых лавовых покровах скал Сулова. Здесь наблюдается относительное однообразие состава миндалинок в более плотных лавах и гораздо большее разнообразие их в пузыристых мандельштейновых прослоях, где, очевидно, период минералообразования продолжался дольше, а состав по-



Фиг. 111. Характер расположения и форма миндалинок на одном из участков лавовой толщи, в прикровлевой части покрова. Нижняя Тунгуска, скалы Сулова

ступавших растворов был разнообразнее. Судя по форме миндалинок, процесс их образования и заполнения совершался отчасти еще в пластичной или полужастывшей лаве, под влиянием привноса газовых эманаций из нижележащих, еще не застывших частей траппового расплава, частью и из незастывших частей самого лавового потока. О последнем свидетельствуют часто наблюдаемые явления перехода вещества миндалинок в вещество мезостазиса. В большинстве же случаев заполнение происходило, по видимому, путем инфильтрации растворов соответствующего состава в уже затвердевшую породу.

Диаметр миндалинок сильно варьирует, от долей миллиметра до 2—3 см. Преобладают миндалины сферических очертаний, но наряду с этим встречаются и угловатые формы; нередко также формы типа не-

правильных полостей с отходящими от них отростками. Сильно изменчива и густота распределения миндалинок в породе (фиг. 111, 112). Представление о расположении более крупных гнездообразных полостей или жеод в теле базальтовых и толеитовых покровов в скалах Сулова по Нижней Тунгуске дают приводимые зарисовки (фиг. 113, а, б). Характерна приуроченность этих линз, полостей и т. п. к верхним частям мандельштейновых горизонтов.

Комплекс минералов, слагающих миндалиники, в основном следующий: кальцит, хлорит, цеолиты и кварц. Характерно значительное разнообразие состава миндалинок, наблюдаемое часто даже на незначительном протяжении. Длительность самого процесса заполнения подтверждается тем, что начальные стадии его сливаются с периодом обособления кристаллизационного остатка (мезостазиса) в застывающей лаве, судя по обнаруживаемому в шлифах присутствию стекловатого или тонко раскристаллизованного мезостазиса по периферии некоторых миндалинок. Последовательность заполнения следует преимущественно таким схемам (от периферии миндалинки к ядру):

- а) хлорит → цеолит → кальцит;
- б) хлорит 1-й → цеолит (анальцим) → хлорит 2-й → кальцит;
- в) хлорит → кальцит → халцедон.

Эти типы заполнения встречаются наиболее часто; реже наблюдается иная последовательность заполнения, но кальцит и халцедон в большин-

стве случаев остаются последними. Характерно также частое развитие по периферии миндалинки черной каемки, состоящей из стекла, обогащенного железистыми частичками. Все эти типы минерального выполнения встречаются зачастую в одном и том же участке породы. Подробнее о форме и распределении миндалинки говорилось в геологической части описания лавовой толщи.

Для более крупных жеод или гнезд и крупных миндалинки можно наметить следующий преобладающий порядок заполнения. Наиболее ранними являются цеолиты, отлагающиеся по периферии жеод, затем следует более мощная зона зеленого и красного халцедона (красный — обычно более поздний), затем — зоны молочного кварца, мелко- и крупно-



Фиг. 112. Гидротермально измененный туфопесчаник; видна удлиненная миндалинка цеолита. Нижняя Тунгуска близ с. Виви. Шлиф 197/50, $\times 46$, николи ||

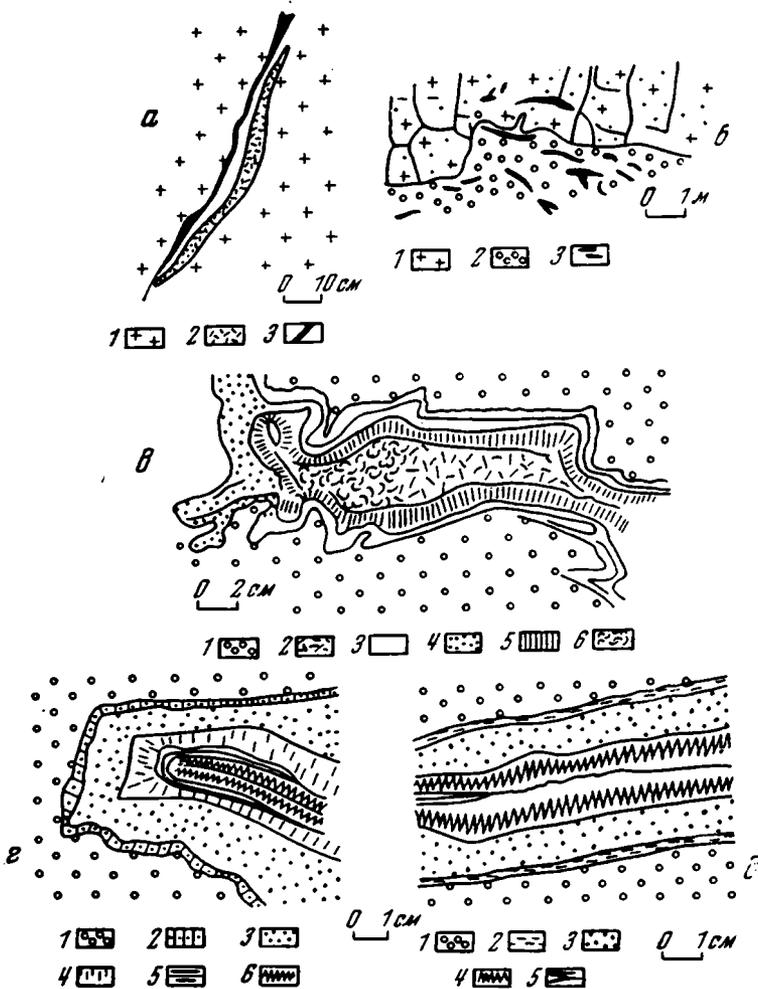
кристаллического кварца (горный хрусталь) и в ядре — мелко- и затем крупнокристаллический кальцит (см. фиг. 113, *в*). Реже в этом комплексе присутствует хлорит: в плотных же микродибазах последний встречается чаще, местами он слагает целиком отдельные мелкие миндалинки.

Для цеолитов характерна значительная амплитуда во времени выделения — от позднемагматических до образующих включения вместе с кальцитом и кварцем в наиболее низкотемпературных участках жеод. Крупные жеоды с крупнокристаллическим кальцитом иногда имеют тонкую оторочку из смеси хлорита и цеолита.

Появлению кварца обычно предшествует выделение халцедона. Полу-сферические выступающие внутренние поверхности халцедоновой зоны обычно вдаются в ядро, сложенное сливным или шестоватым кварцем. По тонким трещинам между кварцем и халцедоном, а иногда и между другими минералами встречаются иногда также выделения фарфоровидного опала.

Для миндалинки, заключенных в телах интрузивных траппов — дайках, силлах и т. д., характерна хлорит-кальцит-цеолитовая минеральная ассоциация. Некоторыми их особенностями, в отличие от миндалинки

в лавах, являются меньшие, в среднем, их размеры и меньшая насыщенность ими породы, а также более тесная связь с веществом мезостаза и переходы между минеральным выполнением миндалинок. Наиболее



Фиг. 113. Особенности строения гидротермальных образований в траппах.

a — прожилок цеолита, приуроченный к прожилку альбитита в трапповой интрузии. Нижняя Тунгуска у с. Тутончаны: 1 — диабаз; 2 — альбитит; 3 — цеолит.

б — характер расположения жезд и крупных миндалинок с кальцитом и цеолитами в верхней мандельштейновой части лавового покрова. Нижняя Тунгуска, скалы Сулова: 1 — долерит; 2 — мандельштейн; 3 — цеолит, кальцит и пр.

в — строение жезды в мандельштейновом базальте. Нижняя Тунгуска, скалы Сулова: 1 — мандельштейн; 2 — белый халцедон; 3 — серый халцедон; 4 — кварц сливной; 5 — опал тонкослоистый; 6 — кварц шестоватый.

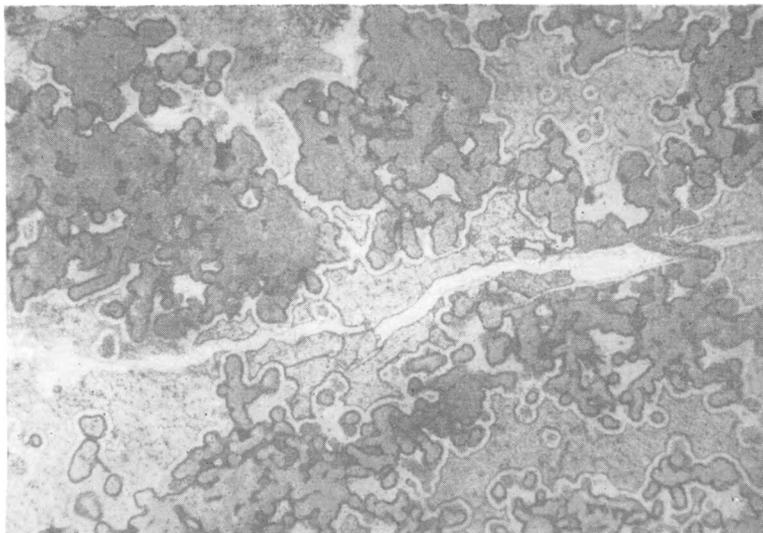
г — то же, скалы Сулова: 1 — мандельштейн; 2 — кальцит крупнокристаллический; 3 — халцедон; 4 — кварц сливной; 5 — кварц шестоватый; 6 — кварц грубозернистый.

д — строение прожилка в мандельштейновом базальте. Скалы Сулова: 1 — мандельштейн; 2 — халцедон; 3 — кварц сливной; 4 — кварц шестоватый; 5 — опал

типичен вообще для них хлоритовый состав, меньшую роль играют цеолиты и кальцит. Наиболее редки случаи выполнения миндалинок кварцем или халцедоном.

Гидротермальные прожилки и зоны гидротермальных изменений (кварцево-цеолитовые)

К более поздним, чем миндалинки, образованиям, хотя по времени возникновения, вероятно, и не отделенным от них длительным промежутком, относятся разнообразные гидротермальные продукты заполнения жил, гнезд и линз. Состав последних в основном тот же, что и состав мандельштейнов. Часто удается проследить постепенные переходы между всеми этими типами гидротермальных образований; так, в частности, в скалах Сулова видны спускающиеся в тело лавового потока, вниз от мандельштейнового горизонта, жилки халцедона мощностью до 10 см,

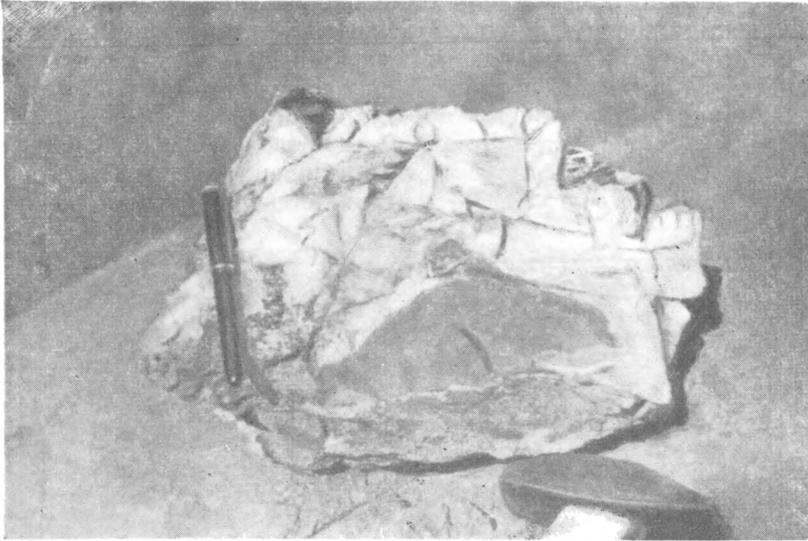


Фиг. 114. Строение тонкого прожилка в мандельштейновом базальте. Нижняя Тунгуска, скалы Сулова. Темносерое — хлорит, светлосерое — кальцит, белое (в середине) халцедон (вид в шлифе, увел. 20)

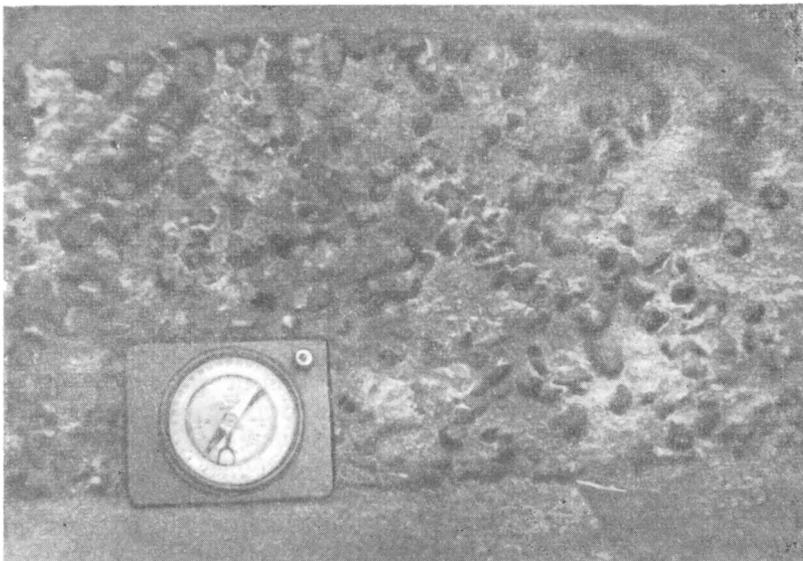
обычно слепо заканчивающиеся внизу. Последнее говорит о вероятности частичного заполнения трещин сверху, за счет опускающихся порций гидротерм, удержанных в мандельштейновом горизонте. Нередко наблюдаются своеобразные ленточные, пологие сильно изгибающиеся прожилки, сложенные чередующимися прослоями розового и зеленого халцедона, толщиной 10—12 см. От этих же жил отходят апофизы в ниже лежащий мандельштейновый слой. Представление о строении прожилков дают фиг. 113, д, 114, 115. Местами видны еще более сложные отношения, когда от мандельштейнов в вышележащие микродиабазы отходят апофизы, выполненные халцедоном и кальцитом. Заполнение такого рода прожилков происходило, очевидно, после полного застывания породы.

Последовательность минералообразования различна. В большинстве случаев по периферии жилы отложен красный яшмовидный халцедон, в средней ее части — смесь хлорита, кальцита и цеолита. В ядрах жеедок и прожилков, сложенных крупнокристаллическим кварцем, появляются иногда кристаллы фиолетового аметиста. Аналогичный описанному комплекс гидротермальных минералов развит в составе спилитовых шаровых лав, где эти минералы выполняют пространство между лавовыми сфероидами.

Изредка в составе гидротермальных образований лавовой толщи отмечались сульфиды, например, пирит в кальцитовых миндалинках в



Фиг. 115. Кальцит-хлоритовый прожилок в мандельштейновом диабазе. Нижняя Тунгуска, скалы Сулова

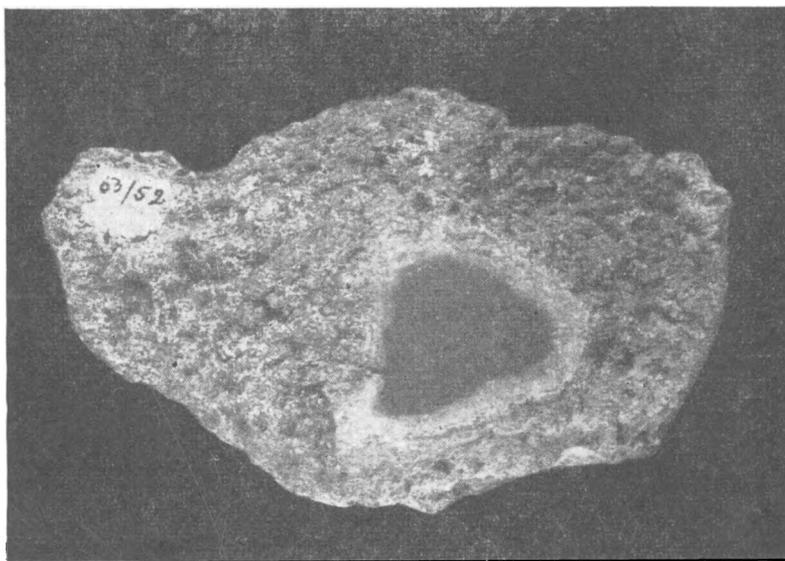


Фиг. 116. Кристаллы граната (темное) на фоне цеолита (светлое). Раскол по жилке в траппе. Река Чуя

мандельштейнах с Хавакипрской скалы. Тот же комплекс минеральных образований (кальцит, цеолиты, хлорит, отчасти кварц, халцедон, пирит и пр.) характерен и для пород тех участков туфовой толщи, которые

подверглись наиболее сильным гидротермальным изменениям в ореоле трапповых интрузий или в областях развития лавовых потоков.

Все это в целом свидетельствует, повидимому, о единстве общего процесса гидротермальной минерализации на исследованной площади Тунгусского бассейна и о генетической связи его с более поздней и более мощной интрузивной фазой траппового магматизма. Поднятие термальных минералообразующих растворов из глубины сопровождалось постепенным их охлаждением, с последовательным отложением минералов, начиная от наиболее высокотемпературных идингсита, хлорофейта и хлорита и кончая низкотемпературными — крупнокристаллическим кальцитом, халцедоном и опалом. Типичен пульсирующий характер движения растворов.



Фиг. 117. Включение аргиллита в скарированной породе (вид в штуде, 1 : 1). Кривляки на Подкаменной Тунгуске

Гранатово-цеолитовые прожилки. Такого рода прожилки были обнаружены в значительном количестве на одном из участков нижнего течения р. Чуни (близ устья Нижнего Чунку). Прожилки приурочены к вертикальным трещинам столбчатой отдельности в мощных пластовых телах среднезернистых траппов и хорошо заметны на обнаженных поверхностях трещин (фиг. 116, 117). Толщина прожилков не превышает 5 см, но распространение их очень значительно. В минеральном выполнении участвуют черный гранат типа андрадита, образующий крупные, хорошо образованные кристаллы, и томсонит, заполняющий в виде лучистых агрегатов пространство между зернами граната. Заполнение открытых трещин близ поверхности, повидимому, совершалось в условиях невысокой температуры и малого давления.

Цеолит-магнетитовые прожилки. Тонкие, редко до 1 см толщиной, прожилки такого состава, иногда содержащие также и кальцит, наблюдаются обычно в виде тонких корочек и налетов в обнаженных, преимущественно приконтактных, частях трапповых тел. По времени своего образования они принадлежат, повидимому, к наиболее поздним проявлениям гидротермальной деятельности.

В отличие от описанных выше продуктов гидротермальной минерализации, породы, принадлежащие к группе скарноподобных образований, пользуются гораздо более ограниченным распространением. Скарноподобные образования локализируются большей частью в экзоконтактном ореоле трапповых интрузий, преимущественно — секущих, в меньшей степени — пластовых тел, обычно — в их лежачем боку; кроме того, они обнаруживаются местами и вне видимой связи с интрузиями, располагаясь в отдельных участках пород туфогенной толщи. Распространение скарноподобных образований на площади платформы контролируется в целом, повидимому, региональными тектоническими структурами — зонами разломов, вдоль которых преимущественно происходило поднятие минерализующих растворов из глубины. Однако данных для установления действительной картины их распространения пока еще недостаточно.

К скарноподобным образованиям в настоящем описании отнесены породы гранат-кальцитового, гранат-хлорит-кальцитового, гранат-кальцит-серпентинового и т. п. состава, часто с примесью рудных минералов. Отличием этих пород от описанных ранее гидротермальных образований является прежде всего свойственный им метасоматический облик (преимущественно нерезко оконтуренные тела, возникающие за счет изменения ранее существовавших пород). Кроме того, характерна для них скарновая минеральная ассоциация, с наличием относительно более высокотемпературных минералов — типа гроссуляра, андрадита и др. Называя эти породы здесь скарноподобными образованиями, или, для краткости, «скарнами», мы имеем в виду их близость к составу соответствующих пород, хорошо известных из контактных зон кислых интрузий и связанных с ними гидротермальных жил. Здесь нет полной аналогии ввиду особенностей процессов скарнообразования, связанного в данном случае с основной (а не с кислой) магмой, а потому применение этого термина имеет до некоторой степени условный характер.

Гранатово-кальцитовые скарны

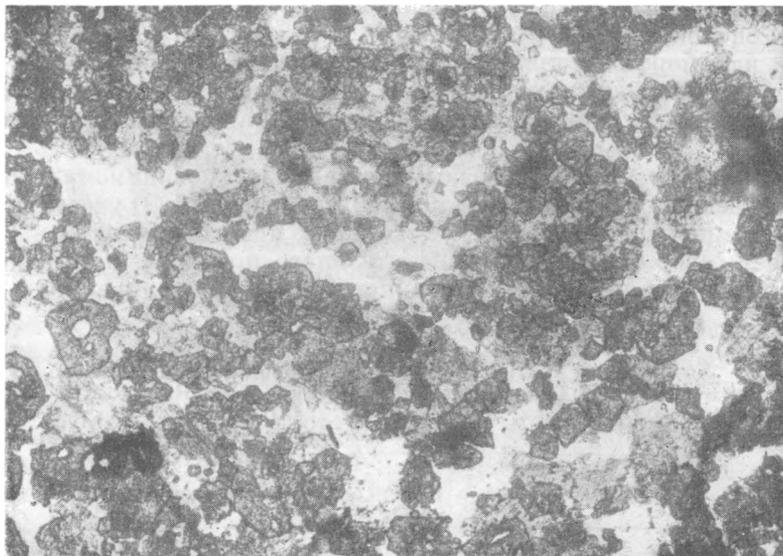
Эти породы представляют наиболее распространенный тип скарна. В районе Кривляков на Подкаменной Тунгуске они образуют вертикально ориентированные зоны, мощностью в несколько десятков метров, заключенные в агломератных туфах, пересеченных многочисленными дайками и силлами траппов. В скарнах заключены иногда мелкие ксенолиты, окруженные осветленной коркой (см. фиг. 117). Сходные по составу образования были встречены в нижнем течении р. Чуни, где скарны, содержащие магнетит, образуют пологие линзообразные тела, заключенные в межтрапповых горизонтах известковистых туфопесчаников. Близкие по составу образования известны в ряде участков в верхнем течении Чуни и на Нижней Тунгуске. Во всех этих случаях они констатируются в связи с породами типа агломератных туфов или туфопесчаников, относящихся к туфогенной толще. Переходы между измененной и неизменной породой обычно постепенные. Характерна, как правило, резкая неустойчивость состава и структуры скарнов; величина зерна варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров. В составе пород преобладают кальцит и гранат, в переменном количестве присутствуют хлорит, серпентин, цеолит и магнетит (фиг. 118).

Коричневатый или почти бесцветный гранат образует зерна идиоморфных очертаний; он изотропен или обнаруживает по некоторым зонам в кристалле слабое аномальное двупреломление. Кальцит образует агрегатные скопления, выполняющие промежутки между зернами

граната. Хлорит и (почти бесцветный) хлорит-серпентит образуют листоватые агрегаты в промежутках; местами их выделения принимают сферолитовый облик. Магнетит развит в виде идиоморфных, с квадратными разрезами, зерен различной величины, часто образует скопления, имеющие форму полос или линзовидных участков в теле породы.

В переменном, но обычно небольшом количестве присутствуют цеолиты и кварц.

Общая последовательность минералообразования намечается примерно в таком виде: кальцит → гранат → магнетит → кальцит → кварц → халцедон → опал → цеолиты.



Фиг. 118. Гранатово-кальцитовый скарн. Гранат—серые зерна с сильным рельефом. В промежутках—кальцит (белое). Река Чуя, нижнее течение. Шлиф 228в/52, $\times 20$, ник. ||

Как можно судить на основании изучения вещественного состава, скарнообразование протекало длительно, в несколько этапов. Относительно отношений его во времени с гидротермальным процессом можно различать следующие случаи. Иногда скарнообразование представляло собой типичное приконтактное явление, связанное с наиболее ранними этапами постмагматического процесса в целом, предшествуя усиленному развитию гидротермальных растворов и локализуясь в узкой зоне экзоконтакта. В других случаях скарнообразование происходило на более позднем этапе постмагматического процесса и накладывалось на уже ранее сформированную зону гидротермальных изменений. В этих случаях скарнообразование было связано с новым оживлением постмагматической активности трапповой магмы, с поднятием новой порции минерализующих растворов.

Кальцит-магнетитовые скарны

Эти породы обнаружены в зонах контактов силурийских известняков с трапповыми sillами по Подкаменной Тунгуске, в районе между сс. Байкит и Палигус, близ устья р. Гаинды и в других местах. Магнетит рассеян в них в виде мелкой вкрапленности на фоне тонкозернистой сахаровидной массы, сложенной агрегатом зерен кальцита (см. фиг. 120).

Диоксид-скаполитовые скарны

Эти своеобразные породы (так же как и описываемая ниже кальцит-датолитовая порода), по всей вероятности, принадлежат к числу скарнов ранней фазы минерализации, связанных с узкой зоной экзоконтакта. Один из образцов этой породы был найден в обломках в зоне контакта светлых туфопесчаников с дайками оливинного диабаз (Нижняя Тунгуска, скала Алексеича); это серая светлая крупнокристаллическая порода, массивной текстуры, со средним диаметром зерна до 1 см. Под микроскопом наблюдается почти мономинеральный агрегат из крупных широкотаблитчатых зерен скаполита типа дипира, с двупреломлением 0,009—0,010 (что соответствует составу $Ma_{80}Me_{20}$), с прямым погасанием, одноосных и отрицательных. На фоне этого агрегата рассеяны редкие идиоморфные призмочки диоксидовидного пироксена; по трещинкам в промежутках развит в небольшом количестве изотропный, с заметным отрицательным рельефом, анальцит и редкие зерна кварца.

Порода обладает своеобразным составом и, повидимому, по своему происхождению связана с переработкой карбонатных (?) участков в толще туфопесчаников. Химический ее состав, представленный в табл. 48, позволяет говорить о наличии значительного привноса, при образовании скаполита, натрия, воды и хлора (потеря при прокаливании).

Таблица 48

Химический состав скаполитовой породы (скаполитита) с Нижней Тунгуски, скала Алексеича близ Ногинска (аналитик Е. И. Помейко, ИГН, Акад. Наук СССР)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	53,17	0,886
TiO ₂	0,85	0,010
Al ₂ O ₃	17,54	0,172
Fe ₂ O ₃	0,90	0,003
FeO	4,24	0,059
MnO	0,04	0,000
MgO	1,96	0,049
CaO	7,86	0,140
Na ₂ O	6,22	0,100
K ₂ O	0,88	0,010
H ₂ O ⁺	3,56	—
H ₂ O ⁻	0,32	—
S	0,76	—
Потеря при прок. .	1,53	—
Сумма . .	99,83	—

При пересчете получаем следующий примерный состав породы (в мол. %):

Маршалит 47	}	68% скаполита состава $Ma_{72}Me_{28}$
Мейонит 21		
Анальцит 14		
Пироксен 18		

При этом остается еще избыток кремнекислоты, который можно отнести за счет кварца, присутствующего в породе в небольшом количестве.

Близкая по составу порода, содержащая также магнетит, была обнаружена по Подкаменной Тунгуске, в 29 км ниже с. Байкит, в зоне лежащего (нижнего) контакта мощного траппового силла с известняками силура. Она представляет собой светлосерую среднезернистую массивную породу с крупными выделениями магнетита и залегает в узкой зоне, непосредственно прилегающей к траппу. В шлифе видны крупные широкие зерна бесцветного скаполита, окаймленные мелкими цепочкообразными выделениями магнетита, и расположенные в промежутках мелкие округлые зерна диоксидовидного пироксена. Количественно-минералогический состав породы следующий (в объемных %):

Клинопироксен	31,4
Скаполит	50,5
Рудные минералы	18,1

Кальцитовый скарн с датолитом

Эта порода была обнаружена лишь в виде обломков в области пространства мощной пластовой интрузии траппа на Нижней Тунгуске, залегающей среди туфогенных пород тунгусской серии. Структура породы среднезернистая, гипидиоморфная; порода состоит из зеленовато-коричневых идиоморфных кристаллов датолита и из выполняющих остальное пространство белых округлых зерен кальцита с небольшим количеством пироксена, плагиоклаза и пирита. Датолит образует изометрические, отчасти с угловатыми контурами, зерна, обладающие следующими оптическими свойствами: $N_m = 1,652$, удлинение положительное, дисперсия оптических осей сильная, $p < v$, угол $2V = (-) 72^\circ$, до $(-) 80^\circ$.

Химический состав этой породы приведен в табл. 49.

Таблица 49

Химический состав скарноподобной породы с Нижней Тунгуски, скала Березина (обр. 442/50)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	22,50	0,375
TiO ₂	0,04	0,005
Al ₂ O ₃	2,20	0,022
Fe ₂ O ₃	1,78	0,011
FeO	0,23	0,003
MnO	0,04	0,001
MgO	0,15	0,004
CaO	42,12	0,751
Na ₂ O	0,07	0,001
K ₂ O	0,15	0,002
H ₂ O ⁺	3,70	—
H ₂ O ⁻	0,06	—
P ₂ O ₅	0,07	—
S	0,45	—
CO ₂	16,57	0,376
B ₂ O ₃	8,88	0,127
F	0,08	—
Сумма	99,09	—

Пересчет анализа дает примерно такие соотношения между минералами (в мол. %):

Кальцит	46
Датолит	39
Пироксен, богатый кальцием . . .	15

Небольшое количество фтора, присутствующего в породе, возможно, входит в состав датолита (?).

Глава IX

МИНЕРАЛОГИЯ ТРАПОВОЙ ФОРМАЦИИ

ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Главными породообразующими минералами траппов описываемого района являются оливин, моноклинный пироксен и плагиоклаз. Их состав отличается в общем сравнительным однообразием, колебания в пределах отдельных минеральных серий сравнительно невелики; весьма слабо выражены явления реакционного замещения, за исключением плагиоклазов.

Оливин

Оливин — постоянный компонент диабазов как нормальной, так и гибридной серии. Зерна его или бывают включены в пойкилокритах пироксена, или же (что наблюдается чаще) рассеяны в промежутках между ними, свидетельствуя этим о продолжающемся их выделении одновременно с пироксеном и после образования последнего. Выделение оливина имело, таким образом, длительный характер (в несколько стадий). Зерна имеют обычно округло-изометрические очертания, идиоморфные шестигранные разрезы наблюдаются лишь в микропорфиритах эндоконтактных зон и в базальтовых закраинах.

Содержание оливина в нормальных диабазах удерживается обычно в пределах 5—7%, повышаясь изредка в троктолитовых и такситовых разностях до 15—18%. Обогащение оливином в нижней части пластовых тел наблюдается очень редко и в очень малых размерах. В некоторых случаях, как, например, в верхнем Байкитском силле, установлено увеличение содержания оливина в верхней части силла (до 10—12% против 5—7% в нижних его частях).

Оптические свойства оливина приведены в табл. 50.

Таблица 50

Оптические свойства оливина

Константа	Троктолитовые и таксито-офитовые диабазы	Нормальный диабаз (пойкилоофитовый)	Диабаз-пегматиты
2V	(—)82°, (+)88°	(—)72°, 74°, 72°	(—)70°. 68°
Ng—Np	0,036—0,040	0,042	0,046
% Fe ₂ SiO ₄ . .	26	40—60	58—60

Таким образом, состав оливина находится в закономерной связи с составом вмещающей породы. Вместе с тем оливин, связанный с наиболее распространенным нормальным типом траппа, отличается однообразием

и устойчивостью состава и принадлежит к группе магнезиального гортеолита (Fa_{50-54}). В более основных дифференциатах появляются хризолит и гиалосидерит (Fa_{26-30}). В диабаз-пегматитах состав оливина менее устойчив и колеблется в широких пределах, вплоть до появления железистых разновидностей с содержанием Fe_2SiO_4 до 80% (по В. С. Соболеву); в среднем же преобладают разности гортонолитового состава, близкие к оливину нормального траппа.

Характерна сравнительная устойчивость состава оливина в пределах определенного участка породы; явления зональности наблюдаются исключительно редко, причем в этих случаях различие в составе ядра и краев кристалла очень незначительно. Для оливина тунгусских траппов характерно постоянное — частичное, а нередко и полное перерождение в водный железисто-магнезиальный силикат типа иддингита (оранжевый, бурый) или боулингита (зеленый), значительно реже — в минералы группы серпентина или в тальк. Иддингситизация и боулингитизация наблюдаются иногда одновременно в одном шлифе, на разных зернах оливина, указывая этим на возможное существование некоторых отличий в составе оливина (иддингсит по более магнезиальным, боулингит — по более железистым оливином?). Возможно, однако, что эти различия в процессах изменения связаны также и с особенностями состава вызвавших их растворов, поскольку составы оливинов, как указывалось, вообще очень близки. Процессы гидратизации оливина сопровождали весь период его кристаллизации, судя по тому, что иддингситизации подвергнуты и наиболее ранние его выделения, включенные в пироксен.

Оталькование и серпентинизация свойственны оливином более кислых диабазов гидридного ряда, возможно, — более богатых летучими (?).

Моноклинный пироксен

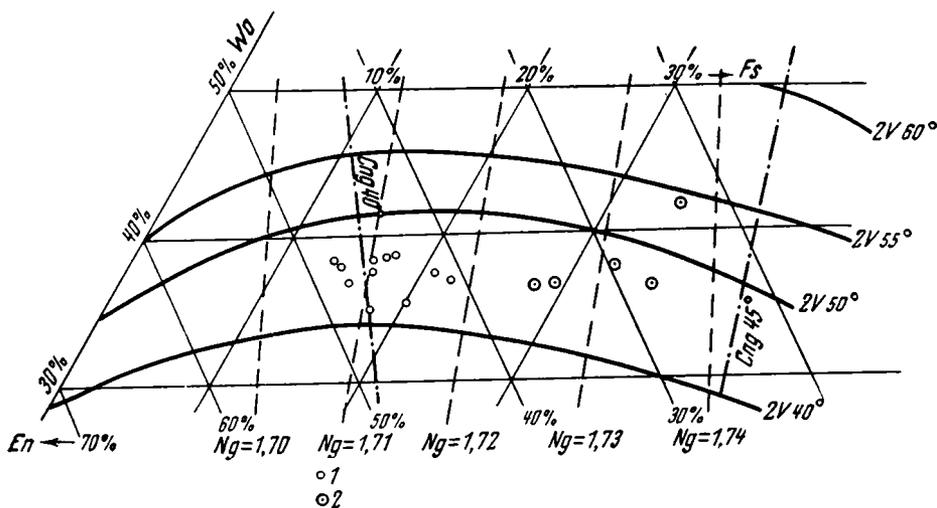
Моноклинный пироксен является главным представителем железисто-магнезиальных силикатов в траппах всех типов. Формы его зерен в траппах различных типов довольно разнообразны, что указывает на различия в условиях выделения и на широкий временный и температурный интервал периода кристаллизации; вместе с тем характерно, что состав клинопироксена для отдельных типов траппов остается довольно постоянным.

Первый тип. Пижонит-авгит. Этот тип клинопироксена пользуется в описываемых породах преимущественным распространением. Он типичен для пойкилофитовых и близких к ним диабазов нормального ряда, а также для микропорфировых и такситовых разновидностей диабазов приконтактных зон трапповых интрузий. Для него характерны, как правило, ксеноморфные, неправильной формы выделения, типа пойкилокрстов, прорезанные более ранними кристаллами плагиоклаза. В приконтактных разностях траппов этот тип клинопироксена образует обычно тонкоагрегатную массу, состоящую из мельчайших округлых зернышек.

По оптическим свойствам этот пироксен занимает промежуточное место между типичным авгитом и пижонитом, отличаясь несколько пониженной по сравнению с нормальным авгитом величиной угла оптических осей. Согласно классификации Винчелла (1953), наш пироксен по своим оптическим свойствам должен быть отнесен в группу энстенита с составом $m(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3 + n\text{CaSiO}_3$, с умеренной величиной угла $2V$. По диаграмме Хесса (Hess, 1941), наш пироксен попадает в группу авгита. Авторы, описывавшие сибирские траппы (Соболев, 1935; Гоньшакова, 1951, 1953), и аналогичные породы из других мест (например, Либединский, 1949), клинопироксен с соответствующими оптическими данными относили к пижониту. Учитывая указанный выше «промежуточный»

оптический характер описываемого клинопироксена, в особенности очень характерную для него пониженную величину угла $2V$, мы считаем наиболее подходящим для него название «пижонит-авгит».

При описании отдельных типов пород выше приводился (там, где это можно было сделать) и вероятный химический (молекулярный) состав пироксена, определенный на основании последней диаграммы Винчелла (1953). Эти определения наиболее точны для тех пироксенов, для которых удалось измерить величину светопреломления. Отсутствие химических анализов не дает возможности учесть влияние на оптику пироксенов глинозема и окиси титана, присутствующих в пироксенах в небольшом количестве. Близость приведенных в тексте приблизительных молекулярных составов изученных пироксенов к действительным их составам



Фиг. 119. Оптические свойства и молекулярный состав клинопироксенов из интрузивных траппов Тунгусского бассейна:

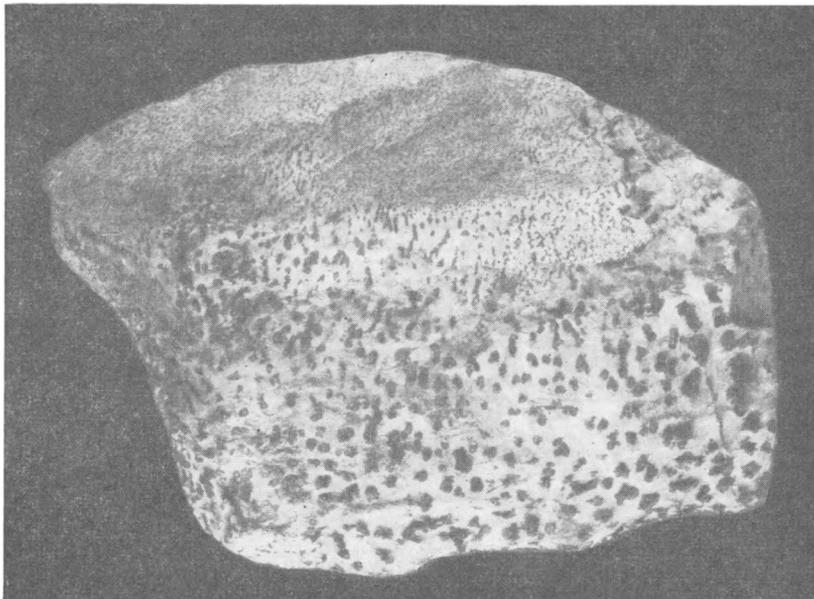
- 1 — пироксены нормальных пойкилофитовых, такситовых и т. п. диабазов;
2 — клинопироксены из призматически-офитовых диабазов и диабаз-пегматитов

подтверждается теми данными, которые нам известны для химически проанализированных, близких по оптике пироксенов из других районов, а именно: для клинопироксена из тулунского траппа в бассейне Ангары (Левинсон-Лессинг и др., 1932), для пижонита из габбро-диабазы Воляни (Либединский, 1949), для ферроавгита из Карру (Уокер и др., 1950) и других. Оптика для всех этих случаев довольно хорошо согласуется с химизмом. Принимая все это во внимание, можно заключить, что описываемый пижонит-авгит обладает сравнительной устойчивостью, постоянством химического состава, умеренным и однообразным содержанием кальция (Wo_{28-35}), с более значительными вариациями в отношениях между клиноэнстатитовым и феррисилитовым компонентами, и беден глиноземом. Все эти особенности химизма могут быть схематически проиллюстрированы на диаграмме (фиг. 119), составленной на основе упоминавшейся диаграммы Винчелла. Для целей сравнения на ней нанесены также составы аналогичных клинопироксенов из траппов других районов Сибири.

Второй тип. Авгит. Этот тип клинопироксена свойствен призматически-офитовым и пегматоидным диабазам, диабаз-пегматитам, отчасти — долеритам. Ему присущи преимущественно субидiomорфные, призматические очертания, указывающие на одновременность его

кристаллизации с плагиоклазом. По сравнению с пижонит-авгитом для него характерны: заметная коричневатая окраска и более высокая величина угла оптических осей и светопреломления; часто характерна также заметная зональность, причем внутренние части кристаллов представляют собой бесцветный пижонит-авгит, а наружные — авгит, с усиливающейся к краям окраской. В химическом отношении для него характерна, исходя из оптических данных, большая известковистость (более 40% Wo) и желези-стость (Fs_{25-35}).

Этот тип клинопироксена свойствен, повидимому, позднее застывавшим участкам траппового расплава, относительно обогащенным водой (и другими летучими?). Последнее особенно отчетливо выступает



Фиг. 120. Магнетит-кальцитовая скарноподобная порода (вид в штуфе, 1 : 1). Подкаменная Тунгуска ниже с. Байкит

в диабаз-пегматитах, в некоторых типах, в которых, наряду с крупными пойкилокристами пижонит-авгита присутствуют мелкие призматические кристаллы авгита, образующие сростки с плагиоклазом в мезостазисе, богатом хлоритом.

Следует отметить, что, наряду с типичными представителями обеих намеченных выше групп клинопироксенов, названных нами условно пижонит-авгитом и авгитом, в тех же типах траппов встречаются и пироксены промежуточного состава, с оптическими свойствами, колеблющимися между свойствами этих крайних типов. В целом, повидимому, пижонит-авгиты и авгиты образуют непрерывный ряд, свойства членов которого закономерно изменяются в соответствии со свойствами заключающих их пород, что ясно выступает на диаграмме фиг. 138. Оптические данные и состав для авгита и пижонит-авгита в траппах Тунгусского бассейна сопоставлены также со свойствами пироксенов из других, близких по составу формаций (табл. 51).

Следующие типы клинопироксена — третий и четвертый — изучены пока еще недостаточно.

Третий тип. К числу наиболее поздних, относительно более низкотемпературных генераций принадлежит, повидимому, пироксен,

Таблица 51

Оптические свойства и молекулярный состав клинопироксенов из интрузивных траппов Тунгусского бассейна и некоторых других районов

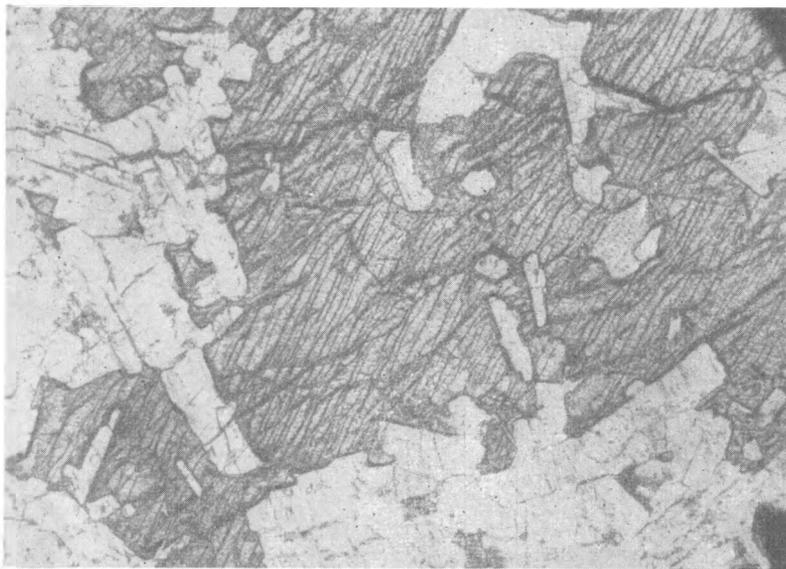
Район	Породы	2V	Ng	En (MgSiO ₃)	Wo (CaSiO ₃)	Fs (FeSiO ₃)	Название	Литературные источники
Центральная часть Тунгусского бассейна	Диабазы пойкилофитовые, такситовые	40—44°	1,698—1,717	38—53	34—39	10—25	Пижопит-авгит	} По автору
	Диабазы призматически-офитовые, диабаз-пегматиты	42—56	1,731	29	38	33	Авгит	
Среднее течение Нижней Тунгуски	Нормальный трапп	40—45	$\frac{1,717}{(Nm=1,697)}$	40—42	36—39	21—23	Пижовит	} Соболев, 1935
То же	Диабаз-пегматит	45—55	1,750	20	38	42	Моноклинный пироксен	
Бассейны рек Уды, Чуны, Тасевой	Нормальные диабазы	48—50	1,710—1,720	41	39	20	То же	Унсов, 1934
	Диабаз-пегматиты	48—53	1,730—1,740	27	38	35		
Бассейн р. Тулун	Габбро-диабаз	48	1,715	43	38	19	Пижовит-геденбергит	Левинсон-Лессинг и др., 1932
Ангаро-Илимский район	Траппы пойкилофитовые	42—46	1,697—1,713	40—48	36—38	13—18	Пижовит	Гоньшакова, 1953
Восточная Волянь	Габбро-диабаз	42	1,726	47	31	22	То же	Либединский, 1949
Долериты Карру	Пикритовые долериты	50—51	1,704—1,715	42—50	39—40	11—17	Авгит	} Уокер и Пальдерварт, 1950
	Нормальные долериты	30—49	1,717—1,731	41—42	25—39	19—34	Субкальциевый авгит	
	Пегматоидные долериты и железистые дифференциты долеритов	43—56	1,731—1,738 (до 1,758)	20—40	25—30	25—51	Субкальциевый авгит и ферро-авгит	

Примечание: Составы в случае, если их не привели авторы, определены нами на основании приводимых в их работах оптических и химических данных.

находящийся в жеодах эндоконтактных пироксеновых роговиков и микропорфиров, в которых он образует правильные призмочки, заключенные в стекле, получившемся при частичном расплавлении и перекристаллизации породы.

Четвертый тип. Повидимому, должен быть выделен еще один тип клинопироксена — диопсидовидный, присутствующий в некоторых диабазах, богатых хлоритом и подвергшихся гидротермальной переработке, с $2V = (+)50-56^\circ$. Однако достаточно ясной картины его распространения пока нет.

Образование клинопироксена первого типа происходило в чрезвычайно спокойной обстановке, сравнительно медленно, в условиях однородной

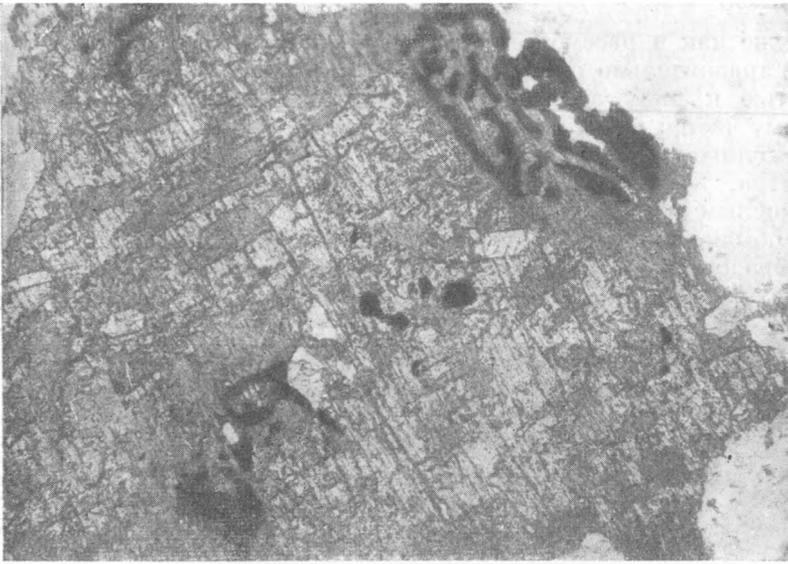


Фиг. 121. Струйчатые включения в крупном зерне клинопироксена (темносерые широкие полосы, уходящие вправо вверх). Река Чуня. Шлиф 273а/52, $\times 20$, ник. ||

среды, исключавшей в большинстве случаев проявление реакционных явлений. Для второго пироксена характерна менее устойчивая обстановка формирования, на что указывает развитие зональности.

Содержание TiO_2 в пироксенах, повидимому, невелико, поскольку главная часть титана, судя по расчетам анализов, входит в состав титаномагнетита. В пироксенах некоторых, особенно крупнозернистых, разновидностей траппов наблюдается присутствие тончайших включений (пузырьков?), образующих в совокупности характерные параллельно вытянутые зоны, или «струи» (фиг. 121). Эти струи местами переходят из одного зерна в соседнее, не изменяя своего направления. Возникновение их, видимо, связано с относительно поздними моментами кристаллизации.

Пироксен в процессе позднейших метаморфических изменений сравнительно устойчив и, в противоположность плагиоклазу и оливину, большей частью остается свежим. Для более кислых гибридизированных разновидностей траппа характерны его изменения в позднемагматическую стадию, проявляющиеся в образовании различного рода вростков и включений зеленоватого актинолита. Представление о строении таких измененных зерен дают фиг. 122, 123.



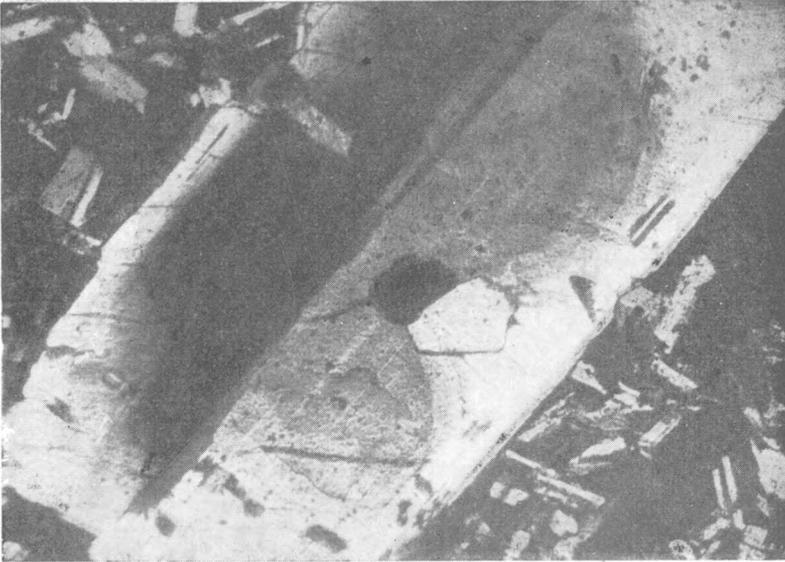
Фиг. 122. Клинопироксен с вростками актинолита, биотита и магнетита. Диабаз-пегматит. Нижняя Тунгуска ниже Учами. Шлиф 436/50, $\times 46$, ник. ||



Фиг. 123. Крупное зерно клинопироксена с тончайшими пластинчатыми вростками актинолита и более грубыми чешуйчатыми вростками биотита. Актинолитизированный диабаз-пегматит. Нижняя Тунгуска ниже Учами. Шлиф 379/50, $\times 90$, ник. +

Плагиоклаз

Так же как и рассмотренные выше минералы, плагиоклаз по своему составу сравнительно однообразен, характеризуясь в основном принадлежностью к ряду андезин-лабрадора (для центральных, наибольших по объему частей кристаллов). Более кислый состав, до кислого андезина или до олигоклаза, отмечается лишь в дифференциатах типа диабаз-пегматитов, лейкодиабазов и отчасти диабазов гибридного ряда. Наиболее кислым составом плагиоклаза характеризуются альбититы, содержащие обычно альбит или альбит-олигоклаз (иногда наряду с андезином или лабрадором). В трапхах порфирирового строения (диабаз- и долерит-порфиритах) ранние генерации плагиоклаза (вкрапленники) имеют



Фиг. 124. Характер зональности у крупного зерна плагиоклаза в диабаз-порфирите. Нижняя Тунгуска ниже устья Учами. Шлиф 367/50, $\times 20$, ник. +

несколько более основной состав, чем плагиоклаз остальной массы, — вплоть до битовнита или анортита.

В составе среднезернистых, нормально раскристаллизованных траппов местами встречаются также отдельные более крупные выделения плагиоклаза, иногда собранные в гломеропорфирировые скопления. Для них характерен состав, отличный от состава плагиоклаза вмещающей породы, причем иногда более основной, а иногда и более кислый. Часть этих крупных выделений относится, вероятно, к более ранней, интра-теллурической генерации (протовыделения трапповой магмы), часть же, несомненно, представляет собой ксенокристы (посторонние включения). О последнем свидетельствуют: их спорадическое, случайное распространение в породах, широкотаблитчатые, иногда даже обломочные контуры, несвойственные обычным плагиоклазам траппов, иногда отсутствие зональности и, наконец, в некоторых случаях — более кислый состав и обломочные очертания.

Зональное строение в кристаллах плагиоклаза проявляется повсеместно, указывая этим на сложность процесса их формирования в трапхах. В большинстве случаев зональность проявляется в узкой краевой зоне

кристаллов, ядро же, составляющее примерно 60—90% объема всего кристалла, остается однородным или же зонально в очень слабой степени. Это указывает на то, что реакционные явления, сопровождающиеся резкими изменениями состава кристаллизующегося расплава, происходили лишь на некотором, относительно коротком и позднем этапе кристаллизации. Можно предполагать, что этот этап совпадал во времени с периодом полного прекращения движения частично закристаллизованного магматического материала. Поздние реакционные каемки более кислого состава нарастают на ранее образовавшуюся часть кристалла, корродируя ее, с извилистой границей между ядром и оболочкой, с резким разрывом состава между прилегающими зонами (пример см. фиг. 99, б). Иногда зональность принимает сложный, повторно-ритмический характер (фиг. 124).

Характерным типом изменения плагиоклаза является в большинстве случаев цеолитизация, связанная по времени с поздней и послемагматическими этапами кристаллизации. Цеолитизация свойственна в той или иной мере всем типам траппов, но наиболее сильно проявляется в траппах гибридного ряда. Сравнительно редко наблюдается альбитизация; она свойственна преимущественно плагиоклазам кислых дифференциатов траппов, типа диабаз-пегматитов, альбититов и т. п. В редких случаях наблюдаются и другие типы изменений, как, например, пренитизация, хлоритизация, карбонатизация и серпентинизация. Особенности процесса изменения плагиоклаза связаны в основном с составом гидротермальных минерализующих растворов.

Состав мезостазиса

Мезостазис — продукт застывания кристаллизационного остатка, накапливающийся в промежутках между ранее выделившимися минералами — плагиоклазом, пироксеном и оливином, — играет значительную количественную роль в составе некоторых типов траппов и поэтому заслуживает особого рассмотрения. Его присутствие особенно характерно для толеитовых диабазов и диабаз-пегматитов, в которых содержание мезостазиса достигает иногда 30—40%, а также для базальтов и долеритов эффузивных фаций.

В состав мезостазиса входят в основном те же компоненты, что и в состав ранее затвердевшей части траппа, но обогащенные летучими составными частями, рудным веществом и отчасти щелочами и кремнеземом. В наименее раскристаллизованных породах (базальты, долериты) мезостазис может застывать полностью, с образованием вулканического стекла. Полная раскристаллизация и частичная дифференциация мезостазиса наблюдаются в толеитовых диабазах. Это темный, тонкоструктурный агрегат со скоплениями хлорита, отдельными мельчайшими микролитами силикатов и густой вкрапленностью из тончайших рудных выделений. Наиболее полно раскристаллизован и дифференцирован мезостазис в диабаз-пегматитах и некоторых диабазах, обогащенных кристаллизационным остатком. Здесь состав мезостазиса наиболее разнообразен. На отдельных участках (особенно в диабаз-пегматитах) наблюдаются обособления, отвечающие по составу нормальному траппу и представляющие собой тончайшие микропегматитовые или звездчатые агрегаты — сростки из игольчатых микролитов плагиоклаза и клинопироксена, часто со значительной примесью рудного вещества. Другие участки сложены тонкоструктурным кварцево-полевошпатовым микропегматитом, хлоритом и хлорофеем, а иногда встречаются участки (микрошлиры), состоящие из почти нераскристаллизованного вулканического стекла.

Все эти компоненты находятся между собой в различных возрастных соотношениях; иногда кварцево-полевошпатовый микропегматит производит впечатление наиболее молодого образования; в большинстве же случаев микродифференциация в пределах мезостазиса проходила с одновременным выделением минеральных компонентов различного состава.

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Гиперстен

Гиперстен встречен лишь в единичных случаях — в составе диабазов траптовых силлов Нижней Тунгуски (дайка горы Чалбышевой и др.). Он образует небольшие зерна, развивающиеся совместно с биотитом и актинолитом, иногда нарастающие на клинопироксен, но чаще с ним не связанные. В целом для пород описываемой формации, в отличие, например, от долеритов южноафриканской формации Карру, характерно отсутствие ромбического пироксена.

Биотит

Биотит присутствует преимущественно в трапах гибридного ряда. Он образует широкие листочки с неправильными конечными гранями, обычно нарастающие на рудные минералы в местах их соприкосновения с плагиоклазом. Биотит обладает резким плеохроизмом: N_r — бесцветный, N_g — буровато-оранжевый; абсорбция: $N_r > N_m > N_g$. Двупреломление в одном случае (обр. 381/50) оказалось равным 0,048. Указанные оптические свойства позволяют отнести минерал к железистому члену группы биотита — лепидомелану.

Актинолит

Актинолит развит преимущественно в более кислых трапах гибридного ряда; в трапах нормального ряда он присутствует спорадически. Обычно он образует каемки, чешуйки, прожилки и тому подобные вторичные формы нарастания и замещения зерен клинопироксена. В случае более значительного его развития в породе он образует более крупные пластинчато-шестоватые выделения, а в промежутках между ними образуются войлочно-волокнистые агрегаты, обычно в тесном срастании с хлоритом.

Окраска минерала слабозеленоватая, плеохроизм слабый: N_g — светлозеленый (иногда с желтоватым оттенком); N_r — слабозеленоватый, почти бесцветный; — $2V = 84-88^\circ$; $cN_g = 11-13^\circ$. В редких случаях наблюдаются очень мелкие, более правильные призматические выделения роговой обманки, по оптическим свойствам близкие к актинолиту, но обладающие более заметным коричневатым оттенком по N_g . Возможно, что эта роговая обманка принадлежит к более ранней генерации. Главная же часть актинолита образовалась за счет переработки пироксенового вещества при участии привноса воды, глинозема и железа.

Титаномагнетит

Титаномагнетит является постоянной составной частью трапфов, образуя около 2—4% по объему (6—8% весовых). Он проявляется обычно в зернах двух видов: 1) более ранней генерации игольчатых или скелетных кристаллов, иногда образующих пегматитовые срастания с пироксеном, и 2) более поздних ксеноморфных зерен сидеронитового характера, заполняющих промежутки между силикатами. Для слабо раскристаллизо-

ванных базальтовых и долеритовых фаций траппов, а также для мезостазиа диабаз-пегматитов и толеитов характерно развитие рудного вещества в форме тонко распыленных частичек. Образование их связано с условиями более быстрого охлаждения, причем титаномagnetит (магнетит?) выпадает здесь в одну из наиболее ранних фаз. Последнее подтверждается и экспериментальными исследованиями, указывающими на наиболее раннее выпадение части рудного вещества из базальтового расплава при быстрой его кристаллизации (Леонтьева, 1950; Цветков, 1937).

Для суждения о химическом составе рудного компонента данных имеется недостаточно; постоянное присутствие в породах заметного количества титана, а также наблюдающиеся в некоторых случаях переходы в лейкоксен позволяют говорить о наличии молекулы ильменита в составе рудного минерала. Нельзя отрицать и возможность вхождения в минерал молекулы магнезиоферрита (характерно для магнетита некоторых гидротермальных жил района), однако аналитических данных в этом отношении для породообразующего магнетита не имеется.

Апатит

Апатит присутствует постоянно в качестве акцессорного компонента, обычно в виде игольчатых выделений. Он приурочен явно к мезостазиу, что особенно хорошо заметно в диабаз-пегматитах и альбититах, где игольчатые его кристаллы заключены в мезостази, а концы их врезаются в другие минералы, что свидетельствует, повидимому, о значительной кристаллизационной силе апатита. Содержание его может достигать довольно высоких значений, поскольку количество P_2O_5 доходит в некоторых диабаз-пегматитах до 0,4% (что дает около 1% апатита).

Турмалин

Турмалин отмечен в единственном случае — в сильно автометаморфизованных диабазов гибридного ряда (Нижняя Тунгуска ниже с. Учами).

Его образование может быть поставлено в связь с привнесом летучих в трапповую магму при процессах автометасоматоза.

Флюорит

Единичные зерна флюорита отмечались в составе миндалинок в эффузивных траппах Нижней Тунгуски.

МИНЕРАЛЫ ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКОГО И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Иддингсит и боулингит

Эти минералы представляют собой продукты изменения оливина на средних и поздних стадиях магматического процесса. По своему составу они принадлежат к водным железисто-магнезиальным силикатам ферри-антигоритового ряда (по терминологии Винчелла). Они отличаются от хлоритов низким содержанием окислов R_2O_3 , а от серпентина — присутствием значительного количества железа. Оптические свойства этих минералов, зачастую обладающих колломорфным обликом, сильно варьируют, точное соответствие оптических и химических свойств для них не установлено. В описываемых породах для иддингсита, наиболее частого вторичного продукта по оливину, характерны оранжевая окраска,

отсутствие плеохроизма, тонкопластинчатое, иногда и тонковолокнистое строение, резко колеблющееся (иногда в одном и том же зерне) двупреломление и высокое светопреломление. Для боулингита характерны в общем те же свойства, за исключением окраски, которая у него зеленоватая. Наблюдаются частые переходы между этими двумя минералами. Представление о формах выделения этих минералов в трапхах дают микрофотографии, приведенные выше. Для некоторой части иддингсита характерен постоянный переход в описываемые ниже хлорофeit и хлорит. Здесь наблюдается постепенный переход от явных псевдоморфоз по оливину к веществу мезостазиса (особенно в толеитах и диабаз-пегматитах). Это указывает на общую непрерывность формирования минералов указанной серии в течение всего процесса застывания траппового расплава.

Хлорофeit

Этот минерал концентрируется преимущественно в форме отдельных шпиро- или каплеобразных скоплений в мезостазисе траппов различных

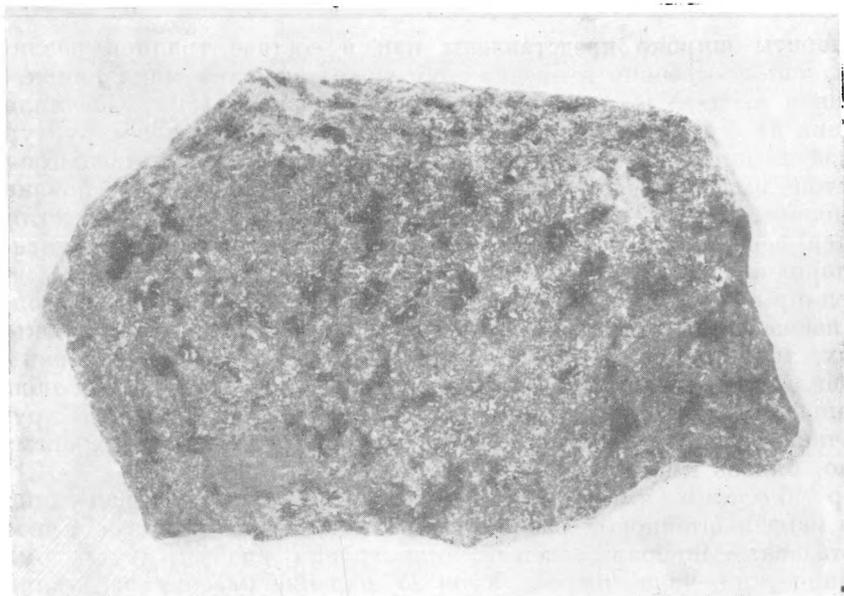


Фиг. 125. Концентрически-слоистое (колломорфное) строение в скоплении хлорофeита в базальте с Нижней Тунгуски.
Шлиф 152/50, $\times 46$, ник. +

типов, преимущественно интрузивных. Он обычно связан переходами с иддингситом и хлоритом. Структура его нередко колломорфная, концентрически-слоистая (фиг. 125). В некоторых пегматоидных диабазов, например в трапхах пластовой интрузии выше Учамского порога по Нижней Тунгуске, хлорофeit образует весьма многочисленные черные крупные выделения, хорошо заметные по своему характерному смоляноподобному облику и тонкой трещиноватости (фиг. 126).

Оптические свойства минерала сильно колеблются. Характерны яркооранжевая окраска, низкое светопреломление, изотропность, тонкая трещиноватость («трещины усыхания»). Двупреломление наблюдается изредка в краевых частях скоплений, ядра же изотропны. Оранжевая окраска по краям скоплений иногда сменяется зеленоватой. Светопреломление оказалось в одном случае 0,018.

Для характеристики химического состава минерала можно привести анализ хлорофейта из крупного скопления в интрузивном траппе по р. Мархе, в восточной части Сибирской платформы (Лебедев и



Фиг. 126. Диабаз с крупными скоплениями хлорофейта (черное). Вид в штупфе, 1 : 1. Нижняя Тунгуска близ устья р. Таймуры

Гоньшакова, 1954), по морфологии и оптике аналогичного тунгусским хлорофейтам (табл. 52).

Таблица 52

Химический состав хлорофейта из траппа по р. Мархе

Компоненты	Вес. %	Молек. колпч.	Вес. % в расчете на безводный состав
SiO ₂	41,04	0,683	50,45
TiO ₂	0,53	0,006	0,65
Al ₂ O ₃	12,95	0,126	15,92
Fe ₂ O ₃	13,15	0,082	16,16
FeO	3,28	0,046	4,00
MnO	0,09	0,001	0,11
MgO	7,60	0,189	9,33
CaO	1,76	0,031	2,17
Na ₂ O	0,71	0,011	0,88
K ₂ O	0,27	0,003	0,33
H ₂ O ⁺	7,02	—	—
H ₂ O ⁻	11,41	—	—
Сумма	99,81	—	99,93

По своей химической конституции хлорофейт, как видно, представляет промежуточное образование между антигоритоподобными водными силикатами группы иддингсит-боулингита и минералами группы хлорита. Вместе с тем имеются и существенные отличия от химизма всей группы хлоритов в целом; это, наряду со своеобразием оптических свойств,

служит основанием к отнесению этого минерала в самостоятельную группу хлорофита вместе с гуллитом, описываемым Томкеевым (Tomkeief, 1929) и другими авторами для английских долеритов.

Хлориты

Хлориты широко представлены как в составе траппов различных фаций, так и особенно в поздних образованиях типа миндалинок, прожилков и т. п. Хлориты вообще весьма разнообразны. Специального изучения их с применением методов химического и рентгеноструктурного анализа мы не производили, и охарактеризованные ниже отдельные типы хлоритов выделены по оптическим и морфологическим признакам. В основном выделяются следующие типы хлоритов, между которыми имеются переходные разности. Они описываются нами в приблизительном порядке их образования.

Хлорит мезостазиса (в долеритах, базальтах, толеитовых, пегматоидных диабазах и т. п.) развит обычно в форме тонкоагрегатных, тонкопластинчато-волокнистых, местных и микросферолитовых скоплений. Двупреломление слабое, частью он изотропен или обладает аномальными интерференционными цветами. Окраска в более крупных листочках зеленоватая, иногда обнаруживает слабый плеохроизм. Вероятно, близок к клинохлору.

Грубопластинчатый хлорит слагает края миндалинок в мандельштейновых разностях траппов; тесно связан с веществом мезостазиса. Минерал зеленый, плеохроизм слабый, двупреломление умеренное или, чаще, низкое. Угол $2V$ мал или равен нулю, удлинение положительное. Относится, вероятно, к клинохлору.

Волокнисто-сферолитовый хлорит слагает миндалинки в средней ее части или целиком. Цвет минерала желтовато-зеленый, с заметным плеохроизмом. Двупреломление умеренное и колеблющееся до 0,005—0,007, в среднем более высокое, чем у хлорита второго типа. Угол оптических осей малый. Оптический знак отрицательный, удлинение положительное. Угол погасания в одном случае оказался равным 10° .

Пластинчато-волокнистый хлорит, иногда слоистого, колломорфного сложения, развит в составе прожилков и более толстых гидротермальных жилков, преимущественно в траппах эффузивной фации и в гидротермально измененных туфах. Минерал зеленоватый, иногда почти бесцветный. По своей очень слабой окрашенности и характеру двупреломления (0,007—0,009) он приближается к серпентину и может быть назван, согласно В. Н. Лодочникову, хлорит-серпентином. Следует указать, что в составе прожилков присутствуют хлориты и других типов.

Образование минералов группы хлорита представляло длительный многофазный процесс, отражавший колебания в составе минералообразующих гидротермальных растворов.

Пренит

Пренит развивается преимущественно в зонах контактного изменения боковых пород близ трапповых интрузий (пренитизированные туфы и туфопесчаники); он присутствует также в составе миндалинок, причем в этих случаях обычно приурочен к краевым их частям. В редких случаях мелкие чешуйки пренита развиваются по плагиоклазу, замещая его (в автометаморфизованных разностях диабаз-пегматитов).

В миндалинках пренит образует светлозеленые крупные сферолитовые сростки или же различных размеров агрегаты, сложенные из отдельных

сферолитов (фиг. 127). В гидротермальных прожилках и гидротермально измененных породах пренит образует веерообразные сростки и иногда отдельные удлиненные зерна. Измерения показывают: $N_g=1,642$; $N_p=1,612$; $2V=(+)52^\circ$; $N_g-N_p=0,030$. Минерал бесцветен или (в ядрах миндалинок) буроватый, окрашен окислами железа.



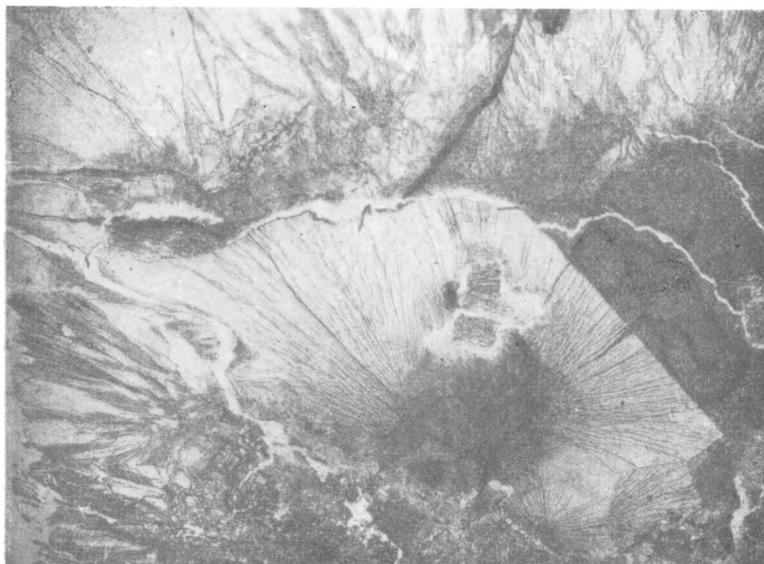
Фиг. 127. Строение пренита, выполняющего миндалинку в эффузивном траппе. Нижняя Тунгуска у с. Нидым. Шлиф 161/50, $\times 46$, ник. +

Цеолиты

Минералы этой группы представляют собой чрезвычайно характерные продукты постмагматической деятельности трапповой магмы в описываемом районе. Цеолиты встречаются в траппах всех фаций, преимущественно же распространены в составе эффузивных траппов, в которых слагают миндалинки и отдельные гнезда и пустотки. В траппах интрузивных фаций цеолиты присутствуют преимущественно в составе автометаморфизованных разностей, в которых они развиты как в составе промежуточной массы (мезостазиса), так и форме продуктов замещения плаггиоклаза, а иногда и других компонентов. Цеолиты, так же как и хлориты, разнообразны по составу и принадлежат к различным генерациям; наиболее ранние из них связаны с позднемагматическими этапами кристаллизации траппа (частично, например, анальдим); остальные принадлежат уже к гидротермальному этапу. Разнообразные типы тунгусских цеолитов изучены еще недостаточно. Некоторые сведения о них приводятся в работах Е. Е. Костылевой (1916), В. С. Соболева (1935) и М. Н. Шкабара и Е. А. Штурм (1940). Приводим характеристику некоторых полнее изученных нами цеолитов района.

Томсонит характерен для миндалинок в эффузивах и туфах, особенно для участков, контактирующих с траппами. Он образует стекляннo-белые, сферолитовые или лучистые, агрегаты, достигающие 4—5 см в диаметре (в туфах). В шлифе они имеют обычно веерообразное строение (фиг. 128) и слабобуроватый оттенок, особенно в центральной части сростков. В томсоните с р. Датыкты, анализ которого приведен в табл. 53, двупреломление составляет 0,011, $2V=(+)54^\circ$, погасание прямое,

удлинение положительное; $N_g = 1,537 \pm 0,003$. Химический состав приведен в табл. 48. Полученные данные хорошо соответствуют тем, которые выводятся из оптических определений; содержание молекулы $Na_3Ca_9Al_{21}Si_{19}O_{80} \cdot 24H_2O$ составляет около 70%, т. е. томсонит имеет существенно кальциевый состав.



Фиг. 128. Эффузивный диабаз; томсонит в миндалинке. Нижняя Тунгуска у с. Виви. Шлиф 264/50, $\times 20$, ник. ||

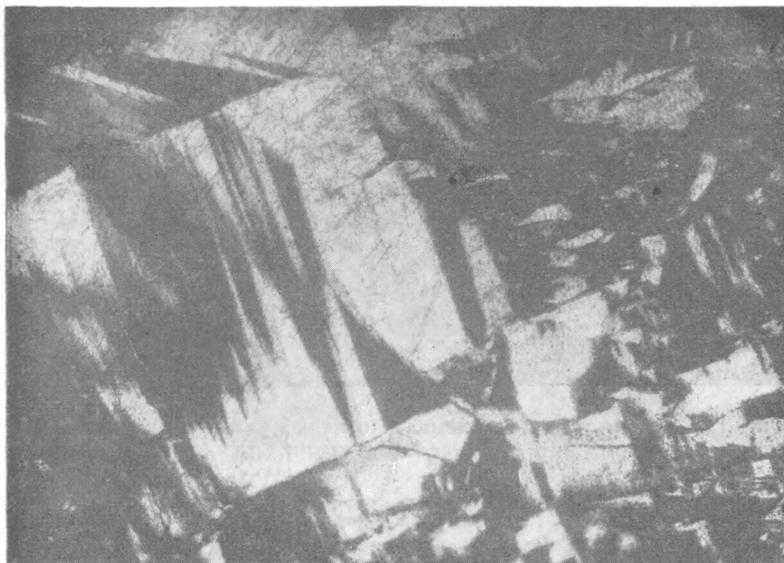
Таблица 53

Химический состав цеолитов и апофиллита

Компоненты	1		2		3		4	5	6
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %		
SiO ₂	37,12	0,618	42,57	0,709	52,35	0,872	36,73	68,02	57,83
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	31,44	0,308	23,28	0,228	0,20	0,002	33,89	13,03	17,65
Fe ₂ O ₃	0,08	0,001	1,12	0,007	0,10	0,001	—	—	—
FeO	сл.	—	нет	—	—	—	—	—	—
MgO	0,18	0,004	не опр.	—	0,09	0,002	0,25	0,79	0,49
CaO	14,62	0,261	27,24	0,486	25,21	0,450	13,21	4,04	7,45
Na ₂ O	3,49	0,056	0,22	0,004	0,04	0,001	2,67	1,94	1,14
K ₂ O	0,45	0,004	—	—	4,22	0,045	0,24	0,16	0,27
H ₂ O ⁻	1,04	—	0,05	—	0,10	—	0,39	2,35	3,29
H ₂ O ⁺	12,00	—	4,98	—	16,97	—	13,63	10,54	12,63
SrO	—	—	0,04	—	F = 0,41	-0,021	—	—	—
					Потеря при прок. 0,71				
Сумма	100,42	—	99,45	—	100,40—0,17 = = 100,23	—	101,01	100,87	100,75

1 — томсонит, крупные стеклянноподобные кристаллы до 4 см длиной, образующие радиально-лучистые сростки в туфах, устье Даттыкты, Нижняя Тунгуска (обр. 580/50, аналитик И. П. Нисенбаум, ИГН Анад. Наук СССР); 2 — эпидесмин, Нижняя Тунгуска, устье Нидыма (обр. 105/50, аналитик З. Васильева, ИГН Анад. Наук СССР); 3 — апофиллит, Нижняя Тунгуска, скалы Сулова (обр. 150, аналитик З. Васильева); 4 — томсонит, р. Нидым; 5 — птилолит, р. Виви; 6 — гейландит, р. Нидым (4—6—по Шкабре и Штурм, 1940).

Анальцим присутствует в интерстициях в цеолитизированных диабазах и тешенитах; изредка встречается и в миндалинках в эффузивных траппах (район Туры), где образует хорошие кристаллы диаметром до 3—4 см, пентагон-триоктаэдры, молочнобелого цвета (фиг. 129). В шлифе бесцветен, изотропен или с очень слабым двупреломлением. Развивается обычно совместно с другими видами цеолитов (в тешенитах вместе с томсонитом).



Фиг. 129. Строение крупных кристаллов анальцима в жеоде в эффузивных траппах. Нижняя Тунгуска близ с. Тура. Шлиф 15/50, $\times 20$, ник. +

Гейландит встречен в крупных, хорошо образованных кристаллах в крупных миндалинках эффузивных траппов района с. Туры; характерен стеклянный блеск и способность раскалываться на тонкие пластинки. В одном случае (с. Тура) $N_g=1,505$, $W_p=1,498$. Анализ гейландита приведен в табл. 47 (по Шкабаре и Штурм, 1940).

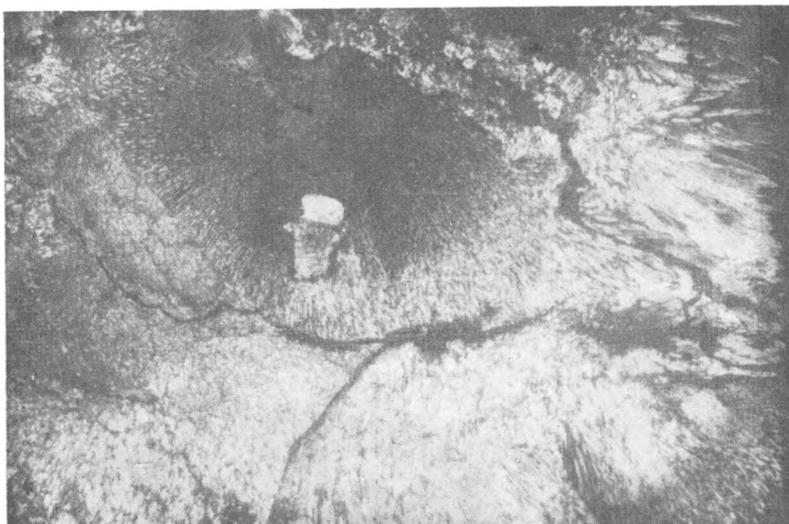
Навролит совместно с томсонитами и анальцимом присутствует в мезостазисе некоторых цеолитизированных диабазов и образует перистоматоватые агрегаты. $N_g-N_p=0,010$, N_m в одном случае (обр. 192/50) равно 1,473. Встречается также в гидротермальных жилках и миндалинках (фиг. 130, 131), в которых образует белые фарфоровидные выделения, иногда сферолитового строения. В этих случаях часто развивается совместно с магнетитом и гранатом.

Ломонтит присутствует в гидротермально измененных туфах, образуя бесцветные агрегаты с большим углом погасания ($21-23^\circ$) и сравнительно высоким (выше, чем у томсонита) двупреломлением; N_g в одном случае определен равным 1,513.

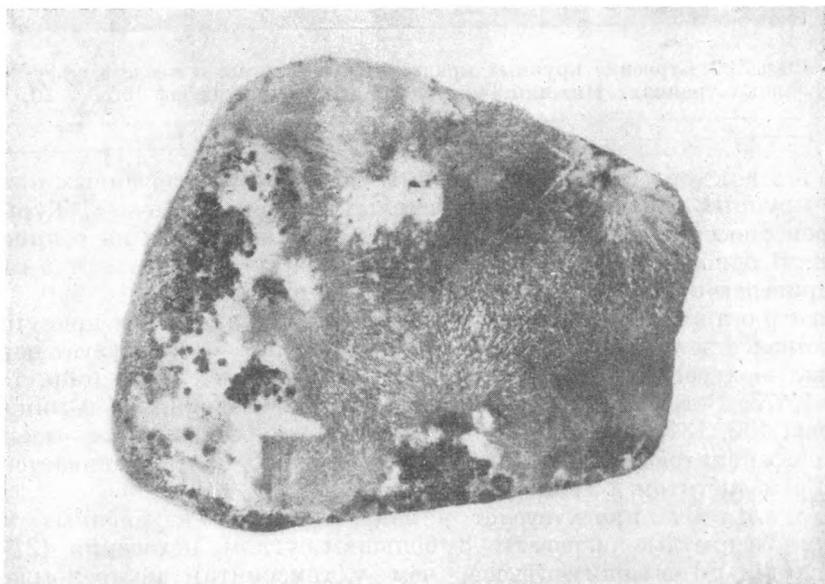
Птилолит — в белых игольчатых агрегатах, войлокоподобных, в миндалинках. Анализ птилолита с р. Виви приведен в табл. 48.

Стильбит и эпидесмин встречаются в жилках и в миндалинках эффузивных траппов, где они образуют крестообразные слабо-зеленоватые или бесцветные сростки или сферолитоподобные агрегаты. Для эпидесмина в одном случае (обр. 105/50, Нижняя Тунгуска, устье Нидыма) было определено: $N_g=1,502$; $N_p=1,489$; $N_g-N_p=0,013$, $2V$ отрицатель-

ный; химический анализ этого цеолита приведен в табл. 47. Характерно присутствие стронция и полное отсутствие калия. Последнее отличает



Фиг. 130. Цеолитовая миндалинка. По периферии — натролит, в средней части — томсонит. Эффузивный трапп. Нижняя Тунгуска у с. Виви, $\times 20$, ник. +

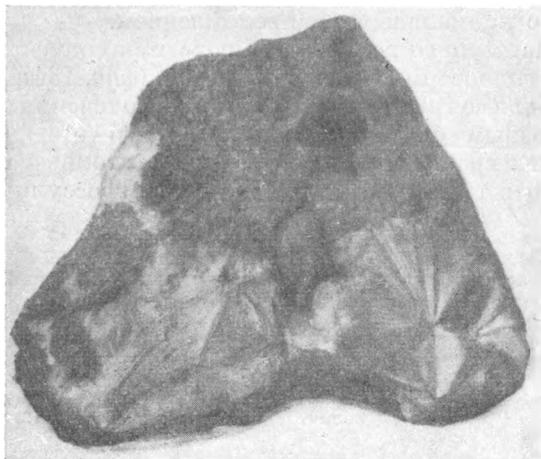


Фиг. 131. Строение цеолит-магнетитового прожилка в диабазе (поверхность раскола по жилке). Серые лучистые агрегаты — томсонит, белые корочки по краям сферолитов — натролит, черное — зерна магнетита. Нижняя Тунгуска близ с. Учами.

этот минерал от близкого к нему по оптике и внешнему облику стильбита.

Апофиллит

Апофиллит встречается вместе с цеолитами в миндалинках эффузивных траппов в районе скал Сулова по Нижней Тунгуске (фиг. 132). Он образует белые, иногда сферолитового строения зерна; двупреломление $N_o - N_e = 0,002$; $N = 1,538$. Химический состав приведен в табл. 48. Характерно заметное содержание фтора.



Фиг. 132. Апофиллит (белые сферолиты) в траппе (вид в штуфе, 1 : 1). Нижняя Тунгуска, скалы Сулова

Скаполит

Скаполит присутствует в составе контактно измененных ороговикованных туфов и туфопесчаников в ряде мест по Нижней и Подкаменной Тунгускам; более крупные выделения скаполита были встречены в отдельных скарнированных участках туфов и известняков, в которых местами содержание скаполита достигает 80% (см. выше, описание скарнов). Зерна скаполита белые, до 1 см в диаметре, округлые, с ясной спайностью. В скаполитово-диопсидовой породе с Нижней Тунгуски для скаполита было определено $N_g - N_p = 0,010$. По этим данным, он должен быть отнесен к дициру, богатому натрием. В другом случае в скаполите из скарнированных известняков по Подкаменной Тунгуске было определено $N_g - N_p = 0,021$, что соответствует миццониту с 43 мол.% $Ca_3Al_6Si_6O_{24} \cdot CaCO_3$.

Датолит

Датолит обнаружен в составе скарноподобной породы, найденной в обломках по Нижней Тунгуске (см. выше — описание скарнов), совместно с кальцитом и пироксеном (фиг. 133). У датолита $N_m = 1,652$; сильная дисперсия оптических осей $\rho > \nu$, $2V = (-)72^\circ$ до $(-)80^\circ$; минерал окрашен в оливково-желтый цвет с зеленоватым оттенком, прозрачен, образует зерна диаметром до 3—4 мм. Известен, по данным других авторов, и в составе диабаз-пегматитов (по В. С. Соболеву) и гибридных траппов.

Гранат

Гранат распространен преимущественно в составе скарнов и скарноподобных образований в зонах контактов траппов с туфогенными породами

тунгусского комплекса и с породами силура (встречается также в составе гидротермальных прожилков) совместно с кальцитом и цеолитами. В исключительно редких случаях он отмечался и в составе самих траппов в качестве аксессуарного компонента (в диабазах, диабаз-пегматитах и альбититах). Гранаты разнообразны по составу и внешнему облику. Для скарных образований характерны зеленыйgrossуляр и более темный, почти черный андрадит, т. е. известково-железистые по составу гранаты. Для андрадитов из скарнов в шлифе характерны желтые «дворики», а также кольцевые зоны с аномальным двупреломлением.

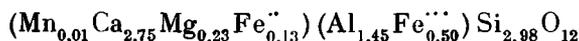
Крупные зерна черного граната наблюдаются совместно с натролитом в составе тонких гидротермальных прожилков (фиг. 134), в изобилии прорезающих интрузивные траппы в области нижнего течения Чуни (см. выше). Черный, с алмазным блеском, гранат, взятый отсюда, был проанализирован. Анализ граната, с расчетом его на атомный и молекулярный составы, приведен в табл. 54. По составу — это grossуляр-андрадит.

Таблица 54

Химический состав граната из гранатово-цеолитового прожилка с р. Чуни, в 4 км ниже устья р. Нижний Чуку (аналитик М. Н. Вепринцева, ИГН Акад. Наук СССР)

Компоненты	Вес. %	Молек. колич.	Количество атомов кислорода	Число атомов (на 12)	Число атомов катионов
+ SiO ₂	36,76	612	} 1260	5,95	} 2,98
TiO ₂	1,37	18			
Al ₂ O ₃	15,69	154	462	2,18	1,45
Fe ₂ O ₃	8,56	53	159	0,75	0,50
FeO	2,04	28	28	0,13	0,13
MnO	0,20	3	3	0,01	0,01
MgO	1,96	49	49	0,23	0,23
CaO	32,62	582	582	2,75	2,75
Na ₂ O	0,26	—	—	—	—
K ₂ O	нет	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,48	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,04	—	—	—	—
VO ₃	0,03	—	—	—	—
Сумма	100,01	—	—	—	—

Кристаллохимическая формула, по расчету анализа:



Молекулярный состав (в %)

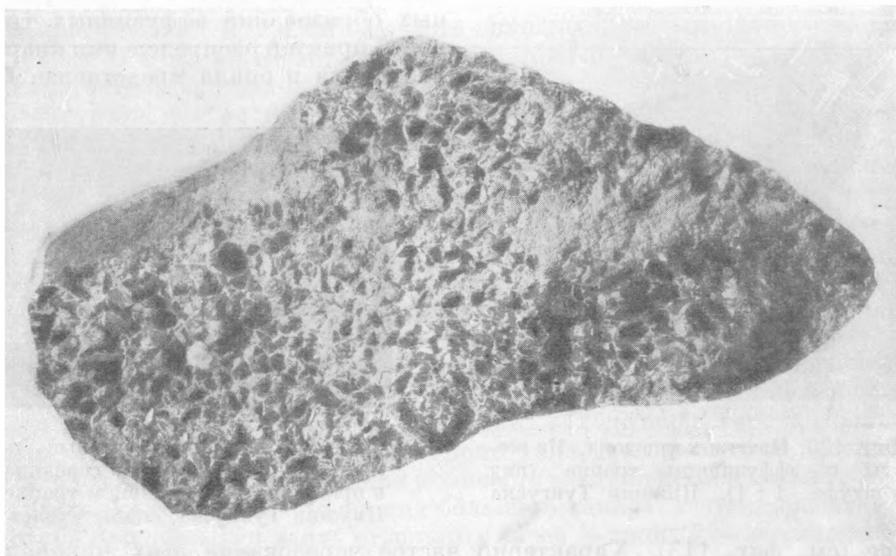
Гроссуляр	62,12
Андрадит	25,64
Пироп	7,61
Альмандин	4,30
Спессартин	0,33

Заметное количество окиси титана в анализе указывает на присутствие и молекулы шорломита.

Удельный вес 3,615; светопреломление $1,793 \pm 0,001$. Эти цифры, полученные путем прямого определения, хорошо согласуются со следующими величинами, вычисленными из данных анализа: уд. вес 3,617, показатель преломления 1,805.



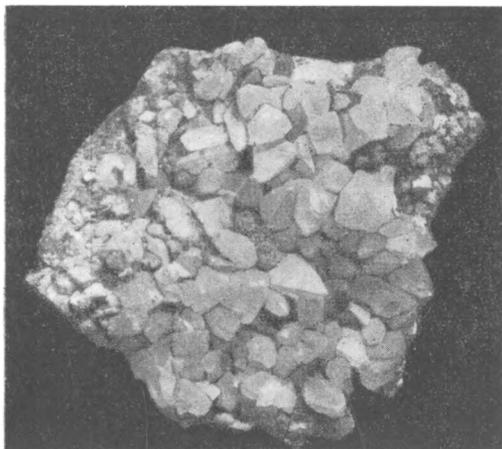
Фиг. 133. Датолито-кальцитовый скарн. Датолит — темный, кальцит — светлый. Нижняя Тунгуска.
Шлиф 642/50, $\times 20$, ник. ||



Фиг. 134. Крупные кристаллы андрадита в гранат-цеолитовом прожилке.
Река Чуния (вид в штуфе, 1 : 3)

Кальцит

Кальцит — один из наиболее характерных минералов контактных зон, а также разнообразных по составу гидротермальных образований. Амплитуда его образования весьма широка. Повидимому, к числу более высокотемпературных генераций следует отнести кальцит из карбонатитов — мономинеральных крупнозернистых белых пород массивной текстуры, слагающих на некоторых участках (например, по р. Таймуре) значительные по размерам тела.

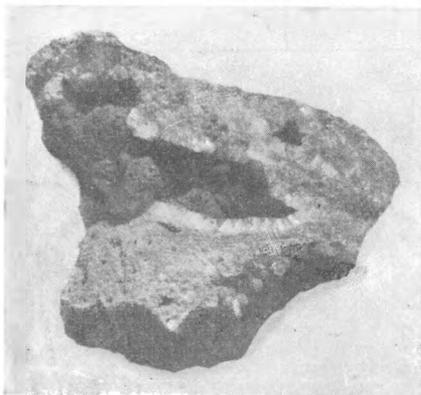


Фиг. 135. Крупнокристаллический кальцит (вид в штуфе, 1 : 1). Нижняя Тунгуска, скалы Сулова

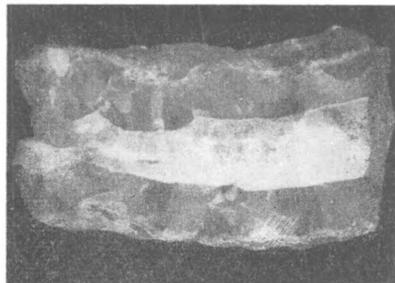
К наиболее низкотемпературным видам следует отнести крупнокристаллический прозрачный кальцит, известный преимущественно в миндалинках и различных пустотках в эффузивных траппах и в туфах бассейна Нижней Тунгуски (фиг. 135). Температура образования такого кальцита, по данным Н. П. Ермакова (1950), лежит в интервале 100—136°.

Кварц, халцедон, опал

Кварц присутствует в небольшом количестве в составе траппов гибридного ряда, диабаз-пегматитов и альбититов, в основном же характерен для миндалинок и других гидротермальных образований эффузивных траппов. Характер распределения кварца, халцедона и опала представлен был



Фиг. 136. Натёки халцедона. Из жедоды в эффузивном траппе (вид в штуфе, 1 : 1). Нижняя Тунгуска



Фиг. 137. Халцедон (темный, по краям) с опалом (белая середина) в прожилке в эффузивном траппе. Нижняя Тунгуска, скалы Сулова

выше (см. фиг. 113). Характерно частое чередование этих минералов, особенно кварца и халцедона, с образованием концентрически-слоистых и других структур, что, вероятно, связано с изменениями в температуре отлагавших их растворов.

Опалы по внешнему виду весьма разнообразны. Для опала из прожилка в туфе (Нижняя Тунгуска) был определен показатель преломления 1,465. Различные формы этих минералов видны на фиг. 136, 137.

Глава X

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ, СВЯЗАННЫЕ С ТРАППОВЫМ МАГМАТИЗМОМ

МЕХАНИЗМ ВНЕДРЕНИЯ ТРАППОВОГО РАСПЛАВА И ЕГО СООТНОШЕНИЯ С РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКОЙ

Из общего обзора трапповых проявлений на описываемой площади Тунгусского бассейна отчетливо выступает различие в условиях внедрения траппового расплава на отдельных ее участках и в различные эпохи ее геологической истории, несмотря на сравнительную простоту и однообразие ее тектонического строения. Эпоха преимущественного развития вулканических явлений, в основном взрывного характера (верхняя пермь, отчасти и более ранние эпохи), сменилась временем преимущественного развития интрузивных явлений, сопровождавшихся частичным выходом траппового расплава на поверхность (интрузивный и лавовый комплексы эпохи P_2+T_1). Анализ пространственного распределения отдельных типов трапповых тел на платформе позволяет выдвинуть в качестве общей закономерности то обстоятельство, что силловые тела траппов приурочены преимущественно в западной части площади, а секущие — дайковые и другие — к ее восточной и северо-восточной частям (см. фиг. 34, б). Это обстоятельство находится прежде всего в несомненной связи с характером строения и состава вмещающих трапповые интрузии осадочных и осадочно-вулканогенных толщ — слоистых на западе (S и C_3+P_1) и неслоистых на востоке (туфогенная толща P_2+T_1). В первом случае тектонические условия более благоприятствовали образованию пластовых пологих тел, во втором — возникали преимущественно тела секущего типа (дайки и пр.).

С другой стороны, форма и размеры (объем) трапповых тел, образующихся в верхнем структурном ярусе земной коры, определялись в значительной степени также и общим количеством магматического материала, поступавшего из глубины на том или ином участке, а также интенсивностью напора, под влиянием которого шло внедрение. Пластовые, в особенности мощные и многоярусные, интрузии, обладающие гораздо большим суммарным объемом, чем секущие тела типа даек и штоков, возникали за счет относительно наибольших количеств внедрившегося магматического расплава и вдобавок в условиях большего напора, заставлявшего магму активно продвигаться вдоль отдельных слоев — иногда на многие десятки километров. В связи с этим можно предполагать, что наибольшие количества трапповой магмы из глубин поступали, вероятно, в западной, краевой и отчасти в северо-восточной части описываемого района и относительно меньшие — в его восточной части. Зоны наиболее интенсивного проявления траппового магматизма, вероятно, соответствуют зонам глубинных разломов, которые, по современным представлениям, окаймляют

Сибирскую платформу по периферии. Повидимому, с этими краевыми зонами в целом совпадает и зона преимущественного распространения дифференцированных траппов гибридной серии.

Внедрение трапповой магмы представляло собой длительный, неоднократно возобновлявшийся процесс, о чем говорит присутствие взаимно пересекающихся даек и пр. Можно полагать, что отдельные импульсы интрузивного процесса совпадали во времени с периодами наиболее оживленных тектонических движений в пределах платформы, сменявших эпохи, в течение которых шло постепенное нарастание напряжений. Учитывая, что магма при поднятии пользовалась преимущественно системой открытых, крутопадающих трещин, глубоко рассекающих породы верхнего структурного яруса, можно думать, что отдельные интрузивные импульсы были связаны с периодами наиболее усиленного проявления растягивающих усилий (образование трещин растяжения).

Был ли процесс внедрения трапповой магмы пассивным или активным? Выше, в геологической части, мы подробно охарактеризовали многочисленные явления нарушений, смещений, разрывов в породах, вмещающих трапповые интрузии, развитие ксенолитов и другие факты, свидетельствующие о том, что процесс внедрения и проникновения траппового расплава был активным и часто сопровождался значительными механическими и термическими эффектами. Точка зрения о пассивном выполнении трапповой магмой занимаемого пространства путем спокойного гидростатического «пропитывания» отдельных опускающихся блоков осадочных пород (Левинсон-Лессинг и др., 1932) в применении к Тунгусскому бассейну справедлива, вероятно, лишь для некоторых его участков. В целом эпоха максимального внедрения траппов (интрузивная фаза) совпадает со временем медленного общего поднятия (а не опускания) площади Тунгусского бассейна, со временем смены морского режима, господствовавшего в нижнем и среднем палеозое, режимом континентальным — эпохой образования отложений тунгусской свиты. Если предположить, что это медленное поднятие имело сводовый характер и сопровождалось явлениями растяжения верхней части свода, то может найти объяснение и способ образования сети гигантских трещин разрыва, по которым проложила себе путь поднимающаяся к поверхности трапповая магма. На настоящей стадии изучения тектоники Тунгусского бассейна вопрос этот не может быть решен с достаточной определенностью.

ХОД ЗАСТЫВАНИЯ ТРАППОВОЙ МАГМЫ

Кристаллизация трапповой магмы, т. е. последовательность и относительная продолжительность выделения из нее отдельных минеральных фаз и их состав, определяются в основном, теми же закономерностями, что и ход кристаллизации нормальной базальтовой магмы. Для последней эти процессы, как известно, довольно хорошо изучены как в отношении естественных пород — базальты, долериты и пр. (работы Н. Боуэна, Т. Барта, В. С. Соболева, Ф. Уокера и других ученых), так и для некоторых искусственных расплавов соответствующего состава (работы А. С. Гинзберга, А. И. Цветкова, А. А. Леонтьевой и др.).

Вместе с тем особенности геологического положения и строения отдельных, различных по своей морфологии, типов трапповых тел в Тунгусском бассейне и отдельных участков внутри этих тел, в сочетании с некоторыми особенностями в химическом составе отдельных порций траппового расплава, вносят зачастую значительные вариации в эти общие схемы. Остановимся подробнее на особенностях в последовательности минералообразования для наиболее распространенного типа траппов нормального ряда.

Особенности микроструктуры рассматриваемых пород позволяют выделить для этого периода две основные схемы кристаллизации, с переходными разностями, которые можно назвать офитовой и пегматоидной.

Офитовая схема кристаллизации. Оливин и отчасти титаномагнетит выделяются одними из первых, в том числе и интрателлурические зерна оливина, относящиеся (по В. С. Соболеву) к фазе протокристаллизации. Центры кристаллизации оливина являются в некоторой мере и центрами накопления водосодержащих минералов траппов, поскольку кристаллы оливина, даже полностью включенные в пироксен или в плагиоклаз, обнаруживают обычно признаки автометаморфических изменений, выражающихся в образовании каемок иддингсита или боулингита. Состав оливина при дальнейшем ходе кристаллизации не подвергается существенным изменениям, о чем можно судить по отсутствию в его кристаллах зональности, процесс же выделения его из расплава имеет длительный характер и частично, повидимому, продолжался и после выделения плагиоклаза. Необходимо отметить характерную для зерен оливина тенденцию к пространственному обособлению его от агрегатов плагиоклаз-пироксенового состава и к ассоциации с водосодержащей составной частью расплава. Наиболее отчетливо эти особенности проявляются в составе толеитовых и близких к ним диабазов, в которых оливин всегда пространственно обособляется в промежуточном хлорито-магнетитовом мезостази (в «сетках» петельчатой структуры). В менее ясной форме то же наблюдается и в среднезернистых пойкилоофитовых диабазах, в которых мелкие выделения оливина, как правило, расположены вне пойкилокрстов клинопироксена, обычно — в сообществе с хлоритом, хлорофеем и подобными минералами.

Судя, таким образом, по общим чертам сходства в поведении оливина в толеитовых и пойкилоофитовых разностях траппов и по постоянной ассоциации оливина с комплексом водосодержащих минералов, можно высказать предположение о том, что некоторая часть летучих, присутствующих в трапповом расплаве, в какой-то мере связывает часть избыточного железисто-магнезимального компонента (оливина). В связи с этим выделение последнего затягивается вплоть до поздних фаз кристаллизации (выделение мелких поздних зерен оливина в хлоритовом мезостази), а образующаяся на ранее выделившихся зернах оливина иддингситовая оболочка препятствует дальнейшим реакциям между ними и остальной частью расплава, как бы консервирует их. Этим, вероятно, объясняется, в частности, отсутствие реакционных каемок ромбического или моноклинного пироксена вокруг оливина (характерных для оливинов других трапповых формаций, например для долеритов Карру и других).

Вслед за началом выделения оливина начинается выделение плагиоклаза и, несколько позже, — клинопироксена. Чрезвычайно типичная для подавляющего количества полнокристаллических траппов описываемого района пойкилоофитовая структура (см. фиг. 88) с несомненностью свидетельствует о том, что главная часть пироксенового вещества выделилась после того, как кристаллы плагиоклаза были полностью сформированы. Вместе с тем тенденция к постоянному образованию пойкилоофитовых сростков и к обособлению их от остальной части расплава указывает на общую близость во времени кристаллизации плагиоклаза и пироксена, но опять-таки при относительно более позднем начале выделения пироксена. Зональность, характерная для лейст плагиоклаза, заключенных в пироксеновых пойкилокристаллах, свидетельствует вместе с тем о формировании его в условиях изменявшего свой состав расплава. Строение пойкилокрстов указывает также на относительную стабильность состава расплава при

формировании пироксеновой составной части, поскольку пойкилокристы, нередко достигающие огромных по сравнению с плагиоклазом размеров (до нескольких сантиметров в диаметре), судя по оптическим данным, в большинстве случаев совершенно однородны по составу. Кристаллизация протекала здесь вплоть до полного исчерпания Fe-Mg-Ca-части расплава.

Пегматоидная схема кристаллизации. Эта схема кристаллизации свойственна траппам с призматически-офитовой, пегматоидной и диабаз-пегматитовой структурами. Поведение оливина при этой схеме кристаллизации остается примерно тем же, что и в траппах, кристаллизующихся по офитовой схеме. Он начинает выделяться в основном раньше других компонентов (вместе с рудным минералом), но, усиленно реагируя с водосодержащей частью расплава, продолжает выделяться вплоть до конечных стадий кристаллизации. Различие с офитовой схемой заключается в том, что водосодержащая часть расплава, благодаря ее относительно большему здесь содержанию, вызывает часто уже на ранних стадиях полную гидратацию оливина. В связи с этим оливин в этих породах нередко отсутствует, будучи полностью замещен, хотя по общему химизму породы следовало бы ожидать его присутствия.

Выделение плагиоклаза и пироксена здесь, в отличие от предыдущей схемы, в основном протекает параллельно и одновременно, причем, возможно, — также в условиях относительно большей длительности этого процесса. В результате этого наблюдается, во-первых, преимущественно идиоморфное или субидiomорфное развитие у кристаллов пироксена, и во-вторых, в последних, так же как и у плагиоклаза, проявляется в той или иной степени зональное строение. Судя по усилению окраски и величины светопреломления по краям зерен, в кристаллах пироксена происходит постепенное повышение железистости, параллельно с общим увеличением отношения FeO:MgO в жидкой части расплава.

С какими причинами связано возникновение пегматоидной схемы кристаллизации? Наблюдения показывают, что траппы, кристаллизующиеся по этой схеме, во-первых, принадлежат к местным, локальным дериватам трапповых интрузий, обособляющихся, преимущественно в ограниченных по размерам участках, в составе пластовых и других тел в форме шпиров, линз, прослоев и т. п. (см. выше, в геологическом очерке). С другой же стороны, для этих пород характерны некоторые особенности химизма, заключающиеся в повышенном содержании летучих, особенно воды, и несколько повышенной железистости (см. анализы в описательной части). Пегматоидная схема кристаллизации свойственна, таким образом, некоторым участкам траппового расплава, обогащенным, в результате локальной дифференциации, летучими и железом и обособившимся в отдельных частях трапповых тел.

Можно выделить еще пегматоидную схему кристаллизации в две стадии, являющуюся вариацией предыдущей схемы и проявляющуюся преимущественно в диабаз-пегматитах и в более крупнозернистых пегматоидных траппах. В этих породах, наряду с крупными индивидами плагиоклаза и клинопироксена первых фаз кристаллизации, присутствуют тонкоструктурные пегматоидные прорастания из мельчайших игольчатых кристалликов плагиоклаза, пироксена и магнетита, обычно с участием хлорита. Такого рода прорастания встречаются либо в мезостазиесе, либо в виде отдельных округлых участков, по форме приближающихся к миндалинкам, но связанных постепенными переходами с веществом мезостазиеса (см. фиг. 96, а и др.). Определение величины $2V$ в одном из тонких игольчатых пироксенов, давшее (+) 44° , показало близость его состава к пироксену первой фазы. В целом состав микропегматитовых прорастаний второй фазы кристаллизации довольно близок к общему составу первой фазы. Можно, таким образом, предполагать, что образование микро-

срастаний происходило за счет некоторых изолированных участков расплава, обогащенных летучими (присутствие хлорита), возможно, обособившихся в результате ликвации. Вероятность последнего предположения подтверждается характерной для многих скоплений этого рода округлой, капелевидной формой.

ПОЗДНИЙ ПЕРИОД КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Продукты позднего периода кристаллизации в большинстве своем накладываются на продукты главного периода, охарактеризованного выше, причем в неодинаковой степени для разных типов траппов и для разных участков внутри трапповых тел. В течение этого периода происходит образование таких минералов, как ортоклаз, кварц, микропегматит, альбит, биотит, актинолит, отчасти титаномagnetит, апатит и сфен. Наиболее полно, по общему объему минералообразования и по длительности всего процесса, этот период кристаллизации выражен у траппов гибридного ряда, в которых минералы позднего комплекса иногда полностью замещают продукты основного периода. Конечные стадии позднего периода кристаллизации тесно смыкаются с этапом автометасоматических превращений (хлоритизация, цеолитизация и пр.), происходящих путем преобразования уже затвердевших пород, причем границы этих процессов иногда бывает трудно установить.

Выделение минералов, принадлежащих к позднему периоду, происходит в общем неравномерно, отдельные минеральные фазы перекрывают одна другую во времени. К числу относительно более ранних образований можно отнести характерный для поздней кристаллизации титаномagnetит сидеронитового облика, биотит, отчасти апатит. Несколько позднее происходит выделение ортоклаза и биотита, обычно в форме каемок вокруг плагиоклазов, а частью и в интерстициях кварцево-полевошпатового микропегматита, кварца (интерстиции и отдельные участки мезостазиса) и актинолита (нарастания на пироксен, отдельные скопления в мезостазисе).

Химическая специфика позднего периода кристаллизации в траппах описываемого района заключается, таким образом, в обогащении остаточного раствора, из которого происходит кристаллизация, некоторым количеством летучих (прежде всего водой), железом, щелочами и кремнекислотой. Роль воды и отчасти щелочей усиленно возрастает к концу этого периода, при переходе к периоду автометаморфических и гидротермальных превращений. Весь процесс имеет, таким образом, длительный характер, будучи связан с постепенным понижением температуры и постепенным изменением состава минерализующих растворов. В широком проявлении этого процесса, с приуроченностью его к определенным типам траппов, заключается одна из характерных особенностей, присущих траппам описываемой формации.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Сопоставление намеченных выше схем кристаллизации траппового расплава (в основном для главного периода) со схемой, предложенной для всех сибирских траппов В. С. Соболевым (1935), позволяет сделать следующие замечания. В отношении первой фазы по Соболеву (фазы протокристаллизации) следует сказать, что в тунгусских траппах, по имеющимся данным, она проявилась чрезвычайно слабо или вовсе не проявляется. Во-первых, выделения протокристаллизации почти несвойственны вообще обычным и наиболее широко распространенным интрузивным траппам района. Очень редко в них отмечается присутствие отдельных крупных зерен плагиоклаза или оливина, причем в случае нахождения первых они зачастую производят явное впечатление посторонних включений

(ксеннокристов; см. выше), отличаясь нередко более кислым составом, чем плагиоклаз породы. Во-вторых, в тех случаях, когда в траппе порфировая структура выражена более отчетливо (порфиновые долериты, микропорфириты краевых зон и др.), вкрапленники плагиоклаза и оливина (пироксен почти не дает вкрапленников) обычно мало или совсем не отличаются по составу от соответствующих минералов основной массы. Здесь следует учитывать возможность образования порфировой структуры также и при одноприемной кристаллизации. Можно, кроме того, вообще высказать сомнение в возможности очень длительной транспортировки отдельных «протокристаллов», образовавшихся ранее на глубине, если учесть тот путь, который приходится совершать трапповой магме до места ее окончательного застывания, например при образовании многокилометровых по длине силлов. Скорее можно было бы ожидать раздробления, может быть даже переплавления этих протокристаллов, чем полного их сохранения. В целом, таким образом, продукты протокристаллизации, хотя и несомненно происходившей, не играют существенной роли в доступных нашему наблюдению трапповых телах.

В отношении второго и третьего этапов кристаллизации по В. С. Соболеву следует указать, что в нашем понимании, основанном на изучении разнообразных по условиям залегания и по составу трапповых тел, это, несомненно, один этап, но по-разному проявляющийся в различных условиях. В большинстве случаев этот этап кристаллизации протекает по офитовой схеме, в других случаях, в присутствии повышенного количества летучих и железа, — по пегматоидной схеме. Последняя вместе с тем характерна преимущественно для более ограниченных по объему участков траппов, для местных их вариаций.

Для истолкования наблюдаемых отношений в ходе кристаллизации траппов В. С. Соболев приводит ряд диаграмм плавления для систем: 1) альбит—анортит (по экспериментальным данным), 2) диопсид—геденбергит и 3) фаялит—форстерит. Две последние диаграммы были им построены не на экспериментальных данных, а на некоторых произвольных допущениях, основанных на предполагаемой одновременности выделения некоторыми определенными по составу пироксенов и оливинов с некоторыми определенными по составу плагиоклазами. Однако одновременность выделения плагиоклаза и пироксена, как было показано выше, не подтверждается для большинства траппов района, кристаллизующихся по офитовой схеме. В связи с этим получающиеся отдельные диаграммы для оливинов и пироксенов и построенная по ним «схематическая диаграмма плавления четырехкомпонентной системы $Ab-An-Di-Ne$ », требуют, конечно, уточнения и экспериментального подтверждения.

Действительно, реальные соотношения, направлявшие ход кристаллизации траппового расплава, определялись различными условиями, и, в частности, ролью летучих компонентов. Только в случае несколько повышенного содержания последних кристаллизация траппового расплава могла протекать по пегматоидной схеме, с примерно одновременным выделением плагиоклаза и пироксена и с более свободным развитием реакционных серий. При условии же относительной бедности магмы летучими на главном этапе кристаллизации, начало выделения алюмосиликатов известково-кальциевого ряда (плагиоклазовая серия) предшествовало началу выделения силикатов железисто-магнезиального ряда.

Заключительная часть главного этапа кристаллизации по офитовой схеме характеризовалась присутствием жидкости пироксенового состава, почти не изменявшегося вплоть до полного ее исчерпания. Последнее подтверждается и наблюдениями над быстро застывающими траппами приконтактных зон, основная роговиковая масса которых представляет местами почти сплошной агрегат из мельчайших зерен клинопироксена

(см. выше гл. VII). Специфический для тунгусских траппов процесс образования пироксеновых пойкилокристаллов, достигающих иногда очень больших размеров, определялся также и явлениями замедленной диффузии при постепенном охлаждении расплава. Эти явления вызывали своего рода микродифференциацию кристаллизующегося расплава, с возникновением многочисленных центров кристаллизации пироксеновой жидкости, образовавших в конце концов пойкилокристаллы.

Детали физико-химической стороны описываемых процессов кристаллизации пока еще недостаточно ясны, хотя и имеется экспериментальный материал, подтверждающий некоторые из приведенных выше заключений. Наблюдаемая в тунгусских траппах последовательность выделения минералов находится, как это следует подчеркнуть, в согласии с теми данными, которые получаются из наблюдений над процессами плавления этих пород, изученными рядом авторов. Так, А. С. Гинзберг с сотрудниками (1936), расплавляя траппы из Тулуна (южная часть Тунгусского бассейна), наблюдали следующее: при 1100° начинают оплавляться оливин и пироксен, а плагиоклаз не обнаруживает изменений; лишь при 1175° , уже при значительном растворении железисто-магнезиальных минералов, начинается растворение плагиоклаза; количество стекла здесь, как и далее, возрастает за счет расплавления цветных компонентов. Полное расплавление породы наступает при 1400° . Близкие результаты были получены А. И. Цветковым при опытах кристаллизации плавленых диабазов из Щелейки (Прионежье). При 1250° здесь началось выделение магнетита, при 1200° — плагиоклаза (битовнита), в характерных скелетных формах; максимум выделения плагиоклаза наблюдался при 1150° ; лишь при 1100° начиналась кристаллизация пироксена, богатого геденбергитовой молекулой. Во всех этих случаях начало кристаллизации плагиоклаза действительно предшествует началу выделения пироксена.

ХИМИЗМ ТРАППОВОЙ МАГМЫ

Особенности химического состава отдельных членов трапповой формации были освещены выше, при петрографическом описании. Ниже суммированы некоторые общие черты химизма трапповой магмы рассматриваемого района.

Прежде всего необходимо подчеркнуть относительную устойчивость, постоянство химического состава для подавляющего большинства траппов, слагающих интрузивные тела и эффузивные покровы в исследуемом районе. Как видно из цифр химических анализов для отдельных образцов траппов нормального ряда, взятых из различных участков Тунгусского бассейна и из различных по своему геологическому положению трапповых тел, состав траппов колеблется вообще в сравнительно узких пределах, в целом очень мало отклоняющихся от среднего состава траппа района (табл. 55). Последний был вычислен нами из данных 20 химических анализов траппов центральной части Тунгусского бассейна, охватывающих все важнейшие типы траппов разных фаций, за исключением крайних по составу кислых дифференциатов типа альбититов¹, играющих по своему объему совершенно ничтожную роль в составе формации. Этот средний состав, вероятно, довольно близко соответствует действительному среднему составу трапповой магмы района, если принять во внимание крайнюю ограниченность явлений дифференциации в траппах данного района (подробнее об этом см. ниже).

¹ При вычислении среднего состава не были учтены также те анализы, в которых приводится лишь сумма железа или щелочей, без их раздельного определения (в описательной же части настоящей работы эти анализы приведены).

Средний химический состав траппов Тунгусского бассейна и средние составы некоторых близких пород других провинций (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,50	49,8	52,5	50,0	48,8	15,40
TiO ₂	1,42	1,5	1,0	3,1	1,4	1,03
Al ₂ O ₃	15,75	16,1	15,4	13,5	15,8	15,50
Fe ₂ O ₃	3,43	3,5	1,2	2,7	5,4	7,03
FeO	8,88	9,1	9,3	9,1	6,3	2,73
MnO	0,19	0,2	0,2	0,1	0,3	0,18
MgO	5,62	5,7	7,1	7,8	6,0	7,89
CaO	10,69	11,2	10,3	10,5	8,9	10,90
Na ₂ O	2,18	2,2	2,1	2,4	3,2	1,52
K ₂ O	0,69	0,7	0,8	0,5	1,6	2,52
H ₂ O ⁺	1,38	—	—	—	} 1,8	0,20
H ₂ O ⁻	1,27	—	—	—		0,12
P ₂ O ₅	—	—	0,1	0,3	0,5	0,17
						BaO = 0,05
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,24

1 — средний состав траппа Тунгусского бассейна (по автору); 2 — то же перечисленный на безводный состав; 3 — средний долерит Карру (по Уонеру); 4 — средний гавайский базальт; 5 — средний мировой базальт, по Дели (4 и 5 цит. по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу, 1936); 6 — оливиновый базальт с Камчатки (по Меньялову, 1949).

Данные пересчетов химических анализов траппов Тунгус

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
По Завар- риц- кому	a . . .	5,2	5,0	5,7	5,6	3,4	4,7	3,7	3,1	7,6	6,3	5,9	6,6	5,1
	c . . .	8,6	8,0	7,5	7,7	10,9	9,3	8,5	11,6	5,7	7,8	7,4	8,0	10,8
	b . . .	28,4	30,0	30,5	29,6	28,2	27,6	31,8	28,3	32,0	27,9	29,6	26,4	28,1
	s . . .	57,8	57,0	56,3	57,1	57,5	58,4	56,0	57,0	54,7	58,0	57,1	59,0	56,0
	f' . . .	45,6	41,0	38,0	40,9	43,2	46,0	31,0	47,0	40	45,0	42	35	43
	m' . . .	30,7	41,0	41,0	40,3	46,5	39,0	50,0	46,5	40	33	38	39	51
	c' . . .	23,7	18,0	21,0	18,8	10,3	15,0	19,0	6,5	20	22	20	26	6
n . . .	94,0	89,0	80,0	87,5	84,0	83,0	82,0	82,0	76	86	82	80	86	
По Ниг- гли	si . . .	110,0	111,0	107,0	111,3	107,0	119,0	107,0	102,0	98,0	114,0	110	120	97
	ti . . .	2,75	2,7	2,07	2,65	0,55	2,58	1,74	0,52	0,3	2,15	2,6	2,1	1,12
	al . . .	22,0	21,0	17,0	21,0	24,0	20,0	20,0	24,0	19,6	22,0	20,6	23,4	24,0
	fm . . .	43,0	47,5	46,5	47,0	47,0	48,0	49,0	48,0	48,3	44,0	48,6	41,9	46,0
	k . . .	0,06	0,11	0,24	0,13	0,16	0,18	0,18	0,14	0,24	0,14	0,47	0,19	0,14
	mg . . .	0,4	0,5	0,35	0,49	0,52	0,46	0,61	0,50	0,50	0,42	0,47	0,52	0,57
	c . . .	30,0	26,5	27,5	27,0	26,0	27,5	28,0	25,0	26,9	28,0	26,8	29,4	25,0
	alk . . .	5,0	5,0	9,0	5,0	3,0	4,5	3,0	3,0	5,2	6,0	3,9	5,3	5,0
	c/gm . . .	0,71	0,56	0,59	0,57	0,55	0,57	0,57	0,52	0,55	0,64	0,57	0,72	0,54
	qz . . .	-10,0	-9,0	+3,0	-8,7	-5,0	+1,0	-5,0	-10,0	-22,8	-10,0	-5,6	-1,2	-23,0

1, 2, 3 — базальты и долериты из района с. Тура (см. табл. 2); 4 — толентовый диабаз, Нижняя Тунгуска близ с. Тура (см. табл. 6); 5 — диабаз из мощной дайки, р. Северная Чуня; 6 — диабаз из силла близ устья Подкаменной Тунгуски (Павловский и др., 1934); 7 — диабаз из силла, район с. Палигус, Подкаменная Тунгуска (то же) (5—7 — см. табл. 12); 8 — диабаз из мощной дайки, р. Северная Чуня; 9 — диабаз из силла, Подкаменная Тунгуска ниже с. Байкит (8—9 — см. табл. 14); 10 — диабаз с р. Большой Еремы; 11 — диабаз из силла, Кривляни, Подкаменная Тунгуска (10 и 11 — см. табл. 18); 12 — пегматоидный диабаз, Подкаменная Тунгуска у с. Байкит (см. табл. 20); 13 — тронтолитовый диабаз, р. Чуня; 14 — тронтолитовый диабаз, с. Байкит (13 и 14 — см. табл. 22); 15 — диабаз-порфирит из дайки, Подкаменная Тунгуска; 16 — диабазовый

В табл. 55 сопоставлен вычисленный таким образом средний состав тунгусского траппа со средними составами некоторых трапповых, долеритовых и базальтовых пород других мировых провинций. Из этого сопоставления наглядно выступают некоторые специфические черты химизма трапповой магмы Тунгусского бассейна, частично уже подмеченные ранее Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и В. С. Соболевым, отличающие их от среднего состава магмы других аналогичных провинций. Эти особенности заключаются в:

1) бóльшей относительной основности (49,8% SiO₂ против 49,7—52,5% для других формаций);

2) повышенной железистости (12,6% суммарного железа против 11—12%) и известковистости (11,2% CaO против 9—11%);

3) пониженной магнезиальности (5,7% MgO против 6—8%).

В отношении других окислов особо существенных отличий не устанавливается.

Пересчеты всех полных анализов траппов района по методам А. Н. Заварицкого и П. Ниггли приведены в табл. 56.

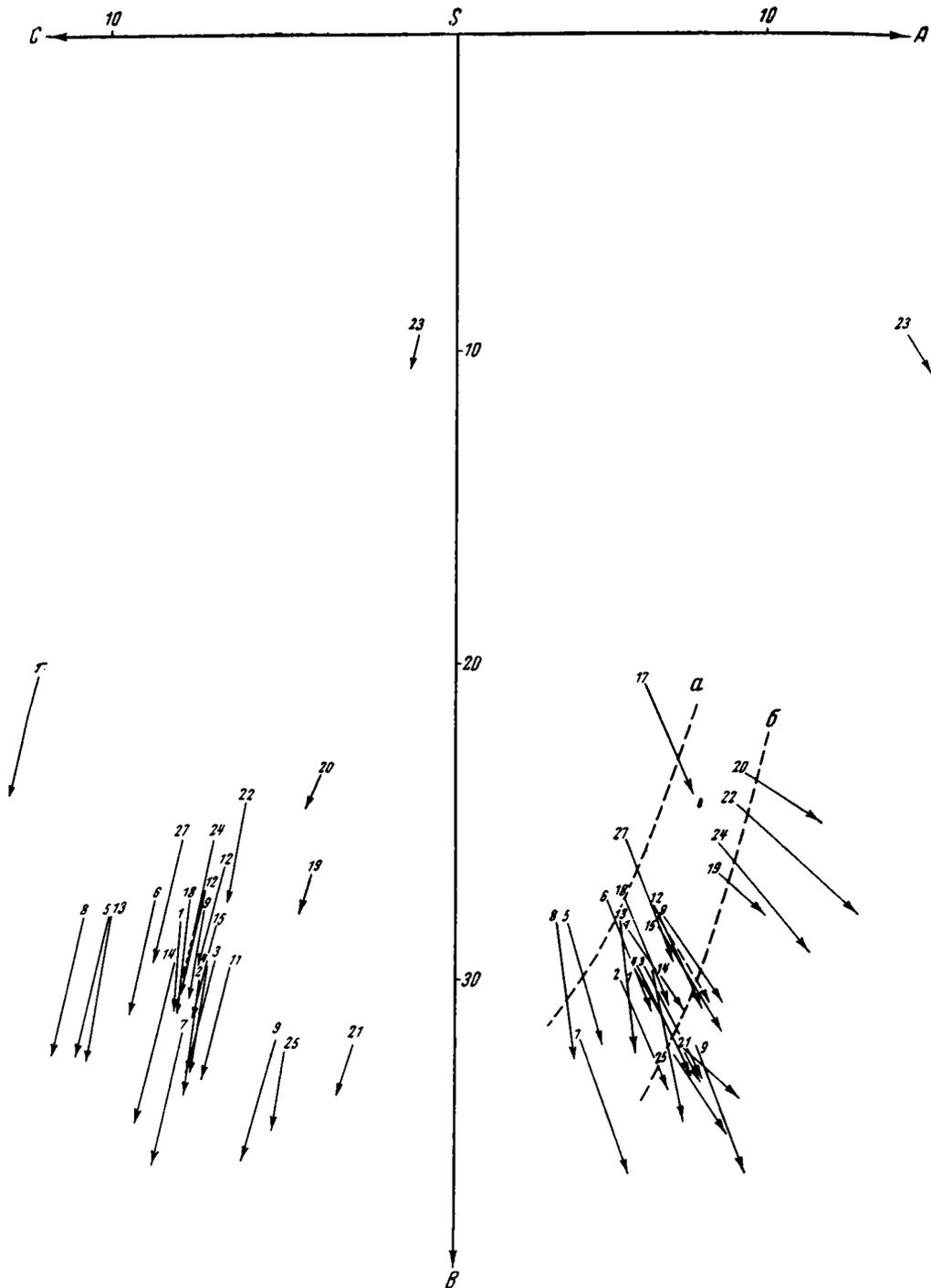
Указанные общие особенности химизма тунгусских траппов отражаются и на диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого (фиг. 138). Векторы, соответствующие составу нормальных траппов, характеризуются общей сближенностью и сходством в размерах и в направлении; начальные их точки располагаются вблизи вариационной линии *a*. Сближены эти векторы и в левой части диаграммы; наиболее отклоняются по составу

Таблица 56

ского бассейна по методам А. Н. Заварицкого и П. Ниггли

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
6,0	6,2	5,9	5,8	5,2	8,25	9,0	6,9	8,6	14,0	8,0	6,9	10,8	5,2	5,9
9,1	7,4	7,8	13,2	8,3	4,45	4,2	3,1	6,6	1,2	7,5	5,6	4,7	8,5	8,0
29,6	28,4	27,3	20,6	27,5	26,8	23,6	32,2	24,5	9,6	25,7	32,2	32,3	25,6	27,5
55,3	58,0	59,0	60,4	59,0	60,5	63,2	57,8	60,3	75,2	58,8	55,3	52,2	60,7	58,6
40	43,0	42,0	44,0	41,0	72,0	60,0	57,0	18,2	81,1	28,8	56	29,7	41,0	43,5
50	35,0	39,0	39,0	42,0	13,0	15,5	20,0	38,4	11,4	38,2	25	39	42,0	36,2
10	22,0	19,0	17,0	17,0	15,0	24,5	23,0	43,4	7,5	33,0	19	32	17,0	20,3
83	80,0	83,0	82,0	92,0	78,0	71,0	76,0	87,3	84,1	81,0	78	47	82,0	84,0
100	113,0	117,0	112,8	114,5	132,0	150,0	139,0	124,5	271,0	60,0	103	97	124,0	115,0
2,4	2,82	2,78	1,14	2,82	3,75	3,4	9,05	4,43	1,94	2,0	5,5	2,1	2,0	2,26
22,4	21,0	22,0	30,0	22,0	19,3	21,0	17,0	23,5	31,0	24,0	18,2	19,3	23,0	22,0
48,9	45,5	45,0	32,0	47,0	52,0	43,5	46,5	30,0	34,0	35,0	51,5	42,2	44,5	44,5
0,17	0,20	0,17	0,08	0,08	0,22	0,29	0,24	0,13	0,16	0,22	0,22	51,3	0,18	0,16
0,52	0,45	0,22	0,47	0,51	0,16	0,21	0,35	0,67	0,12	0,57	0,31	0,56	0,51	0,45
2,33	27,5	27,0	32,0	26,0	19,3	24,5	27,5	37,5	9,0	33,0	23,9	28,1	27,0	27,5
5,4	6,0	6,0	6,0	5,0	9,4	11,0	9,0	9,0	26,0	8,0	6,4	10,4	5,5	6,0
0,47	0,61	0,60	1,0	0,57	0,37	0,56	0,59	1,25	0,26	0,94	0,46	0,67	0,61	0,62
-21,6	-11,0	-7,0	-11,2	-5,5	-5,6	+6,0	+3,0	-12,0	+67,0	-72,0	+22,6	-44,6	+2,0	-9,0
							p = 0,53							

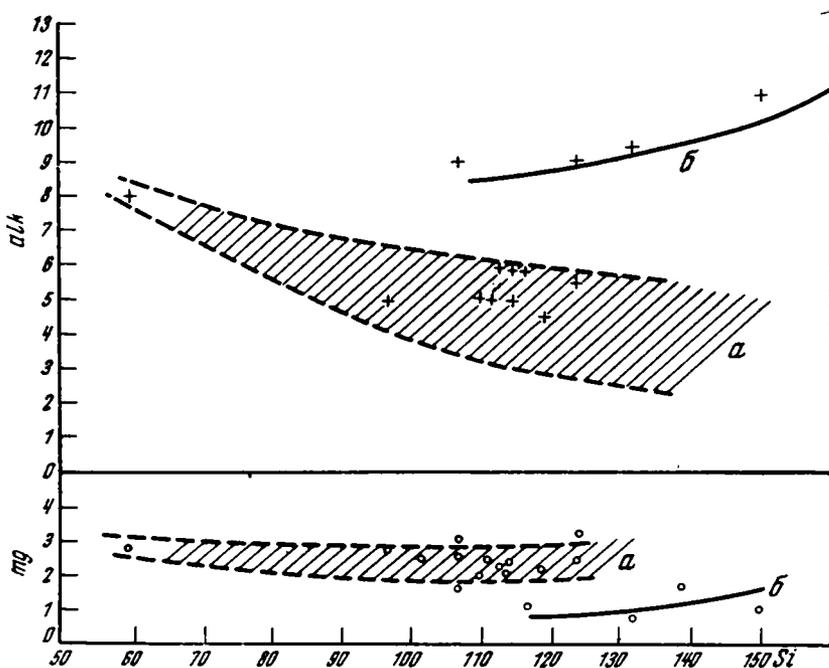
порфирит, р. Тэтэрэ (15 и 16 — по Павловскому и др., 1934, см. табл. 25); 17 — диабазовый порфирит, Нижняя Тунгуска; 18 — эффузивный диабаз, Нижняя Тунгуска (17 и 18 — по В. С. Соболеву, 1936); 19 и 20 — диабаз-пегматит, р. Большая Ерема (см. табл. 31); 21 — диабаз-пегматит, Нижняя Тунгуска (по В. С. Соболеву, 1936); 22 — измененный диабаз, Нижняя Тунгуска (см. табл. 34); 23 — альбитит, Нижняя Тунгуска (см. табл. 35); 24 — диабаз с микропегматитом, Нижняя Тунгуска близ с. Учами (см. табл. 38); 25 — актинолитово-биотитовый диабаз, Подкаменная Тунгуска (см. табл. 40); 26 — тешенит, Подкаменная Тунгуска (см. табл. 43); 27 — микропорфирит из силла, р. Чуня (см. табл. 45); 28 — средний трапп Тунгусского бассейна; по А. П. Лебедеву (см. табл. 55).



Фиг. 138. Диаграмма химического состава траппов Тунгусского бассейна, по А. Н. Заварицкому. Номера векторов соответствуют номерам анализов в табл. 56.

а — траппы нормального ряда; б — траппы гибридного ряда и диабаз-пегматиты.
 → проанализированные траппы Тунгусского бассейна; → средний состав тунгусского траппа, по автору.

от «главной линии» вектор, соответствующий диабазовому порфириту с Нижней Тунгуски (анализ В. С. Соболева), обогащенному плагиоклазом (повышенная известковистость и пониженное содержание цветных минералов). На этой же диаграмме ясно выступают химические особенности трапфов, обогащенных кристаллизационным остатком, — диабаз-пегматитов и гибридных диабазов. Их векторы сдвинуты вправо (повышенная щелочность), они более пологие (пониженная магнизиальность). Особенности обеих групп трапфов проявляются и в левой части диаграммы, в которой векторы также образуют две группы.



Фиг. 139. Вариационная диаграмма химического состава трапфов Тунгусского бассейна, по П. Ниггли:

а — траппы нормального ряда; б — траппы гибридного ряда и диабаз-пегматиты

На вариационной диаграмме, составленной по параметрам alk и mg по методу П. Ниггли (фиг. 139), также довольно наглядно выступают особенности химизма нормального и гибридного ряда тунгусских трапфов. Для последних, так же как и для диабаз-пегматитов, характерны повышенные значения alk и пониженные mg . Другие параметры дают менее ясную картину и поэтому на диаграмме не приводятся.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ТРАППОВОЙ МАГМЫ

В целом дифференциация трапповой магмы в пределах описываемой части Тунгусского бассейна выражена слабо. Это сказывается прежде всего в общем близком сходстве химического состава трапфов всех описанных выше фаций — туфогенной, лавовой и интрузивной, появление которых связано с последовательными стадиями развития траппового вулканизма. Таким образом, можно говорить об отсутствии общей химической эволюции траппового расплава во времени, об общей устойчивости, стабильности этого состава в эпоху формирования Тунгусского бассейна, о слабости проявления дифференциации, о чем свидетельствует уже под-

черкнутое выше чрезвычайное однообразие химического состава траппов интрузивной фации, для которых можно было бы ожидать наибольшего разнообразия дифференциатов. Составы траппов, взятых из различных интрузий, во-первых, мало отличаются как один от другого, так и от состава среднего типа траппа района и, во-вторых, эти составы большей частью не обнаруживают заметных изменений внутри самих интрузивных тел, или же эти изменения незначительны по масштабу (обособление диабаз-пегматитов и т. п.).

Явления дифференциации, наблюдаемые в составе трапповых интрузий (в траппах других фаций они, как было сказано, практически почти не проявляются), направлены почти исключительно в сторону образования более кислых и лейкократовых разностей, обогащенных в некоторой степени щелочами, кремнеземом и железом, т. е. в сторону образования лейкократовых диабазов, диабаз-пегматитов, гибридных диабазов и альбититов. Характерной особенностью всех этих образований является также относительное богатство их водой и другими летучими компонентами, в результате чего они в той или иной степени обычно подвергаются аутометаморфическим превращениям, с развитием хлорита, цеолитов и т. д. Исключительно редко мы встречаем среди траппов описываемого района дифференциаты более основного состава, типа меланократовых, троктолитовых, пикритовых и т. п. диабазов, появляющихся лишь в форме шлиров и других, очень ограниченных по размерам участков.

Исходя из особенностей пространственного распределения дифференцированных фаций и их относительного объема, а также их состава, возможно выделение следующих основных типов дифференциации в составе трапповых интрузий района.

М и к р о д и ф ф е р е н ц и а ц и я проявляется в образовании микрократовых (таксито-офитовой, отчасти пойкилоофитовой, троктолитовой и т. п.) структур в теле нормального траппа, в образовании мелких шлиров, линз, полос и т. п., свидетельствующих о некоторой неоднородности состава кристаллизующегося расплава. В основном появление этих неоднородностей связано с возникающими при кристаллизации процессами перераспределения твердых фаз и вещества остаточного расплава. Явления неполного фракционирования осложнялись здесь влиянием значительного количества летучих, повышенная концентрация которых на отдельных участках приводила, по видимому, к частичному обособлению этих участков и замедленной их кристаллизации. Судя по отсутствию или по крайней редкости структур течения линейно- или плоскопараллельных текстур и т. п., явления микродифференциации преимущественно протекали на месте окончательного застывания траппового тела, в условиях спокойной тектонической обстановки.

Л о к а л ь н а я д и ф ф е р е н ц и а ц и я проявляется так же, как и микродифференциация в пределах отдельных интрузивных тел в результате процессов, происходивших на месте застывания интрузии. Проявляется она также в различных масштабах. Преимущественный тип проявления локальной дифференциации заключается в образовании расслоенных участков или горизонтов в составе пологозалегающих интрузивных тел. Многочисленные примеры были приведены выше, в описательной части. Составы отдельных дифференцированных прослоев или участков различаются между собой главным образом по большему или меньшему содержанию в них цветных компонентов, отчасти по содержанию минералов позднемагматического комплекса, по структуре и по величине зерна. В основном, наблюдается чередование пегматоидных диабазов и диабаз-пегматитов и лейкодиабазов с мезократовыми диабазами нормального ряда. Траппы, вмещающие эти расслоенные участки, в остальной своей массе зачастую лишены признаков дифференцированности.

Гравитационное расслоение интрузий в крупном масштабе, которое захватывало бы все интрузивное тело целиком, также наблюдается, но проявляется в сколько-нибудь заметной степени чрезвычайно редко. Возможно, что при более детальных исследованиях число таких случаев возрастет, однако следует подчеркнуть, что подавляющее большинство пластовых тел траппов, вскрытых в долинах Нижней и Подкаменной Тунгусок и Чуни, такого рода дифференциации почти не обнаруживают. Примером слабо дифференцированных по вертикали тел может служить пластовая интрузия по р. Нижний Чунку, в верхних частях которой обнаруживается некоторое повышение содержания плагиоклаза и уменьшение оливина. Аналогичные примеры дают еще некоторые пластовые тела, причем для них разница в составе нижних и верхних зон обычно еще менее значительна. Это хорошо иллюстрируется, в частности, приводимыми ниже (табл. 57) тремя анализами диабазов, взятых из различных по высоте горизонтов траппового силла, находящегося на Подкаменной Тунгуске, в 12 км ниже с. Байкит.

Таблица 57

Химический состав оливиновых диабазов из различных горизонтов траппового силла

Компоненты	Оливиновый диабаз из нижней части силла	То же, в 120 м выше первого образца	То же близ кровли, в 220 м выше первого образца
SiO ₂	48,54	48,51	48,72
TiO ₂	1,18	1,21	1,17
Al ₂ O ₃	15,65	16,38	15,92
Fe ₂ O ₃	2,26	2,03	2,80
Cr ₂ O ₃	0,03	0,005	0,03
FeO	10,18	9,87	9,44
MnO	0,17	0,19	0,18
MgO	7,34	7,64	7,21
CaO	10,58	10,14	10,62
Na ₂ O	1,74	1,62	1,68
K ₂ O	1,28	1,28	1,16
H ₂ O ⁺	0,46	0,68	0,91
H ₂ O ⁻	0,40	0,32	0,20
BaO	нет	нет	нет
CO ₂	0,46	0,37	0,34
Сумма	100,27	100,24	100,38

Сравнение приведенных анализов показывает почти полное сходство всех трех образцов; особенно близки составы траппов из верхней и нижней частей силла. Для образца, взятого из середины, отмечается некоторое обогащение глиноземом, вероятно за счет несколько повышенного содержания плагиоклаза. В целом явления дифференциации по вертикали здесь практически отсутствуют.

Локальная дифференциация первоначально однородного траппового расплава в пределах отдельных крупных интрузивных тел вызывается, так же как и при микродифференциации, процессами перераспределения твердых фаз и образованием обособленных концентраций вещества остаточного расплава. К этому здесь добавляется еще влияние гравитационного фактора, вызывающего в случае благоприятных условий (пониженной вязкости) опускание более тяжелых компонентов (оливин, пироксен) и всплытие более легких (плагиоклаз). Особенности распределения летучих компонентов в застывающей магме и дальнейшего их поведения в процессе кристаллизации несомненно играют здесь также значительную

роль, в особенности при образовании дифференцированных прослоев или участков. Точное выяснение роли отдельных факторов при кристаллизации представляет задачу дальнейших детальных исследований.

А б б и с а л ь н а я (г л у б и н н а я) д и ф ф е р е н ц и а ц и я происходит или на более глубоких уровнях траптовых тел, недоступных нашему наблюдению, или в области глубже залегающих их очагов. С этими процессами связано появление более значительных по объему тел дифференцированных траптов гибридного ряда. Им свойственны несколько более кислый состав, присутствие актинолита, биотита, микропегматита и повышенного количества водосодержащих минералов. Такого рода дифференциаты траптовой магмы слагают, как уже отмечалось выше, либо отдельные участки в составе интрузивных тел, сложенных нормальными траптами, либо самостоятельные тела, локализующиеся преимущественно в западной краевой части платформы.

Образование траптов гибридного ряда и причины их химического своеобразия могут, по нашему мнению, быть удовлетворительно объяснены процессами глубинной дифференциации траптовой магмы, протекавшей в условиях значительного взаимодействия магмы с веществом боковых пород (предполагаемого древнего гнейсово-сланцевого фундамента Сибирской платформы). Процессы ассимиляции должны были привести к общему изменению состава магмы в сторону увеличения ее кислотности и, возможно, содержания летучих.

Усиленное взаимодействие с боковыми породами было свойственно тем порциям траптовой магмы, которые обладали повышенной температурой и повышенным содержанием летучих. То и другое должно было способствовать усиленному течению реакций, с образованием в конечном счете магмы траптов гибридного ряда.

ПНЕВМАТОЛИТОВО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС, СВЯЗАННЫЙ С ТРАПТОВОЙ МАГМОЙ

Минеральные новообразования, связанные с постмагматическими процессами, широко распространены на площади Тунгусского бассейна. Они являются характерными спутниками всех фаций траптовой магмы, но с наибольшей интенсивностью проявляются в связи с интрузивной ее фацией, в районах преимущественного развития траптовых интрузий. Это стоит в естественной связи со следующими обстоятельствами: 1) с интрузивной фазой было связано внедрение наибольших по объему магматических масс; 2) степень дифференциации интрузивной магмы была, по сравнению с другими фациями, наибольшей; 3) процесс застывания траптовой магмы в условиях интрузивных тел был относительно самым длительным, в связи с чем в них могли наиболее полно протекать реакции, с веществом боковых пород, с усвоением в процессе этой ассимиляции части летучих, заключенных в боковых породах.

Все эти обстоятельства должны были способствовать наиболее полному накоплению обогащенного летучими остаточного раствора в связи с интрузивной траптовой магмой, что и происходит в действительности. Сам по себе пневматолито-гидротермальный процесс, связанный с траптовой магмой, по имеющимся данным, представляется весьма длительным, происходящим при постепенном спаде температур и постепенной эволюции состава минерализующих растворов. Некоторые данные по качественной характеристике отдельных этапов этого процесса были приведены выше.

Чрезвычайно интересным представляется решение проблемы о месте и времени отделения остаточных минералообразующих растворов от траптовой магмы. С одной стороны, резкое ослабление давления при поднятии магматического расплава в верхние слои литосферы могло

вызывать усиленное отделение обогащенных летучими фракций остаточного раствора или расплава уже в начальную фазу внедрения магмы; эти фракции могли устремляться впереди внедряющегося или вползающего магматического клина. Возможно, что с этими именно процессами следует ставить в связь некоторую часть экзоконтактной минерализации, сопровождающей трапповые интрузии (в частности — хлоритизацию, карбонизацию, пренигизацию и пр.). С другой стороны, значительная концентрация летучих в остаточном расплаве несомненно должна была происходить и на более поздних стадиях магматического процесса (гидротермальный и скарновый этапы); в процессе формирования интрузий эти фазы частично накладывались на продукты более ранних этапов кристаллизации и в целом отличались, повидимому, большей длительностью (длительная, повторная, изменяющаяся по своему характеру постмагматическая минерализация). Можно полагать, что первоначальное обособление и концентрация обогащенного летучими остаточного раствора, связанного с этим этапом, должны были происходить в более глубоких частях интрузии или в пределах их гипотетических очагов. В пользу этого предположения говорят следующие факты: 1) широкое региональное распространение постмагматической минерализации, накладывающейся на все породы района, нередко вне видимой связи с трапповыми интрузиями; 2) общие черты в характере гидротермальной минерализации на различных по своему геотектоническому положению участках Тунгусского бассейна (в его внутренних и периферических частях) и сходство парагенетических отношений образующихся минералов.

Вместе с тем, наряду с указанными чертами сходства в проявлениях связанной с траппами скарново-гидротермальной минерализации, имеются и некоторые особенности в характере минерализации на отдельных участках описываемой площади и в ее интенсивности. Эти случаи требуют особого объяснения, поскольку составы родоначальных трапповых интрузий в данных случаях не отличаются значительно один от другого.

При решении этой последней, наиболее интересной в практическом отношении проблемы, повидимому, следует учитывать факторы двоякого рода. Существенная роль, с одной стороны, принадлежит здесь особенностям геотектонического положения отдельных участков платформы и роли глубинных разломов, которые могли бы облегчить поступление минерализующих растворов из значительных глубин. С другой стороны, нельзя не считаться с возможностью обогащения траппового расплава, поднимающегося из глубины «посторонним» материалом в результате усиленного взаимодействия его с породами субстрата. Строение последнего, представленного в основном осадочными и континентальными свитами палеозоя, несомненно имеет значительные качественные различия на отдельных участках, в зависимости от особенностей протекавшего здесь некогда процесса осадконакопления. Поэтому можно предполагать и возможность избирательного обогащения, «заражения» первоначально однородной трапповой магмы на отдельных участках различными по составу добавочными компонентами. Таковы общие соображения, которые можно высказать для объяснения наблюдаемых явлений. Достаточное подтверждение эти предположения должны будут найти в процессе дальнейшего изучения Сибирской платформы.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТРАППОВОЙ МАГМЫ С БОКОВЫМИ ПОРОДАМИ

Общий характер пространственных взаимоотношений трапповых тел с вмещающими породами, состав и мощность образующихся контактных зон были обрисованы выше, в главах VII и VIII. Из приведенных данных

можно заключить, что процессы ассимиляции боковых пород, которые сопровождалась бы значительными вещественными преобразованиями с изменением состава внедряющегося траппового расплава, развиты вообще слабо на доступных нашему наблюдению уровнях интрузивных тел. Образование различного рода «синтетических» продуктов происходит в гораздо более ограниченных размерах, чем, например, в формации Карру (Уокер и др., 1950). Появление пород кислого или лейкократового состава в трапповых интрузиях в подавляющем числе случаев связано с явлениями дифференциации внутри самих трапповых тел. Лишь появление более значительных масс траппов гибридного ряда следует связывать с процессами глубинной дифференциации, обусловленной явлениями ассимиляции.

Вместе с тем случаи ассимиляции в верхних горизонтах трапповых интрузий, бесспорно, также отмечаются, но, по имеющимся наблюдениям, проявляются в очень ограниченном масштабе. Об этом свидетельствует появление диабаз-пегматитов, альбититов и сходных разновидностей траппов в ореоле крупных включений осадочных пород внутри интрузий; примеры были приведены в главе VI, они известны и для других районов. При образовании такого рода участков следует допускать частичную ассимиляцию из боковой породы некоторого количества кварцево-полевошпатового материала и воды. Не исключена возможность участия и реоморфических процессов в образовании кислых и лейкократовых членов формаций, т. е. преобразования осадочной породы с последующей инъекцией этого преобразованного пластического материала в породы приконтактных зон интрузий. Существование такого рода процессов и особенности происходящих при этом вещественных преобразований были убедительно показаны для трапповых интрузий формации Карру в Южной Африке (Уокер и др., 1950). Выяснение более полной картины явлений ассимиляции и реоморфизма, происходивших при формировании трапповых интрузий Тунгусского бассейна, также представляет задачу дальнейших детальных исследований.

ГЛАВНЕЙШИЕ ВЫВОДЫ

1. Трапповый магматизм на площади Тунгусского бассейна приурочен к длительной эпохе верхнего палеозоя — от верхнего карбона (?) до нижней юры (?). Начальные и средние фазы развития магматизма были по преимуществу эффузивными или близкими к поверхности; заключительная, наиболее мощная фаза — интрузивной.

2. Внедрение трапповой магмы носило преимущественно активный характер; магма поднималась из глубины вдоль мощных трещин раскола, возникавших в фундаменте Тунгусского бассейна в периоды наиболее интенсивных его поднятий и проникала затем в ослабленные зоны вдоль плоскостей соприкосновения осадочных слоев и в зону стыка между верхним и нижним структурными ярусами.

3. Породы, принадлежащие к различным фациям трапповой магмы — туфогенной, лавовой и интрузивной, — по химическому составу обладают весьма близким сходством, что свидетельствует об относительной стабильности состава магматического очага в эпоху верхнего палеозоя и об отсутствии сколько-нибудь значительной эволюции в составе магмы за указанный период.

4. Разнообразие в составе отдельных типов пород трапповой формации в группе нормальных траппов обусловлено в основном лишь колебаниями в соотношениях между феррическими и саллическими компонентами и особенностями микроструктуры, при отсутствии существенных различий в качественно-минералогическом составе и в характере отдельных минералов.

5. По особенностям петрографического состава интрузивные траппы, как наиболее дифференцированные, могут быть разбиты на две большие группы: 1) траппы нормального ряда и 2) траппы гибридного ряда.

Первые по своему составу отвечают обычным диабазам и долеритам трапповых формаций других районов мира, вторые отличаются от первых присутствием актинолита, биотита, кварца, микропегматита и некоторых других минералов и несколько более кислым составом.

6. Траппы нормального ряда являются прямыми производными трапповой магмы, поступающей из более глубоких слоев литосферы. Траппы гибридного ряда возникают за счет гибридизированной трапповой магмы, получившейся в результате процессов глубинной ассимиляции кислых осадочных и других пород субстрата.

7. Явления дифференциации в описываемой формации имели весьма ограниченное распространение; они сказываются почти исключительно в траппах интрузивной фации. Преимущественным развитием в них пользуются процессы микродифференциации и локальной дифференциации, приводящие к появлению местной неоднородности в составе отдельных участков интрузивных тел, реже — целиком во всей интрузии. Процессы эти регулировались явлениями неполного фракционирования

и реакционными отношениями между отдельными минеральными сериями в процессе кристаллизации. Они сильно зависели также от относительного содержания летучих компонентов в отдельных участках кристаллизующейся магмы.

8. Для родоначальной магмы описываемой формации характерно участие значительного количества летучих компонентов и прежде всего — воды, что обусловило, во-первых, появление некоторых особенностей в ходе кристаллизации самой траптовой магмы и, во-вторых, усиленное развитие постмагматической минерализации, связанной в некоторых случаях со значительными вещественными преобразованиями пород, вмещающих траптовые интрузии.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Б е л я к и н Д. С. Об оливиново-кварцевом диабазе с р. Тюнг в Восточной Сибири. — Материалы Комиссии по изучению Якутской АССР, вып. 23. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1927.
- Б о у э н Н. Л. Эволюция изверженных пород. Москва—Ленинград—Новосибирск. Гос. горно-геол. нефт. изд., 1934.
- В и н ч е л л А. Оптическая минералогия. М., изд. иностр. лит-ры, 1953.
- Г и н з б е р г А. С., Ц в е т к о в А. И., О с и п о в М. В. и Р у д з и т Г. П. Тулунский трапп как материал для каменного литья. — Труды Петрограф. ин-та Акад. Наук СССР, 1936, вып. 7—8.
- Г о н ь ш а к о в а В. И. Некоторые особенности траппов Ангаро-Илимского района. — Докл. Акад. Наук СССР, 1951, 80, № 5.
- Г о н ь ш а к о в а В. И. О траппах Ангаро-Илимского района (юго-западная часть Сибирской платформы). — Труды Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1953, вып. 147, петрограф. серия, № 43.
- Е р м а к о в Н. П. Исследования минералообразующих растворов. (Температура и агрегатное состояние). Харьков, изд. Харьк. гос. унив., 1950.
- К и р и ч е н к о Г. И. К стратиграфии нижнего палеозоя на р. Подкаменной Тунгуске. — Труды ВСЕГЕИ, 1950, вып. 1.
- К о с т ы л е в а Е. Е. Минералы Нижней Тунгуски из коллекции А. Чекановского. — Изв. Росс. Акад. Наук, 1916.
- К у ш е в С. Л. Геоморфология долины нижнего течения Нижней Тунгуски. — Труды Геоморф. инст. Акад. Наук СССР, 1934, 11.
- Л а в р с к и й А. В. Плагиоклазово-авгитовые породы между Енисеем и Леной. — Труды Общ. естествоиспыт. Казанск. унив., 1900, 34, вып. 1.
- Л е б е д е в А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. — Труды Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 113.
- Л е б е д е в А. П. Некоторые вопросы геологии сибирских траппов в свете новых данных. — Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1951, № 4.
- Л е б е д е в А. П. и Г о н ь ш а к о в а В. И. Хлорофит с р. Мархи (Восточная Сибирь). В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., изд. Акад. Наук СССР, 1955.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Петрография. Изд. 4. Л.—М., ОНТИ, 1935.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю., Г и н з б е р г А. С. и Д и л а к т о р с к и й Н. Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, серия Сибирская, 1932, вып. 1.
- Л е о н т ь е в а А. А. Кристаллизация двух оливиновых базальтов. — Записки Всерос. мин. общ., 1947, 76, вып. 3.
- Л е о н т ь е в а А. А. Плавленые базальты, их свойства и применение. — Труды Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 86.
- Л и б е д и н с к и й В. И. О пижоните габбро-диабазов Восточной Волыни. — Мин. сборник Львовск. геол. общ., 1949, вып. 3.
- Л о п а т и н П. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях на Подкаменной Тунгуске в 1877 г. — Записки Росс. Акад. Наук, 1878.
- Л я х о в и ч В. В. О некоторых особенностях траппов в бассейнах рек Ангары и Подкаменной Тунгуски. — Докл. Акад. Наук СССР, 1950, 70, № 5.
- Л я х о в и ч В. В. К петрографии туфогенной толщи южной части Тунгусского бассейна. — Изв. Акад. Наук СССР, серия геол., 1953, № 1.
- М е н я й л о в А. А. Вулканы Харчинских гор. — Труды Лабор. вулканол. и Камчатской вулканол. станции Акад. Наук СССР, 1949, вып. 6.
- О б р у ч е в С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная части). — Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1931, вып. 164; 1933, вып. 178.
- П а в л о в с к и й Е. В. и Ц в е т к о в А. И. Материалы к петрографии траппов (юго-западная часть Тунгусского бассейна). — Труды Петрограф. инст. Акад. Наук СССР, 1934, вып. 6.
- С о б о л е в В. С. 1. Щелочная жила в траппе на р. Илимпее. — Записки Всерос. Мин. общ., 1933, ч. 62, вып. 2.

- С о б о л е в В. С. 2. Кварц-фаялитовый диабаз-пегматит (река Нижняя Тунгуска). — Записки Всерос. Мин. общ., 1933, ч. 62, вып. 2.
- С о б о л е в В. С. 1. Геолого-петрографический очерк р. Илимпеи. — Изв. Географ. общ., 1935, № 9.
- С о б о л е в В. С. 2. Сибирские траппы как пример кристаллизационной дифференциации. — Пробл. сов. геологии, 1935, 5, № 7.
- С о б о л е в В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. — Труды Арктич. инст. 1936.
- У н к с о в В. А. Траппы района рек Уды—Чуни—Тасеевой. — Труды СОПС, серия Сибирская, 1934, вып. 18.
- У о к е р Ф. и П о л ь д е р в а р т А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. В кн.: «Геология и петрография трапповых формаций», под редакцией А. П. Лебедева. М., изд. иностр. лит-ры, 1950.
- Ц в е т к о в А. И. Некоторые данные по кристаллизации плавленого диабазы. — Труды Второго совещ. по эксперим. минер. и петрографии. М.—Л., изд. Акад. Наук СССР, 1937.
- Ч е к а н о в с к и й А. Л. Дневник экспедиции А. Л. Чекановского по рекам Нижней Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—1875 годах. — Записки Русск. географ. общ., 1896, 20.
- Ш к а б а р а М. Н. и Ш т у р м Е. А. Цеолиты Нижне-Тунгусского района. — Записки Всерос. Мин. общ., 1940, ч. 69, вып. 1.
- H e s s H. H. Pyroxenes of common mafic magmas. Amer. Min., 1941, 26, № 9, 10.
- K r o k s t r ö m T. On the ophitic texture and the order of crystallization in basaltic magma. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 1932, 24.
- T o m k e i e f f S. I. A contribution to the geology of the Whin sill. — Min. Mag., 1929, 22.
- W a g e r L. R. a. D e e r W. A. The petrology of the Skaergaard intrusion; East Greenland. — Medd. öm Grönland, 1939, 105.
- W a h l W. Thermal differentiation. — Amer. Journ. Sci., 1946, 244, № 6.
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Г л а в а I. История исследования траппов района	5
Г л а в а II. Схема стратиграфии района	9
Г л а в а III. Общая схема развития траппового магматизма на Сибирской платформе	11
Г л а в а IV. Туфогенная фация траппов	13
Геологическая характеристика	13
Петрографическое описание	15
Условия формирования туфогенной толщи	25
Г л а в а V. Лавовая фация траппов	27
Геологическая характеристика	27
Петрографическое описание	35
Г л а в а VI. Интрузивная фация траппов	44
Геологическая характеристика	44
Формы трапповых тел	44
Внутреннее строение трапповых тел	63
Петрографическое описание	73
Траппы нормального ряда	74
Породы крупных трапповых тел	74
Породы малых трапповых тел и краевых зон крупных тел	91
Дифференциаты траппов нормального ряда	97
Траппы гибридного ряда	110
Г л а в а VII. Приконтактные зоны трапповых интрузий	123
Геологические особенности строения приконтактных зон	123
Петрографическое описание	129
Породы эндоконтактных зон	129
Породы экзоконтактных зон	135
Г л а в а VIII. Постмагматические образования, связанные с трапповыми интрузиями	143
Гидротермальные образования	143
Скарноподобные образования	150
Г л а в а IX. Минералогия трапповой формации	155
Главные породообразующие минералы	155
Второстепенные и акцессорные минералы	164
Минералы позднемагматического и гидротермального комплекса	165
Г л а в а X. Общие вопросы, связанные с трапповым магматизмом	177
Механизм внедрения траппового расплава и его соотношения с региональной тектоникой	177
Ход застывания трапповой магмы	178
Главный период кристаллизации	179
Поздний период кристаллизации	181

Некоторые общие замечания	181
Химизм трапповой магмы	183
Дифференциация трапповой магмы	187
Пневматолитово-гидротермальный процесс, связанный с трапповой магмой	190
Взаимодействие трапповой магмы с боковыми породами	191
Главнейшие выводы	193
Литература	195

*Утверждено к печати
Институтом геологических наук
Академии Наук СССР*

*

Редактор издательства *В. С. Вольнская*

Технический редактор *Н. А. Невраева*

Корректор *Т. С. Петрикова*

*

РИСО АН СССР № 9-28В. Сдано в набор 31/1
1955 г. Подп. к печ. 9/V 1955 г. Формат бум.
70 × 108^{1/16}. Печ. л. 12,5 = 17,12. Уч.-издат.
л. 15,4. Тираж 1600. Т-03631. Издат. № 777

Тип. заказ № 51.

Цена 10 р. 80 к.

Издательство Академии Наук СССР
Москва, Подсосенский пер., д. 21

1-я тип. Издательства АН СССР
Ленинград, В. О., 9 л., д. 12.