

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
Институт геологии

552.3:553.52

ГЕОЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЯ
БАЗИТОВ
ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ
СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ

839



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



УДК 552.322 (571.76)

Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. "Наука", 1973 г.

Приведены новые материалы по возрастной классификации и формационному делению интрузивных траппов восточной части Сибирской платформы. Подробно рассмотрена петрология различных типов трапповых интрузивов верхне-, средне- и нижне-палеозойского возраста. Описаны магнезиальные скарны и скарноиды ореола рудоносной трапповой интрузии. Большое внимание уделено закономерностям поведения Ni, Co, Cr, V, Cu, Sc, Au, Pb, Li, Rb при процессах внутрикамерной и глубинной дифференциации толеитовых расплавов и с этих позиций оценены рудогенерирующие возможности эволюционирующих базитовых магматических систем.

Ответственные редакторы:

В.В.Ковальский, Б.В.Олейников

0292 - 0309
042 (02) - 73 523 - 73

© Издательство "Наука", 1973 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателя сборник посвящен всесторонней характеристике разновозрастных трапловых образований восточной части Сибирской платформы. В последние годы на этой территории убедительно доказано существование нескольких трапловых формаций: протерозойского, среднепалеозойского и верхнепалеозойского-нижнемезозойского возрастов. В первых двух статьях сборника детально рассмотрен вещественный состав, характер дифференциации и петрохимические особенности разновозрастных трапловых тел. Они насыщены большим количеством фактического материала, обработанного с привлечением различных современных методик и приемов исследования. Авторы показали, что базитовые расплавы, сформировавшие интрузивные тела среднепалеозойской и верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапловых формаций, несмотря на разнообразие условий их становления эволюционировали сходным путем. Детально обсуждены условия образования базальтов ашпаинской свиты и изучен минеральный состав палагонитового агрегата. Рассмотрение фациального состава ксенолитов траплов в кимберлитовых брекчиях Мало-Ботуобинского района дало новые геологические данные для оценки возрастного интервала проявления кимберлитового магматизма этого района.

В геохимической части сборника рассмотрена геохимия золота, свинца, скандия, щелочей, меди и микроэлементов семейства железа в разновозрастных трапловых интрузивах восточной части Сибирской платформы. Статьи содержат богатейший новый фактический материал. Авторы проанализировали поведение названных микроэлементов в ходе процессов как внутрикамерной, так и внекамерной дифференциации в близповерхностных и глубинных промежуточных очагах. Результаты определения содержания рассеянных элементов в породообразующих минералах различных трапловых тел позволили обосновать и количественно оценить форму нахождения элементов в породах. Материал геохимической части сборника хорошо увязан с петрохимическими данными, изложенными в первых статьях. Это позволило авторам проанализировать особенности поведения микроэлементов в зависимости от изменения кислотности-щелочности, железистости, концентрации щелочей, режима парциального давления кислорода кристаллизующихся расплавов. Именно тесная увязка геологического, петрохимического и геохимического материала делает эту часть сборника более интересной по сравнению с чисто геохимическими исследованиями, нередко оторванными от остальной информации, очень важной для генетических выводов и сопоставлений, в частности для оценки рудогенерирующих возможностей базитовых расплавов.

Интересные данные приведены по формации магнезиальных скарнов и скарноидов, возникающих в контактовых зонах рудоносных трапловых тел.

Статьи настоящего сборника характеризуются всесторонним подходом к исследуемому объекту - будь то трапловая формация, тип интрузии, порода или слагающие ее минералы. Изложенный в них большой и новый фактический материал и сделанные на его основе выводы с успехом могут быть использованы геологами-съемщиками, петрографами, минералогами и геохимиками.

В.В.Ковальский

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВОВ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ
И ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ-НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ТРАППОВЫХ ФОРМАЦИЙ
ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ТУНГУССКОЙ И ВИЛОЙСКОЙ СИНЕКЛИЗ

ВВЕДЕНИЕ

В течение 1966-1970 гг. авторы изучали разновозрастные трапповые образования, обнаженные в нижнем течении р.Чоны, среднем течении р.Вилой, вниз от устья р.Чоны, по левым притокам Вилоя - Ыгыатте и Холомолоху, р.Мархе от устья р.Ханньи до р.Мастаах и ее притокам - Ханнье, Улахан и Аччыгай-Дьюктели. За это время с различной степенью детальности петрологически исследованы разнообразные трапповые интрузивы, располагающиеся по бортам Тунгусской и Вилойской синеклиз. В предшествующие годы трапповые образования бассейна р.Вилой неоднократно являлись объектом изучения (Гоньшакова, 1955, 1961; Масайтис, 1958, 1962; Туганова, 1959; Дмитриев, 1963; Нестеренко и др., 1965; Юдина, 1965). В результате отдельные интрузивы охарактеризованы достаточно подробно на основании большого полевого и аналитического материала.

В начале шестидесятых годов появились первые сведения о существовании в бассейне среднего течения р.Вилой двух этапов траппового магматизма: досреднекарбонового, второго - пермо-триасового. На это указывали как прямые геологические наблюдения (Михайлов, Гридасов, 1963), так и радиологические данные (Анодин, Ненашев, 1963). Впоследствии В.Л.Масайтисом (1965, 1966) и М.В.Михайловым (1966) было установлено широкое развитие среднепалеозойского траппового магматизма в восточной части Сибирской платформы. В результате этого стало необходимо формационное и фашиальное расчленение известных здесь различных трапповых тел. Эта работа осуществлялась нами и коллективом исследователей ВСЕГЕИ под руководством В.Л.Масайтиса, причем в большинстве случаев маршрутные исследования обеих групп не дублировали, а дополняли друг друга.

Известно, что исследователи ВСЕГЕИ подразделяют интрузивные траппы на комплексы, каждый из которых имеет строгое относительное возрастное положение. Слабые стороны этой классификации были рассмотрены ранее Г.Д.Феохтистовым (1965), А.М.Виленским, Б.В.Олейниковым (1970). В работе двух последних авторов было предложено выделять конкретные разновозрастные трапповые формации и типы трапповых интрузивов, петрохимические особенности которых подчеркиваются отношением их к одной из трех трапповых субформаций. Целесообразно классифицировать трапповые тела и по содержанию в них щелочей, т.е. выделять интрузивы калиевой, натровой и нормальной фаций щелочности.

В результате исследований, проведенных в последние годы коллективами геологов Якутского территориального геологического управления, Всесоюзного геологического института и нами, получен убедительный материал, который однозначно доказывает существование на территории области сочленения Тунгусской и Вилойской синеклиз двух разновозрастных трапповых формаций - среднепалеозойской и верхнепалеозойской - нижнемезозойской. Установлено, что в составе первой следует выделять эффузивные образования, гипабиссальные трапповые интрузии преимущественно трещинного типа и трубки взрыва, выполненные продуктами базальтового состава.

Среди образований верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации в пределах района исследования выделяются туфы основного состава и несколько типов гипабиссальных и субвулканических трапповых интрузивов. По наличию апотуфовых роговиков в кровле трапповых тел этой возрастной группы установлено, что граница распределения туфов проходила в 50-100 км восточнее, чем фиксируется расположением выходов туфов.

Цель данной статьи дать общую характеристику разнообразных трапповых интрузивов района исследований без повторения того, что уже было опубликовано по этому вопросу. Другие фациальные группы трапповых образований здесь рассматриваться не будут.

Следует коснуться вопроса о структурном контроле трапповых интрузивов разновозрастных трапповых формаций. Известно, что магматическая деятельность в среднепалеозойское время в пределах района исследований контролировалась Виллойско-Мархинской зоной разломов. До настоящего времени в пределах этой зоны известны секущие тела, принадлежащие к верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации. В районе рек Улахан и Аччыгай-Дзюктели, среднего течения р.Ыгыатты, левобережья и правобережья Вилоя от устья р.Малой Ботуобии до р.Укугут наблюдаются лишь пластовые тела траппов пермо-триасового возраста, под которыми в ряде районов (среднее течение р.Ыгыатты, верхнее течение р.Улахан-Дзюктели) погребены дайки среднепалеозойской трапповой формации. В пределах восточной и центральной частей Ботуобинской седловины нет секущих трапповых интрузивов верхнепалеозойского - нижнемезозойского времени, что, по-видимому, указывает на отсутствие на данной территории магмоподводящих каналов этого возраста. Совсем иная картина наблюдается в западной части Ботуобинской седловины в полосе сочленения ее со структурами Тунгусской синеклизы. Здесь присутствует большое количество разновременных секущих тел верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации. Это Ахтариндинско-Ботуобинская зона разломов, которая ограничивает с запада структуры Ботуобинской седловины и контролирует размещение хорошо дифференцированных трапповых интрузивов пермо-триасового возраста. Вероятно, здесь же расположены магмоподводящие каналы, которые обеспечили внедрение пластовых интрузивов, бронирующих сейчас северную и центральную части Ботуобинской седловины. Есть основание допустить, что протяженность крупных межформационных трапповых интрузивов к востоку от Ахтариндинско-Ботуобинской зоны может достигать 100-150 км.

ИНТРУЗИВЫ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Все трапповые интрузивы этого возраста, обнаруженные в бассейне среднего течения р.Вилой, объединены В.Л.Масайтисом (1970 г.) в виллойско-мархинский комплекс. Наши исследования позволяют выделить в составе интрузивных трапповых образований среднепалеозойского возраста Виллойско-Мархинской зоны разломов пять групп недифференцированных и слабо дифференцированных трапповых интрузивов:

- 1) интрузивы офитовых и призматически-офитовых габбро-долеритов;
- 2) дайки пятнисто-пойкилофитовых долеритов;
- 3) интрузивы призматически-офитовых габбро-долеритов с горизонтом анортозитовых габбро-долеритов;
- 4) интрузивы таксито-офитовых габбро-долеритов;
- 5) дайки субшелочных габбро-долеритов.

Рассмотрим распределение и вещественный состав, выделенных типов интрузивов этой возрастной группы.

Интрузивы офитовых и призматически-офитовых габбро-долеритов

Подавляющая часть интрузивов среднепалеозойской трапповой формации относится к этой группе тел. Форма их разнообразна, но преобладают крутопадающие дайки. Они изучались нами (рис. 1) в среднем течении р.Ханьни (например, дайка обн.207), в бассейне рек Улахан-Дзюктели (Дзюктелинская дайка), Ыгыатты (Эркютейская дайка) и по р.Холомолох. Вероятно, к этой же группе тел относятся и среднепалеозойские дайки, заполнившие трещинные нарушения в центральной части Ботуобинской седловины. Мощность даек изменяется от 6-8 до 80 м, протяженность достигает первых десятков километров. Наблюдается кулисообразное расположение, причем сдвиг одной дайки относительно другой достигает в плане 100 м. Дайки на участке

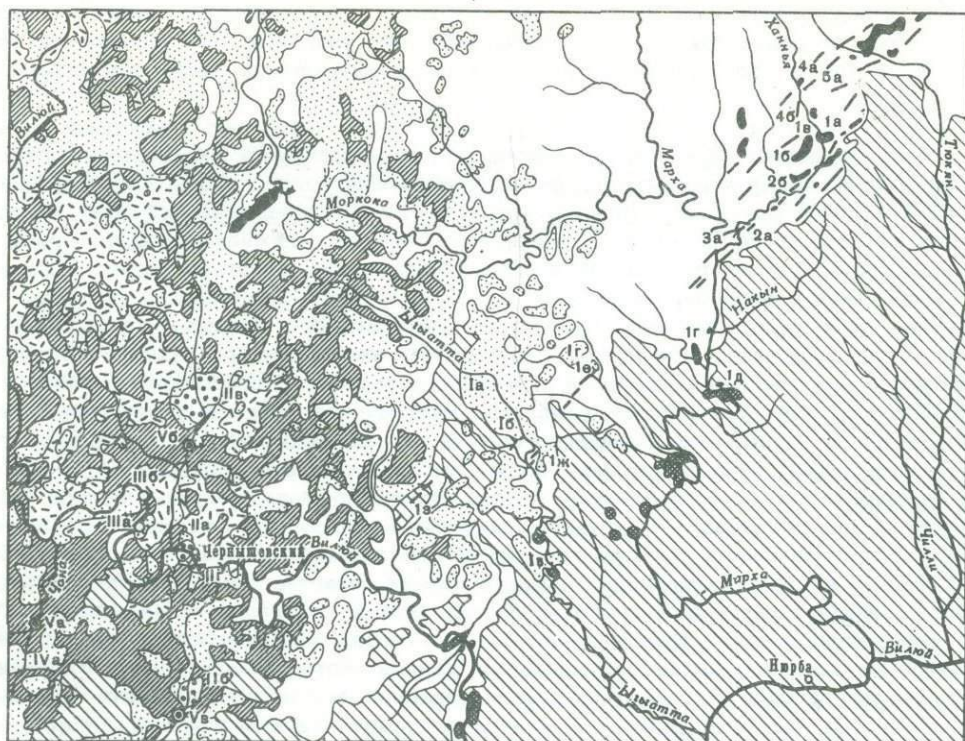


Рис. 1. Схема размещения разновозрастных трапových интрузивов в зоне сочленения Тунгусской и Вилойской синеклиз

Отложения: 1 - юрские, 2 - триасовые, 3 - верхнепалеозойские, 4 - ниже- и среднепалеозойские. Верхнепалеозойские - нижнемезозойские траптовые формации: 5 - недифференцированные и слабо дифференцированные интрузивы, 6 - дифференцированные интрузивы, 7 - слабо дифференцированные тела с горизонтом анортозитовых габбро-долеритов, 8 - тела субшелочных долеритов, 9 - среднепалеозойские базальты, 10 - интрузивы палеозойской траптовой формации.

Местоположение траптовых интрузивов. Среднепалеозойская траптовая формация. Интрузивы офитовых и призматически-офитовых габбро-долеритов: 1а - Большепорожский; 1б - Цепочный; 1в - дайка (обн. 207); 1г - Накынский силл; 1д - хонолит района реч.Харый-Юрях; 1е - Дьюктелинская дайка; 1ж - Эркютейская дайка; 1з - Холомолохская дайка. Дайки пятнисто-пойкилоофитовых долеритов: 2а - обн. 241; 2б - обн. 236. 3а - Усть-Ханьинский интрузив с горизонтом анортозитовых габбро-долеритов. Интрузивы таксито-офитовых габбро-долеритов: 4а - силл (обн. 203); 4б - дайка (обн. 204-205). 5а - дайка (обн. 201) субшелочных габбро-долеритов.

Верхнепалеозойская - нижнемезозойская траптовая формация. 1а - 1г - недифференцированные и слабо дифференцированные интрузивы долеритов, габбро-долеритов и оливиновых долеритов (Ыгыаттинский): 1а - обн.101-102; 1б - обн. 112, 116; 1в - обн. 149-152; 1г - обн. 300. Дифференцированные интрузивы с диапазоном внутрикамерной дифференциации от троктолитовых габбро-долеритов до гранофиров: 1а - Эрбейэкский; 1б - Ботубинский; 1в - Аламджахский; 1г - тело порога Улахан-Хан. Дифференцированные интрузивы с горизонтом анортозитовых габбро-долеритов: 1а - Биллээхский; 1б - тело порога Чаллараттаах. IVа - Боллугурасский слабо дифференцированный интрузив толеитовых (палагонитовых) долеритов и габбро-долеритов. Секущие тела субшелочных долеритов: Va - интрузив горы Туой-Хая; Vб - интрузив района р.Ахтаранды; Vв - интрузив района р.Улахан-Ботубии

перекрытия постепенно выклиниваются. Такое размещение даек хорошо видно в районе среднего течения р. Улахан-Дьюктели. Трещинные интрузивы сложной формы, состоящие из подводящего крутопадающего канала и хонолитов или силлоподобных тел, распространены также широко. К этой группе относятся интрузивы Большого Порога р. Ханнья, Цепочечный (р. Ханнья) и др. Силлы офитовых и призматически-офитовых габбро-долеритов развиты ограниченно. Примером тел этого вида служит Накынский силл. Он расположен на правом берегу р. Мархи, против приустьевой части реч. Накын, и инъецирован в отложения ордовикского возраста. Изредка интрузивы призматически-офитовых габбро-долеритов размещены в разрезе силурийских отложений. Так, в 2 км выше устья реч. Харый-Юрях (7 км выше пос. Чумпурук) на левом берегу р. Мархи обнажается кровля одного из таких тел. Наблюдались они также в нижнем течении рек Улахан и Аччыгый-Дьюктели.

Вещественный состав всех названных тел близок. Четкие различия имеются между породами крупных хонолитов и даек. Рассмотрим вещественный состав некоторых названных тел. Большепорожская трещинная интрузия находится в среднем течении р. Ханнья и состоит из хонолита и двух подводящих каналов, расположенных параллельно друг другу. Площадь хонолита около 26 км², максимальная видимая мощность 130–140 м. Породы кровли тела не сохранились. Нижняя поверхность хонолита полого рассекает кембрийские глинисто-карбонатные отложения. Крутопадающие подводящие каналы мощностью 30–50 м хорошо прослеживаются в подстилающих осадочных породах. Породы хонолита и даек подводящих каналов различаются по вещественному составу и структурным взаимоотношениям.

В разрезе хонолита установлена очень слабая дифференциация, причем породы различаются главным образом по преобладающему типу структур и в меньшей степени — по количеству оливина и кварца. Представление о составе главных породообразующих минералов дает табл. 1. Плаггиоклаз пород даек несколько кислее, чем пород хонолита. По углу симметричного погасания битовнит в них определяется только в мелкозернистых долеритах красных зон, где он слагает мелкие порфириновые выделения. В центральных частях даек таблицы плаггиоклаза иногда зональны вплоть до появления олигоклаза. Зональный лабрадор наблюдается и в верхней части разреза хонолита.

Состав моноклинного пироксена в различных частях Большепорожского интрузива изменяется незначительно. Максимально железистые разности обнаружены в породах дайки ($Wo_{34}En_{38}Fe_{28}$). В самой верхней части разреза хонолита наблюдаются зональные зерна, кайма которых более железистая, чем ядро (см. табл. 1). Содержание ферросилитового компонента во внешних зонах зональных кристаллов аналогично таковому в клинопироксене центральных частей даек подводящего канала. В безоливиновом призматически-офитовом габбро-долерите из нижней части разреза хонолита (обр. 224/1в) зафиксирована наиболее богатая кальцием ($Wo_{43}En_{38}Fs_{19}$) разность клинопироксена. В остальных породах состав клинопироксена изменяется в пределах $Wo_{36-38}En_{45-47}Fs_{15-20}$. Не исключено, что клинопироксен центральных частей даек относится к титанистой разновидности.

Оливин в породах даек полностью замещен идингситом, боулингитом или тальком с магнетитом. Сохранность его в габбро-долеритах хонолита хорошая. Состав оливина здесь изменяется от гортонолита (Fa_{53-54}) в нижней половине разреза до феррогортонолита (Fa_{73-75}) в крупнозернистых габбро-долеритах с субгаббро-офитовой структурой. Количество оливина по разрезу тела непостоянно. Максимальное содержание (около 10% объема) зафиксировано в средней части разреза хонолита, ниже по разрезу встречены безоливиновые габбро-долериты. Однако невозможно сказать, слагают ли они выдержанный горизонт или имеют форму шпиров. В верхней части разреза хонолита содержание феррогортонолита уменьшается до 2–3%.

Среди второстепенных породообразующих минералов в составе пород даек подводящих каналов и хонолита присутствуют кварц, щелочной полевой шпат, агрегат микропегматита, биотит и обыкновенная роговая обманка. Количество их возрастает в центральных частях дайки и верхней половине разреза хонолита. Суммарное содержание достигает 10–12%.

Ильменит и титаномagnetит — существенные компоненты габбро-долеритов рассматриваемой группы интрузивов, где содержание их достигает 8–10% объема. Ильменит в средне- и крупнозернистых породах образует таблитчатые кристаллы размером до 3–5 мм. Именно по наличию таких обособлений ильменита эта группа пород легко

Таблица 1

Оптические свойства и состав породообразующих минералов пород
Большепорожского трещинного интрузива

Порода	№ шлифа	Пироксен				Оливин			Плагиоклаз		Примечание
		+2V,°	Ng	Np	состав	Ng	Np	состав	состав и законы двойникования		
Офитовый долерит, эндо-контакт дайки	222/2б	41	1,724	1,700	Wo ₃₄ En ₃₈ Fs ₂₈	-	-	-	An ₆₂ (010)	Не зональный, двойник простой	
	222/2в	-	-	-	-	-	-	-	An ₅₅ (010)	То же	
Призматически-офитовый габбро-долерит, дайка	222/2г	42	1,720	1,697	Wo ₃₆ En ₄₀ Fs ₂₄	-	-	-	An ₆₁ Np':010 в зоне [100]	" "	
	226/4б	-	-	-	-	1,778	1,735	Fa ₅₃	-	-	
Габбро-долерит с сочетанием пойкилоофитовой и призматически-офитовой структур, хонолит	226/1а	43	1,722	1,697	Wo ₃₇ En ₃₈ Fs ₂₅	1,780	1,735	Fa ₅₃	An ₆₅ (010)	-	
	224/1в	53	1,719	1,692	Wo ₄₃ En ₃₈ Fs ₁₉	-	-	-	An ₆₅ (010)	Не зональный, двойник полисинтетический	
	224/1е	44	1,710	1,687	Wo ₃₈ En ₄₇ Fs ₁₅	1,782	1,739	Fa ₅₄	An ₇₃ [001]	То же	
									An ₆₅ Np':010 в зоне [100]		
Призматически-офитовый габбро-долерит, хонолит	224/1и	-	-	-	-	-	-	-	An ₆₅ [001] (010)	" "	
	224/1ж	44	1,714	1,687	Wo ₃₇ En ₄₅ Fs ₁₈	1,810	1,766	Fa ₅₈	An ₆₅ Np':010 в зоне [100]	" "	
	227/1б	44	1,713	1,687	Wo ₃₇ En ₄₅ Fs ₁₈	1,827	1,778	Fa ₆₅	-	-	
Габбро-долериты с сочетанием субгаббро-офитовой и призматически-офитовой структур, хонолит	225/1а	-	-	-	-	-	-	-	An ₄₈ [001] (010)	Не зональный, двойник комбинационный	
									An ₅₅ Np':010 в зоне [100]		
	225/1б	-	-	-	-	-	-	-	An ₇₇ (010)	То же, двойник полисинтетический	
									An ₇₄ Np':010 в зоне [100]		
	225/1г	43	-	1,687	Wo ₃₆ En ₄₇ Fs ₁₇	1,820	1,776	Fa ₇₃	An ₅₈ [001] (010)	То же	
		44	1,721	-	Wo ₃₉ En ₃₇ Fs ₂₄				An ₇₄₋₅₃ Np':010 в зоне [100]	Зональный, двойник полисинтетический	
	225/1д	44	1,711	1,687	Wo ₃₇ En ₄₇ Fs ₁₆	1,813	1,756	Fa ₆₉	An ₆₄ [001]	Не зональный, двойник простой	

определяется в полевой обстановке, что дает возможность в совокупности с другими внешними признаками картировать разновозрастные трапповые интрузивы. Максимальные количества ильменита и титаномагнетита отмечены в центральной части даек. В породах хонолита этих минералов меньше, чем в габбро-долеритах и долеритах даек подводящих каналов.

Наблюдаемые различия в минеральном составе пород даек и хонолита подтверждаются результатами химического анализа (табл. 2). Габбро-долериты центральной части даек характеризуются повышенными содержаниями титана, окисного железа, суммы щелочей и особенно калия по сравнению с породами, слагающими хонолит. Четко выраженная недосыщенность кремнекислотой ($Q = -8,3$) пород эндоконтактной зоны дайки подводящего канала обусловлена диффузионной дифференциацией калия и развитием здесь большого количества биотита. Остальные породы даек и хонолита относятся к классу насыщенных кремнеземом пород. Долериты и габбро-долериты обладают пониженным значением величины c , т.е. плагиоклаз их содержит меньше анортитового компонента, и повышенной величиной a (до 7,9) по сравнению с породами хонолита. Но, пожалуй, наиболее отчетливые различия наблюдаются по параметру n , который подчеркивает принадлежность дайковых пород к богатым калием образованиям, тогда как габбро-долериты хонолита не обладают четкой калиевой специализацией. Как уже отмечалось, обогащение калием объясняется нами диффузионной миграцией калия в крутопадающей камере. Этот процесс в камере хонолита не проявился сколько-нибудь существенно, а произошло только незначительное повышение концентрации калия на конечной стадии кристаллизационной дифференциации, когда образовались породы верхней части разреза хонолита (обр. 224/1ж). Из числа пород хонолита они обладают наименьшим значением характеристики n . Кристаллизационная дифференциация в камере хонолита была незначительной, что наглядно отражено в очень небольшом диапазоне изменения главных и дополнительных характеристик (см. табл. 2), а коэффициент фракционирования изменяется в очень узком интервале ($f = 68-72$). Данные химического анализа подтверждают подвешенное положение обогащенного оливиним горизонта, что явилось следствием кристаллизации расплава в близповерхностной камере. Быстрое возрастание вязкости расплава в этом случае мешало хорошему проявлению гравитации ранних твердых фаз, и только в верхней половине камеры, где происходило некоторое обогащение расплава летучими компонентами, осаждение оливина было отчетливо. Оно не достиг придонных частей камеры и накопился в ее средней части.

Можно предполагать, что в еще более приповерхностных условиях кристаллизовались интрузив, внедренный в силурийские отложения, кровля которого обнажена в 2 км выше устья реч. Харый-Юрях на левом берегу р. Мархи (см. рис. 1). Данный интрузив интересен также тем, что это единственный случай, когда на одном участке обнажаются тела эффузивной и интрузивной фаций среднепалеозойской трапповой формации, и сравнение особенностей химического состава их дает определенную информацию для суждения о комагматичности этих образований. В береговом обнажении вскрыта лишь самая верхняя часть разреза тела. Поверхность контакта его с глинисто-карбонатными породами неровная. Отдельные выступы воздымаются на 5-6 м. Осадочные образования подвержены очень незначительным контактовым изменениям. Непосредственно в контакте проявляется окварцевание, и образуются единичные кристаллы гроссуляра и пирита. Скорее всего данное тело представляет собой хонолитоподобную залежь. Породы эндоконтакта представлены мелкозернистыми долеритами с редкими порфировыми выделениями плагиоклаза и обильными мелкими миндалинами, выполненными кварцем, кальцитом и стекловатым палагонитовым веществом. Породы содержат слабо раскристаллизованное стекло. Призматически-офитовые габбро-долериты остальной части разреза слагаются основным плагиоклазом и клинопироксеном, псевдоморфозами идингсита по оливину. По сравнению с породами других тел данной группы они содержат примерно вдвое меньше роговой обманки, биотита, кварца, щелочного полевого шпата, значительно меньше ильменита, и в них постоянно отмечается слабо раскристаллизованное стекло. Последнее убедительно указывает на приповерхностные условия кристаллизации интрузива.

Химический состав пород кровли тела по содержанию кремнезема, глинозема, щелочей, пониженному количеству калия, титана близок к среднему составу базальтов апшайнской свиты. Они тождественны и по величине отношений $K_2O / (K_2O + Na_2O)$

Таблица 2

Химический состав пород Большепорожского трещинного интрузива района р. Ханьни (в вес.%)

Компоненты	Дайка		Хонолит			Среднее из пяти анализов
	офитовый долерит, обр.222/2а	призматически-офитовый габбро-долерит, обр.222/2г	пятнисто-пойкилофитовый габбро-долерит обр.224/1б	обр.224/1е	субгаббро-офитовый габбро-долерит, обр.224/1ж	
SiO ₂	46,22	46,58	48,06	47,52	48,22	47,32
TiO ₂	3,74	4,27	2,31	2,11	2,39	2,96
Al ₂ O ₃	12,53	12,67	13,44	13,58	13,74	13,19
Fe ₂ O ₃	2,99	3,95	2,77	2,32	3,37	3,08
FeO	12,07	11,34	11,93	12,88	11,21	11,29
MnO	0,20	0,16	0,19	0,19	0,18	0,19
MgO	6,90	6,22	6,95	7,51	5,79	6,67
CaO	8,17	9,48	10,47	10,47	10,76	9,87
Na ₂ O	1,66	1,82	1,85	1,74	1,97	1,81
K ₂ O	2,77	1,12	0,62	0,55	0,71	1,15
H ₂ O ⁺	2,34	1,42	1,02	1,04	1,55	1,48
P ₂ O ₅	0,60	0,54	0,44	0,39	0,39	0,46
S _{общ}	0,03	0,06	Не обн.	0,01	Не обн.	0,02
F	0,08	0,08	0,03	0,03	0,03	0,05

Сумма . . . 100,30 99,71 100,08 100,34 100,31 99,54

Поправка на F ₂ = 0	-0,03	-0,03	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02
Коэффициент фракционирования <i>f</i>	69	71	68	67	72	

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

<i>S</i>	56,1	57,4	56,6	55,6	57,2	57,1
<i>a</i>	7,9	5,8	4,9	4,6	5,5	5,7
<i>c</i>	4,6	5,6	6,6	6,9	6,5	6,1
<i>b</i>	31,4	31,2	31,9	32,9	30,8	31,1
<i>Q</i>	-3,3	-2,4	-2,9	-4,7	-3,1	-3,3
<i>m'</i>	37,3	34,3	37,2	38,5	32,0	36,7
<i>c'</i>	17,2	19,2	19,3	17,8	21,8	19,6
<i>f'</i>	45,5	46,5	43,5	43,7	46,2	43,7
<i>n</i>	47,3	69,0	85,3	83,7	80,0	70,7
<i>t</i>	5,7	6,5	3,4	3,1	3,6	4,4
φ	8,3	11,1	7,2	5,7	10,6	8,4

Аналитик А. П.Алферова.

и Ti/ΣFe. Содержание фосфора в габбро-долерите отвечает таковому интрузивных траптов среднепалеозойского возраста, но вдвое выше, чем в базальтах. Таким образом, по ряду петрохимических характеристик базальты аплаинской свиты и габбро-долерит описываемого хонолита близки друг другу. Они различаются по тем параметрам, которые отражают разную фаціальную природу этих тел.

В качестве примера секущих тел этой группы интрузивов рассмотрим Эркютейскую дайку, обнаженную в среднем течении р.Ыгытты в районе устья р.Эркютей (см. рис.1). Она прорывает отложения ордовикского возраста и перекрывается недифференцированным интрузивом верхнепалеозойской – нижнемезозойской трапповой формации. Дайки прослеживаются на 8 км. Мощность ее изменяется от 8–10 до 30 м. Слагается она призматически-оцитовыми габбро-долеритами, переходящими в краевых зонах в мелкозернистые долериты с порфировой структурой. Данные о количественно-минеральном составе пород Эркютейской дайки приведены в табл. 3. Породы этого тела обладают минералогическими признаками, характеризующими тела среднепалеозойского возраста. К ним относится повышенное содержание апатита, ильменита, щелочного полевого шпата, роговой обманки, биотита, постоянное присутствие кварца. Основные породообразующие минералы ее – плагиоклаз и клинопироксен, оливин не сохраняется, и присутствует лишь небольшое количество боулингитовых, иддингситовых или магнетит-тальковых псевдоморфоз.

Наблюдаются три морфологические разновидности зерен плагиоклаза. Ранние индивиды его образуют мелкие порфировые выделения в краевой зоне дайки и по составу отвечают основному лабрадору Ap_{65-68} . Они зональны в краевой части и обычно имеют простое двойникование.

Таблица 3

Количественно-минеральный состав пород Эркютейской дайки (в объемн.%)

Минерал	Краевая часть дайки, мощность 10 м, обр.130/1а	Центральная часть дайки, мощность 10 м, обр.130/1б	Центральная часть дайки, мощность 30 м	
			обр.129/1а	обр.129/1б
Плагиоклаз	46,6	46,7	41,6	31,9
Клинопироксен	23,8	24,0	21,9	19,3
Псевдоморфозы по оливину	1,4	1,7	5,1	2,1
Биотит, роговая обманка, актинолит, хлорит, иддингсит	16,0	12,4	12,3	13,8
Титаномагнетит + ильменит	6,6	8,5	7,2	7,5
Щелочной полевой шпат	3,9	4,8	10,1	24,3
Кварц	1,3	1,1	1,2	0,5
Апатит	0,4	0,8	0,6	0,8

Часть кварца, образующая мелкие ихтиоглипты в микропегматитовом агрегате, подсчитана вместе со щелочным полевым шпатом.

Основная масса плагиоклаза образует таблитчатые индивиды и лейсты. Состав его изменяется от Ap_{66-68} в ядре до Ap_{49-32} по периферии зональных кристаллов (табл. 4). Третья морфологическая группа по составу отвечает олигоклаз-альбиту (?). Она не образует полисинтетически сдвойниковых индивидов, что косвенно свидетельствует о ее самостоятельности и возможном существовании разрыва между вторым и третьим морфологическими типами. В очень незначительном масштабе наблюдается альбитизация более основных разновидностей плагиоклаза.

Моноклиный пироксен представлен авгитом (см. табл. 4), состав которого по разрезу дайки изменяется незначительно. Он окрашен в четкий коричневатый цвет и, возможно, принадлежит к слабо титанистой разновидности минерала. По данным оптического исследования, состав клинопироксена Эркютейской дайки аналогичен составу моноклиального пироксена дайки подводящего канала Большепорожского хонолита (см. табл. 1).

Таблица 4

Оптические свойства и состав моноклинного пироксена и плагиоклаза долеритов и габбро-долеритов Эркютейской дайки

Породы	№ шлифа	Пироксен				Плагиоклаз	
		+2V _o	Ng	Np	состав	состав и законы двойникования	примечание
Призматически-офитовый габбро-долерит, центральная часть дайки	129/1a	46	1,721	1,698	Wo ₃₈ En ₃₈ Fs ₂₄	An ₅₂ [001]	Не зональный, двойник простой
	129/16	47	1,716	1,694	Wo ₃₈ En ₄₁ Fs ₂₁	An ₅₃ $\frac{1[001]}{(010)}$	То же
Мелкозернистый долерит, краевая часть дайки	130/1a	47	1,723	1,702	Wo ₃₈ En ₃₆ Fs ₂₆	An ₅₃ $\frac{1[001]}{(010)}$	" "
Призматически-офитовый габбро-долерит, центральная часть дайки	130/16	47	1,717	1,692	Wo ₃₉ En ₄₁ Fs ₂₀	An ₆₀ [001] An ₆₃ [001] An ₆₅₋₄₉ Np' ₁₀ :010 в зоне 1 [100]	Не зональный, двойник полисинтетический То же

Как показал химический анализ (табл. 5), дайка сложена породами, насыщенными кремнекислотой ($Q = -0,9$ и ниже). Они обладают высокой суммой щелочей ($a = 6,5-6,9$) и обычной долей полевошпатовой извести ($c = 6,1-6,7$). От пород других даек этой группы инирузивов габбро-долериты Эркютейской дайки отличаются высокой степенью окисленности железа - отношение $(Fe_2O_3/FeO) \cdot 100$ (мол.колич.)

Таблица 5

Химический состав пород Эркютейской дайки (в вес.%)

Компоненты	Мелкозернистый офитовый долерит, обр.130/1a	Призматически-офитовый габбро-долерит		Среднее из трех анализов
		обр.130/16	обр.129/16	
SiO ₂	50,09	49,19	48,90	49,39
TiO ₂	1,20	2,78	3,52	2,50
Al ₂ O ₃	14,66	13,93	13,76	14,11
Fe ₂ O ₃	9,83	7,03	7,64	8,17
FeO	5,42	8,67	8,86	7,65
MnO	0,18	0,16	0,19	0,18
MgO	4,63	4,79	4,83	4,75
CaO	8,37	8,49	8,82	8,56
Na ₂ O	2,17	1,98	2,11	2,09
K ₂ O	1,33	1,45	1,21	1,33
H ₂ O+	1,16	0,65	He обн.	0,60
P ₂ O ₅	0,30	0,85	0,48	0,55
S _{обш}	0,21	0,20	0,05	0,15
F	0,04	0,11	0,12	0,09
Сумма	99,57	100,24	100,44	100,08

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	Мелкозернистый офитовый доле- рит, обр. 130/1а	Призматически-офитовый габбро-долерит		Среднее из трех анализов
		обр.130/1б	обр.129/1б	
Характеристика по А.Н.Заваришкому				
S	60,2	59,7	59,1	59,6
a	6,9	6,6	6,5	6,7
c	6,7	6,2	6,1	6,3
b	26,2	27,5	28,3	27,4
Q	-0,1	0,0	-0,9	-1,1
m'	31,2	30,3	29,2	30,1
c'	14,6	16,0	16,8	16,1
f'	54,2	53,7	54,0	53,8
n	71,4	68,1	72,3	70,8
t	1,8	4,1	5,1	3,6
φ	33,1	22,4	23,3	26,0
Петрохимические коэффициенты				
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} = f$	77	77	78	
$\frac{F_2O_3}{FeO}$	80,0	36,4	39,5	48,1
$\frac{K_2O}{Na_2O + K_2O}$	28,6	31,9	27,7	29,2

Аналитик В.Р. Николаева

изменяется от 36,4 до 80,0 и величина параметра φ достигает 33,1. Это максимальное значение для проанализированных интрузивных траппов среднепалеозойского возраста. Коэффициент фракционирования для пород различных частей разреза дайки изменяется незначительно (f = 77-78). Отношение калия к сумме щелочей постоянно повышенное и в среднем равно 29.

Рассмотренные примеры дают в целом полное представление об этом типе интрузивов. Сведения о среднем составе всех изученных тел этой группы будут приведены и обсуждены ниже.

Дайки пятнисто-пойкилоофитовых долеритов

Эти тела близки к только что рассмотренным образованиям и не исключено, что более детальные исследования не дадут оснований для выделения их в отдельную группу. Дайки этого типа развиты в нижнем течении р.Ханьни и по р.Мархе ниже устья р. Ханьни (см. рис. 1). Мощность их изменяется в пределах 10-30 м. Они сложены долеритами, обладающими пятнисто-пойкилоофитовой структурой. Основные породообразующие минералы их (лабрадор, авгит и гортонолит, табл. 6) слабо зональны. Второстепенные - титаномагнетит (3-4%), ильменит (0,2%), кварц (до 1%), щелочной полевой шпат, образующий каймы вокруг плагиоклаза, и редко самостоятельные ксеноморфные зерна в центральных частях даек. Характерно пониженное содержание поздне- и постмагматических минералов - роговой обманки, биотита, хлорита и даже продуктов замещения оливина, которые в этой группе тел часто имеют лишь узкую оторочку боулингита. В отдельных дайках в повышенном количестве отмечается слабо раскристаллизованное стекло. Постоянно наблюдается серицитизация плагиоклаза. В петрохимическом отношении эта группа изучена недостаточно. Имеется всего один анализ долерита (табл. 7) из центральной части дайки обн. 236 мощностью 18 м, обнаженный в 90 км от устья р.Ханьни на ее правом берегу.

Таблица 6

Оптические свойства и состав главных породообразующих минералов пород даек
пятнисто-пойкилоофитовых долеритов

Порода, местополо- жение	№ шлифа	Клинопироксен				Оливин			Плагиоклаз	
		+2V, °	Ng	Np	состав	Ng	Np	состав	состав и законы двойникования	приме- чание
Пятнисто-пой- килоофитовый долерит, дайка обн. 236, р.Ханья	236/1в	47	1,714	-	Wo ₃₉ En ₄₂ Fs ₁₉	1,781	-	Fa ₅₆	Ап ₆₀ (010)	Не зональ- ный, двой- ник простой
				1,683		Wo ₃₈ En ₄₉ Fs ₁₃		1,725	Fa ₄₈	Ап ₇₄₋₅₉ Np' ₀₁₀ в зоне [100]
То же, дайка обн.241, р.Хан- ья	241/1а	47	1,714	-	Wo ₃₉ En ₄₂ Fs ₁₉	1,785	1,737	Fa ₅₃	Ап ₅₆ [001]	Не зональ- ный, двой- ник простой
				1,686						Ап ₆₇ Np' ₀₁₀ в зоне [100]

Таблица 7

Химический состав пород хонолита района реч.Харый-Юрях
и дайки долеритов обн. 236 (в вес.%)

Компоненты	Призматически-офитовый габбро-долерит, хонолит в 2 км выше устья реч.Харый-Юрях, р.Марха, обр. 264/1е	Пятнисто-пойкило-офитовый долерит, дайка, р.Ханья, обр. 236/1в	Средний состав палагонитового базальта ашайнской свиты по данным 13 анализов
SiO ₂	48,99	49,01	48,47
TiO ₂	2,52	1,99	1,95
Al ₂ O ₃	13,60	14,34	13,96
Fe ₂ O ₃	3,87	3,08	5,54
FeO	10,14	8,98	6,85
MnO	0,26	0,15	0,16
MgO	5,57	6,52	7,21
CaO	10,53	10,76	11,09
Na ₂ O	2,16	1,95	2,06
K ₂ O	0,77	1,32	0,73
P ₂ O ₅	0,33	0,48	0,18
H ₂ O ⁺	1,25	1,08	1,77
F ⁻	0,02	0,04	-
S _{общ}	Не обн.	0,01	-
CO ₂	-	0,09	-

Сумма..... 100,01 99,80 99,97

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому-

S	58,2	58,0	57,6
a	6,0	6,2	5,8
c	5,8	6,6	6,6
b	30,0	29,2	30,0
Q	-1,3	-2,9	-3,0
m	32,0	38,1	41,2
c'	23,5	22,9	20,4
f'	44,5	39,0	38,2
n	79,3	69,3	81,0
t	3,6	2,9	3,0
φ	11,0	9,9	15,8

Петрохимические коэффициенты

$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} = f$	71,5	64,9	42,3
$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	17,4	15,3	36,5
$\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$	19,0	31,1	19,1
Ti	13,9	12,7	12,8
ΣFe			

Аналитик А.П.Алферова.

От даек рассмотренной выше группы они отличаются более основным (в преобладающей массе) составом плагиоклаза. В результате валовое содержание СаО в них выше, чем в призматически-офитовых габбро-долеритах. В них отсутствует или присутствует в меньшем количестве ильменит. Это обуславливает низкое содержание титана (см. табл. 7) и соответственно предельное значение отношения $Ti/\Sigma Fe$ среди среднепалеозойских интрузивных образований.

Вместе с тем, как и все породы среднепалеозойского возраста, эта группа характеризуется высоким содержанием K_2O в сумме щелочей ($n=99,3$) и $P_2O_5 = 4,8\%$. Однако обогащение пород калием в этом случае связано с процессом серицитизации, т.е. калий в породы привносился постмагматическими растворами из глубинных частей крутопадающих камер.

Если учесть долю калия, привнесенного постмагматическими растворами, и соответствующим образом скорректировать результаты химического анализа, то полученные цифры окажутся близкими к среднему составу палагонитовых базальтов аппаинской свиты среднедевонского возраста. Об этом также свидетельствуют и одинаковые значения главных и второстепенных характеристик А.Н.Заварицкого сравнимых образований (см. табл. 7), где различия наблюдаются только в величинах n и f . Последнее связано с большим окислением железа в эффузивных породах. Сходство петрохимического состава пятнисто-пойкилоофитовых долеритов и базальтов аппаинской свиты определяет необходимость рассмотрения их сейчас в качестве самостоятельной группы интрузивных образований, которые, возможно, служили подводящими каналами эффузий.

839 Интрузивы призматически-офитовых габбро-долеритов с горизонтом анортозитовых габбро-долеритов

Эта группа тел среди среднепалеозойских образований распространена весьма ограниченно. Они известны на левобережье нижнего течения Ханьчи. Примером служит Усть-Ханьчинский трещинный интрузив (см. рис.1). В его составе выделяется хонолитоподобная залежь площадью $0,3-0,5 \text{ км}^2$, обнаженная в 12 км от устья Ханьчи, на ее левом берегу, и дайка мощностью 45 м, пересекаемая р.Мархой в районе устья Ханьчи. Последняя простирается в северо-восточном направлении. На протяжении ее северного конца находится хонолит, что дает основание рассматривать их в качестве единой Усть-Ханьчинской трещинной интрузии. Очень кратко сведения по составу дайки в приустьевой части Ханьчи приведены В.И.Гоньшаковой (1955) и В.Л. Масайтисом (1959).

Детальное изучение вещественного состава пород хонолита и дайки позволило выделить следующие петрографические разности:

- 1) краевые долеритовые порфиры мощностью до 10-15 м;
- 2) мелкозернистые долериты зоны эндоконтакта мощностью до 2 м;
- 3) анортозитовые габбро-долериты мощностью 3-6 м;
- 4) порфиновые кварцевые габбро-долериты мощностью 3-5 м;
- 5) призматически-офитовые и субгаббро-офитовые кварцевые габбро-долериты мощностью до 30-33 м.

Переходы между этими разновидностями пород постепенные. Горизонт порфировых кварцевых габбро-долеритов отмечается как в лежачем, так и висячем боках дайки, тогда как анортозитовые габбро-долериты, содержащие много (до 20%) плагиоклаза ранней генерации, расположены в висячем боку дайки и в прикровлевой части разреза хонолита. Количественно-минеральный состав различных пород дайки Усть-Ханьчинского интрузива приведен в табл. 8. Несколько подробнее следует остановиться на характеристике анортозитовых габбро-долеритов. Макроскопически это темно-серые среднезернистые породы с обильными порфировыми образованиями плагиоклаза I размером $2,5 \times 2,5 \text{ см}$. Модальный состав пород (в %): плагиоклаз I до 20, плагиоклаз II 30-40, титанистый авгит 25-30, оливин и продукты его замещения до 5, окисные рудные минералы 5-7, щелочной полевой шпат 5-7, биотит 3-5, кварц 1-1,5, роговая обманка до 2. Постоянно присутствуют хлорит, актинолит, кальцит. Содержание апатита достигает 0,8%, фиксируются единичные зерна сульфидов и циркона.



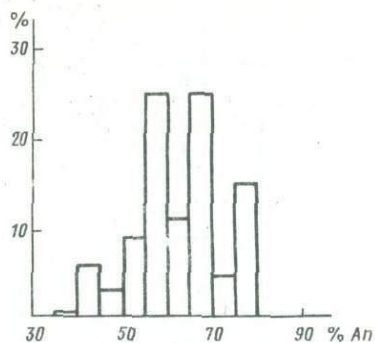
Таблица 8

Количественно-минеральный состав пород дайки
Усть-Ханьинского трещинного интрузива (в объемн. %)

№ обр.	Порода и ее положение в разрезе тела	Плагиоклаз	Титанистый авгит	Оливин	Роговая обманка	Рудные минералы	Кварц	Минералы мезостазиса	Щелочной полевой шпат + микропегматит	Стекло с микролитами плагиоклаза
243/1а	Краевой долеритовый порфирит, висячий бок дайки	4,8	-	2,8	-	-	-	-	-	92,4
243/1е	Порфировый кварцевый габбро-долерит, 3 м, от висячего бока дайки	47,7	26,2	4,3	1,9	6,3	0,8	7,5	5,3	-
243/1ж	Кварцевый габбро-долерит, средняя часть разреза дайки	46,3	20,6	1,0	3,1	8,7	1,5	11,5	7,3	-
243/1з	Порфировый кварцевый габбро-долерит, 5 м от лежащего бока дайки	43,8	23,1	1,2	3,9	8,6	1,5	7,9	10,0	-
243/1и	Долерит, 0,25 м от лежащего бока дайки	42,7	27,3	4,6	-	10,2	-	15,2	-	-
243/1к	Краевой долеритовый порфирит, лежащий бок дайки	4,7	-	1,6	-	-	-	-	-	93,7

Примечание. В составе минералов мезостазиса преобладают биотит и боулингит, немного хлорофейта и хлорита. Апатит при подсчете не учитывался, но содержание его достигает десятых долей процента. Пространственно он приурочен к агрегату щелочного полевого шпата и позднемагматических минералов.

Рис. 2. Гистограмма изменения состава плагио-
клаза в породах Усть-Ханьинского интрузива
($n = 65$). На оси ординат - относительная частота
встречаемости (в %)



Кратко охарактеризуем ведущие породообразующие минералы пород Усть-Ханьинского трещинного интрузива. Состав плагиоклаза варьирует в пределах $An_{79} - An_{37}$, причем, естественно, наиболее основные различия минерала наблюдаются в анортзитовом габбро-долерите, где включения в таблицах плагиоклаза I имеют состав An_{78-79} , тогда как ядра плагиоклаза I большей частью характеризуются составом An_{65-70} , и только в сильно зональных зернах основность ядра возрастает до An_{75-78} . Внутрикамерный этап кристаллизации обусловил широкое распространение слабо зональных призматических индивидов плагиоклаза An_{56-59} . В зональных кристаллах кайма плагиоклаза An_{59-61} имеет очень четкую границу с ядром. Переход в сторону более кислого состава постепенный, вплоть до появления ксеноморфных зерен с составом ядра An_{47-48} и периферии An_{37} . Таким образом, морфология кристаллов плагиоклаза в процессе кристаллизации постепенно изменяется от таблитчатых к призматическим и далее к ксеноморфным формам, причем первые и последние зерна чаще зональные, чем призматические индивиды. На рис. 2 отчетливо видно существование по крайней мере трех этапов массовой кристаллизации плагиоклаза, два из которых характеризуют докамерный период.

При кристаллизации расплава Усть-Ханьинской трещинной интрузии образовалась одна пироксеновая фаза, представленная в породах и хонолита, и дайки титанистым авгитом, железистость которого очень слабо изменяется по разрезу тела (табл.9). Форма зерен титанистого авгита меняется от ксеноморфной и короткопризматической в краевой зоне тела к пойкилокристаллам, содержащим небольшое количество таблиц плагиоклаза, в офитовых разностях пород до округло-изометричной в центральных частях дайки, где развиты субгаббро-офитовые структуры. По-видимому, титанистость его возрастает к заключительному периоду процесса кристаллизации. Об этом, в частности, свидетельствуют более яркая окраска и четкий плеохроизм клинопироксена в агрегате щелочного полевого шпата.

Состав оливина (см. табл. 9) в процессе кристаллизации расплава изменяется в направлении увеличения фаялитовой молекулы. Достаточно уверенно можно говорить о существовании трех генераций минерала, характеризующих различные этапы дифференциации расплава. Наиболее магнезиальные разности, отвечающие форстерит-хризолиту (Fe_{9-12}), наблюдаются в стекле краевых зон пород и в виде включений в плагиоклазе P. Это короткопризматические зерна с идиоморфными очертаниями. Они сохраняются в породах благодаря тому, что либо включены в ядра зональных плагиоклазов, либо защищены узкой сплошной оторочкой реакционного керсутита (?), предохранившей магнезиальный оливин от дальнейшего взаимодействия с расплавом, богатым титаном и железом. Основная генерация оливина имеет состав Fe_{33-36} , т.е. отвечает гиалосидериту. Он образует зерна округлой формы, в той или иной мере замещенные либо боулингитом и тальком и серпентином, либо бурым идингситом. Последний преимущественно встречается в центральных частях тела. Наконец, в крупнозернистых шпироподобных обособлениях, слагаемых также кварцевыми призматическими-офитовыми габбро-долеритами, наблюдается наиболее поздняя и максимально железистая разность оливина - Fe_{63} . Это ксеноморфные зерна размером до 1,0-1,5 мм, интенсивно замещенные бурым идингситом.

Роговая обманка - постоянный второстепенный породообразующий минерал пород Усть-Ханьинского интрузива. К сожалению, он не образует крупных зерен, пригодных

Таблица 9

Оптические свойства и состав моноклинных пироксенов и оливинов пород Усть-Ханьинского трещинного интрузива

Порода	Моноклинный пироксен				Оливин				
	Ng	Np	+2V ^o	состав	Ng	Np	+2V ^o	состав	примечание
Микродолерит, кровля тела, обр.242/1б				Хонолит			88	Fa ₉	Идиоморфное зерно в стекловатой основной массе
Долерит, обр.242/1в	49,5	1,721	1,700	Wo ₄₀ En ₃₆ Fs ₂₄	1,727	1,691	94	Fa ₂₇	
Анортозитовый габбро-долерит, обр.242/1г	46	1,724	1,698	Wo ₃₇ En ₃₉ Fs ₂₄	1,742	1,704		Fa ₃₆	
Порфиновый кварцевый габбро-долерит, обр.242/1		1,723	1,696		1,738	1,701		Fa ₃₄	
Анортозитовый габбро-долерит, обр.243/1г	46	1,724	1,704	Дайка Wo ₃₇ En ₃₄ Fs ₂₉	1,747	1,703		Fa ₃₇	
Порфиновый кварцевый габбро-долерит из шпиза, обр. 243/1е	45	1,723	1,698	Wo ₃₆ En ₃₆ Fs ₂₈	1,794	1,754		Fa ₆₃	Крупные зерна размером до 1,0 мм
Кварцевый габбро-долерит, обр. 243/1ж		1,721	1,702	Wo ₃₇ En ₃₈ Fs ₂₆	1,737	1,701		Fa ₃₃	
Долерит, в 25 см от контакта лежащего бока дайки, обр.243/1и		1,716	1,696	Wo ₃₈ En ₄₁ Fs ₂₁	1,748	1,700	100	Fa ₃₅ Fa ₃₆	
Краевой долеритовый порфирит, обр.243/1к					1,742	1,704	101 89	Fa ₃₆ Fa ₁₂	Зерна в стекловатой основной массе

для детальных петрографических исследований. Наблюдаемые в шлифах оптические свойства минерала (плеохроизм $Ng \gg Np \gg Np$, Ng - темно-коричневая, Np - коричневая, Np - светло-коричневая, $c: Ng = 0$, $Ng-Np = 0,016-0,018$, $2V$ большой, отрицательный) и повышенная титанистость расплава конечных стадий кристаллизации дают основание допускать, что это титанистый амфибол. Он образует каймы вокруг титанистого авгита либо единичные ксеноморфные зерна. Наряду с титанистой роговой обманкой среди минералов мезостазиса присутствует гаслингсит.

Иногда в породах отмечается бурый толеитовый изотропный агрегат, показатель преломления которого изменяется в пределах 1,591-1,613.

Следует подчеркнуть еще одну важную минералогическую особенность пород интрузивов с горизонтом анортозитовых габбро-долеритов - присутствие октаэдров магнетита, включенных в плагиоклаз I. Это свидетельствует о высокой величине парциального давления кислорода в промежуточном очаге, где происходила кристаллизация основного плагиоклаза, магнезиального оливина и магнетита. Именно высокое парциальное давление воды обеспечило (как будет подробнее рассмотрено ниже) массовую кристаллизацию основного плагиоклаза, флотация которого во внутрикамерной обстановке привела к формированию горизонта анортозитовых габбро-долеритов.

Представление о химическом составе пород Усть-Ханьинского интрузива дают результаты анализов, помещенные в табл. 10, и векторная диаграмма (рис. 3). Наблюдается тождество составов анортозитовых габбро-долеритов из хонолита и дайки. Это наглядно видно на векторной диаграмме, где они расположены рядом и обособляются от других пород интрузива. В отличие от остальных средне- и крупнозернистых пород интрузива они характеризуются минимальными содержаниями калия и титана и максимальным количеством глинозема. Если принять состав стекловатых краевых долеритовых порфиритов за состав магмы, поступившей в камеру интрузива, то следует считать, что в ходе кристаллизационной дифференциации в дайковом канале происходило обогащение центральных частей тела железом, титаном и обеднение магнием. Породы этой части разреза обладают максимальной величиной характеристики f' ($f' = 52$) и соответственно минимальной $m \leq 24,3$; $\varphi = 7,6$. Насыщенность пород кремнеземом по разрезу дайки меняется несущественно. Из числа главных характеристик больше всего изменяется величина c , она максимальна для анортозитовых габбро-долеритов и минимальна - для габбро-долеритов центральной части тела. Характеристика b варьирует в интервале 26,6-32,6, отражая увеличение фемической части породы от анортозитовых габбро-долеритов к кварцевым габбро-долеритам центральной части дайки. Расположение фигуративных точек пород Усть-Ханьинского интрузива вдоль оси b фиксирует амплитуду процесса внутрикамерной дифференциации.

Интрузивы таксито-офитовых габбро-долеритов

В северной части Вилуйско-Мархинской зоны разломов данная группа трапвых образований распространена ограниченно. Они изучались нами в среднем течении р. Ханьни, где таксито-офитовые габбро-долериты слагают силл и дайку (см. рис. 1). Пространственно оба тела расположены близко и не исключено, что это единый трехинный интрузив. Силл залегает среди глинисто-карбонатных отложений кембрийского возраста и имеет видимую мощность около 10 м. Породы кровли не сохранились. Дайка крутопадающая, мощность ее по простиранию 30-50 м. Выполняет она разрывное нарушение северо-западного простирания, т.е. занимает несколько секущее положение относительно преимущественно северо-восточного простирания большинства даек Вилуйско-Мархинской зоны.

За исключением пород краевых зон вся остальная часть разреза как силла (обн. 203), так и дайки (обн. 204-205) сложена среднезернистым таксито-офитовым габбро-долеритом. Макроскопически это мезократовая порода, на темном фоне основной массы которой хорошо видны гломеропорфировые обособления (3-7 мм) плагиоклаза, придающие ей пятнистый облик. Эндоконтактовые зоны тел представлены краевыми долеритовыми порфиритами, состоящими из тонкокристаллической основной массы и порфировых образований, среди которых доминирует плагиоклаз, но присутствуют также клинопироксен и псевдоморфозы по оливину.

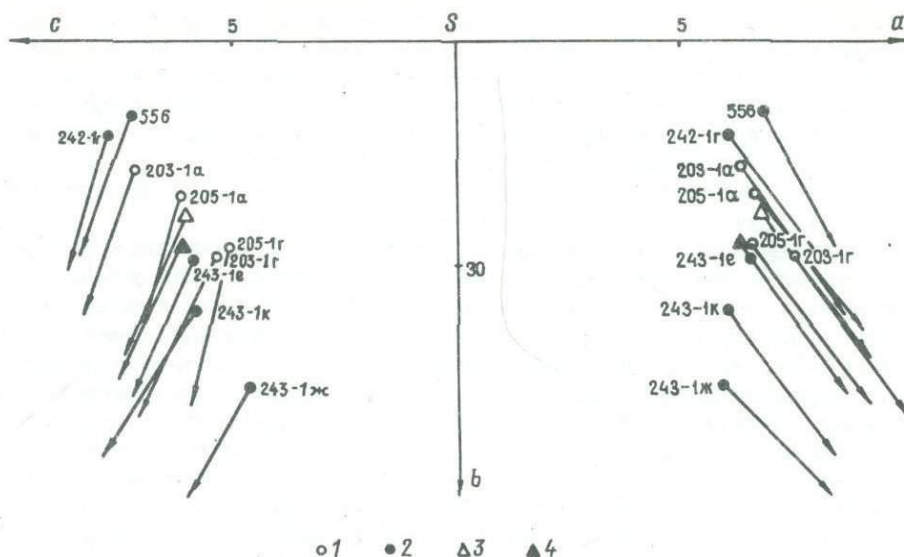


Рис. 3. Векторная диаграмма изменения состава пород Усть-Ханнинского интрузива и тел таксито-офитовых габбро-долеритов района р.Ханьни

1-2 - фигуративные точки состава пород: 1 - интрузивов таксито-офитовых габбро-долеритов, 2 - Усть-Ханнинского интрузива; 3 - средний состав таксито-офитовых габбро-долеритов (4 анализа); 4 - средний состав Усть-Ханнинского интрузива (5 анализов)

Таблица 10

Химический состав пород Усть-Ханнинского трещинного интрузива (в вес.%)

Компоненты	Анортозитовый габбро-долерит		Порфиновый кварцевый габбро-долерит, 3 м от контакта ви-сячего бока дайки, обр. 243/1е	Кварцевый габбро-долерит, средняя часть разреза дайки, обр. 243/1ж	Краевой долеритовый порфирит, левый бок дайки, обр. 243/1к	Средний состав пород интрузива (пять анализов)
	хонолит, обр. 242/1г	дайки, обр. 556 (Масайтис, 1958)				
SiO ₂	47,93	48,01	47,78	45,77	47,13	47,32
TiO ₂	2,99	3,12	3,24	4,97	3,34	3,53
Al ₂ O ₃	15,41	15,30	13,39	11,10	12,99	13,64
Fe ₂ O ₃	4,07	3,52	3,76	4,21	2,83	3,68
FeO	9,54	10,70	11,21	13,68	12,58	11,54
MnO	0,15	0,14	0,18	0,22	0,20	0,18
MgO	4,50	4,83	5,29	4,65	5,88	5,03
CaO	10,70	9,26	9,90	10,04	9,60	9,91
Na ₂ O	2,03	2,21	1,98	1,69	1,63	1,91
K ₂ O	0,90	1,16	1,39	1,55	1,62	1,32
P ₂ O ₅	0,48	0,18	0,54	0,54	0,54	0,46
H ₂ O ⁺	0,96	1,74	1,37	1,53	1,71	1,46
CO ₂	0,09	0,22	0,09	Не обн.	Не обн.	0,08
S _{общ}	0,01	0,09	0,01	0,03	0,01	0,03

Таблица 10 (продолжение)

Компоненты	Анортозитовый габбро-долерит		Порфиновый кварцевый габбро-долерит, 3 м от контакта внешнего бока дайки, обр. 243/1е	Кварцевый габбро-долерит, средняя часть разреза дайки, обр. 243/1ж	Краевой долеритовый порфирит, лещажный блок дайки, обр. 243/1к	Средний состав пород интрузива (пять анализов)
	хонолит, обр. 242/1г	дайки, обр. 556 (Ма-сайтис, 1958)				
F	0,05	не отр.	0,05	0,08	0,05	0,05
Сумма	99,91	100,48	100,18	100,06	100,11	100,13
Поправка на F ₂ = 0	-0,02		-0,02	-0,03	-0,02	-0,02
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому						
S	59,3	59,4	57,8	56,9	57,2	58,1
a	6,0	6,8	6,5	5,9	6,0	6,3
c	7,7	7,2	5,8	4,6	5,8	6,1
b	27,1	26,6	29,8	32,6	30,9	29,5
Q	-1,2	-2,0	-4,1	-2,6	-3,3	-2,5
m'	29,3	31,9	30,6	24,3	32,8	29,6
c'	21,7	16,8	21,5	23,7	19,5	21,0
f'	48,9	51,3	47,8	52,0	47,6	49,4
n	76,3	72,9	68,0	62,8	60,5	68,9
t	4,6	4,7	4,8	7,6	4,9	5,3
φ	13,5	11,7	10,9	11,0	7,6	10,9

Аналитик А.П.Алферова

Составы габбро-долеритов силла и дайки отличаются незначительно. В обоих телах лабрадор и битовнит слагают не менее 50% объема породы. Среднего плагиоклаза и щелочного полевого шпата, образующих каймы вокруг более основного плагиоклаза и самостоятельные зерна в интерстициях, больше в породах дайки, особенно в ее центральных частях. Содержание клинопироксена варьирует в пределах 25–30%, главным образом за счет неодинакового количества позднематмических минералов. Количество оливина относительно постоянно и не превышает 5%. Роговая обманка и биотит в несколько большем объеме присутствуют в центральных частях дайки. Содержание ильменита, титаномagnetита и магнетита в целом достаточно стабильное. Кварц и апатит зафиксированы во всех шпифах в количестве до 1%. Структура преимущественно таксито-офитовая, менее распространены субгаббровая, призматическо-офитовая и пегматоидная структуры.

Оптические свойства, состав, морфология зерен, степень вторичных изменений породообразующих минералов силла и дайки либо тождественны, либо различаются не существенно (табл. 11). Следует отметить более магнезиальный состав оливина в породах силла по сравнению с таковыми дайки. Привлекает внимание некоторая обогащенность плагиоклаза этой группы тел анортитовым компонентом, причем зональные зерна изменяют свой состав от битовнит-анортита в ядре до андезина в краевой зоне. Основной плагиоклаз гломеропорфировых выделений в породах силла иногда сильно серицитизирован. Интенсивнее этот процесс шел в эндоконтактной зоне, где возникли серицитовые псевдоморфозы по битовниту. Оливин в краевых долеритовых порфиритах весь замещен боулингитом, тальком, кальцитом, а клинопироксен порфировых выделений имеет состав $Wo_{37}En_{47}Fs_{16}(Ng=1,710; Np=1,687; 2V=+46^\circ)$, т.е. тождествен таковому центральных частей тел (см. табл. 11). Следо-

Таблица 11

Оптические свойства и состав моноклинного пироксена, оливина и плагиоклаза таксито-офитовых габбро-долеритов из района среднего течения р.Ханьни

№ шлифа	Моноклинный пироксен				Оливин		Плагиоклаз	
	+2V, ^o	Ng	Np	состав	+2V, ^o	состав	состав	примечание
203/1a	44	1,713	1,691	Wo ₃₆ En ₄₅ Fs ₁₉	100	Fa ₃₅	An ₈₂ ⊥(010)	Не зональный, двойник полисинтетический
203/1б	-	-	-	-	96	Fa ₂₂	An ₈₈ Np':010 в зоне ⊥[100] ?	Не зональный, не сдвойникован
203/1в	-	-	-	-	-	-	An ₈₆ Np':010 в зоне ⊥[100]	То же
204/1a	45	1,718	1,695	Wo ₃₈ En ₄₁ Fs ₂₁	109	Fa ₅₃	An ₈₆₋₇₂ Np':010 в зоне ⊥[100] An ₆₄ [001]	Зональный Не зональный
204/1б	-	-	-	-	109	Fa ₅₃	An ₇₂ Np':010 в зоне ⊥[100]	" "
205/1a	42	1,708	1,684	Wo ₃₅ En ₄₉ Fs ₁₆	108	Fa ₅₂	An ₆₆ ⊥(010) An ₆₃ Np':010 в зоне ⊥[100]	Не зональный, двойник полисинтетический
205/1б	-	-	-	-	110(?)	Fa ₅₆	An ₇₁ [001] An ₇₆ An ₆₃ Np':010 в зоне ⊥[100]	Не зональный
205/1в	-	-	-	-	-	-	An ₈₀ [001], An ₆₇ [010] An ₇₄ Np':010 в зоне ⊥[100]	" "

вательно, в породах рассматриваемых тел отсутствуют две стадии кристаллизации породообразующих минералов, первая из которых отвечала бы этапу протокристаллизации, а вторая – внутрикамерному периоду. Обе они в породах силла и дайки слились практически в один этап, обуславливая появление зональности, прежде всего у плагиоклаза.

Результаты химического анализа пород силла и дайки приведены в табл.12. Высокое содержание анортитового компонента в плагиоклазе таксито–офитовых габбро–долеритов силла обуславливает максимальное содержание в них глинозема (обр.203/1а) и несколько пониженное – натрия по сравнению с аналогичными породами дайки (обр. 205/1а). По глинозему, степени окисленности железа и количеству щелочей таксито–офитовый габбро–долерит силла близок к анортозитовому габбро–долериту Усть–Ханнинского трещинного интрузива. По величине характеристики а они также близки – среднее для двух анортозитовых габбро–долеритов – 6,4 и четырех таксито–офитовых габбро–долеритов – 6,7, но характеристика с выше у анортозитовых габбро–долеритов, содержащих больше основного плагиоклаза. Отсутствие сколь угодно существенных проявлений внутрикамерной дифференциации отражено в практически одинаковых значениях главных и второстепенных характеристик однотипных пород дайки и силла. На векторной диаграмме (см. рис. 3) фигуративные точки пород тел таксито–офитовых габбро–долеритов занимают промежуточное положение между точками составов анортозитовых и кварцевых габбро–долеритов Усть–Ханнинского интрузива, что подчеркивает промежуточный характер условий образования этих групп пород.

Отсутствие в составе порфировых выделений краевых зон как дайки, так и силла, ведущих породообразующих минералов, по существу почти идентичных таксито–офитовым габбро–долеритам внутренних частей тел, свидетельствует о том, что кристаллизация как в промежуточном очаге, так и в интрузивной камере происходила в тождественной физико–химической обстановке. Это дает основание допускать, что промежуточный очаг располагался неглубоко. Концентрация летучих компонентов, прежде всего воды, в расплаве во время протокристаллизации была незначительной и, вероятно, соответствовала таковой при внутрикамерной кристаллизации. На это, в частности, указывает отсутствие протовыделений титаномagnetита и близкий состав фемических минералов краевых и внутренних частей тел. Названные условия кристаллизации магмы интрузивов таксито–офитовых габбро–долеритов отражают переходный характер этой группы образований между анортозитовыми габбро–долеритами и наиболее распространенными призматическими–офитовыми габбро–долеритами. Данные по петрохимическому составу пород соответствуют этому выводу.

Интрузивы субщелочных габбро–долеритов

В самой северной части Виллойско–Мархинской зоны разломов широко распространены дайки субщелочных габбро–долеритов северо–восточного простирания мощностью 10–80 м, протяженностью 1–30 км, прорывающие отложения кембрийского возраста. Одно из таких тел изучено нами на водоразделе рек Ханья и Тюкяна (см. рис. 1). Более широко они развиты в районе верхнего течения т.Тюнг и его притока Чимидикян. Образцы пород траппов этого района и результаты химического анализа переданы нам геологами Амакинской экспедиции Ю.П.Беликом и И.Свиридовым.

Зеленовато–серые, реже с розоватым оттенком субщелочные габбро–долериты характеризуются неустойчивым минеральным составом и присутствием повышенного количества постмагматических минералов. Вследствие развития вторичных минералов и замещения одних породообразующих минералов другими трудно с удовлетворительной точностью подсчитать количественно–минеральный состав этих пород на интеграционном столике. Главный породообразующий минерал субщелочных габбро–долеритов – плагиоклаз (40–60%). В редких порфировых таблицах фиксируется Ap_{64-66} . Такой же по составу плагиоклаз есть и среди таблитчатых индивидов непорфирового облика (табл. 13). Большинство же зерен имеет более кислое ядро Ap_{59-48} и четкую узкую зональность вплоть до появления олигоклаза. По плагиоклазу в переменном количестве развивается серицит. Постоянно, а в лейкократовых разностях в повышенном количестве (до 10–15%) присутствует пелитизированный калиевый полевой шпат, выполняющий интерстиционные промежутки между зернами плагиоклаза или обрастаю-

Таблица 12

Химический состав пород интрузивов таксито-офитовых габбро-долеритов (в вес.%)

Компо- ненты	Силл, обн. 203			Дайка, обн. 205			Среднее из четы- рех ана- лизом
	таксито- офитовый габбро- долерит, обр. 203/1а	краевой долерито- вый пор- фирит, обр. 203/1г	среднее из двух анали- зов	таксито- офитовый габбро-до- лерит, обр. 205/1а	краевой долери- товый порфирит, обр. 205/1г	среднее из двух анали- зов	
SiO ₂	49,01	48,48	48,75	49,11	49,10	49,10	48,92
TiO ₂	2,06	2,29	2,18	2,64	3,22	2,93	2,56
Al ₂ O ₃	14,90	13,54	14,22	13,87	12,92	13,40	13,81
Fe ₂ O ₃	3,42	2,57	3,00	2,93	2,02	2,48	2,74
FeO	9,55	9,64	9,60	10,54	11,38	10,96	10,27
MnO	0,15	0,15	0,15	0,29	0,27	0,28	0,21
MgO	5,21	6,23	5,72	5,03	5,15	5,09	5,40
CaO	10,75	10,63	10,69	10,50	10,50	10,50	10,60
Na ₂ O	2,05	1,84	1,94	2,27	2,29	2,28	2,11
K ₂ O	1,08	2,42	1,75	0,96	0,87	0,92	1,34
H ₂ O ⁺	1,35	1,36	1,36	1,40	1,34	1,37	1,37
P ₂ O ₅	0,38	0,49	0,43	0,45	0,44	0,44	0,43
CO ₂	0,09	0,37	0,23	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,12
S _{общ}	0,01	0,03	0,02	" "	" "	" "	0,01
F	0,03	0,08	0,06	0,02	0,02	0,02	0,04
Сумма...	100,04	100,12	100,10	100,01	99,52	99,77	99,93
F ₂ = O	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,015

Числовые характеристики по А.Н.Заваришкому

S	58,8	57,6	58,2	58,9	59,0	58,9	58,5
a	6,3	7,4	6,8	6,6	6,5	6,5	6,7
c	7,1	5,3	6,2	6,1	5,0	5,8	6,0
b	27,8	29,7	28,8	28,4	29,5	28,8	28,8
Q	-2,1	-5,1	-3,4	-1,4	0	-1	-2,4
m'	32,4	35,5	33,8	30,3	29,8	30,3	32,2
c'	23,2	25,6	24,4	24,1	26,6	24,6	24,5
f'	44,4	38,9	41,8	45,6	43,6	45,1	43,3
n	73,3	53,7	72,7	71,1	78,7	78,7	70,8
t	3,0	3,4	3,3	3,8	4,7	4,2	3,7
φ	10,5	7,3	9,1	8,7	5,6	7,6	8,1

Аналитики А.П.Алферова, Е.Б.Гамайская.

ший его. Авгит, сохраняющий свой состав в различных дайках (см. табл.13), распространен неравномерно. В отдельных разностях пород содержание его уменьшается до 10-12% против нормального около 20-25%. Он часто обрастает с периферии роговой обманкой или подвергается биогитизации. Кварц присутствует в большем количестве (до 2-3%), чем оливин. Последний даже в виде псевдоморфных образований не обнаруживается в значительной части изученных шлифов. Зафиксирована лишь сильно железистая разность, представленная зональным гортонитом Fa₆₂₋₅₇(Ng = 1,795; Nr = 1,743). В дайке, расположенной на водоразделе рек Ханья и Тюкяна, обыкновенная роговая обманка - второстепенный (5-7%) породообразующий минерал. В породах даек водораздела рек Тюнга и Муны она присутствует в меньшем количестве. Здесь позднемагматические минералы представлены преимущественно

Таблица 13

Оптические свойства и состав породообразующих минералов
субщелочных габбро-долеритов даек северной части Вилойско-Мархинской зоны разломов

Местонахождение	№ шлифа	Пироксен				Оливин			Плагиоклаз	
		+2V _v	Ng	Np	состав	Ng	Np	состав	состав и законы двойникования	примечание
Дайка, водо-раздел р. Ханья и Тюкяна	201/1	47	1,715	1,692	Wo ₄₀ En ₄₂ Fs ₁₈	1,795	-	Fa ₆₂ Fa ₅₇	An Np':010 в зоне 1[100]	Не зональный, двойник простой
Дайка, водораздел рек Муны и Тюнга	65/а	48	1,716	1,694	Wo ₄₀ En ₄₀ Fs ₂₀	Полностью замещен		An ₆₆ Np':010 в зоне 1[100]	То же двойник полисинтетический	
То же	83/67/2	49	1,714	1,692	Wo ₄₀ En ₄₂ Fs ₁₈	То же		An ₅₉ (010) An Np':010 в зоне 1[100]	То же, двойник простой То же, двойник полисинтетический	
" "	84/67	48	1,716	1,695	Wo ₄₀ En ₄₀ Fs ₂₀	Отсутствует		An ₆₄ [001]	То же	

биотитом, окрашенным как в бурые, так и в зеленоватые тона, с подчиненным количеством гастингсита и хлорита. Для субшелочных габбро-долеритов характерно повышенное присутствие титаномагнетита, в подавляющем большинстве случаев образующего правильные октаэдры. Пластинчатые кристаллы ильменита в этих породах распространены в значительно меньшем количестве и преимущественно в более мелкозернистых породах приконтактных зон. Форма кристаллов титаномагнетита и наличие мелких октаэдров, включенных в клинопироксен, свидетельствуют, что кристаллизация его началась несколько раньше лабрадора и авгита и продолжалась вместе с ними. На самых начальных стадиях кристаллизации часть железа была окислена. Интенсивному проявлению реакций окисления способствовал, с одной стороны, субшелочной состав расплава, и, с другой – повышенное содержание в нем воды. Последнее подтверждается значительным присутствием гидроксилсодержащих силикатов в породах этой группы тел.

Результаты химического анализа (табл. 14) субшелочных габбро-долеритов и данные пересчета их на петрохимические характеристики наглядно показывают, что они обладают максимальным содержанием щелочей ($a = 8,3-11,2$), при отчетливой калиевой специализации ($n = 61,7-72,1$). Характеристика b у них меньше, чем у всех остальных образований рассматриваемой формации. По этим характеристикам они отличаются от габбро-долеритов других типов интрузивов среднепалеозойской трапной формации. Другие же петрохимические параметры субшелочных габбро-долеритов в целом укладываются в пределы, наблюдаемые у пород других типов трапных тел этой возрастной группы. Отдельные дайки субшелочных габбро-долеритов различаются по степени насыщенности кремнеземом. Из числа изученных тел лишь породы дайки обн. 201 резко недосыщены ($Q = -9,4$) кремнекислотой. Габбро-долериты даек водораздела рек Тюнга и Муны относятся к классу пород, насыщенных кремнекислотой ($Q =$ от $-1,7$ до $+1,9$). Субшелочные габбро-долериты характеризуются высокой степенью окисленности железа, и в среднем $f = 18,7$. Составы пород различных даек фиксируют неодинаковую интенсивность процесса дифференциации расплавов, из которых шло формирование тел этой группы. Это наиболее наглядно видно в широком диапазоне изменения дополнительных характеристик ($m' = 28,1-37,5$; $c = 6,6-30,1$; $f' = 41,6-57,0$).

Таблица 14

Химический состав субшелочных габбро-долеритов даек северной части Вилуйско-Мархинской зоны разломов (в вес. %)

Компоненты	Водораздел рек Ханьинь и Тюкяна, обр.201/1а	Район водораздела рек Тюнга и Муны (материалы Ю.П.Белика и И.Свиридова)					среднее из пяти анализов
		обр. 65/67	обр. 66/67	обр. 67/67	обр. 83/67	обр. 84/67	
SiO ₂	48,22	51,21	48,62	48,86	51,23	49,74	49,93
TiO ₂	2,96	3,02	3,74	3,56	3,39	3,67	3,48
Al ₂ O ₃	13,69	15,27	14,81	15,13	15,99	14,57	15,15
Fe ₂ O ₃	2,24	4,31	6,33	4,71	5,21	4,23	4,96
FeO	9,38	8,47	6,10	8,76	6,53	8,77	7,73
MnO	0,11	0,11	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09
MgO	4,42	4,49	3,88	5,16	3,68	4,95	4,43
CaO	9,47	5,81	9,07	6,69	8,28	6,89	7,35
Na ₂ O	3,07	2,71	2,61	2,44	2,70	2,41	2,57
K ₂ O	2,86	2,16	1,77	2,22	1,65	1,86	1,93
H ₂ O ⁺	1,98	1,20	0,83	1,26	0,39	1,04	0,94
P ₂ O ₅	0,83	0,72	1,37	1,29	0,85	0,67	0,98
CO ₂	0,46						
S _{общ}	0,17						
F	0,16						
Сумма....	100,02	99,48	99,23	100,17	99,99	98,89	99,54
F ₂ = 0	0,07						

Таблица 14 (продолжение)

Компо- ненты	Водораздел рек Ханьни и Тюкяна, обр. 201/1а	Район водораздела рек Тунга и Муны (материалы Ю.П.Белика и И.Свиридова)					
		обр. 65/67	обр. 66/67	обр. 67/67	обр. 83/67	обр. 84/67	среднее из пяти анализов
Числовые характеристики по А.Н.Заваришкому							
S	58,3	63,3	61,4	61,0	63,0	61,9	62,2
a	11,2	9,4	8,6	8,8	8,6	8,3	8,7
c	3,7	5,9	6,1	6,1	6,7	6,0	6,2
b	26,8	21,4	23,9	24,1	21,7	23,8	22,9
Q	-9,4	1,9	-0,5	-1,7	2,1	1,2	0,8
m'	28,3	36,4	28,1	37,5	29,2	36,3	33,9
c'	30,1	6,6	22,8	9,4	16,8	11,4	13,7
f'	41,6	57,0	49,1	53,1	54,0	52,3	52,4
n	61,7	66,6	70,0	62,9	72,1	67,2	67,2
t	4,5	4,3	5,4	5,2	4,7	5,2	4,9
φ	7,3	17,8	23,3	17,1	21,3	15,6	18,7

Примечание. Обр. 201/1а проанализирован А.П.Алферовой, ИГ ЯФ СО АН СССР, остальные - Г.Ф.Помезовой, ЦАЛ ЯТГУ.

Интрузивы верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации

Анализ данных, полученных В.Л.Масайтисом (1962), Ю.И.Дмитриевым (1963), В.В.Юдиной (1965) и другими исследователями, а также нашего фактического материала позволяет выделить среди интрузивных траппов этой возрастной группы следующие типы тел:

недифференцированные и слабо дифференцированные интрузивы долеритов, габбро-долеритов и оливиновых долеритов;

дифференцированные интрузивы с размахом внутрикамерной дифференциации от троктолитовых габбро-долеритов до граюфиров;

дифференцированные интрузивы с горизонтом аноктозитовых габбро-долеритов и диапазоном внутрикамерной дифференциации от долеритов до пегматоидных габбро-долеритов;

слабо дифференцированные интрузивы толеитовых (палагонитовых) долеритов и габбро-долеритов;

секущие тела субщелочных долеритов.

Недифференцированные и слабо дифференцированные интрузивы долеритов, габбро-долеритов и оливиновых долеритов

Рассматриваемая группа трапповых образований диминирует среди интрузивов этой формации. Они присутствуют в породах различного возраста - от нижнего палеозоя до нижнего триаса, но особенно часто образуют межформационные залежи, приуроченные к границам несогласного залегания отложений верхнего палеозоя с подстилающими их карбонатными и карбонатно-глинистыми породами и к границе первых с перекрывающими туфами. В пределах района исследования в основном распространены трапповые залежи названных двух стратиграфических уровней. Отсутствие в пределах восточной и центральной частей Ботубинской седловины секущих трапповых тел данного возраста, которые можно было бы принять за подводящие каналы межформационных залежей, дает основание допускать, что внедрение расплава шло по разломам восточной периферии Ботубинской седловины, т.е. из магмоподводящих каналов Ахтарандинско-Ботубинской зоны разломов. При приближении к этой

зоне увеличивается количество трапповых интрузивов, приуроченных к различным уровням палеозойских осадочных отложений. На восток от нее верхнепалеозойские — нижнемезозойские трапповые интрузивы локализируются преимущественно вдоль названных выше границ несогласного залегания. Непосредственно в разрезе нижнепалеозойских отложений восточнее Ахтарандинско-Ботуобинской очаговой зоны нам известно одно тело долеритов, расположенное в разрезе отложений ордовикского возраста в верхнем течении р.Холомолох. Примером интрузивов, локализованных вдоль поверхности несогласия между нижнепалеозойскими и верхнепалеозойскими отложениями, служит интрузив Холомолох-нижний. Он вместе с расположенным гипсометрически выше интрузивом Холомолох-верхний был ошибочно объединен Е.В.Тугановой (1959) в одно тело, известное в литературе (Масайтис, 1962) как Холомолохская дифференцированная интрузия. На самом деле в бассейне среднего течения р.Холомолох наблюдаются два самостоятельных тела, приуроченных к двум стратиграфическим поверхностям: нижний палеозой — нижняя пермь и нижняя пермь — туфы нижнего триаса. Наиболее приповерхностные недифференцированные и слабо дифференцированные трапповые массивы распространены в среднем течении р.Ыгыатты в междуречье Укугута и Холомолоха и бассейнах рек Аччыгай-Дьюктели и Улахан-Дьюктели. Они картируются в виде изолированных полей, бронирующих возвышенности в районе названной местности. Маршрутные исследования показывают, что подошва этих разрозненных тел лежит примерно на одном гипсометрическом уровне. Мощность их закономерно уменьшается при движении с запада на восток и северо-восток от 120–140 м в среднем течении р.Ыгыатты (470–450 км от устья) до 60–70 м в районе правого притока р.Ыгыатты реч.Саламалах и до 40–45 м в районе рек Аччыгай и Улахан-Дьюктели. На этой площади в кровле трапповых выходов наблюдаются породы, подобные апотуфовым роговикам. На этом основании мы предполагаем, что эта часть Ботуобинской седловины бронировалась некогда единым трапповым телом, внедренным по границе туфов нижнего триаса и нижнепалеозойских отложений. Внедрение траппового расплава шло из магмоподводящих каналов Ахтарандинско-Ботуобинской очаговой зоны. Изучение различных по мощности частей разреза этого интрузива, названного нами Ыгыаттинским, осуществлялось по береговым обнажениям р.Ыгыатты и в районе среднего течения р.Улахан-Дьюктели. Возможно, что он представляет собой единое тело вместе с интрузивом Холомолох-верхний.

Ыгыаттинская интрузия

Наиболее значительная по мощности часть разреза данной интрузии изучалась (см. рис. 1) нами в среднем течении р.Ыгыатты (467–480 км от ее устья, обн.91–104). Общая мощность коренных выходов здесь достигает 140 м (обн.101 и 102), а истинная мощность тела не должна превышать 150–155 м, так как в разрезе отсутствуют лишь его маломощные краевые зоны. По структурно-текстурным особенностям пород и их количественно-минеральному составу в данном разрезе выделяют-ся (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Призматически-офитовые габбро-долериты	20
2. Пятнисто-пойкилоофитовые и пойкилоофитовые долериты	50
3. Оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты	35
4. Пойкилоофитовые долериты	15
5. Оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты	20

Переходы между ними постепенные. Породы обладают столбчато-призматической, меньше брусковидной и плитчатой (в верхней части разреза) формами отдельности. Кратко охарактеризуем основные типы пород данного интрузива.

Оливиновые габбро-долериты имеют таксито-офитовую структуру со слабо выраженными пойкилитовыми взаимоотношениями между плагиоклазом и пироксеном. Такситовые обособления сложены оливином и моноклинным пироксеном. Дополнительно такситовый характер структуры подчеркивается наличием гломеропорфировых обособлений плагиоклаза. Содержания главных породообразующих минералов приведены на рис. 4. Интерстиционные промежутки между ними выполнены щелочным полевым

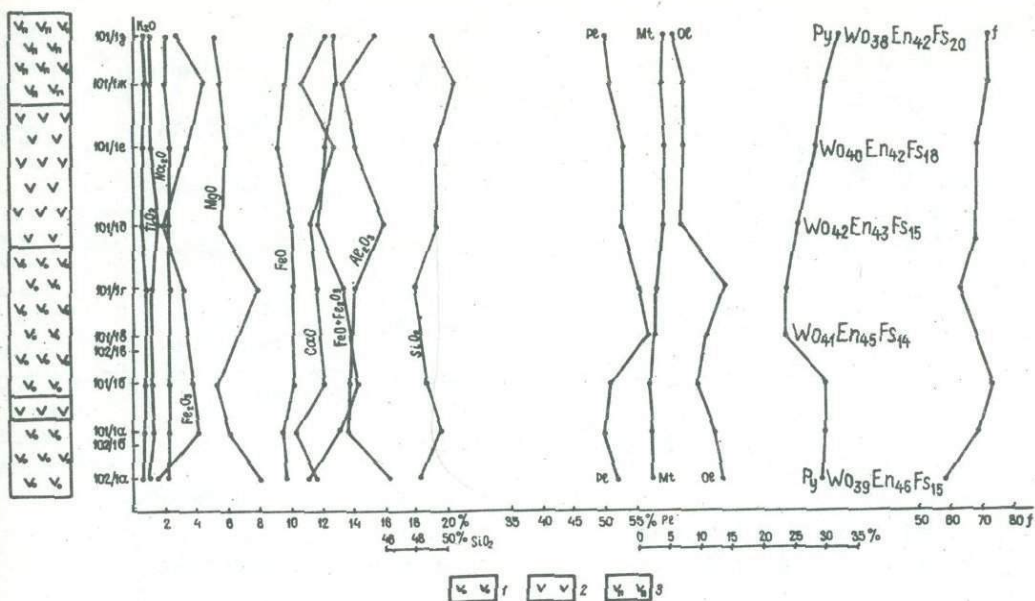


Рис. 4. Изменение содержания породообразующих окислов, минералов и коэффициента фракционирования по разрезу Ыгыатинской интрузии в районе обн.101-102

1 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты; 2 - пятнисто-пойкилоофитовые долериты; 3 - призматически-офитовые габбро-долериты

шпатом (0,5-1%) и кварцем, появляющимся в верхних частях горизонта (обр.102/16 и 101/1a) в количестве до 1%. Присутствует игольчатый апатит, включенный в краевые зоны зерен плагиоклаза. Как в мезостазице, так и по оливину развиваются вторичные минералы иддингсит-боулонгитовой группы.

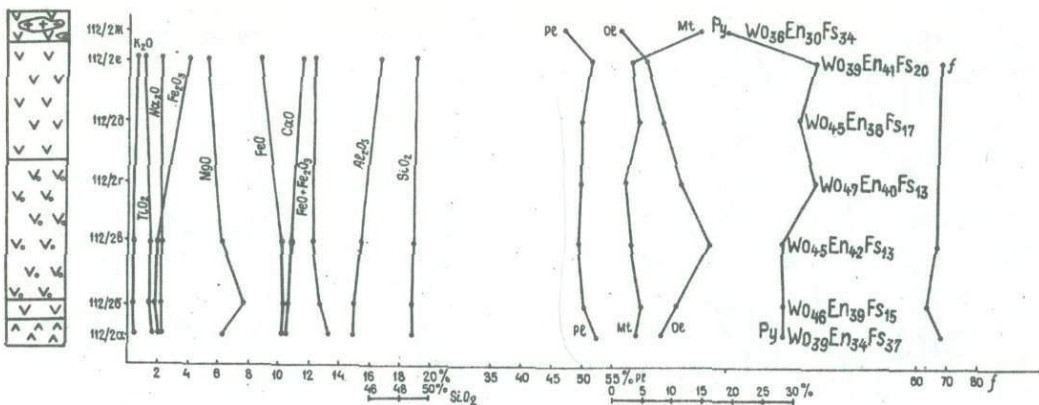
Долериты, образующие горизонт между обогащенными оливином породами (обр.101/16), характеризуются четкой пойкилоофитовой структурой. Содержания моноклинного пироксена, плагиоклаза и окиснорудных и вторичных минералов в них остаются прежними, а количество оливина уменьшается до 9%.

Верхний горизонт оливиновых таксито-офитовых габбро-долеритов представлен породами, идентичными таковым нижнего горизонта. В отличие от последних в верхнем горизонте элемент пойкилоофитовых взаимоотношений в структуре пород преобладает над такситовым, причем пойкилитовыми здесь становятся и крупные зерна оливина. Содержание оливина возрастает до 15, плагиоклаза - до 57, количество моноклинного пироксена соответственно уменьшается до 24% (см. рис. 4).

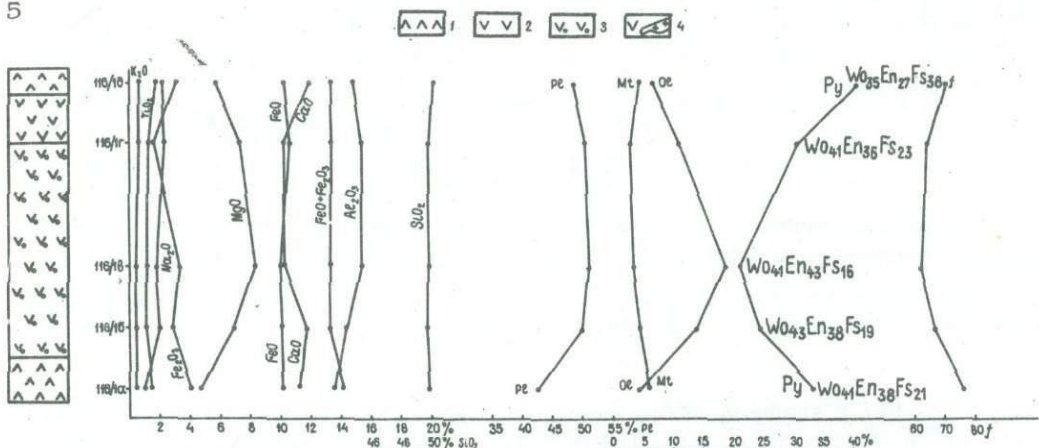
Пятнисто-пойкилоофитовые и пойкилоофитовые долериты верхней части разреза тела обладают преимущественно пойкилоофитовыми взаимоотношениями между силикатными и фемическими минералами, пятнистый характер этой структуры четко проявляется в верхней части этого горизонта. Количественные соотношения главных породообразующих минералов изменяются незначительно.

Призматически-офитовые габбро-долериты обладают крупно- и реже среднезернистым сложением. Количество оливина в них при переходе от пятнисто-пойкилоофитовых долеритов уменьшается до 5, плагиоклаза - до 50, а доля моноклинного пироксена возрастает до 33%. Характерно присутствие бурого кислого стекла (до 3-4%), содержащего мелкие иглы апатита, сферолиты и октаэдры магнетита, а также скелетные кристаллы пироксена и плагиоклаза.

Ниже по р.Ыгыатте (см. рис.1) мощность интрузива в районе обн.112 (13 км ниже устья р.Хорруу) уменьшается до 50-60 м. Здесь в разрезе тела выделяются (сверху вниз): 1 - пойкилоофитовые долериты со шлирами долерит-пегматитов, 25 м; 2 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты, 20 м; 3 - мелкозернистые долериты подошвы интрузива, 5 м. Переходы между отдельными типами пород постепенные, шлировые обособления имеют четкие границы с пойкилоофитовыми долеритами.



5



6

Рис. 5. Изменение содержания породообразующих окислов, минералов и коэффициента фракционирования по разрезу Ыгатинской интрузии в районе обн. 112

1 - мелкозернистые долериты подошвы интрузива; 2 - пойкилоофитовые долериты; 3 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты; 4 - пойкилоофитовые долериты со шлирами долерит-пегматитов

Рис. 6. Изменение содержания породообразующих окислов, минералов и коэффициента фракционирования по разрезу Ыгатинской интрузии в районе обн. 116

1 - мелкозернистые долериты и микродолериты; 2 - оливиновый таксито-офитовый габбро-долерит; 3 - пойкилоофитовые долериты

Сведения о составе пород этой части разреза Ыгатинской интрузии приведены на рис. 5. По составу и структурным особенностям породы различных горизонтов обн. 112 идентичны аналогичным породам разреза обн. 101-102.

В 5 км восточнее обн. 112 мощность интрузива остается прежней, но мощность отдельных горизонтов несколько изменяется. Здесь в обн. 116 (рис. 6) выделяются (сверху вниз): 1 - мелкозернистые долериты кровли, 5 м; 2 - пойкилоофитовые долериты, 9 м; 3 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты, 32 м; 4 - микродолериты и мелкозернистые долериты подошвы, 4 м. В верхних частях разреза среди пойкилоофитовых долеритов на расстоянии 3-4 м от кровли тела наблюдаются шлиры долерит-пегматитов. По составу и структуре породы разреза обн. 116 аналогичны таковым предыдущих разрезов Ыгатинской интрузии. Единственное отличие - присутствие в мелкозернистых долеритах подошвы большого количества порфировых зерен плагиоклаза.

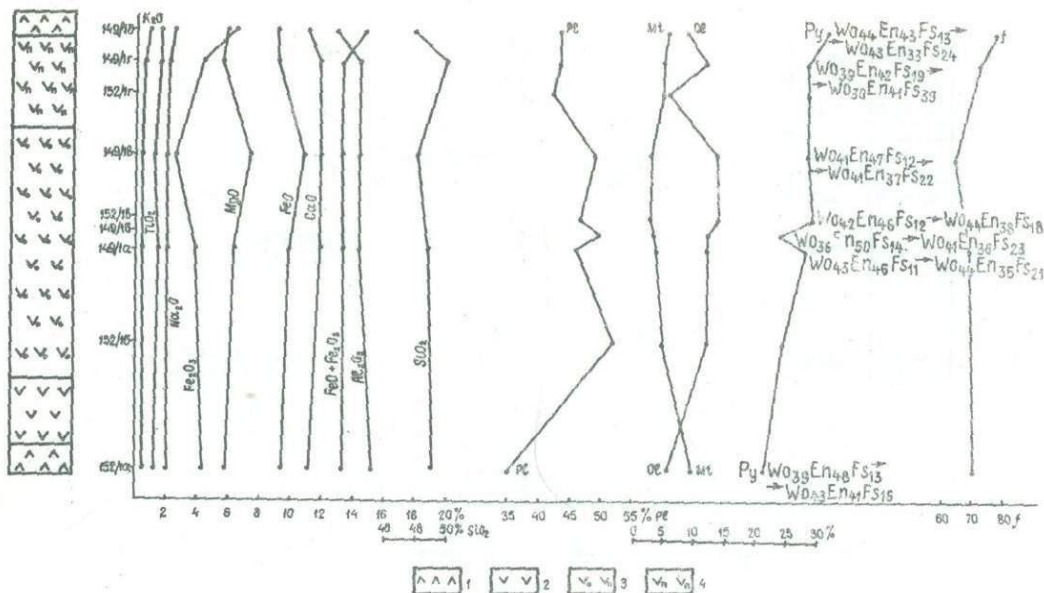


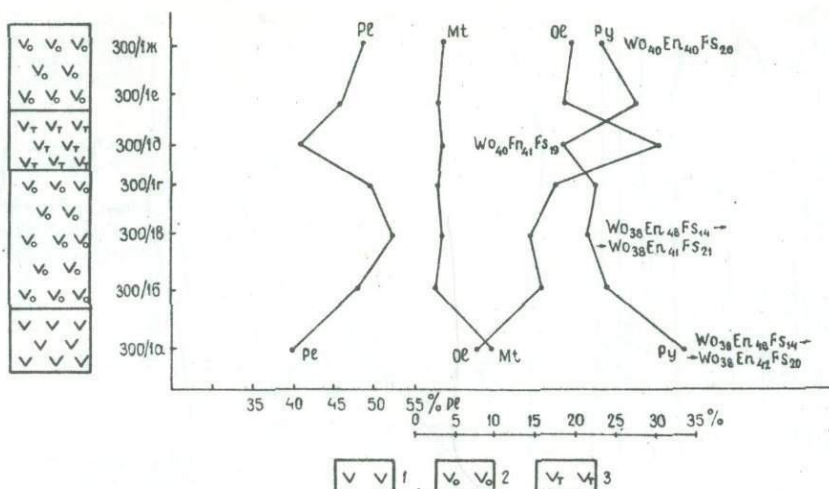
Рис. 7. Изменение содержания породообразующих окислов минералов и коэффициента фракционирования по разрезу Ыгыаттинской интрузии в районе обн. 149 и 152.

1 - микродолериты и мелкозернистые долериты; 2 - пойкилоофитовые долериты; 3 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты; 4 - призматически-офитовые габбро-долериты с мелкими шлирами габбро-пегматитов

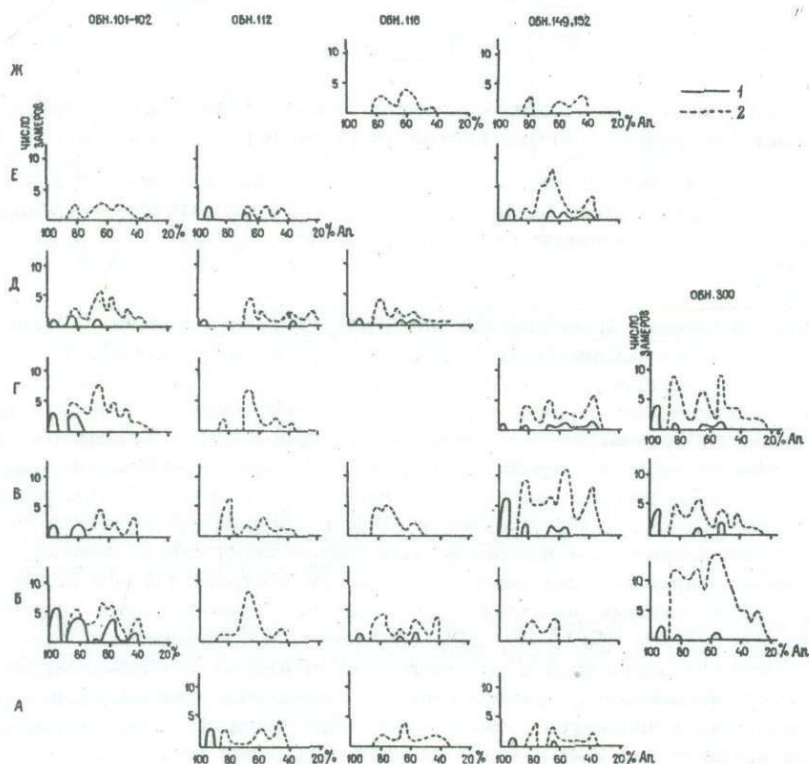
Самый восточный разрез Ыгыаттинской интрузии обнажен в долине р.Ыгыатты в районе ее правого притока р.Саламалах (290 км от устья р.Ыгыатты). Здесь истинная мощность залежи достигает 70 м. В этом разрезе (рис. 7) выделяются (сверху вниз): 1 - микродолериты и мелкозернистые долериты кровли, 4 м; 2 - призматически-офитовые габбро-долериты с мелкими шлирами габбро-пегматитов, 12 м; 3 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты, 40 м; 4 - пойкилоофитовые долериты, 9 м; 5 - мелкозернистые долериты подошвы, 5 м. Особенностью распределения главных породообразующих минералов в этой части разреза является относительно высокое гипсометрическое положение максимума содержания оливина. Изучение пород различных горизонтов показало их общность в структурном и вещественном отношении с аналогичными породами других частей разреза данной интрузии. Но в отличие от них породы обн. 149, 152 обладают: 1) повышенным содержанием позднемагматических минералов в призматически-офитовых габбро-долеритовых; 2) хорошо выраженной зональностью моноклинного пироксена и меньше оливина; 3) массовым развитием двойников моноклинного пироксена; 4) присутствием большого количества крупных (до 2-3,5 мм) таблитчатых зерен плагиоклаза, группирующихся в гломеропорфировые обособления.

К северо-востоку от обн. 112 и 116 в районе среднего течения р.Улахан-Дзюктели (см. рис. 1) на одном гипсометрическом уровне с разрезами Ыгыаттинского тела обнажены (обн. 300) сверху вниз (рис. 8): 1 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты, 7 м; 2 - троктолитовые габбро-долериты, 9 м; 3 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты, 20 м; 4 - пойкилоофитовые долериты, 2 м. Краевые зоны интрузива не вскрыты. Подстигается он глинисто-карбонатными отложениями ордовикского возраста, а в кровле зафиксированы апотуфовые роговики. Особенность разреза этого интрузива - резко повышенное содержание оливина, достигающее 31% в обр. 300/1д. В остальном же он аналогичен разрезу горизонта оливиновых габбро-долеритов обн. 112 и 116.

Таким образом, изучение петрографического состава пород различных горизонтов Ыгыаттинской интрузии показало, что она дифференцирована слабо от оливиновых таксито-офитовых габбро-долеритов до призматически-офитовых габбро-долеритов со



8



9

Рис. 8. Содержание породообразующих минералов по разрезу Ыгыаттинской интрузии в районе обн. 300

1 - пойкилоофитовые долериты; 2 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты; 3 - троктолитовые габбро-долериты

Рис. 9. Состав плагиоклазов различных горизонтов Ыгыаттинского интрузива

А - мелкозернистые долериты и микродолериты подошвы тела; Б-Г - горизонт оливиновых таксито-офитовых габбро-долеритов; Б - нижняя часть, В - часть, соответствующая максимальному содержанию оливина, Г - верхняя часть; Д - пойкилоофитовые долериты; Е - призматически-офитовые габбро-долериты и долерит-пегматиты; Ж - мелкозернистые долериты и микродолериты кровли тела. Составы зерен плагиоклазов: 1 - I типа, 2 - II и III типов

ширами долерит-пегматитов. В отдельных разрезах содержание оливина достигает количеств, отвечающих троктолитовым разностям пород. Оливиновый горизонт в обн. 101, 102, 112 и 116 расположен в нижней части разреза интрузива, а в обн. 149 и 152 он поднят в среднюю часть. Изменения характера взаимоотношений и содержаний главных породообразующих минералов в однотипных дифференциатах различных обнажений тождественны. Кратко охарактеризуем главные породообразующие минералы этого тела.

Результаты массового определения состава плагиоклаза в различных разрезах Ыгыаттинской интрузии обобщены на рис. 9. Количество его в породах интрузива изменяется в пределах 35–57%, причем наиболее обогащены им низы оливинового горизонта, что обусловлено присутствием здесь крупных зональных кристаллов. По морфологическим признакам, характеру зональности и преобладающему закону двойничкования выделяется три типа зерен минерала.

Первый тип – крупные (1,5–2 мм) таблитчатые образования плагиоклаза, наблюдаемые в виде особенных индивидов и гломеропорфировых скоплений. Ядра этих зерен имеют следы растворения. Периферия обычно зональна, причем состав зон иногда охватывает весь диапазон изменения состава минерала в породе. Наряду с простыми двойниками по карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам встречаются полисинтетическое двойничкование по альбитовому закону и комбинации карлсбадского и альбитового законов. В последнем случае один из индивидов карлсбадского двойника осложнен полисинтетическим альбитовым двойничкованием. В зернах этого типа часто наблюдается включение магнезиального оливина.

Второй тип – удлиненные лейсты средних размеров (0,3–1,2 мм), образующие пойкилитовые вроски в моноклинном пироксене. Форма их нередко клиновидная, причем более узкая часть находится в пироксене, а широкая – вне его. Зональность в зернах этого типа полнее проявлена в части индивида, находящейся вне пироксена. Интервал ее менее значителен, чем в кристаллах первого типа. Двойники простые, карлсбадского, альбитового, альбит-карлсбадского и периклинового типов, изредка встречается бавенский закон двойничкования.

Третий тип – мелкие (0,1–0,6 мм) лейсты плагиоклаза, слагающие промежутки между пойкилитовыми зернами клинопироксена. Их состав, характер зональности и тип законов двойничкования идентичны таковым зерен второго типа, но средний состав в целом сдвигается в сторону меньшего содержания анортитовой составляющей.

Ядра крупных зональных таблиц плагиоклаза первого типа имеют состав An_{92-96} и несут четкие следы растворения. Это указывает на разрыв в последовательности кристаллизации плагиоклаза. Следы растворения – признак того, что ядра образовались в иных физико-химических условиях, отвечающих интрателлурической стадии кристаллизации расплава, и затем были принесены в камеру, где либо полностью растворились, либо сохранились в виде реликтов в центре зональных кристаллов. Таким образом, анортит следует рассматривать как первую генерацию минерала. Внешние части таблиц плагиоклаза этого типа по составу идентичны плагиоклазу основного этапа кристаллизации, т.е. они образовались во внутрикамерных условиях.

Внутрикамерный этап кристаллизации плагиоклаза, как видно на рис. 9, для всех частей разреза Ыгыаттинской интрузии характеризуется широким диапазоном изменения состава от An_{82} до An_{20} . На кривых состава плагиоклаза фиксируются четыре максимума состава минерала, отвечающих интервалам An_{82-78} , An_{67-65} , An_{58} и An_{46-38} , которые в зональных индивидах соответствуют составу широких зон. Наиболее основной плагиоклаз (An_{82-78}) фиксируется в центральных частях зональных лейст плагиоклаза в форме короткопризматических ядер с четкими границами без следов растворения, но с резким переходом к следующей зоне состава An_{67-65} . Это дает основание считать, что ядра возникли во время движения магмы в камеру интрузии. На это косвенно указывает и наличие ориентировки лейст этого типа в краевых зонах интрузива. Иногда граница ядра и такой зоны расплывчатая, что, возможно, свидетельствует о существовании узкой зонки переходного состава. В зональных кристаллах полосы состава An_{67-65} и An_{58} обычно широкие. Самая внешняя зона индивидов изменяет состав от An_{46-38} до An_{20} постепенно.

Пойкилитовые взаимоотношения плагиоклаза и пироксена позволяют допустить несколько более раннее образование первого и последующую кристаллизацию обоих ми-

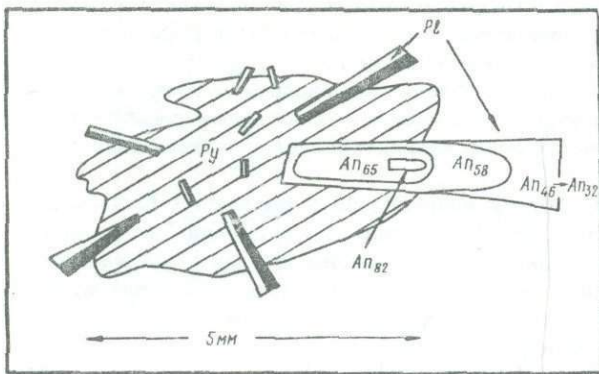


Рис. 10. Характер зональности лейст плагиоклаза (Pl), образующего пойкилитовые вроски в зернах клинопироксена (Py)

нералов. Внутренние концы лейст плагиоклаза, заключенные в моноклинном пироксене, имеют состав An_{67-65} , а широкие, внешние по отношению к пироксену (рис.10) части кристаллов имеют более кислый состав - An_{58} и даже An_{46-20} в самой внешней части сильно зональных индивидов. Наблюдаемое относительно резкое изменение основности плагиоклаза от An_{65} до An_{58} отражает начало массовой кристаллизации клинопироксена, что существенно изменило температурный режим остывающего расплава и позволило плагиоклазу образовать довольно широкие зоны состава An_{58} . Окончание массовой кристаллизации пироксена фиксируется в плагиоклазе наличием нового максимума состава An_{46-38} . На последнем этапе оформления пород Ыгыаттинской интрузии плагиоклаз образует кислые (An_{36-20}) зоны вокруг ранее возникших кристаллов, либо кристаллизуется в виде мелких ксеноморфных индивидов, заполняющих интерстиции между породообразующими минералами.

Степень упорядоченности плагиоклаза Ыгыаттинской интрузии отвечает среднему (0,5-0,7) состоянию для плагиоклаза состава An_{58} (Марфунин, 1962).

Моноклинный пироксен различных пород Ыгыаттинской интрузии по составу отвечает авгиту. Содержание его по разрезу изменяется в пределах 20-34% (см. рис. 4-8) за исключением долерит-пегматитов, где количество клинопироксена уменьшается до 18%, и, наоборот, долериты краевых зон обогащены им. Наиболее распространенная форма пироксена - крупные (до 5 мм) ксеноморфные зерна, включающие многочисленные лейсты плагиоклаза и редкие зерна оливина. Они встречаются повсеместно, проявляя тенденцию к увеличению размеров от 0,8 до 5 мм в поперечнике от нижнего горизонта к верхнему (кроме пород краевых зон). Показатели преломления авгита в оливиновых таксито-офитовых габбро-долеритах и пойкилоофитовых долеритах: $N_g = 1,707-1,721$; $N_p = 1,685-1,699$; $+2V = 44-50^\circ$, что соответствует составам от $Wo_{38}En_{47}Fs_{15}$ до $Wo_{41}En_{36}Fs_{23}$, причем в направлении снизу вверх по разрезу наблюдается увеличение в пироксене ферросилитовой составляющей. Авгит призматически-офитовых габбро-долеритов и долерит-пегматитов характеризуются дальнейшим повышением железистости - $Wo_{40}En_{30}Fs_{30}$ ($N_g = 1,727$; $N_p = 1,704$; $+2V = 46^\circ$). В краевых зонах интрузива пироксены обычно зональны ($Wo_{44}En_{43}Fs_{13} \rightarrow Wo_{35}En_{27}Fs_{38}$). В породах, обогащенных оливином, индивиды клинопироксена нередко сдвойникованы. Кроме того, в них фиксируется волнистое и блоковое погасание, но при этом состав пироксена остается постоянным. Аналогичные зерна авгита наблюдаются и в призматически-офитовых габбро-долеритах. Вторичные минералы по нему практически не развиваются, и только в призматически-офитовых габбро-долеритах и долерит-пегматитах клинопироксен по трещинкам немного замещается буроватым стеклом (?).

Оливин в породах Ыгыаттинской интрузии разнообразен по составу и морфологии зерен. Выделяются четыре типа индивидов оливина: 1) мелкие (0,1-0,2 мм) округлые зерна, включенные как в центральные, так и в краевые части крупных таблиц битовнита и реже в клинопироксен; 2) более крупные (0,3 мм) единичные субидiomорфные короткопризматические зерна, представленные включениями в клинопироксене или входящие в агрегат феррических минералов, в плагиоклазах (An_{82} , An_{92-95}) включения этой разновидности оливина не зафиксированы; 3) округ-

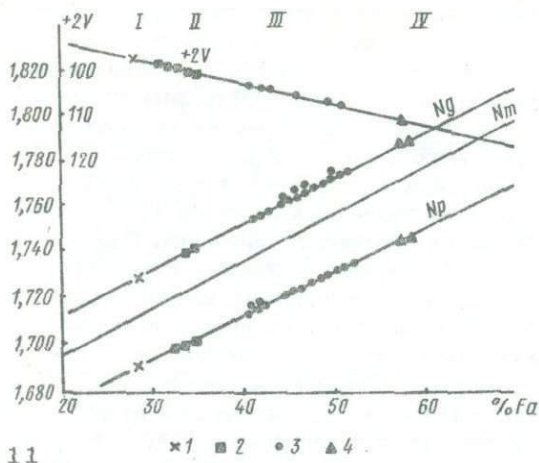
лые зерна и индивиды изометричных очертаний, входящие в агрегаты, образующие такситовые обособления; 4) крупные (до 0,7 мм) зерна субидiomорфных очертаний, включающие по краям лейсты плагноклазов состава $An_{65} - An_{58}$. Зерна оливина третьего и четвертого типов часто зональны, иногда зональность фиксируется и в индивидах второго типа, но она никогда не наблюдается в зернах первого типа.

Состав оливина закономерно изменяется от одного типа зерен к другому (табл. 15). В целом железистость оливина колеблется от Fe_{27} до Fe_{60} , причем состав различных групп индивидов минерала во всех изученных разрезах Ыгыаттинской интрузии сохраняется в пределах определенного интервала колебаний. Наиболее магнезиальны зерна первого типа, по составу они отвечают хризолиту Fe_{27} ($N_g = 1,728$; $N_p = 1,689$; $+2V = 97^{\circ}$). Некоторая округлость или оплавленность зерен этого состава и присутствие их в виде включений в плагноклазе, представленном An_{82} , указывает на то, что хризолит кристаллизовался в интрателлурическую стадию, т.е. до поступления расплава в камеру интрузива. Оливин состава Fe_{32-39} ($N_g = 1,737 - 1,750$; $N_p = 1,697 - 1,710$; $+2V = 100 - 102^{\circ}$), образующий второй морфологический тип, по времени образования относится к начальной стадии внутрикамерной кристаллизации. Железистость оливина третьего типа в основном отвечает гилосидериту Fe_{40-52} ($N_g = 1,752 - 1,778$; $N_p = 1,710 - 1,735$; $+2V = 102 - 108^{\circ}$), тогда как пойкилитовые индивиды минерала четвертого типа представлены гортонолитом Fe_{52-60} ($N_g = 1,778 - 1,794$; $N_p = 1,735 - 1,750$; $+2V = 108 - 111^{\circ}$). Центральная часть зерен четвертого типа иногда образована ядром, возникшим одновременно с массовой кристаллизацией индивидов гилосидерита.

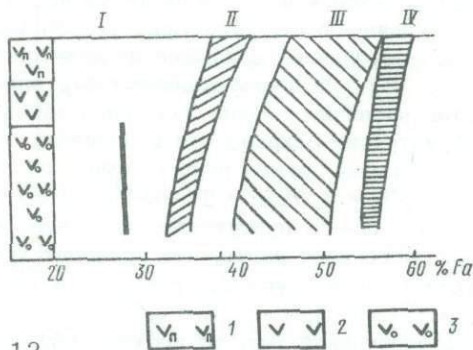
На рис. 11 приведены оптические константы разных типов зерен оливина. Для различных дифференциатов тела Ыгыаттинской интрузии в направлении снизу вверх по разрезу железистость каждой группы зерен оливина несколько увеличивается (рис. 12). Первая группа зерен (Fe_{27}) сохраняет постоянный состав и в верхней части разреза тела не фиксируется. Между зернами первой и второй групп имеется четкий разрыв в ходе кристаллизации оливина в интервале Fe_{28-32} , который обусловлен сменой физико-химических условий при переходе от интрателлурического к внутрикамерному этапу. В ходе внутрикамерной кристаллизации оливина наблюдается разрыв в интервале $Fe_{35} - Fe_{40}$ - в нижней части разреза, и $Fe_{32} - Fe_{47}$ - в верхней, что, вероятно, отражает начало массовой кристаллизации аггита. Перерыв в кристаллизации зерен оливина третьей и четвертой групп в нижней половине разреза интрузива проявлен очень слабо, а в верхней части наряду с индивидами этих типов присутствуют и зональные кристаллы оливина состава Fe_{47-60} .

Вторичные минералы, развитые по оливину, представлены идингсит-боулингитовой группой, причем зеленый боулингит замещает оливин преимущественно в средней и нижней частях разреза и в зоне закалки пород кровли, а буро-желтый идингсит - в верхних горизонтах тела. Степень замещенности оливина по горизонтам различна и возрастает от 5-20 в нижней части до 40-60% в пойкилофитовых долеритах верхней половины интрузива, в призматически-офитовых габро-долеритах и долерит-легматитах оливин часто полностью замещен идингситом. Степень замещенности оливина не зависит от морфологии его зерен, и часто можно видеть, как включенные в плагноклаз и пироксен зерна оливина полностью замещены вторичными минералами. По мнению А.П.Лебедева (1955), процесс идингситизации оливина очень длительный, начальные его стадии связаны с интрателлурической фазой кристаллизации и отражают взаимодействие оливина с окружающим расплавом, содержащим некоторое количество летучих. Действительно, замещение оливина стадии протокристаллизации, включенного в зерна плагноклаза и клинопироксена, указывает на магматический характер этого процесса, причем начало его относится к самому раннему периоду становления интрузива.

Образование оливинового горизонта в Ыгыаттинской интрузии, в том числе и подвешенного типа в наиболее значительной по мощности части разреза обусловлено слабо проявленной кристаллизационно-гравитационной дифференциацией. В результате часть ранних, более магнезиальных кристаллов минерала опустилась в нижнюю половину интрузива, что подтверждается отсутствием или незначительным распротранением зерен оливина второго типа в верхней половине разреза тела. Однако небольшая мощность Ыгыаттинской интрузии, приповерхностное положение ее камеры и, как следствие этого, быстрая скорость охлаждения расплава не способствовали большой результативности медленно действующих гравитационных сил.



11



12

Рис. 11. Оптические свойства зерен оливина различных типов Ыгыаттинского интрузива

1 - идиоморфные зерна, включенные в плагиоклаз An_{82} и клинопироксен (I); 2 - идиоморфные зерна, включенные в клинопироксен и входящие в агрегат феррических минералов (II); 3 - округлые и неправильные зерна, входящие в агрегат феррических минералов (III); 4 - пойкилокристаллы (IV)

Рис. 12. Изменение состава зерен оливина различных типов по главным горизонтам Ыгыаттинской интрузии. Номера групп (I-IV) соответствуют различным типам зерен оливина на рис. 11

1 - призматически-офитовые габбро-долериты; 2 - пойкилоофитовые долериты; 3 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты

Таким образом, состав породообразующих минералов и основные морфологические типы их сохраняются по всей площади Ыгыаттинской интрузии, но количественное соотношение изменяется. Это, в первую очередь, касается оливина, содержание которого подвержено наибольшему колебаниям. Ранняя генерация оливина встречается только в разрезе обн. 149-152, который следует рассматривать в целом как фронтальную часть интрузива. Это подтверждается наличием здесь большого количества таблитчатых зерен плагиоклаза, содержащих анортитовое ядро, зональным характером индивидов авгита и меньше оливина и массовым распространением сдвойникованных зерен клинопироксена. Все это свидетельствует, что кристаллизация расплава в этой части интрузива шла в более сложной динамической обстановке, чем в разрезах обн. 112 и 116 и тем более в обн. 101, 102, где внутрикамерная дифференциация проявилась наиболее отчетливо, чему в немалой степени способствовало увеличение мощности залежи.

Сведения о химическом составе пород различных разрезов Ыгыаттинской интрузии помещены в табл. 16 - 18. В целом в распределении главных компонентов пород по разрезам тела (см. рис. 4-7) наблюдается определенная закономерность, фиксирующая слабую дифференциацию и позволяющая объяснить изменение минерального состава пород различных горизонтов и в какой-то мере понять физико-химические условия кристаллизации расплава. Оливиновый горизонт интрузива характеризуется повышенным по сравнению со средним содержанием MgO и в меньшей степени FeO , а также минимальными количествами SiO_2 и Al_2O_3 , что объясняет накопление здесь более магнезиальной разновидности оливина и общее увеличение содержания этого минерала. При переходе к пойкилоофитовым долеритам наблюдается уменьшение MgO и увеличение Al_2O_3 и SiO_2 . Содержание кальция и щелочей практически не меняется. Призматически-офитовые габбро-долериты обладают несколько повышенным по сравнению со средним содержанием кремнезема и пониженным MgO . Количество Fe_2O_3 в процессе дифференциации заметно повышается при переходе от пойкилоофи-

Таблица 15

Составы оливинов Ыгыаттинской интрузии

Порода	Обн. 101-102				Обн. 112				Обн. 116				Обн. 149, 152			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Мелкозернистые до- лериты и микродо- лериты кровли										Fa ₃₆	Fa ₅₂			Fa ₄₅ -Fa ₅₅	Fa ₆₀	
Призматически-офи- товые габбро-доле- риты и долерит- пегматиты		Fa ₄₀ -Fa ₄₆		Fa ₆₀	Fa ₃₉	Fa ₄₇	Fa ₅₈							Fa ₄₂ -Fa ₄₉	Fa ₄₇ -Fa ₆₀	
Пойкилоофитовые до- лериты	Fa ₃₄	Fa ₄₅ -Fa ₅₂	Fa ₅₂ -Fa ₆₀			Fa ₄₇	Fa ₅₇		Fa ₃₅							
Оливи- новые таксито- офито- вые габбро- доле- риты	верхняя часть горизонта				Fa ₃₇	Fa ₄₅	Fa ₅₃						Fa ₂₇	Fa ₄₀ -Fa ₄₈	Fa ₅₆	
	максималь- ное содер- жание оли- вина	Fa ₃₅	Fa ₄₅ -Fa ₅₀	Fa ₅₇		Fa ₄₁ -Fa ₄₄	Fa ₅₅		Fa ₃₂	Fa ₄₁ -Fa ₄₈	Fa ₅₈	Fa ₂₇	Fa ₃₇	Fa ₄₂ -Fa ₅₀	Fa ₅₀ -Fa ₅₆	
	нижняя часть горизонта	Fa ₃₄	Fa ₄₂ -Fa ₄₅		Fa ₃₄	Fa ₄₂ -Fa ₄₄	Fa ₅₂		Fa ₃₂	Fa ₄₀ -Fa ₅₀	Fa ₅₆	Fa ₂₇	Fa ₃₆	Fa ₄₂		
Мелкозернистые до- лериты и микродоле- риты подошвы					Fa ₃₂	Fa ₄₀ -Fa ₄₅	Fa ₅₅		Fa ₃₂ -Fa ₃₈	Fa ₄₃ -Fa ₅₁		Fa ₂₇	Fa ₃₃			

Номера столбцов соответствуют типам зерен оливина: 1 - идиоморфные зерна, включенные в плагиоклаз An₈₂ и клинопироксен; 2) идиоморфные зерна, включенные в клинопироксен или входящие в агрегат фемических минералов; 3 - неправильные и округлые зерна, входящие в агрегат фемических минералов; 4 - пойкилокристаллы.

Таблица 16

Химический состав пород Ыгыаттинской интрузии в разрезе обн.101 и 102 (в вес.%)

Компо- ненты	Призматически- офитовые габбро- долериты		Пойкило-офито- вые долериты		Оливино- вые такси- то-офито- вые габбро- долериты, обр. 101/1г	Пойки- ло-офи- товые долери- ты, обр. 101/1б	Оливиновые таксито-офито- вые габбро- долериты	
	обр. 101/1з	обр. 101/1ж	обр. 101/1е	обр. 101/1д			обр. 101/1а	обр. 102/1а
SiO ₂	48,91	50,34	49,15	49,24	47,73	48,53	49,57	48,19
TiO ₂	1,10	1,21	1,02	1,66	1,02	1,33	1,32	0,95
Al ₂ O ₃	15,21	13,42	14,08	16,00	14,06	13,90	13,79	16,50
Fe ₂ O ₃	2,82	4,41	3,42	1,80	3,19	3,82	4,03	1,61
FeO	10,12	9,73	9,21	10,13	10,31	10,66	9,59	9,77
MnO	0,24	0,21	0,21	0,20	0,23	0,22	0,19	0,16
MgO	5,22	5,53	5,96	5,73	7,90	5,43	6,29	8,17
CaO	12,42	10,94	12,86	11,34	11,84	12,28	10,70	11,71
Na ₂ O	2,03	2,02	2,44	2,33	2,44	2,31	2,58	2,45
K ₂ O	0,72	0,96	0,60	0,61	0,84	0,85	0,85	0,60
H ₂ O ⁺	0,73	0,66	0,54	0,30	0,86	0,60	0,65	0,24
P ₂ O ₅	0,09	0,17	0,08	0,25	0,09	0,08	0,11	0,07
F ₂	-	-	-	0,02	-	-	-	-
Сумма...	99,61	99,59	99,57	99,61	100,51	100,01	99,67	100,42
H ₂ O ⁻	0,60	0,32	0,64		0,62	0,66	0,84	0,24
Кoeffици- ент фрак- ционирова- ния f	71	72	68	68	63	73	68	58

Характеристики по А.Н.Заваришкому

S	57,7	58,2	56,6	58,5	54,0	56,1	56,9	55,3
a	5,6	6,9	6,1	6,0	6,4	6,2	6,9	6,1
c	7,5	6,0	6,3	7,9	6,0	6,1	5,7	7,9
b	29,2	29,9	31,0	27,6	33,6	31,6	30,5	30,7
Q	-3,3	-1,4	-5,3	-2,9	-10,8	-6,3	-5,7	-9,5
m'	30,8	31,3	32,2	22,1	39,0	29,1	34,7	44,6
c'	26,7	24,4	29,8	35,8	24,0	27,8	23,8	20,4
f'	42,5	44,3	38,0	42,1	37,0	43,1	41,5	35,0
n	82,5	74,4	86,7	86,0	81,3	80,5	82,4	86,7
t	1,7	1,8	1,6	2,4	1,6	2,1	1,9	1,5
φ	8,1	12,8	9,2	27,9	8,0	10,4	11,1	4,4

Аналитик В.Р.Николаева

товых к призматически-офитовым разностям пород, что выражается в увеличении количества магнетита и титаномагнетита в последних, где они нередко образуют скелетные кристаллы. Это указывает на повышение парциального давления кислорода на заключительной стадии внутрикамерной кристаллизации магмы. Частое образование псевдоморфоз идиингита по оливино в призматически-офитовых габбро-долеритах также свидетельствует о росте концентрации летучих компонентов к концу процесса внутрикамерной кристаллизационной дифференциации.

Поведение главных породообразующих окислов Ыгыаттинской интрузии в процессе дифференциации расплава иллюстрируется рис. 13, на котором по оси ординат отложены средние содержания породообразующих окислов по трем основным горизонтам

Таблица 17

Химический состав пород Ыгыаттинской интрузии в разрезе обн.112 и 116 (в вес.%)

Компоненты	Пойкило-офитовые долериты, обр. 112/2е	Оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты		Микро-долериты подошвы тела, обр. 112/2а	Мелко-зернистые долериты кровли тела, обр. 116/1д	Пойкило-офитовые долериты, обр. 116/1г	Оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты		Мелко-зернистые долериты подошвы тела, обр. 116/1а
		обр. 112/2в	обр. 112/2б				обр. 116/1в	обр. 116/1б	
SiO ₂	49,24	49,22	48,51	48,83	49,52	48,30	48,44	48,57	49,76
TiO ₂	0,97	1,75	1,75	1,86	1,16	1,75	1,11	1,11	1,33
Al ₂ O ₃	16,71	15,43	14,97	14,91	14,74	15,23	15,08	14,29	13,52
Fe ₂ O ₃	4,02	2,07	1,52	1,95	3,00	1,46	3,21	2,99	4,01
FeO	8,68	10,63	11,35	11,59	10,47	11,72	10,13	10,66	10,46
MnO	0,16	0,20	0,22	0,25	0,19	0,20	0,19	0,20	0,19
MgO	5,24	6,32	7,60	6,37	5,85	7,33	8,24	6,99	4,72
CaO	11,57	10,83	10,52	10,41	11,97	10,18	10,35	11,83	11,10
Na ₂ O	2,11	2,29	2,23	2,32	2,17	2,23	1,86	2,11	2,03
K ₂ O	0,54	0,56	0,57	0,63	0,66	0,59	0,48	0,54	0,66
H ₂ O ⁺	1,03	0,16	0,16	0,43	0,49	0,41	0,67	0,80	1,57
P ₂ O ₅	0,11	0,23	0,23	0,27	0,14	0,23	0,13	0,15	0,15
CO ₂	Не обн.	-	-	-	Не обн.	-	0,12	0,06	0,39
S _{общ}	0,03	-	-	-	0,10	-	0,04	0,07	0,15
F	0,05	0,02	0,03	0,02	0,06	0,04	0,05	0,05	0,06
CO ₃	-	0,09	0,05	0,07	-	0,04	-	-	-
Сумма...	100,44	99,80	99,71	99,91	100,49	99,71	100,08	100,40	100,07
H ₂ O ⁻	0,66				0,48		0,70	0,52	0,40
Коэффициент фракционирования f	68	67	63	68	70	64	62	66	75
Характеристики по А.Н.Заваришкому									
S	58,5	58,4	56,8	58,0	57,2	57,0	56,1	55,8	58,7
a	5,5	5,8	5,8	5,9	5,7	5,7	4,8	5,3	5,6
c	8,8	7,7	7,2	7,2	6,9	7,4	7,7	6,8	6,4
b	27,2	28,1	30,2	28,9	30,2	29,9	31,4	32,1	29,3
Q	-2,8	-2,5	-5,2	-3,0	-3,9	-4,8	-5,1	-5,8	-0,2
m'	33,7	38,8	42,8	37,9	32,7	42,1	44,3	31,7	27,7
c'	21,5	20,7	18,6	19,6	25,1	17,4	15,7	23,2	25,1
f'	44,8	40,5	38,6	42,5	42,2	40,5	40,0	40,1	47,2
n	87,3	88,1	85,7	86,0	83,3	85,7	85,7	87,3	82,5
t	1,4	2,6	2,7	2,9	1,8	2,7	1,7	1,7	2,0
ψ	13,0	32,1	20,4	28,7	8,6	20,8	8,7	8,0	11,8

Аналитики В.Р.Николаева, Институт геологии ЯФ СО АН СССР и Г.Г.Брагинец, ЦАЛ ЯТГУ

тела: оливиновому таксито-офитовому габбро-долериту, пойкилоофитовому долериту и призматически-офитовому габбро-долериту. На оси абсцисс нанесены средние величины коэффициента фракционирования пород этих горизонтов по всем разрезам интрузии. Видно, что процесс дифференциации расплава Ыгыаттинской интрузии характеризуется различным поведением главных породообразующих компонентов. Начальная стадия дифференциации сопровождается резким уменьшением содержания MgO и в меньшей степени Fe₂O₃ в расплаве. На конечной стадии наблюдается резкое повышение содержания Fe₂O₃. В течение всего процесса дифференциации расплав постоянно в незначительной степени обогащается кремнеземом, а содержания CaO,

Таблица 18

Химический состав пород Ыгыаттинской интрузии в разрезе обн.149 и 152 (в вес.%)

Компоненты	Мелкозернистые долериты кровли тела, обр.149/1д	Призматические-офитовые габбро-долериты, обр.149/1г	Оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты		Мелкозернистые долериты подошвы тела, обр.152/1а
			обр.149/1в	обр.149/1а	
SiO ₂	47,79	49,94	48,16	48,67	49,13
TiO ₂	1,79	1,69	1,37	1,59	1,16
Al ₂ O ₃	12,98	14,39	14,40	14,27	15,27
Fe ₂ O ₃	6,26	4,24	2,64	3,84	4,22
FeO	9,06	9,43	10,82	9,93	9,41
MnO	0,23	0,21	0,21	0,23	0,19
MgO	4,82	5,57	7,38	6,24	5,89
CaO	11,01	11,75	11,97	11,98	11,14
Na ₂ O	2,44	2,18	2,06	2,06	2,03
K ₂ O	0,91	0,61	0,46	0,52	0,60
H ₂ O ⁺	1,45	0,52	0,99	0,99	0,76
P ₂ O ₅	0,12	0,04	0,04	0,11	0,15
CO ₂	0,83	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06
S _{общ}	Не обн.	" "	" "	" "	0,24
F	-	-	-	-	0,11
Сумма.	99,69	100,57	100,50	100,43	100,30
H ₂ O ⁻	0,90	1,00	0,45	0,51	0,76
Коэффициент фракционирования f	76	71	65	69	70

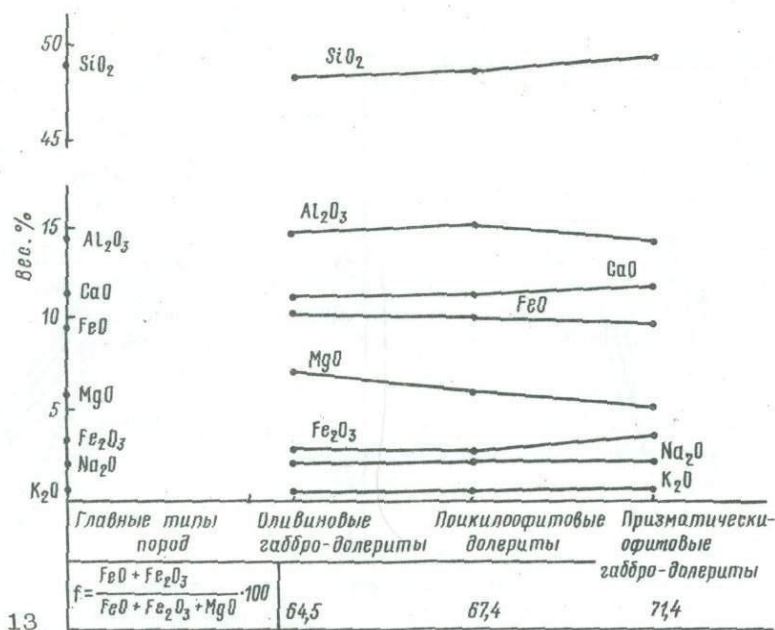
Характеристики по А.Н.Заваришкому

S	56,9	58,0	55,5	56,7	57,7
a	6,8	5,6	5,1	5,2	5,4
c	5,4	6,8	7,0	7,0	7,7
b	30,9	29,6	32,4	31,1	29,2
Q	-5,2	-2,0	-6,2	-4,0	-3,1
m'	26,8	31,8	38,3	34,0	34,8
c'	26,6	25,3	23,0	24,6	20,9
f'	46,6	42,9	38,7	41,4	44,3
n	70,6	85,4	86,9	86,9	84,6
t	2,8	2,5	2,1	2,4	1,8
φ	17,6	12,0	6,7	10,5	12,4

Аналитик В.Р.Николаева

FeO и щелочей практически не меняются, исключая заключительную стадию, когда образуются шпирь пегматоидных пород.

На рис. 14 показано направление дифференциации расплава Ыгыаттинской интрузии, зафиксированное в ее различных частях. Наиболее отчетливая расслоенность установлена в разрезе обн. 101 и 102, где возникла серия пород, постепенно обогащающихся железом в ходе внутрикамерной дифференциации, что многократно отмечалось исследователями (Соболев, 1936; Уэйджер, Браун, 1970 и др.). Рост суммарного количества железа в породах интрузии в пересчете на FeO происходит не за счет увеличения доли закиси железа, а в результате роста Fe₂O₃. Это свидетель-



13

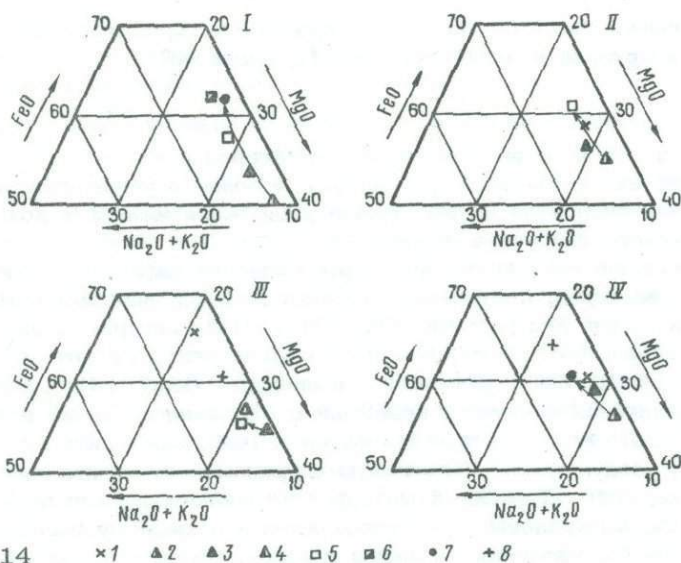


Рис. 13. Вариационная диаграмма изменений содержаний главных компонентов в различных дифференциатах Ыгыаттинской интрузии. По оси ординат отложены средние для интрузии составы окислов

Рис. 14. Тройные диаграммы дифференциации в различных частях разреза Ыгыаттинской интрузии

I - обн. 101, 102; II - обн. 112; III - обн. 116; IV - обн. 149, 152. 1 - мелкозернистые долериты кровли тела; 2 - 4 - горизонт оливиновых габбро-долеритов; 2 - нижняя часть, 3 - часть, соответствующая максимальному содержанию оливина, 4 - верхняя часть; 5 - пойкилофитовые долериты; 6 - пойкилофитовые долериты внутри оливинового горизонта в обн. 101-102 (обр. 101/16); 7 - призматически-офитовые габбро-долериты; 8 - мелкозернистые долериты подошвы тела

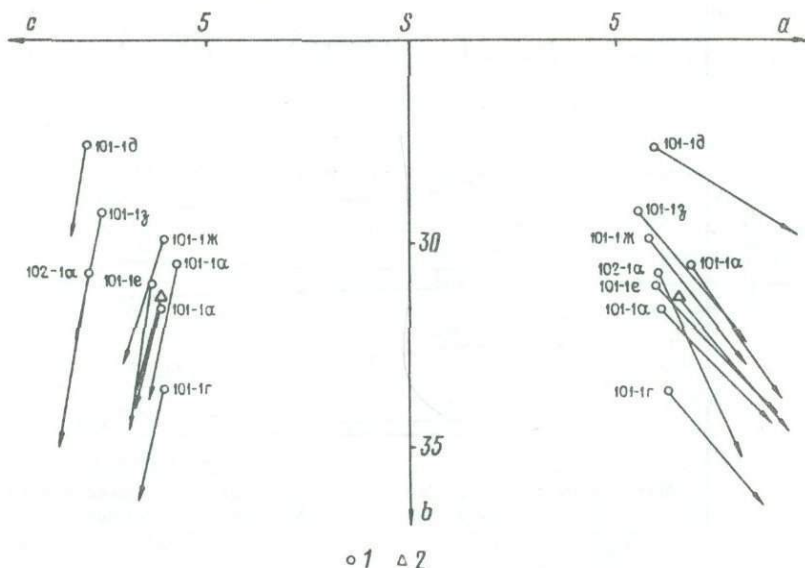


Рис. 15. Векторная диаграмма изменения состава пород Ыгыаттинского интрузива (обн. 101-102)

1 - фигуративные точки состава пород различных горизонтов; 2 - средневзвешенный состав интрузива в данном разрезе (8 анализов)

ствует о том, что в ходе внутрикамерной дифференциации происходит повышение концентрации летучих компонентов, в частности воды, обуславливающих рост парциального давления кислорода. В результате доля окиси железа в поздних дифференциатах Ыгыаттинского интрузива возрастает.

Небольшой диапазон внутрикамерной дифференциации зафиксирован и на векторных диаграммах состава пород, построенных по методу А.Н.Заварицкого. На рис. 15 приведена такая диаграмма для разреза обн. 101 и 102. Фигуративные точки состава пород образуют небольшую полосу, вытянутую вдоль оси *b* в интервале 27,6-33,6. Коэффициент фракционирования изменяется в пределах 63-73. Интересно (см. табл. 16), что породы с одинаковой величиной коэффициента фракционирования в разрезе тела фиксируются дважды: в призматически-офитовых габбро-долеритах и в пойкилоофитовых долеритах, разделяющих обогащенную оливином зону на два горизонта.

Таким образом, весь изложенный материал по геологическому положению, вещественному составу, минералогическим особенностям и химизму пород различных разрезов, изученных в бассейне рек Ыгыатты и Улахан-Дзюктели, не противоречит тому, что описанные разрозненные современными эрозийными процессами трапловые останцы и поля могут быть объединены в единое тело - Ыгыаттинскую интрузию, внедренную по границе несогласного залегания туфов на нижнепалеозойских отложениях.

Дифференцированные трапловые интрузивы

Дифференцированные трапловые интрузивы на территории восточной окраины Тунгусской синеклизы впервые были выявлены В.Л.Масайтисом (1955). Внутрикамерная дифференциация обуславливает образование пород, состав которых изменяется от троктолитовых габбро-долеритов до разнообразных феррогаббро и гранофиров. В 1966-1969 гг. нами производилось петролого-химическое изучение Эрбейжской дифференцированной трапловой интрузии, расположенной в районе одноименного порога в среднем течении р. Вилой. В тектоническом отношении хорошо дифференцированные трапловые интрузивы на Сибирской платформе приурочены к зонам глубинных разломов. Аламджакская и Эрбейжская интрузии вместе со стратифицированными интрузивами

района среднего течения р. Улахан-Ботуобии на геологической карте составляют цепочку тел, протянувшуюся в меридиональном направлении (см. рис. 1). В этой же зоне расположен интрузив порога Улахан-Хан на р. Виллой, который, возможно, представляет собой единое целое с Эрбейэкским телом. Внедрение их контролировалось Ахтарандийско-Ботуобинской зоной разломов.

Форма этих интрузивов пластообразная, сильно осложненная неровностями кровли и подошвы. Так, в кровле Эрбейэкского интрузива наблюдаются многочисленные впадины, заполненные пермскими песчаниками и нижнетриасовыми туфами (апотуфовыми роговиками). Разница в высотных отметках кровли достигает 100-150 м. Кроме того, в интрузивном теле много ксенолитов осадочных пород нижнего и верхнего палеозоя и туфогенных образований. Вмещающие породы как кровли, так и подошвы, а также ксенолиты изменены с образованием различных роговиков и метасоматитов.

Наиболее детально среди группы хорошо дифференцированных тел изучена Аламджахская интрузия (Масайгис, 1958). Достаточно подробные сведения о петрографическом составе пород различных горизонтов Эрбейэкского тела приведены В.В. Юдиной (1965) и Г.В. Нестеренко и др. (1965). В его составе выделяются следующие горизонты (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Краевые мелкозернистые пойкилоофитовые долериты кровли	до 3
2. Толеитовые габбро-долериты	до 30
3. Пойкилоофитовые долериты со шширами феррогаббро, кварцевых щелочных габбро и гранофиров	до 65
4. Таксито-офитовые габбро-долериты	50
5. Офитовые габбро-долериты с ортопироксеном,	35
6. Оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты	15

Представление о вещественном составе пород различных дифференциатов дают результаты количественно-минералогических подсчетов (табл. 19).

В разрезе тела отчетливо выделяются три неравноценные по мощности зоны. Нижняя представлена среднезернистыми габбро-долеритами с таксито-офитовой и офитовой структурами. Видимая мощность ее около 100 м. Самые низы разреза тела обогащены оливином (до 13,2%) и содержат ромбический пироксен (до 3,8%). Средняя часть сложена среднезернистыми пойкилоофитовыми долеритами, содержит шширы феррогаббро, кварцевого щелочного габбро и гранофиров, не имеющих четкого гипсометрического положения и встречающихся в интервале 195-230 м. Общая мощность этой зоны 65 м. Толеитовые габбро-долериты прикровлевой части тела имеют габбро-офитовую структуру и сменяются у контакта мелкозернистыми пойкилоофитовыми долеритами. Неповсеместное развитие толеитовых габбро-долеритов обуславливает изменение мощности верхней зоны интрузива от 3-5 до 30-35 м. Наиболее богатые стеклом породы встречены на левом берегу Виллой вблизи крупных ксенолитов осадочных пород, где содержание толеитового вещества достигает 22,8%.

Кратко рассмотрим изменение состава главных породообразующих минералов по разрезу. Плаггиоклаз представлен двумя генерациями. Первая образует крупные (до 1 см) таблитчатые кристаллы с простым двойникованием. Нередко они наблюдаются в виде гломеропорфировых скоплений. Для него характерно зональное строение ($An_{90-83-63}$). Плаггиоклаз второй генерации (An_{40-70}) в виде удлиненных табличек и лейт размером до 1 мм пронизывает моноклиный пироксен или образует скопления в основной массе породы. Вариация состава плаггиоклаза по разрезу показана на рис. 16. Как видно на гистограммах, состав плаггиоклаза изменяется от битовнит-анортита в нижних горизонтах, где присутствуют обе генерации минерала, до андезина, слагающего лейкократовую часть пород шширов.

Моноклиный пироксен присутствует в породах всех горизонтов, тогда как ромбический встречается только в нижней части разреза. Моноклиный пироксен имеет слабый буроватый цвет. В породах шширов часть клинопироксена имеет зеленую окраску со слабым плеохроизмом и образует мелкие выделения в мезостазице или же каймы вокруг буроватого клинопироксена. Состав его отвечает ферроавгиту ($Wo_{47-50} En_{18-20} Fs_{30-35}$). Бурый пироксен имеет следующие морфологические разновидности:

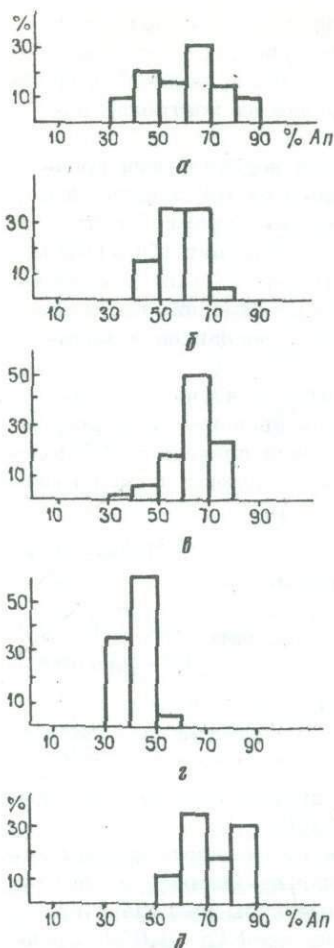


Рис. 16. Гистограмма изменения состава плагиоклазов в породах Эрбейэкской интрузии. На оси ординат — относительная частота встречаемости (в %)

а — Эрбейэкская интрузия в целом ($n = 162$); б — толеитовые габбро-долериты кровли ($n = 23$); в — пойкилоофитовые и таксито-офитовые габбро-долериты ($n = 50$); г — кварцевое щелочное габбро и феррогаббро ($n = 40$); д — офитовые и оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты ($n = 49$)

1) ойкокристаллы (от 0,5 до 7 мм), включающие мелкие лейсты плагиоклаза, реже мелкие изометричные зерна оливина, в таксито-офитовых, пойкилоофитовых долеритах и породах шпиров; состав этого пироксена характеризуется наибольшим интервалом колебания содержания составляющих молекул ($Wo_{37-42}En_{32-47}Fs_{12-29}$);

2) призматические кристаллы, образующие гломеропорфировые скопления (или оливин-пироксеновые агрегаты) в офитовых и таксито-офитовых габбро-долеритах ($Wo_{39-42}En_{40-47}Fs_{12-29}$);

3) единичные ксеноморфные и изометричные зерна в толеитовых габбро-долеритах ($Wo_{39-42}En_{40-47}Fs_{13-21}$);

4) пертитовые вроски в ромбическом пироксене.

Как и следовало ожидать (табл. 20), в процессе кристаллизационной дифференциации состав клинопироксена изменяется в сторону обогащения железом (Fs_{12-29}) и обеднения магнием (En_{47-32}). Содержание кальциевого метасиликата колеблется в небольших пределах (Wo_{37-42})

Ромбический пироксен представлен двумя морфологическими разновидностями: реакционными каймами вокруг клинопироксена, реже оливина, а также самостоятельными таблитчатыми зернами (до 1 мм) микропиртитового

строения. По составу он отвечает гиперстену (Fs_{35-45}). Первая разновидность ромбического пироксена выделилась при кристаллизации позже оливина и моноклинного пироксена, вторая представляет собой вторичное образование, возникшее за счет инверсии пизонита при падении температуры.

Оливин встречается в виде крупных гломеропорфировых обособлений (или пироксен-оливиновых агрегатов) в офитовых и таксито-офитовых габбро-долеритах; мелких изометричных зерен, часто образующих пойкилокристаллы в пироксене и плагиоклазе в таксито-офитовых и пойкилоофитовых долеритах; мелких ксеноморфных зерен в основной массе пород других дифференциатов.

Наибольшее количество оливинов наблюдается в низах интрузии (до 13,2%), а в толеитовых габбро-долеритах оно уменьшается до долей процента. Состав оливина (см. табл. 20) по разрезу изменяется от Fa_{43} в оливиновых таксито-офитовых долеритах до Fa_{58} в пойкилоофитовых долеритах, а в породах шпиров — до Fa_{65-83} . Состав различных морфологических типов зерен оливина в пределах горизонтов тот же самый, что свидетельствует о том, что значительная мощность Эрбейэкского интрузива способствовала возникновению достаточно равновесных ассоциаций сосуществующих минералов. На это указывает и отсутствие зональных зерен оливина.

Характерная особенность состава пород Эрбейэкской интрузии — незначительное присутствие в них микропегматитового агрегата кварца и калиевого полевого шпата даже в шпировых образованиях, где эти минералы образуют самостоятельные зерна.

Химический состав пород Эрбейэкской интрузии и результаты пересчета их по методу А.Н.Заварицкого приведены в табл. 21 и нанесены на векторную диаграмму. Кремнекислотность пород последовательно увеличивается от оливиновых таксито-офитовых габбро-долеритов, где содержится 46,88% SiO_2 к пойкилоофитовых доле-

Таблица 19

Количественно-минеральный состав пород Эрбейэкской интрузии (объемн. %)

Порода	Мощность горизонта, м	№ шлифа	Абсолютная отметка, м	Плагиоклаз	Моноклинический пироксен	Ромбический пироксен	Оливин и псевдоморфозы по нему	Титаномагнетит, магнетит и сульфиды	Щелочной полевой шпат и кварц	Поздние магматические и вторичные минералы	Толентовое вещество	
Толентовые габбро-долериты	30	280/1ж	270,0	53,5	23,0	-	-	5,8	-	5,2	12,5	
		280/1е	255,0	38,4	28,6	-	-	10,0	-	0,2	22,8	
		280/1д	240,0	64,4	22,4	-	-	3,2	5,0	-	5,0	apt_1,5
Пойкилофитовые долериты	65	87/1и	220,0	64,0	18,5	-	-	5,8	2,9	5,1	-	
		280/1г	217,0	63,0	22,0	-	-	3,4	5,1	0,8	5,7	-
		87/1д	206,0	56,5	25,1	-	-	0,7	9,2	4,3	4,2	-
		280/1в	200,0	65,4	18,0	-	-	1,3	6,4	1,2	5,6	2,1
		87/1г	192,0	63,9	26,0	-	-	4,5	1,8	-	3,8	-
		87/1е	218,0	51,8	36,5	-	-	3,2	4,4	-	4,1	-
Феррогаббро		73/1в	195,0	50,6	22,8	-	-	1,9	6,9	9,6	8,1	-
		74/1г	230,0	36,0	20,6	-	-	-	16,2	25,0	2,2	-
Кварцевое щелочное габбро	2	73/1г	195,0	48,0	25,8	-	-	-	10,4	13,9	1,9	-
		87/1а	218,0	30,6	18,0	-	-	-	8,1	33,9	1,2	-
Гранофиры		280/1а	176,5	60,0	30,1	-	-	4,6	3,0	-	2,3	-
		78/1а	173,0	57,7	30,0	-	-	8,5	2,0	-	1,8	-
Таксито-офитовые габбро-долериты	50	87/1б	172,0	55,5	32,4	-	-	3,5	6,0	-	2,6	-
		78/1б	169,0	59,1	33,0	-	-	3,9	3,2	-	0,8	-
		87/1а	164,0	61,3	28,9	-	-	3,8	2,5	-	3,5	-
		78/1в	153,0	60,2	30,6	-	-	4,6	3,7	-	1,3	-
		78/1г	144,0	55,3	34,0	-	-	6,6	3,1	-	1,0	-
Офитовые габбро-долериты с ортопироксеном	35	77/1а	123,5	62,3	27,7	-	-	5,8	3,4	-	0,8	-
		77/1б	114,0	59,8	29,8	-	-	5,6	2,9	-	1,9	-
Оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты	15	77/1в	94,0	53,5	23,3	3,8	13,2	4,8	-	-	1,4	-
		77/1г	88,0	52,8	28,4	3,2	11,8	2,4	-	-	1,4	-

Примечание. 1. Ортопироксен в шлифах 77/1а, 77/1б подсчитан вместе с моноклиническим пироксеном.

2. Плагиоклаз I генерации подсчитан вместе с плагиоклазом II генерации.

Таблица 20

Оптические свойства и состав породообразующих минералов пород Эрбейэкской интрузии

Порода	№ шлифа	Пироксен					средний состав по горизонтам (по оптике)
		+2V ^o	Ng	Np	состав по данным оптики	состав по данным количественного спектрального анализа	
Краевые мелкозернистые пойкилоофитовые долериты кровли	71/15а	48	1,710	1,688	Wo ₄₀ En ₄₄ Fs ₁₆	-	
Толитовые габбро-долериты	71/1а	48	1,710	1,686	Wo ₄₀ En ₄₇ Fs ₁₃	-	
280/1ж	48	1,721	1,697	Wo ₃₉ En ₃₈ Fs ₂₃	-	Wo ₃₉ En ₃₉ Fs ₂₂	
280/1е	48	1,722	1,697	Wo ₃₉ En ₃₉ Fs ₂₂	-		
Пойкилоофитовые долериты со шпирами феррогаббро, кварцевых щелочных габбро и гра-нофиров	280/1д	49	1,716	1,688	Wo ₄₀ En ₄₃ Fs ₁₇	Wo _{42,0} En _{37,9} Fs _{20,1}	
87/1и	49	1,715	1,693	Wo ₄₀ En ₄₀ Fs ₂₀	-		
280/1г	50	1,714	1,687	Wo ₄₁ En ₄₃ Fs ₁₆	Wo _{42,4} En _{37,9} Fs _{19,7}	Wo ₄₀ En ₄₃ Fs ₁₇	
280/1в	49	1,710	1,686	Wo ₄₀ En ₄₆ Fs ₁₄	Wo _{44,3} En _{39,2} Fs _{16,5}		
87/1г	49	1,717	1,690	Wo ₄₀ En ₄₁ Fs ₁₉	-		
87/1е	50	1,715	1,693	Wo ₄₁ En ₄₁ Fs ₁₈	-		
73/1в	47	1,725	1,703	Wo ₃₇ En ₃₄ Fs ₁₉	-		
	55	1,739	1,714	Wo ₄₇ En ₁₈ Fs ₃₅ *	-		
Кварцевое щелочное габбро	74/1г	50	1,724	1,700	Wo ₄₀ En ₃₅ Fs ₂₅	Wo _{37,7} En _{29,1} Fs _{33,2}	
	57	1,737	1,710	Wo ₅₀ En ₂₀ Fs ₃₀ *	-		
73/1г	50	1,725	1,704	Wo ₄₀ En ₃₂ Fs ₂₈	-		
	58	1,740	1,714	Wo ₅₀ En ₁₈ Fs ₃₂ *	-		
Такситоофитовые габбро-долериты	280/1а	50	1,710	1,685	Wo ₄₂ En ₄₆ Fs ₁₂	Wo _{43,5} En _{39,3} Fs _{17,2}	
	78/1а	50	1,713	1,687	Wo ₄₁ En ₄₃ Fs ₁₆	-	
	87/1б	49	1,715	1,690	Wo ₄₀ En ₄₁ Fs ₁₉	-	Wo ₄₁ En ₄₄ Fs ₁₅
	78/1б	49	1,712	1,686	Wo ₄₀ En ₄₄ Fs ₁₆	-	
	87/1а	51	1,710	1,685	Wo ₄₂ En ₄₅ Fs ₁₃	-	
	78/1в	49	1,712	1,688	Wo ₄₀ En ₄₃ Fs ₁₇	-	
	78/1г	48	1,709	1,686	Wo ₄₀ En ₄₆ Fs ₁₆	Wo _{44,1} En _{38,8} Fs _{17,1}	
Офитовые габбро-долериты с ортопироксеном	77/1а	48	1,718	1,695	Wo ₃₉ En ₄₀ Fs ₂₁	-	

Таблица 20 (продолжение)

Оливин				Плагиоклаз		
Ng	Np	состав по данным оптики	средний состав по горизонтам	состав и закон двойникования	генерация, зональность	пределы колебания состава плагиоклазов по горизонтам
1,778	1,733	Fa ₅₃	-	An ₅₈ [001]	II генерация, не зональный, двойник простой	An ₈₀₋₅₈
1,725	1,686	Fa ₂₈ ?	-	An ₈₀ (010)	То же	
1,801	1,737	Fa ₅₃	Fa ₅₃	An ₆₇ Np':010 в зоне I[100]	" "	An ₆₇₋₄₁
-	-	-	-	An ₅₄ [001]	" "	
1,790	1,745	Fa ₅₈	-	An ₅₅₋₄₁ Np':010 в зоне I[100]	II генерация, зональный	
-	1,735	Fa ₅₃	Fa ₅₃₋₅₈	An ₇₁ [001], An ₆₀ [001]	II генерация, не зональный, двойник простой	
1,784	1,734	Fa ₅₅	-	An ₆₃ (010)	II генерация, не зональный, двойник полисинтетический	An ₇₁₋₅₉
1,778	1,735	Fa ₅₃	-	An ₅₉ [001]	То же, двойник простой	
1,785	1,737	Fa ₅₅	-	An ₆₈ [001]	То же	
1,778	1,735	Fa ₅₃	-	An ₅₀ [001], An ₄₄ [001]	II генерация, не зональный, двойник полисинтетический	An ₅₀₋₃₀
1,839	1,792	Fa ₈₃	Fa ₅₃₋₈₃	An ₄₃₋₃₆₋₃₀ Np':010 в зоне I[100]	То же, зональный	
-	-	-	-	An ₃₈ [001]	То же, не зональный, двойник простой	
-	-	-	-	An ₃₈ [001]	II генерация, не зональный, двойник полисинтетический	
-	-	-	-	An ₄₅ Np':010 в зоне I[100]	То же	An ₄₅₋₃₈
1,785	1,740	Fa ₅₆	-	An ₃₅ [001]	То же, двойник простой	
1,785	1,744	Fa ₅₇	-	-	-	
-	-	-	-	An ₇₄₋₄₉ Np': в зоне I[100]	II генерация, зональный	
-	-	-	-	An ₄₉ (010)	То же, не зональный, двойник простой	
1,785	1,737	Fa ₅₅	Fa ₅₃₋₅₈	-	-	
1,805	1,737	Fa ₅₄	-	An ₈₀₋₅₉ Np':010 в зоне I[100]	II генерация, зональный	An ₈₀₋₄₉
-	-	-	-	An ₆₃ [001]	То же, не зональный, двойник полисинтетический	
1,791	1,742	Fa ₅₈	-	-	-	
1,783	1,742	Fa ₅₄	-	An ₆₅ Np':010 в зоне I[100]	II генерация, не зональный	
1,775	1,736	Fa ₅₃	-	An ₇₈ (010), An ₆₅ (010)	То же, двойник полисинтетический	
1,785	1,743	Fa ₅₇	-	An ₈₈₋₆₃ Np':010 в зоне I[100]	II генерация, зональный	An ₈₈₋₆₃
-	-	-	-	An ₇₁ I[001] (010)	II генерация, не зональный, двойник простой	II генерация

Таблица 20 (продолжение)

Порода	№ шлифа	Пироксен					
		+2V _г ^о	Ng	Np	состав по данным оптики	состав по данным количественного спектрального анализа	средний состав по горизонтам (по оптике)
Офитовые габбро-долериты с ортопироксеном	77/1б	48	1,718	1,688	Wo ₄₀ En ₄₂ Fs ₁₈	Wo _{40,7} En _{40,0} Fs _{19,3}	Wo ₄₀ En ₄₁ Fs ₁₉
Оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты	77/1в	-	-	-	-	-	Wo ₄₀ En ₄₇ Fs ₁₃
	77/1г	48	1,709	1,686	Wo ₄₀ En ₄₇ Fs ₁₃	Wo _{38,6} En _{42,0} Fs _{19,4}	

* Состав ферроавгита.

ритам и породам шлировых образований, где количество кремнезема доходит до 58,86%. В этом же направлении вдвое возрастает содержание щелочей, а количество MgO уменьшается от 9,41 до 1,12%. Фигуративные точки состава пород различных дифференциатов Эрбейкского гедла на плоскости aSb (рис. 17) лежат почти на прямой линии. Значение характеристики b пород ведущих дифференциатов занимает интервал 25,4–35,1, и лишь в гранофирах оно снижается до 19,2. Только в одном случае в пойкилоофитовых долеритах значение b равно 20,6. Отклонение, по-видимому, связано с постепенным переходом последних в породы шлиров. Образование различных дифференциатов Эрбейкской интрузии, различающихся по минеральному составу, укладывается в схему кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы по Боуэну, т.е. идет в сторону увеличения содержания щелочей и железа в более поздних дифференциатах. При этом коэффициент фракционирования изменяется от 58 в оливиновых таксито-офитовых габбро-долеритах до 88 в кварцевом щелочном габбро. Кристаллизация магмы началась еще в интертеллурическую стадию. Об этом свидетельствует присутствие гломеропорфировых скоплений битовнит-анортита, более основного по составу, чем плагиоклаз основной массы породы. Кристаллизация расплава в камере интрузии происходила одновременно со стороны кровли и подошвы. На ранних стадиях застывания кристаллизовались микродолериты и мелкозернистые пойкилоофитовые долериты кровли. Соответствующие им породы зоны подошвы не вскрыты. В начальную стадию кристаллизации выделялся магнезиальный оливин. Под действием сил гравитации он опустился в нижнюю часть камеры, где возник горизонт, обогащенный оливином и битовнит-анортитом. В течение последующего главного периода кристаллизации оформился плагиоклаз основной массы породы, а затем и клинопироксен, что привело к появлению нормальных офитовых и пойкилоофитовых долеритов. О близости времени кристаллизации двух последних минералов свидетельствует их взаимоотношение (пойкилоофитовая структура). В дальнейшем выделялись те же минералы, но плагиоклаз (лабрадор) обогащался альбитовой молекулой и на поздней и заключительной стадиях кристаллизации среди пойкилоофитовых долеритов из остаточной жидкости, богатой щелочами, образовались шлиры феррогаббро, кварцевых щелочных габбро и гранофинов. В верхней части интрузии вблизи контакта с породами кровли повышенная концентрация летучих компонентов, главным образом воды, способствовала формированию толеитовых габбро-долеритов.

Наибольшее сходство в строении, составе пород и характере дифференциации Эрбейкская интрузия имеет с детально изученным западным комплексом Аламджакской интрузии (Масайтис, 1958). Сравнение хода дифференциации толеитового расплава Аламджакской и Эрбейкской интрузии на треугольной диаграмме (рис. 18)

Таблица 20 (окончание)

Оливин				Плагиоклаз		пределы колебания составов по горизонтам
Ng	Np	состав по данным оптики	средний состав по горизонтам	состав и закон двойникования	генерация, зональность	
1,785	1,743	Fe ₅₇	-	Ап ₇₀ Np':010 в зоне IRS Ап ₆₇₋₅₃ Np':010 в зоне IRS	II генерация, зональный То же, зональный	Ап ₇₁₋₅₃ II генерация
-	-	-	-	Ап ₈₈₋₅₉ Np':010 в зоне I [100] Ап ₆₄ [001]	I генерация, зональный II генерация, не зональный, двойник простой	Ап ₉₀₋₅₉ I генерация
1,754	1,718	Fe ₄₃	Fe ₄₃	Ап ₉₀₋₈₃₋₆₃ Np':010 в зоне I [100] Ап ₈₄ $\frac{1[001]}{(010)}$	I генерация, зональный То же, не зональный, двойник простой	Ап ₆₄ II генерация

показывает, что направление дифференциации в них весьма близко, но в Аламджахской интрузии процесс обогащения расплава железом заходит несколько дальше. Более интенсивное фракционирование в Аламджахской интрузии, возможно, и привело к образованию более выдержанных, чем в Эрбейкской интрузии, горизонтов феррогаббро, кварцевых щелочных габбро и гранофиров.

Объективно оценить степень внутрикамерной дифференциации в Ыгыаттинской и Эрбейкской трапповых интрузиях, диаметрально различных в этом отношении, позволяют парные коэффициенты корреляции между породообразующими окислами. Рассчитаны они на ЭВМ "Сетунь" Н.Н.Саввиновым в Якутском университете (табл. 22). Оценка значимости осуществлена с помощью Z-трансформации Фишера. Полученные данные показывают наличие большего числа значимых корреляционных зависимостей для пород четко дифференцированной Эрбейкской интрузии. Коэффициенты корреляции между породообразующими окислами для этого тела выше и по абсолютной величине. На наличие хорошей внутрикамерной дифференциации в Эрбейкской залежи указывает значимая корреляция кремнезема с FeO, MgO, CaO, Na₂O и K₂O, т.е. с основными компонентами, содержания которых закономерно изменяются в различных дифференциатах. В разрезе Ыгыаттинской интрузии установлена значимая корреляция SiO₂ лишь с MgO что отражает наличие в ней уровней, несколько обогащенных оливином. Значимая корреляция между H₂O⁺ и Al₂O₃, Fe₂O₃ и MgO фиксирует направление изменения содержания этих компонентов при сравнении пойкилофитовых долеритов и призматически-офитовых габбро-долеритов в этом интрузиве. Приведенные примеры еще раз подтверждают, что полноту и степень дифференциации кристаллизующихся базитовых расплавов достаточно объективно можно оценить с помощью методов линейного корреляционного анализа.

Интрузивы с горизонтом анортитовых габбро-долеритов

Эта группа трапповых интрузивов в бассейне среднего течения р.Вилкой распространена ограниченно и до настоящего времени подробно не изучена. В.Л.Масайтис (1962) лишь упоминает пункты местонахождения тел анортитовых порфировых долеритов и в заключение сопоставляет их с интрузивами амовского комплекса. Нами эти образования изучались на примере пологосекушей залежи порога Чаллараттаах на р.Вилкой, где обнажена верхняя часть разреза тела, и по керну скважины, пройденной в районе порога Биллээх на той же реке в 1962 г., которая вскрыла весь разрез траппового интрузива (см. рис.1).

Таблица 21

Химический состав пород Эрбейэкской дифференцированной трапшовой интрузии (в вес.%)

Компоненты	Оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты		Офитовые габбро-долериты с ортопироксеном		Таксито-офитовые габбро-долериты		Пойкилоофитовые долериты		
	300	302	308	77/1a	321	78/1a	359	362	280/1a
SiO ₂	46,88	46,88	49,20	48,64	48,98	49,45	49,72	50,68	49,04
TiO ₂	1,22	1,39	1,47	1,71	1,22	1,63	1,21	1,63	1,69
Al ₂ O ₃	14,27	12,16	15,97	15,61	15,54	16,23	15,40	16,99	16,24
Fe ₂ O ₃	2,49	2,94	0,83	2,23	2,86	1,76	2,27	4,27	3,38
FeO	10,31	10,87	9,11	9,49	7,92	8,76	8,42	7,11	7,64
MnO	0,31	0,31	0,30	0,22	0,26	0,17	0,27	0,20	0,18
MgO	9,19	9,41	5,98	6,22	5,96	5,44	4,48	3,18	5,15
CaO	9,51	9,78	11,46	11,80	11,97	11,36	10,99	8,86	11,60
Na ₂ O	2,50	2,47	2,46	2,31	2,50	2,59	2,79	3,08	2,87
K ₂ O	0,49	0,47	0,53	0,73	0,40	0,62	0,54	0,56	0,75
P ₂ O ₅	0,21	0,15	0,15	0,25	0,21	0,24	0,17	0,30	0,24
H ₂ O ⁺	1,88	1,42	0,20	0,65	0,92	1,27	1,32	0,92	0,72
SO ₃	0,51	0,39	1,01	0,07	0,43	0,08	0,81	0,85	0,23
F	0,10	0,10	0,10	0,02	0,08	0,02	0,13	0,13	0,02
Cl	0,43	0,78	0,39	Не опр.	0,37	Не опр.	0,78	0,76	Не опр.
Сумма...	100,30	99,52	99,16	99,95	99,67	99,52	99,30	99,52	99,75
Коэффициент фракционирования f	58	59	62	65	64	66	70	78	68
Числовые характеристики									
s	54,5	53,7	59,1	57,4	58,0	59,3	60,3	63,1	58,6
a	6,1	6,1	6,3	6,3	6,3	6,8	7,1	8,2	7,5
c	6,5	5,1	7,8	7,5	7,5	7,8	7,2	8,1	7,3
b	32,9	35,1	26,8	29,0	28,2	26,1	25,4	20,6	26,6
Q	-9,8	-9,6	-2,4	-5,5	-4,0	-2,8	-1,0	1,8	-5,1
m	47,4	44,6	38,5	36,8	36,6	36,3	31,3	28,0	33,6
c'	15,4	19,2	24,5	24,4	26,3	24,5	26,8	16,7	26,8
f	37,2	36,2	37,1	38,8	37,1	39,2	41,9	55,3	39,6
n	88,9	88,9	88,9	82,3	88,9	86,4	90,0	89,3	85,1
t	1,9	2,3	2,3	3,9	1,8	2,4	1,8	2,3	2,5
φ	6,7	6,9	2,6	6,7	8,9	5,9	7,9	19,1	11,0

Примечание. Анализы обр. 300, 302, 308, 318, 321, 359, 362 цитируются В.В.Юдиной (1965), остальные анализы выполнены по материалам авторов.

Толейтовые габбро-долериты		Краевые мелко-зернистые пойкилофитовые долериты кровли		Пегматоидный габбро-долерит		Ферро-габбро, 73/16, в	Кварцевое щелочное габбро, 626	Олигоклазовый гранофир, 641	Средне-взвешенный состав Эр-бейэкской интрузии по 18 анализам
72/3в	71/15в	71/1г 82/3а	71/14в	318	571				
49,09	47,79	49,28	49,96	49,70	48,42	52,40	56,44	58,68	49,16
2,40	1,96	1,44	1,83	1,39	1,76	2,41	1,76	1,30	1,77
11,30	14,94	14,17	14,29	13,36	15,96	11,05	13,78	14,47	15,00
8,54	3,86	6,46	4,08	3,13	5,67	7,56	3,06	6,81	3,19
9,42	9,65	7,17	8,85	7,17	7,54	9,43	7,21	4,97	8,64
0,19	0,23	0,12	0,19	0,23	0,14	0,24	0,14	0,08	0,23
4,34	6,49	5,48	5,58	5,31	4,83	3,59	1,53	1,12	5,55
10,52	10,73	11,80	9,92	10,33	11,22	7,51	9,63	4,20	10,92
2,42	2,51	2,35	2,52	3,02	2,20	3,04	3,30	5,45	2,52
0,59	0,54	0,45	0,74	1,43	0,65	1,31	0,69	1,29	0,57
0,06	0,24	0,01	0,32	0,30	0,19	0,30	0,68	0,34	0,21
1,28	0,72	1,18	1,27	2,74	0,30	1,26	0,20	0,24	0,87
Не опр.	0,04	Не опр.	0,15	0,99	0,40	Не опр.	0,50	1,30	0,41
" "	0,02	" "	0,02	0,13	Не опр.	" "	Не опр.	Не опр.	0,06
" "	Не опр.	" "	Не опр.	0,73	0,14	" "	0,13	" "	
100,15	99,69	99,91	99,72	99,96	100,28	100,10	100,04	100,75	99,29

81 69 71 69 66 73 83 88 84 69

по А.Н.Заваришкому

57,5	56,6	57,7	59,2	59,1	58,7	61,0	67,2	68,3	58,9
6,1	6,3	5,8	6,6	8,8	5,9	7,5	8,4	14,0	6,4
4,5	7,0	6,7	6,4	4,8	8,2	3,5	5,3	2,7	7,1
31,8	30,1	29,8	27,8	27,3	27,3	28,0	19,2	15,0	27,6
-1,6	-6,4	-2,9	-1,2	-4,2	-2,7	+3,5	+12,2	+5,9	-2,1
24,1	36,9	31,5	34,6	34,0	31,0	21,9	14,0	12,4	34,9
25,8	20,8	26,2	21,1	29,2	22,7	21,6	35,0	16,0	23,7
51,1	42,3	42,3	44,3	36,2	46,3	56,5	51,0	71,6	41,4
86,7	89,0	90,5	83,4	76,9	85,4	77,4	88,3	86,3	87,0
3,5	3,1	2,1	2,7	2,1	2,7	3,2	2,3	1,6	2,6
22,6	11,0	19,0	12,9	9,8	18,6	23,6	17,3	39,4	10,2

по данным Г.В.Нестеренко и др. (1965), обр. 571, 626, 641 - по данным

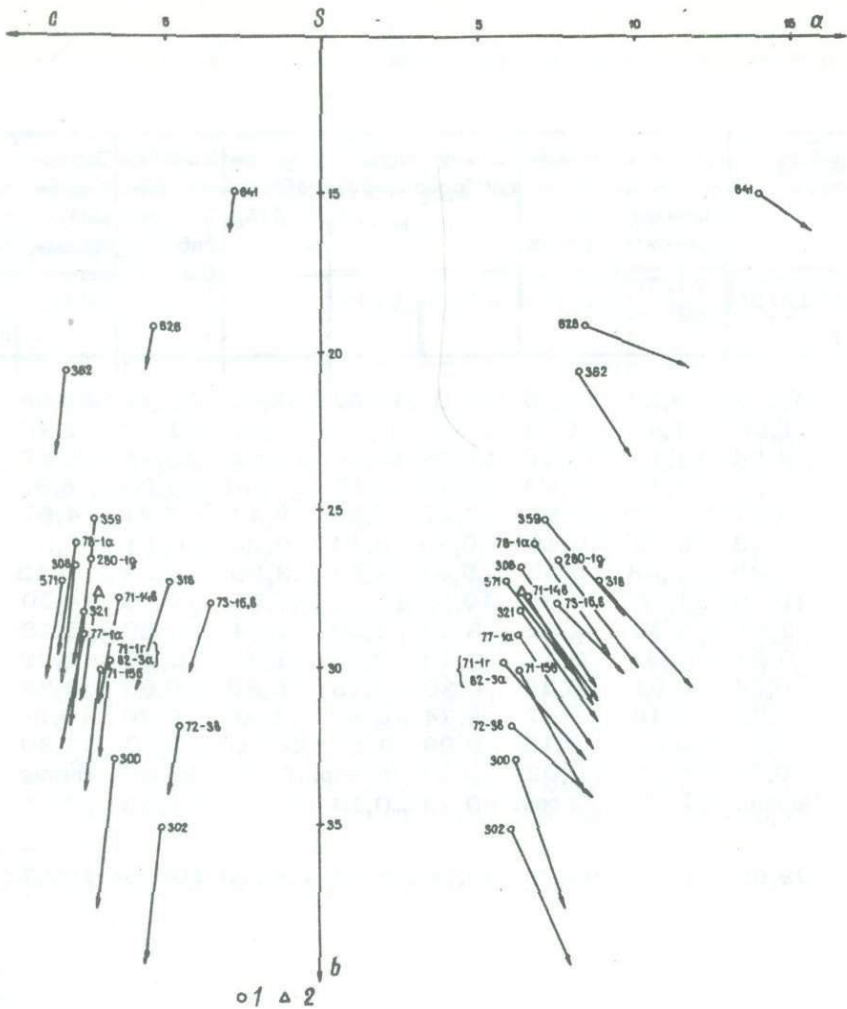


Рис. 17. Векторная диаграмма изменения состава пород Эрбейэкской интрузии
 1 - фигуративные точки состава пород различных горизонтов; 2 - средневзвешенный состав интрузива (18 анализов)

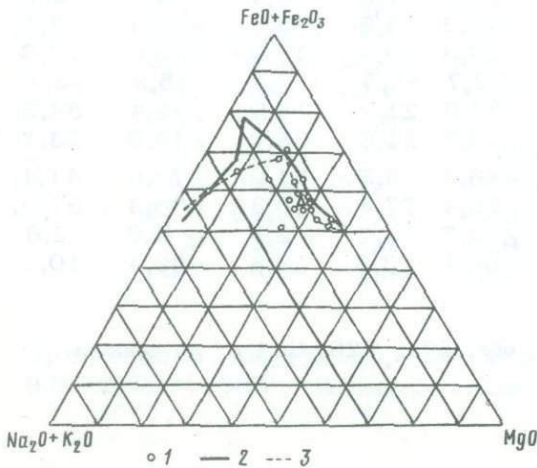


Рис. 18. Тройная диаграмма направления дифференциации в Эрбейэкской и Аламджакской интрузиях

1 - точки составов пород Эрбейэкской интрузии; 2 - кривая дифференциации Аламджакской интрузии (западный комплекс); 3 - кривая дифференциации Эрбейэкской интрузии

Таблица 22

Значимые величины парных коэффициентов корреляции породообразующих окислов в породах Ыгыаттинской и Эрбейекской траптовых интрузий

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅
SiO ₂					<u>-0,702</u>	<u>-0,617</u>	<u>-0,550</u> <u>-0,635</u>	<u>-0,730</u>	<u>0,869</u>	<u>0,550</u>		
TiO ₂			<u>0,576</u>			<u>0,480</u>		<u>-0,497</u>				
Al ₂ O ₃			<u>-0,567</u> <u>-0,556</u>		<u>-0,547</u>					<u>-0,565</u>	<u>-0,478</u>	
Fe ₂ O ₃					<u>-0,648</u>	<u>-0,523</u>	<u>-0,674</u>			<u>0,548</u>	<u>0,639</u>	
FeO						<u>0,756</u>	<u>0,434</u> <u>0,768</u>		<u>-0,679</u>			
MnO							<u>0,709</u>					
MgO									<u>-0,659</u>		<u>-0,499</u>	<u>-0,523</u>
CaO									<u>-0,862</u>	<u>-0,605</u>		
Na ₂ O										<u>0,612</u>		
\bar{x}	<u>48,88</u> 50,07	<u>1,38</u> 1,63	<u>14,61</u> 14,54	<u>3,29</u> 4,01	<u>10,10</u> 8,39	<u>0,21</u> 0,21	<u>6,35</u> 5,18	<u>11,41</u> 10,17	<u>2,22</u> 2,80	<u>0,65</u> 0,71	<u>0,73</u> 1,01	
σ_x	<u>0,66</u> 2,97	<u>0,33</u> 0,35	<u>0,93</u> 1,66	<u>1,07</u> 2,08	<u>0,66</u> 1,39	<u>0,02</u> 0,06	<u>1,04</u> 2,05	<u>0,68</u> 1,84	<u>0,18</u> 0,70	<u>0,14</u> 0,30	<u>0,32</u> 0,63	

Примечание. При предварительном уровне 95% предельное значение величины коэффициента корреляции для Ыгыаттинской интрузии равно 0,417 (n = 22) и для Эрбейекской - 0,506 (n = 18). В числителе - значимая величина коэффициента корреляции для пород Ыгыаттинской интрузии, в знаменателе - для пород Эрбейекской интрузии.

Кровля Биллээхской дифференцированной интрузии вскрывается в пойме р.Виллой в районе одноименного порога, где обнажены также метаморфизованные карбонатно-глинистые породы ордовикского возраста. По данным бурения, мощность ее составляет 125 м. В разрезе Биллээхского интрузива выделяются следующие горизонты (сверху вниз):

Мощность, м

1. Мелкозернистые долериты кровли	4
2. Офитовые габбро-долериты	13
3. Анортозитовые габбро-долериты	10
4. Пегматоидные габбро-долериты	12
5. Кварцевые пятнисто-пойкилоофитовые долериты.	40
6. Пойкилоофитовые долериты	42
7. Мелкозернистые долериты почвы	4

В большинстве случаев переходы между горизонтами постепенные, и лишь граница между анортозитовыми габбро-долеритами и нижележащими пегматоидными габбро-долеритами, а также последними и кварцевыми долеритами достаточно отчетливая. Состав пород различных горизонтов приведен в табл. 23. Несколько подробнее охарактеризуем анортозитовые и пегматоидные габбро-долериты этого типа интрузивов.

Анортозитовые габбро-долериты представляют собой неравномернозернистые зеленовато-темно-серые породы, иногда мицдалекаменного сложения. Порфировая структура их обусловлена наличием единичных и гломеропорфировых обособлений протовыделений плагиоклаза размером до 1,5 см в поперечнике. Содержание плагиоклаза в них обычно свыше 60%, причем больше половины его приходится на плагиоклаз ранней генерации (см. табл. 23). Другая особенность вещественного состава этих пород - наличие повышенного количества поздне- и постмагматических минералов: актинолита, биотита, кальцита. Состав плагиоклаза I генерации изменяется в пределах ^{Ап-78-84}. Его таблицы имеют, как правило, простое двойникование, несут четкие признаки механических деформаций и содержат включения стекла и породообразующих минералов. В краевой части зерен плагиоклазов фиксируется зональность. Основная масса обладает офитовой и пойкилоофитовой структурой и сложена плагиоклазом II, моноклиным пироксеном, оливином, титаномагнетитом с небольшим количеством щелочного полевого шпата и повышенным (10-14%) актинолита, биотита, кальцита, хлорита. Лейсты, реже зерна таблитчатой формы плагиоклаза II максимальной длиной до 0,7-1,0 мм по составу отвечают лабрадору. Пойкилитовые кристаллы клинопироксена заполнены лейстами плагиоклаза II и изредка содержат включения округлых зерен гортонолита. Изометричные зерна оливина в значительной степени замещены боулингитом, тальком и магнетитом. В очень небольшом количестве присутствуют кварц и щелочной полевой шпат. Рудные минералы представлены титаномагнетитом, магнетитом, реже пиритом, единичными зернами халькопирита. Постмагматические образования выполняют промежутки между породообразующими минералами и слагают мицдалины. Как плагиоклаз, так и клинопироксен в контакте с этими минералами практически не замещаются ими.

Вниз по разрезу анортозитовые габбро-долериты сменяются крупнозернистыми пегматоидными габбро-долеритами, в которых практически отсутствуют таблицы плагиоклаза I генерации, но в повышенном (до 23%) количестве фиксируются щелочной полевой шпат и кварц, как правило, не образующие микропегматитовый агрегат. Характерно неравномерное распределение лейкократовых и темноцветных компонентов породообразующих, а также постмагматических минералов. В петрохимическом отношении порода близка к феррогаббро, но в целом содержание железа в ней не достигает величины, соответствующей богатому железом дифференциату.

Нижние две трети разреза интрузива сложены кварцевыми пятнисто-пойкилоофитовыми и пойкилоофитовыми долеритами. Основное различие между названными породами заключается в наличии до 1% кварца в долеритах средней части разреза тела. К тому же здесь присутствует до 30% офитового агрегата плагиоклаза, тогда как в пойкилоофитовых долеритах практически весь плагиоклаз включен в клинопироксен. Поскольку эти долериты тождественны наиболее распространенным траппам и многократно описывались, то детальная характеристика их не приводится.

Рис. 19. Гистограмма изменения состава плагиоклазов в породах Биллээхской интрузии

а - сводная гистограмма для плагиоклазов Биллээхской интрузии ($n = 114$); б-д- плагиоклаз: б - офитовых габбро-долеритов кровли тела ($n = 30$); в - анортозитовых габбро-долеритов ($n = 19$), г - пегматоидных габбро-долеритов ($n = 41$). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

Кратко рассмотрим изменение состава главных породообразующих минералов в разрезе Биллээхской интрузии (табл. 24). Прежде всего привлекает внимание, что плагиоклаз и оливин образуют две генерации. Вариации составов плагиоклазов из различных горизонтов трапного тела показаны на рис. 19. На гистограммах отчетливо видно, что плагиоклаз состава An_{75-80} встречается во всех горизонтах, кроме пегматоидных габбро-долеритов. Однако четкую самостоятельную генерацию битовнит образует лишь в анортозитовом габбро-долерите, где он один из ведущих породообразующих минералов. Максимальная основность плагиоклаза в этой разности пород достигает An_{90-92} , что зафиксировано в анортозитовых габбро-долеритах интрузива порога Чаллараттах. Присутствие трех максимумов на гистограмме рис. 19 отражает неравновесные условия кристаллизации пород кровли интрузива.

Моноклинный пироксен в различных дифференциатах Биллээхской интрузии представлен богатой кальцием фазой - авгитом. Не наблюдается полного соответствия между составами клинопироксенов, полученными на основе оптических свойств (см. табл. 24) и расчетов, выполненных по данным химических анализов проб клинопироксена весом 2 г (табл. 25). Возможно, это связано с наличием у клинопироксена постепенной зональности, либо объясняется особенностями изоморфных замещений в клинопироксенах данного тела. Максимальная железистость (см. табл. 25) зафиксирована в клинопироксенах пегматоидных габбро-долеритов. Моноклинный пироксен из горизонта анортозитовых габбро-долеритов (обр. 54/4д) по присутствию в его молекуле железистой составляющей тождествен авгиту из верхней части горизонта кварцевых долеритов (обр. 54/4и). Количество $FeSiO_3$ в пироксенах Биллээхской интрузии возрастает как за счет снижения общего содержания $MgSiO_3$ в минерале, так и путем перехода части магния из шестерной в восьмерную координацию благодаря снижению количества кальция в клинопироксенах заключительной стадии главного этапа кристаллизации. Расчеты кристаллохимических формул по кислородному методу (Соболев, 1949) выявляют постоянный дефицит элементов в восьмерной координации, где главная роль принадлежит кальцию. Содержание CaO в авгитах Биллээхской интрузии колеблется в пределах 15,83-21,46%, что соответствует 0,65-0,85 атомам кальция в кристаллохимической формуле. Отмеченный дефицит компенсируется отнесением к восьмерной координации небольшого количества щелочей, постоянно фиксируемых в клинопироксенах, а также части магния, причем количество последнего в авгите пегматоидных габбро-долеритов в этой позиции повышается вдвое по сравнению с пироксенами ранее образованных дифференциатов (обр. 54/4в и 54/4к).

Как и большинство клинопироксенов трапных пород (Виленский, 1966), авгиты Биллээхской интрузии содержат переменное количество глинозема. Пересчеты результатов анализов показывают, что большая часть общего количества алюминия занимает

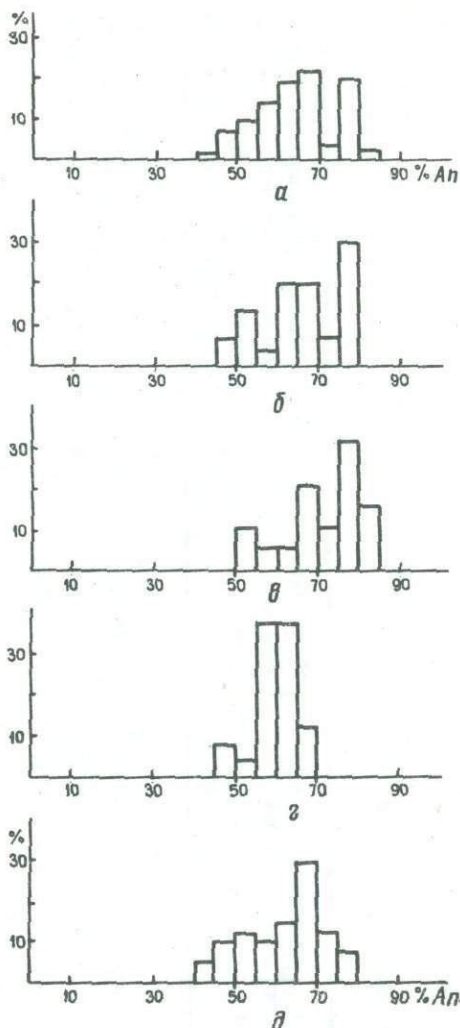


Таблица 23

Количественно-минеральный состав пород Биллэехской интрузии (объемн. %)

Порода	Мощность, м	№ шлифа	Глубина от кровли тела, м	Плагиоклаз I генерации	Плагиоклаз II генерации (основной)	Моноклинный пироксен	Оливин и псевдоморфозы по нему	Титаномагнетит, магнетит и сульфиды	Щелочной полевошпата и кварц	Актинолит, биотит, тальк, кальцит
Офитовые габбро-долериты	13	54/4б	12	-	53,0*	17,6	4,5	5,6	(~1,0)	19,3
		54/4в	15	-	48,3*	18,4	6,6	6,9	(<1,0)	19,8
Анортозитовые таксито-офитовые габбро-долериты	10	54/4г	21	33,5	27,1*	23,4	2,4	3,6	(<1,0)	10,0
		54/4д	25	46,8	19,6	12,6	2,5	4,3	0,7	13,5
Пегматоидные габбро-долериты	12	54/4е	33	-	49,7	22,4	0,7	6,0	7,8	13,4
		54/4ж	34	-	32,1	20,8	-	5,4	24,1	17,6
		54/4з	38	-	27,8	17,3	2,6	6,9	22,8	22,6
Кварцевые пятнисто-пойкилоофитовые долериты	40	54/4и	42	-	50,4	34,0	4,7	4,0	1,5	5,4
		54/4к	72	-	54,0	30,5	3,9	4,0	3,7	3,9
Пойкилоофитовые долериты	42	54/4л	105	-	47,4	32,5	7,8	3,0	1,0	8,3
Долериты почвы	4	54/4м	123	-	43,5	36,3	4,1	4,6	0,6	10,9

*. Вместе с плагиоклазом основной генерации суммарно подсчитан щелочной полевошпат, приблизительное количество которого указано в соответствующей графе в скобках.

Примечание. Зерна апатита при подсчете не учитывались. Основная масса их расположена в кварц-полевошпатовом агрегате и прилегающих к нему частях зерен плагиоклаза.

Таблица 24

Оптические свойства и состав породообразующих минералов пород Биллэехской интрузии

Порода	№ шлифа	Пироксен				Оливин			Плагиоклаз	
		+2V _v ^o	Ng	Np	состав	Ng	Np	состав	состав и законы двойникования	генерация, зональность
Офитовые габбро-долериты	54/4б	45	1,709	1,687	Wo ₃₈ En ₄₇ Fs ₁₅	1,765	-	Fa ₆₈	An ₇₆₋₆₅ [100]	II генерация, зональный, двойник комбинированный
										1,705
Анортозитовые габбро-долериты	54/4г	-	-	-	-	-	-	-	An ₈₄₋₅₅ Np':010 в зоне 1[100]	I генерация, зональный
									An ₆₅ Np':010 в зоне 1[100]	II генерация, не зональный
									An ₇₈ Np':010 в зоне 1[100]	I генерация, не зональный, двойник простой
Пегматоидные габбро-долериты	54/4д	48	1,711	1,688	Wo ₄₀ En ₄₄ Fs ₁₆	1,826	1,773	Fa ₇₄	An ₇₀₋₅₃ Np':010 в зоне 1[100]	То же, зональный
									An ₆₆ (010)	II генерация, не зональный, двойник простой
	54/4е	48	1,725	-	Wo ₃₈ En ₃₄ Fs ₂₈	1,805	-	Fa ₆₆	An ₆₅₋₅₀ Np':010 в зоне 1[100]	То же, не зональный
					1,692 Wo ₄₀ En ₄₈ Fs ₁₂	-	1,723	Fa ₄₇		

Таблица 24 (окончание)

Порода	№ шлифа	Пироксен				Оливин			Плагиоклаз	
		+2V ^o	Ng	Np	состав	Ng	Np	состав	состав и законы двойникования	генерация, зональность
Пегматоидные габбро-долериты	54/4з	48	1,717	1,692	Wo ₄₀ En ₃₈ Fs ₂₂	1,796	-	Fa ₆₂	An ₅₇ (010)	II генерация, не зональный, двойник полисинтетический
							1,716	Fa ₄₄		
Кварцевые пятнисто-пойкилоновые долериты	54/4и	44	1,716	1,692	Wo ₃₇ En ₄₀ Fs ₂₃	1,790	-	Fa ₅₉	An ₈₀₋₅₇ Np' :010 в зоне 1 [100]	II генерация, зональный, двойник простой
							1,712	Fa ₄₂		
	54/4к	46	1,716	1,692	Wo ₃₈ En ₃₉ Fs ₂₃	1,795	1,751	Fa ₆₁	An ₆₅₋₄₅ Np' :010 в зоне 1 [100]	II генерация, зональный
					1,752	1,709	Fa ₃₉	An ₅₄ [001]	То же, не зональный	
Пойкилоофитовые долериты	54/4л	46	1,717	1,692	Wo ₃₈ En ₃₈ Fs ₂₄	1,774	1,723	Fa ₅₂	An ₇₁ [001]	II генерация, не зональный, двойник простой
							1,751	1,702		
								An ₆₇ Np' :010 в зоне 1 [100]	То же	

Таблица 25

Химический состав моноклиновых пироксенов Биллэхской траптовой интрузии

Компоненты	Офитовый габбро-до- лерит, обр. 54/4в	Анортози- товый габбро-до- лерит, обр. 54/4д	Пегматоидный габбро- долерит		Кварцевый до- лерит	
			обр.54/4е	обр.54/4з	обр.54/4и	обр.54/4к
SiO ₂	51,03	50,92	50,23	50,28	51,37	50,88
TiO ₂	0,80	0,72	0,89	1,07	0,74	0,82
Al ₂ O ₃	3,91	3,32	2,46	2,76	3,09	3,85
Fe ₂ O ₃	1,73	1,88	2,43	1,38	1,11	2,19
FeO	6,12	8,64	12,60	14,20	8,99	5,86
MnO	0,21	0,18	0,34	0,40	0,13	0,22
MgO	13,65	12,57	12,78	11,41	14,91	13,90
CaO	21,35	20,61	17,30	15,83	18,41	21,46
Na ₂ O	0,55	0,40	0,38	0,68	0,42	0,50
K ₂ O	0,15	0,13	0,16	0,38	0,13	0,13
P ₂ O ₅	не обн.	сл.	сл.	0,11	0,02	сл.
H ₂ O [±]	0,89	0,96	0,89	2,00	0,97	0,62

Сумма 100,39 100,33 100,46 100,50 100,29 100,43

Кристаллохимические формулы:

Обр.54/4в $(K_{0,01}Na_{0,04}Ca_{0,85}Mg_{0,11})(Mg_{0,65}Fe_{0,20}^{2+}Fe_{0,05}^{2+}Al_{0,08}Ti_{0,02})[(Si_{1,91}Al_{0,09})O_6]$.

Обр. 54/4д $(K_{0,01}Na_{0,02}Ca_{0,83}Mg_{0,10})(Mg_{0,60}Fe_{0,28}^{2+}Fe_{0,05}^{3+}Al_{0,05}Ti_{0,02})[(Si_{1,91}Al_{0,09})O_6]$.

Обр. 54/4е $(K_{0,01}Na_{0,02}Ca_{0,70}Mg_{0,24})(Mg_{0,48}Fe_{0,41}^{2+}Fe_{0,07}^{3+}Al_{0,02}Ti_{0,02})[(Si_{1,91}Al_{0,09})O_6]$

Обр.54/4з $(K_{0,02}Na_{0,06}Ca_{0,65}Mg_{0,25})(Mg_{0,40}Fe_{0,47}^{2+}Fe_{0,04}^{2+}Al_{0,06}Ti_{0,03})[(Si_{1,94}Al_{0,06})O_6]$.

Обр. 54/4и $(K_{0,01}Na_{0,02}Ca_{0,74}Mg_{0,23})(Mg_{0,60}Fe_{0,29}^{2+}Fe_{0,03}^{3+}Al_{0,06}Ti_{0,02})[(Si_{1,92}Al_{0,08})O_6]$

Обр. 54/4к $(K_{0,01}Na_{0,04}Ca_{0,85}Mg_{0,10})(Mg_{0,67}Fe_{0,19}^{2+}Fe_{0,06}^{3+}Al_{0,06}Ti_{0,02})[(Si_{1,89}Al_{0,11})O_6]$.

Аналитик Г.Т.Матрсова

позиции кремния. Максимальное количество алюминия в четверной координации установлено в наиболее ранних, а следовательно, и высокотемпературных разностях минерала (обр. 54/4к), а минимальное — в наиболее поздних авгитах лейкократовых пегматоидных габбро-долеритов. Отмеченное закономерное изменение распределения алюминия в клинопироксенах Биллэхской интрузии отражает эволюцию температурного режима кристаллизующегося расплава. Здесь справедлив вывод Г.А.Рашина (1959) о том, что координационное число алюминия — функция температуры. Другие параметры кристаллизующейся системы, такие как небольшое возрастание кремнекислотности и незначительное изменение кислотности-щелочности траппового расплава в ходе кристаллизационной дифференциации, по-видимому, не оказали заметного влияния на распределение алюминия между его позициями в четверной и шестерной координациях.

Содержание титана в клинопироксенах (табл. 25) изменяется незначительно (0,72–1,07% TiO_2). Максимальное его количество установлено в авгите из лейкократовых пегматоидных габбро-долеритов (обр. 54/4з). Уровень концентрации двуокиси титана в моноклинных пироксенах траптовых интрузивов достигает 1,0% (Нестеренко, Альмухамедов, 1966), и в этом отношении клинопироксены Биллээхской интрузии не исключение. Кристаллохимически титан в авгитах может как занимать позицию кремния, так и находиться в шестерной координации. При написании кристаллохимических формул весь титан включен в группу элементов с шестерной координацией.

Одна из отличительных особенностей вещественного состава пород Биллээхской интрузии – значительное содержание в них оливина (см. табл. 23), который образует две генерации. Состав их в ходе проявления процессов глубинной и внутрикамерной кристаллизационной дифференциации изменяется в небольшом диапазоне (см. табл. 24). Гиалосидерит I генерации кристаллизовался в промежуточном очаге вместе с битовнитом. Его включения изредка наблюдаются в таблицах плагиоклаза. При остывании расплава в камеру вокруг гиалосидерита, вероятно, образуется реакционная кайма вторичных минералов, которая сохраняет его. В ходе внутрикамерной кристаллизационной дифференциации возникает гортонолит. Это II генерация оливина.

Химический состав пород различных дифференциатов Биллээхской траптовой интрузии (табл. 26) и построенная на их основе векторная диаграмма свидетельствуют о незначительных масштабах проявления процессов внутрикамерной дифференциации. На вариационной диаграмме (рис. 20) фигуративные точки пород интрузива образуют небольшое изометричное поле, расположенное в интервале 29,6–31,6 единиц характеристики b . От этого поля удалена фигуративная точка анортозитового габбро-долерита. Эта разнородность пород имеет максимальное значение характеристики c и минимальное – b . Анортозитовые габбро-долериты содержат повышенное количество глинозема и известны, что обусловлено преобладанием в их составе полевошпатового компонента над темноцветными минералами, и имеют мало закисного железа и магнетизма. Обособленное положение фигуративной точки анортозитового габбро-долерита свидетельствует о том, что процессы внутрикамерной дифференциации не оказали решающего влияния на формирование пород этого горизонта.

Вопрос происхождения анортозитовых траптов Сибирской платформы на примере интрузива скал Амо на р. Нижней Тунгуске рассмотрен В.В. Ревердатто (1966). Он пришел к заключению, что порфиновые долериты скал Амо образовались при кристаллизации траптового расплава, который в глубинном промежуточном очаге в обстановке высокого парциального давления воды претерпел протокристаллизацию с образованием анортит-битовнита. Известно, что повышение давления воды смещает эвтектику анортит – диопсид – вода и анортит – форстерит – диопсид – вода в сторону анортита (Йодер, Тилли, 1965). Это способствует появлению высокоглиноземистых базитовых пород. На относительно высокое содержание воды в траптовых расплавах, из которых шло образование тел анортозитовых долеритов или дифференцированных интрузий, содержащих горизонт анортозитовых габбро-долеритов, указывает присутствие в слагающих их породах повышенных количеств постмагматических водосодержащих минералов. Отделение части летучих компонентов от кристаллизующего расплава обеспечило появление в экзоконтактных зонах этих интрузивов ореола контактово-измененных пород, среди которых отмечены форстеритовые, шпинелевые, диопсидовые, бруситовые мраморы, офикальцитовые породы, пироксеновые роговики, известковистые скарны. Полученный фактический материал позволяет поддержать гипотезу образования высокоглиноземистых дифференциатов траптов Сибирской платформы путем аккумуляции кристаллов плагиоклаза на стадии протокристаллизации (Ревердатто, 1966). Эта аккумуляция, по-видимому, происходила в относительно глубоко расположенных промежуточных очагах. Обогащенная протовыделениями плагиоклаза траптовая магма поступала из них в верхний структурный этаж платформы. Пониженная вязкость такого расплава вследствие повышенного присутствия в нем летучих компонентов, в первую очередь воды, создавала благоприятную обстановку для флотации протовыделений битовнит-анортита в верхние части камеры, где он скапливался под крышкой интрузивных пород кровли, как это имело место в Биллээхской интрузии и теле района порога Чалларатаах. Когда содержание протокристаллов плагиоклаза в расплаве было велико, а вязкость недостаточна для возникновения

Химический состав пород Биллэехской граптовой интрузии

Компоненты	Долерит, кровля те- ла, обр. 54/4а,а'	Офитовый габбро-до- лерит, обр. 54/4в	Анортози- товый габ- бро-долерит, обр.54/4д	Пегматоид- ный габбро- долерит,обр. 54/4з	Кварцевый пятнисто- пойкилоофи- товый долерит, обр.54/4и	Пойкилоофи- товый до- лерит, обр. 54/4л	Долерит почвы те- ла, обр. 54/4м	Средний со- став интру- зии по семи анализам	Средний состав интрузива скал Амо (Ревер- датто, 1966)
SiO ₂	48,31	48,95	47,49	49,48	49,96	48,25	47,89	48,92	47,63
TiO ₂	1,27	1,18	0,97	2,13	1,11	1,23	1,53	1,26	1,42
Al ₂ O ₃	14,38	14,89	18,60	12,62	14,61	14,66	14,04	14,76	18,96
Fe ₂ O ₃	4,01	4,03	4,42	6,06	4,08	4,14	5,03	4,34	3,34
FeO	8,69	6,03	4,03	10,04	7,24	8,64	8,33	7,78	7,91
MnO	0,14	0,08	0,08	0,19	0,12	0,21	0,21	0,16	0,18
MgO	7,18	5,89	4,98	4,62	6,41	7,26	7,19	6,45	5,02
CaO	11,81	13,89	14,15	9,64	12,87	11,59	10,72	12,23	10,82
Na ₂ O	2,23	2,39	2,10	2,77	2,30	2,10	2,61	2,27	2,44
K ₂ O	0,44	0,79	0,57	1,02	0,49	0,64	0,78	0,61	0,69
H ₂ O ⁺	1,53	1,41	1,19	1,16	0,64	1,08	1,16	0,92	3,09
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,09	Не обн.	Не обн.	0,17	-	0,19
CO ₂	0,11	0,33	0,88	0,11	" "	" "	0,04	0,12	-
S _{общ}	0,06	0,05	0,05	0,10	0,05	0,07	0,08	0,06	-
Сумма...	100,16	99,91	99,51	100,03	99,88	99,87	99,78	99,88	102,29

Числовые характеристики по А.Н.Заваришкому

s	56,1	57,1	58,5	58,0	57,3	56,0	55,6	57,0	59,5
a	5,5	6,6	5,8	7,6	5,7	5,5	6,9	5,8	6,3
c	6,9	6,7	10,4	4,6	6,8	7,1	5,9	7,1	10,5
b	31,5	29,6	25,3	29,8	30,2	31,4	31,6	30,1	23,7
Q	-5,7	-5,7	-5,0	-3,8	-3,6	-6,1	-8,5	-4,7	4,1
m'	38,8	33,8	35,7	26,1	35,6	39,3	38,5	36,3	43,0
c'	23,7	34,9	31,7	23,8	28,7	22,5	22,6	25,9	15,5
f'	37,5	31,3	32,6	50,1	35,7	38,2	38,9	37,8	41,5
n	90,0	81,3	85,0	80,3	88,1	85,0	82,3	85,7	83,7
t	2,0	1,8	1,5	3,2	1,7	1,8	2,3	1,9	2,2
φ	10,8	11,6	16,1	17,4	11,6	11,3	13,3	12,7	13,0

Аналитик А.П.Алферова.

Таблица 27

Химический состав пород Боллугурасской трапповой интрузии

Компо- ненты	Пятнисто-пой- килоофитовый толеитовый до- лерит		Призма- тически- офитовый толеито- вый габбро- долерит, обр. 8/1д	Призма- тичес- ки-зер- нистый толеи- товый безоли- виновый долерит, обр 8/1з	Грахитоид- ный призма- тически- зернистый безоливино- вый толеи- товый габ- бро-долерит, обр.8/1и	Пойкило- офитовый долерит кровли тела, обр.5/1в	Толеи- товый габбро- пегма- тит, обр. 5/1б	Средне- взвешен- ный со- став ин- трузии по 6 ана- лизам
	обр. 8/1а	обр. 8/1в						
SiO ₂	48,28	48,49	49,55	50,23	50,11	48,53	49,37	49,23
TiO ₂	1,60	1,60	1,72	1,94	2,29	1,58	2,95	1,77
Al ₂ O ₃	15,85	16,31	14,69	13,55	12,83	16,12	12,79	14,90
Fe ₂ O ₃	3,52	2,08	3,06	5,49	7,04	3,89	5,57	3,88
FeO	8,51	9,53	8,82	7,64	7,96	7,55	8,91	8,52
MnO	0,20	0,21	0,20	0,21	0,25	0,20	0,33	0,21
MgO	7,40	7,30	6,29	5,44	5,35	6,82	4,94	6,48
CaO	10,31	10,50	11,41	10,90	8,67	10,89	10,24	10,61
Na ₂ O	2,21	2,22	2,32	2,16	2,74	2,24	2,79	2,28
K ₂ O	0,51	0,50	0,52	0,64	0,75	0,47	1,13	0,56
H ₂ O+	0,53	0,77	0,85	1,01	1,32	1,42	0,84	0,88
P ₂ O ₅	0,28	0,24	0,26	0,28	0,30	0,21	0,40	0,27
SO ₃	0,06	Сл.	0,06	Сл.	0,04	0,14	Сл.	0,06
F	0,01	0,01	0,02	0,02	Сл.	0,02	0,02	0,01
П.п.п.	0,32	-	-	0,10	-	-	-	-

Сумма	99,59	99,76	99,77	99,61	99,65	100,08	100,26	99,66
-------	-------	-------	-------	-------	-------	--------	--------	-------

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

S	57,4	57,6	58,2	59,4	59,4	58,0	58,1	58,2
a	5,6	5,6	5,8	5,7	7,0	5,8	7,9	5,9
c	8,1	8,4	7,2	6,3	5,0	8,2	4,5	7,1
b	28,9	28,4	28,8	28,6	28,6	28,0	29,5	28,8
Q	-4,5	-4,4	-2,2	+1,1	-0,2	-3,8	-4,1	-2,5
m'	44,0	44,3	37,3	32,6	31,9	42,3	28,0	38,8
c'	16,4	16,3	23,7	24,7	19,5	18,9	26,5	20,6
f'	39,6	44,3	39,0	42,7	48,6	38,8	45,5	40,6
n	87,5	87,5	88,1	85,0	84,7	87,8	79,3	86,0
t	2,4	2,4	2,5	2,8	3,3	2,4	4,3	2,6
ψ	10,6	6,4	9,1	16,4	21,2	12,0	16,1	11,5

Коэффици- ент фрак- ционирова- ния f	62	61	65	71	74	63	75	65
---	----	----	----	----	----	----	----	----

Аналитик Е.И.Шевцова, ЦАЛ ЯТГУ.

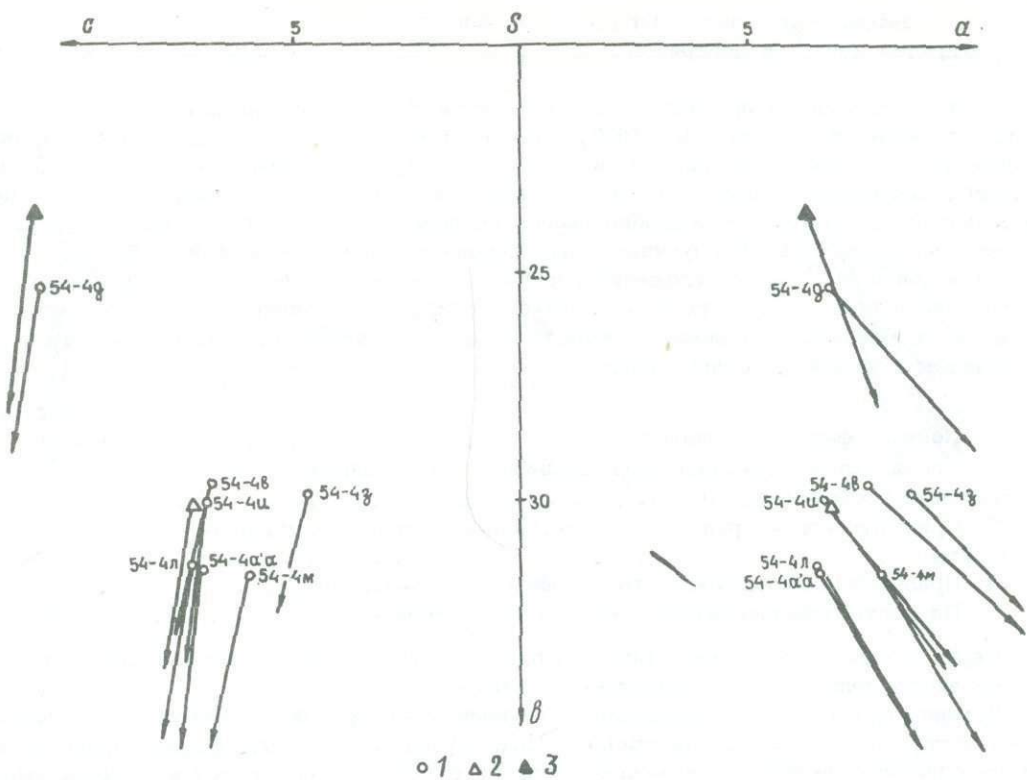


Рис. 20. Векторная диаграмма изменения состава пород Биллэхской интрузии

1 — фигуративные точки состава пород различных горизонтов интрузии; 2 — средневзвешенный состав интрузии; 3 — средний состав интрузива скалы Амо

флотационного эффекта, битовнит-анортит распределялся по всему объему интрузива относительно равномерно. Примером служит интрузив скал Амо, хотя и в нем есть горизонты с разным содержанием протокристаллов плагиоклаза. Именно то, что в теле скал Амо плагиоклаз наблюдается по всему разрезу залежи, а в интрузиве порога Биллэх он сконцентрирован практически в горизонте анортозитовых габбро-долеритов, обуславливает определенные различия между этими типами тел. Поэтому средневзвешенный состав интрузива Биллэх отличается от среднего состава тела скал Амо прежде всего по содержанию глинозема, и только анортозитовые габбро-долериты Биллэхской залежи в целом тождественны по составу аналогичным породам скал Амо.

Весьма ограниченное распространение интрузивов типа Амовского или Биллэхского на Сибирской платформе свидетельствует о том, что условия, приводящие к появлению высокоглиноземистых образований, осуществляются редко. В подавляющем большинстве случаев либо не происходит остановки траптовых магм в глубинных промежуточных камерах, либо, если таковые имеют место, в этих магмах нет необходимой концентрации воды, чтобы обеспечить массовое образование протокристаллов битовнит-анортита.

Такие интрузивы в пределах восточной части Тунгусской синеклизы распространены ограниченно (Дмитриев, 1963; Наумов, 1965). Боллугурасская интрузия, расположенная в нижнем течении р. Чоны (см. рис. 1), — типичный представитель этой группы. Проведенные нами в 1966 г. исследования позволили уточнить степень дифференциации этого тела и подробно охарактеризовать химизм слагающих его пород. Размещение интрузива Боллугурас контролировалось поверхностью несогласного залегания континентальных отложений верхнего палеозоя и туфогенных образований. Последние в кровле тела преобразованы в апотуфовые роговики. Самые низы его разреза не обнажены. Видимая мощность залежи достигает 100 м. Наблюдаются следующие горизонты (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Пойкилоофитовые долериты	5-10
2. Трахитоидные призматически-зернистые безоливиновые толеитовые габбро-долериты	5-10
3. Призматически-зернистые безоливиновые толеитовые габбро-долериты	15-20
4. Призматически-офитовые толеитовые габбро-долериты	20-25
5. Пятнисто-пойкилоофитовые толеитовые долериты	40-45

Переход между разновидностями постепенный. В верхней половине разреза тела встречаются редкие шпиры толеитовых габбро-пегматитов.

Изменение состава главных породообразующих минералов в разрезе Боллугурасской интрузии детально рассмотрено Ю.И. Дмитриевым (1963). Однако приведенные им результаты химических анализов пород не вполне соответствуют наблюдаемым изменениям содержания и состава породообразующих минералов. Это касается K_2O , TiO_2 , соотношений окисного и закисного железа в различных дифференциатах, а также валового содержания железа и магния в породах. По количеству названных компонентов породы интрузии (Дмитриев, 1963) заметно отличаются от тождественных им пород Сильгишской интрузии (Наумов, 1965). Наши данные химического анализа (табл. 27) пород Боллугурасской интрузии соответствуют их минеральному составу и изменению его по разрезу тела. Они показывают, что процессы внутрикамерной дифференциации проявились слабо и выражаются в уменьшении количества MgO и увеличении SiO_2 , TiO_2 и степени окисленности железа по разрезу тела. Небольшой диапазон дифференциации виден на векторной диаграмме (рис. 21), где фигуративные точки пород интрузии образуют несколько вытянутое поле в направлении осей а и с, что отражает изменения полевошпатовой составляющей различных дифференциатов. Точка среднего состава пород расположена приблизительно в центре этого поля. Среди дополнительных петрохимических характеристик по А.Н. Заварицкому наиболее изменяется величина φ . Она фиксирует различное содержание окисного железа в толеитовом агрегате и в какой-то мере изменение количества последнего. Небольшое содержание щелочей наблюдается в шпирях габбро-пегматитов и горизонте трахитоидных безоливиновых габбро-долеритов. Коэффициент фракционирования по разрезу Боллугурасской интрузии изменяется от 61 до 74.

Присутствие повышенного количества воды в расплавах, из которых шло формирование интрузивов толеитовых габбро-долеритов и долеритов, способствовало образованию стекловатого палагонитового агрегата. Гидрофильная трапвовая субмагма этих интрузий рассматривается (Дмитриев, 1963) как обогащенный водой расплав нормальной трапвовой магмы, отделившийся от нее и претерпевший в дальнейшем внутрикамерную дифференциацию по обычной схеме эволюции основной магмы. Пример Боллугурасского интрузива показывает, что гидрофильные расплавы не обладали сколько-нибудь повышенной железистостью по сравнению с наиболее распространенными толеитовыми расплавами, образовавшимися, например, Ыгыаттинский или Эрбей-эксский интрузивы. Несколько повышенное содержание воды в магме Боллугурасской интрузии способствовало лишь окислению дополнительной части железа.

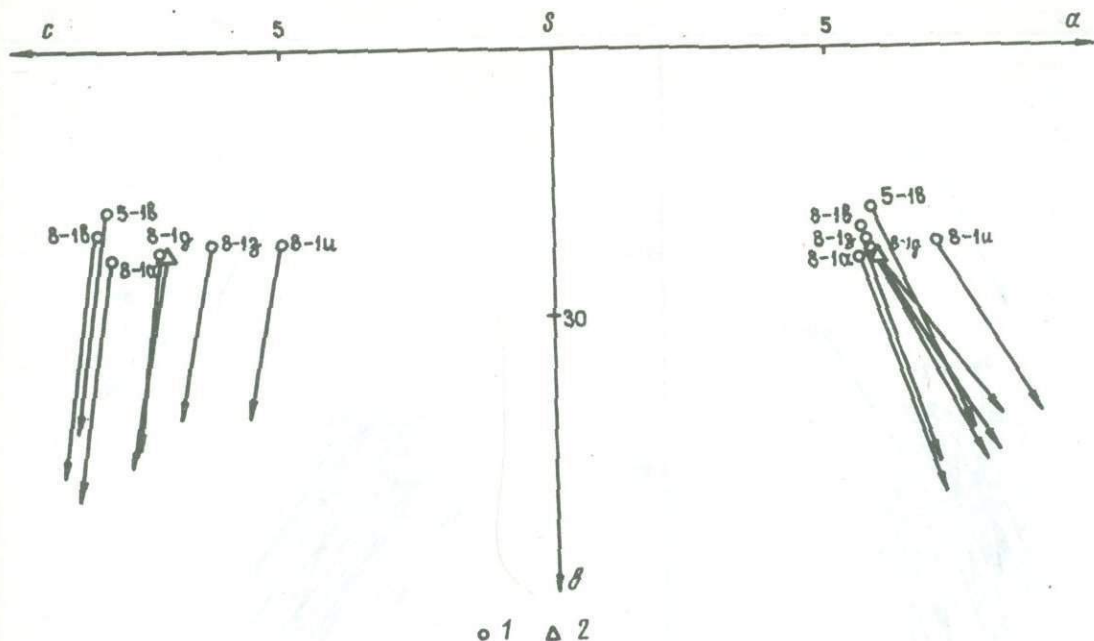


Рис. 21. Векторная диаграмма изменения состава пород Боллогурасской интрузии

1 - фигуративные точки состава пород различных горизонтов; 2 - средний состав интрузива

Секущие тела субщелочных долеритов

Последнюю группу интрузивов верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации составляют секущие тела субщелочных долеритов, которые приурочены к зонам разломов восточного борта Тунгусской синеклизы (см. рис.1). Эти тела известны по рекам Джекинде (Дмитриев, 1963), Ахтаранде (Масайтис, 1962), в среднем течении Улахан-Ботубобии (Юдина, 1965). Нами детально изучено тело горы Туой-Хая (Олейников, Саввинов, 1970). Оно сложено микродолеритами и мелкозернистыми долеритами, несколько обогащенными щелочами и характеризующимися повышенной степенью окисленности железа. В центральных частях таких тел наблюдаются среднезернистые субщелочные пойкилоофитовые долериты, содержащие щелочной полевои шпат и постмагматический анальцит. Повышенное содержание летучих компонентов в расплаве обеспечило образование постмагматических гидроксил- и водусодержащих минералов: амфиболов, анальцита, цеолитов. Скопившиеся в верхних частях камер летучие нередко вызывают появление эруптивных брекчий, возникающих при взрывном прорыве летучими оторочки долеритов и микродолеритов кровли. Участки тел, где развиты эти породы, на последующих этапах подвергаются интенсивной гидротермальной переработке растворами, имеющими парагенетическую связь с телами субщелочных траппов. В гидротермально-преобразованных породах, развивающихся по эруптивным брекчиям, иногда возникают скопления исландского шпата. В частности, это имело место на Аламджахском (Киевленко, 1959), а также (по данным В.И.Сафьянникова и Ю.В.Сафьянникова) на Джекиндинском месторождениях. Приуроченность гидротермально-измененных пород к участкам эруптивных брекчий и установление в тех же частях интрузивных тел шпатовой минерализации позволяют использовать этот факт в качестве прямого поискового признака на исландский шпат.

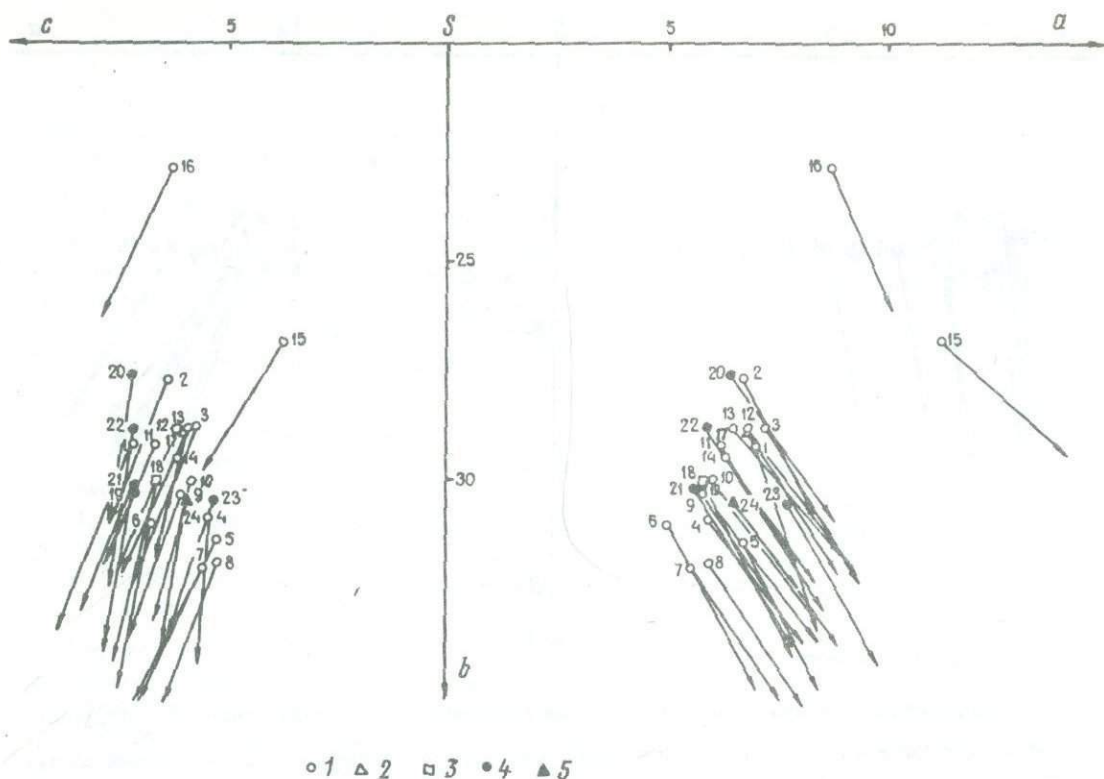


Рис. 22. Векторная диаграмма изменения средних составов трапловых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапловых формаций

1 - средние составы интрузивов среднепалеозойской трапловой формации (точки 1-16); 2 - средний состав интрузивных траплов среднепалеозойских тел (точка 17); 3 - средний состав базальтов аппаинской свиты (точка 18); 4 - средние составы интрузивов верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапловой формации (точки 19-23); 5 - средний состав интрузивных траплов верхнепалеозойских - нижнемезозойских тел (точка 24)

СРЕДНИЕ СОСТАВЫ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТРАПЛОВЫХ ИНТРУЗИВОВ И ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Все имеющиеся у нас данные по составу разнообразных трапловых интрузивов среднепалеозойской трапловой формации локализованных в Вилойско-Мархинской зоне разломов, обобщены в табл. 28. Фигуративные точки средних составов всех трапловых тел этого возраста, исключая дайки субщелочных габбро-долеритов, в правой части векторной диаграммы (рис. 22) группируются в поле, ограниченном значениями характеристик $a = 5,0-7,2$ и $b = 27,7-32,0$. Средние составы тел призматически-офитовых габбро-долеритов распределены по всему этому полю, тогда как точки среднего состава интрузивов, образованных из магмы, которая имела остановки в промежуточных очагах (точки 12 - 14), расположены кучно в его верхней части. Совершенно обособленно на диаграмме (см. рис. 22) находятся фигуративные точки 15, 16 средних составов тел субщелочных габбро-долеритов, что подчеркивает своеобразие этих пород и подтверждает необходимость выделения их в самостоятельную петрохимическую группу. Принадлежность этих тел к образованиям трапловой формации представляется неоспоримой. О несомненном генетическом единстве этих образований свидетельствуют и их петрохимические особенности, в частности хорошо проявленная калиевая специализация, обогащенность титаном и фосфором,

Подтверждается это и тем, что размещение их контролируется разломами Виллойско-Мархинской зоны.

Подавляющее большинство изученных трещинных и пластовых интрузивов среднепалеозойской трапповой формации, хотя и обладают общим повышенным содержанием щелочей, должны быть отнесены к производным нормальной базитовой магмы, т.е. к образованиям базитовой субформации (Виленский, Олейников, 1970). И только дайки, занимающие обособленное положение на векторной диаграмме, следует отнести к производным субщелочных расплавов, т.е. к производным субщелочной базитовой субформации (дайки обн. 201 и водораздела рек Тюнга и Муны). Все изученные интрузивы данной возрастной группы, исключая хонолит Большого Порога р.Ханьни, сложены породами, средний состав которых имеет $n < 80$, и, следовательно, принадлежат к калиевой фации. У пород хонолита Большепорожской трещинной интрузии $n = 83$, что свидетельствует о возникновении его из расплава, не обогащенного калием (0,63% K_2O). Этот интрузив должен быть отнесен к образованиям нормальной фации щелочности. Любопытно, что в едином трещинном интрузиве крупный хонолит принадлежит по петрохимическим показателям к нормальной фации щелочности, а питавшие его дайковые каналы сложены породами, состав которых позволяет отнести эти тела к интрузивам калиевой фации щелочности. Как уже подчеркивалось выше, калиевая специализация пород дайки подводящего канала обусловлена диффузией калия в верхнюю часть вертикальной магматической камеры. Большинство силлов и хонолитов среднепалеозойской трапповой формации сложены породами, расплавы которых первоначально содержали повышенное количество калия. Наиболее ярко калиевая специализация проявилась в дайках субщелочных интрузивов, и все дайки этой группы (см. табл. 28) должны быть отнесены к калиевой фации щелочности. Близкими к ним величинами параметра n обладают дайки подводящих каналов Большепорожского и Цепочечного трещинных интрузивов, но, как уже подчеркивалось, калиевая специализация их усилена диффузией калия в верхнюю часть магматической камеры. Значительная доля калия в общем содержании щелочей в образованиях среднепалеозойской трапповой формации подчеркивается высокой величиной отношения $K_2O / (K_2O + Na_2O)$ (мол. кол.), которая обычно близка к 30 (20 в интрузивах верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации). Величина отношения $Ti / \Sigma Fe$ у подавляющего большинства интрузивов среднепалеозойского возраста выше 13 и достигает 21,4, тогда как у более молодых трапповых образований оно редко поднимается до 12 и у большинства меньше 10.

Сравнивая средние составы отдельных трапповых интрузивов среднепалеозойского возраста со средним составом базальтов аппаинской свиты северо-западного борта Ыгыаттинской впадины, следует еще раз подчеркнуть, что из числа изученных тел некоторое сходство с последними обнаруживают только габбро-долериты хонолита, обнаженного по р.Мархе в 2 км выше устья реч. Харый-Юрях, и долериты дайки обн. 236 района среднего течения р.Ханьни. Однако сейчас нельзя однозначно утверждать, что это продукты одной стадии вулканической деятельности, но различной фациальной принадлежности.

Средние составы различных типов интрузивов верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации восточной части Сибирской платформы приведены в табл. 29, и их фигуративные точки нанесены на диаграмму (см. рис. 22). Они показывают, что все изученные тела, исключая интрузив субщелочных долеритов горы Туой-Хая, образованы нормальным базитовым расплавом, т.е. принадлежат к базитовой (толеитовой) трапповой субформации (Виленский, Олейников, 1970).

Эти интрузивы относятся к группе тел с нормальным содержанием щелочей ($a = 5,6 - 5,9$) и содержание калия или натрия не превышает кларковое ($n = 85,3 - 86,0$). Максимальные величины рассмотренных характеристик получены для средневзвешенного состава Эрбейэкского интрузива. Необходимо подчеркнуть, что в его расчет не вошли данные о составе придонной части тела, которая не вскрыта. Это обусловило завышенное среднее для Na_2O и заниженное для MgO . Наибольшая окисленность железа в интрузивах нормальной фации щелочности наблюдается в Биллээхском теле. Напомним, что сформировавший его расплав имел остановку в глубинном промежуточном очаге, где в условиях повышенного содержания воды кристаллизовались битовинит-анортит, титаномагнетит и оливин. Магма, породившая Боллугурасский интрузив, была практически тождественна по составу недифференцированной магме Ыгыаттинской залежи. Повышенное содержание в ней воды, вероятно,

Таблица 29

Средние составы трапловых интрузивов верхнепалеозойской -
нижнемезозойской трапловой формации восточной части Сибирской платформы

Компоненты	Ыгыат- тинская интрузия, точка 19*	Эрбей- экская интрузия, точка 20	Биллэ- экская интрузия, точка 21	Боллугу- расская интрузия, точка 22	Тело горы Туой- Хая, точка 23	Средний состав пород интрузивов верхнепалеозойско- нижнемезозойской трапловой формации восточной части Сибирской плат- формы, точка 24
SiO ₂	48,88	49,16	48,92	49,23	48,18	49,25
TiO ₂	1,44	1,77	1,26	1,77	1,74	1,55
Al ₂ O ₃	14,72	15,00	14,76	14,90	13,62	14,31
Fe ₂ O ₃	3,01	3,19	4,34	3,88	9,39	4,38
FeO	10,28	8,14	7,78	8,52	5,08	8,67
MnO	0,21	0,23	0,16	0,21	0,18	0,20
MgO	6,41	5,55	6,45	6,48	6,56	5,95
CaO	11,27	10,92	12,23	10,61	9,38	10,69
Na ₂ O	2,23	2,52	2,27	2,28	3,15	2,52
K ₂ O	0,64	0,57	0,61	0,56	0,52	0,70
P ₂ O ₅	0,16	0,21	-	0,27	0,23	0,18
H ₂ O ⁺	0,65	0,97	0,92	0,88	1,82	0,98
CO ₂	-	-	0,12	-	0,09	-
S _{общ} (CO ₃)	-	0,41	0,06	0,06	-	-
F	-	0,06	-	0,01	-	-
Сумма	99,90	99,20	99,88	99,66	99,94	99,38

Числовые характеристики по А.Н.Заваришкому

S	57,1	58,9	57,0	58,2	56,5	57,1
a	5,6	6,4	5,8	5,9	7,7	6,5
c	7,1	7,1	7,1	7,1	5,3	5,9
b	30,2	27,6	30,1	28,8	30,5	30,5
Q	-0,4	-2,1	-4,7	-2,5	-7,7	-0,5
m'	36,2	34,9	36,3	38,8	36,6	33,2
c'	22,1	23,7	25,9	20,6	20,4	23,6
f'	41,7	41,4	37,8	40,6	43,0	43,2
n	85,3	87,0	85,7	86,0	91,0	85,1
t	2,2	2,6	1,9	2,6	2,7	2,5
φ	8,6	10,2	12,7	11,5	25,5	26,5
Число анализов	27	18	7	6	2	57
$f = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$	67,4	67,1	62,5	65,6	68,8	68,7
$\frac{Fe_2O_3}{FeO} \cdot 100$	29,2	29,2	55,8	45,5	185,0	50,5
$\frac{K_2O}{K_2O + Na_2O} \cdot 100$	22,3	18,4	21,2	19,7	14,2	21,7
$\frac{Ti}{\Sigma Fe} \cdot 100$	8,1	12,0	8,1	11,0	9,6	9,2

* Номер точки на диаграмме рис. 22.

накопленной также в промежуточной камере, способствовало окислению дополнительно некоторой части железа.

Интрузив горы Туой-Хая по относительно повышенному общему содержанию щелочей ($a=7,7$) и четко проявленной натровой специализации отнесен к субщелочной базитовой субформации и группе тел натровой фации ($n = 91$) щелочности (Виленинский, Олейников, 1970). С субщелочной природой расплава связаны и другие отличия состава этого интрузива от трапловых тел базитовой субформации, в частности высокое содержание трехвалентного железа. Величина характеристики φ у пород горы Туой-Хая максимальная (25,2).

На существенные различия между средними составами интрузивных пород среднепалеозойской и верхнемезозойской – нижнемезозойской трапловых формаций восточной части Сибирской платформы неоднократно обращал внимание В.Л. Масайтис (1955, 1966, 1970 г.). Мы упомянули о них при сравнении средних составов разновозрастных трапловых интрузивов среднепалеозойского возраста. Определенную генетическую информацию об особенностях характера дифференциации расплавов двух трапловых формаций дают парные коэффициенты корреляции между петрогенными компонентами, рассчитанные Н.Н. Савиновым на ЭВМ "Сетунь" в Якутском университете. Оценка значимой величины коэффициента корреляции при 95%-ном доверительном уровне осуществлялась при помощи Z-трансформации Фишера. В табл. 30 приведены только значимые величины парных коэффициентов корреляции.

Отсутствие значимой корреляции TiO_2 с большинством породобразующих окислов в среднепалеозойских породах показывает, что валовое содержание в них титана не предопределялось процессами внутрикамерной дифференциации, а скорее всего зависело лишь от концентрации его в исходных расплавах. Только FeO положительно коррелируется с TiO_2 , т.е. железистые расплавы содержат одновременно и больше титана. В породах верхнепалеозойских – нижнемезозойских интрузивов концентрация TiO_2 изменяется значимо вместе с большим числом петрогенных элементов. Она положительно коррелируется с Fe_2O_3 и P_2O_5 , количество которых растет в ходе внутрикамерной дифференциации, и отрицательно – с MgO и CaO , обладающих противоположной тенденцией в этом процессе. Интересно отсутствие значимой корреляции между K_2O и SiO_2 в породах среднепалеозойских интрузивов, что подчеркивает существование различного механизма обогащения калием пород этой группы тел. На содержание K_2O в них влияют неодинаковые первичные концентрации его в расплавах, сформировавших различные тела, накопление калия при внутрикамерной кристаллизационной дифференциации и диффузионный перенос его в верхнюю часть магматической камеры. Результатом наложения этих процессов и должно быть отсутствие какой-либо значимой корреляции между SiO_2 и K_2O в долеритах и габбро-долеритах среднепалеозойского возраста. В породах более молодого возраста между этими компонентами существует значимая корреляция, отражающая тенденцию накопления их в процессе внутрикамерной кристаллизационной дифференциации. Высокое абсолютное значение отрицательной величины коэффициента корреляции между K_2O и CaO в породах обеих трапловых формаций обусловлено накоплением этих окислов в различных полевых шпатах, предпочтительно образующихся на разных стадиях кристаллизации. Фосфор в интрузивах верхнепалеозойского – нижнемезозойского возраста значимо коррелируется с окислами, содержание которых изменяется при процессах внутрикамерной дифференциации – SiO_2 , TiO_2 , MgO , CaO . В среднепалеозойских трапах он положительно коррелируется лишь с Na_2O , что фиксирует рост концентрации фосфора в более щелочных расплавах. Знак и абсолютные величины коэффициентов корреляции MgO с петрогенными компонентами показывают, что поведение его в верхнепалеозойских – нижнемезозойских телах контролируется процессами внутрикамерной дифференциации, которые менее четко проявились в интрузивах среднего палеозоя. Обсуждением коэффициента корреляции TiO_2 , K_2O и P_2O_5 , т.е. элементов, по содержанию которых разновозрастные трапы района исследования различаются наиболее четко, ограничим интерпретацию данных табл. 30.

Сопоставляя набор различных типов трапловых интрузивов рассматриваемых формаций восточной части Сибирской платформы, нетрудно заметить, что среди разновозрастных групп наблюдаются тела, расплавы которых прошли аналогичный путь развития. При этом они сохраняют основные петрохимические особенности, свойственные разновозрастным образованиям той или другой формации в пределах конкрет-

Таблица 30

Значимые величины парных коэффициентов корреляции породообразующих окислов интрузивных траптов среднепалеозойского и верхнепалеозойского - нижнемезозойского возраста

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅
SiO ₂		<u>-0,458</u>	<u>0,564</u>	<u>0,341</u>	<u>-0,648</u> <u>-0,296</u>	<u>-0,420</u>	<u>-0,381</u> <u>-0,745</u>	<u>-0,317</u> <u>-0,485</u>	<u>0,481</u> <u>0,595</u>	<u>0,342</u>		<u>0,524</u>
TiO ₂			<u>-0,440</u>	<u>0,468</u>	<u>0,415</u>		<u>-0,334</u>	<u>-0,402</u>				<u>0,326</u>
Al ₂ O ₃				<u>-0,290</u>	<u>-0,720</u> <u>-0,268</u>	<u>-0,661</u> <u>-0,268</u>	<u>-0,360</u>		<u>0,615</u>		<u>-0,361</u>	
Fe ₂ O ₃					<u>-0,677</u> <u>-0,708</u>	<u>-0,338</u>	<u>-0,406</u> <u>-0,337</u>	<u>-0,463</u> <u>-0,588</u>	<u>0,365</u>	<u>0,482</u>	<u>0,420</u>	
FeO						<u>0,676</u> <u>0,398</u>	<u>0,339</u> <u>0,375</u>	<u>0,364</u> <u>0,477</u>	<u>-0,614</u> <u>-0,570</u>	<u>-0,446</u>	<u>-0,442</u>	
MnO							<u>0,358</u>	<u>0,401</u>	<u>-0,462</u>	<u>-0,390</u>		<u>-0,326</u>
MgO								<u>0,353</u> <u>0,328</u>	<u>-0,512</u> <u>-0,537</u>			<u>-0,346</u>
CaO									<u>-0,388</u> <u>-0,592</u>	<u>-0,593</u> <u>-0,609</u>		<u>-0,445</u> <u>-0,411</u>
Na ₂ O										<u>-0,285</u>		<u>0,418</u>
K ₂ O											<u>0,523</u> <u>0,359</u>	
\bar{x}	<u>48,28</u> <u>49,25</u>	<u>3,00</u> <u>1,55</u>	<u>13,76</u> <u>14,31</u>	<u>3,82</u> <u>4,38</u>	<u>10,40</u> <u>8,67</u>	<u>0,18</u> <u>0,20</u>	<u>5,51</u> <u>5,95</u>	<u>9,55</u> <u>10,69</u>	<u>2,16</u> <u>2,52</u>	<u>1,47</u> <u>0,70</u>	<u>1,15</u> <u>0,98</u>	<u>0,60</u> <u>0,18</u>
σ_x	<u>1,11</u> <u>1,87</u>	<u>0,79</u> <u>0,38</u>	<u>1,14</u> <u>1,72</u>	<u>1,64</u> <u>2,53</u>	<u>1,99</u> <u>1,89</u>	<u>0,06</u> <u>0,05</u>	<u>0,92</u> <u>1,53</u>	<u>1,19</u> <u>1,66</u>	<u>0,38</u> <u>0,57</u>	<u>0,68</u> <u>0,33</u>	<u>0,44</u> <u>0,54</u>	<u>0,51</u> <u>0,12</u>

Примечание. При доверительном уровне 95% предельное значение величины коэффициента корреляции для среднепалеозойских траптов равно 0,312 (n = 48) и для верхнепалеозойских - нижнемезозойских - 0,267 (n = 57). В числителе - значимая величина коэффициента корреляции для пород среднепалеозойской траптовой формации, в знаменателе - для пород верхнепалеозойской - нижнемезозойской траптовой формации.

ной очаговой зоны: для среднепалеозойских тел это Виллоиско-Мархинская зона, а для верхнепалеозойских - нижнемезозойских - Ахтарандинско-Ботуобинская зона. Среди интрузивов как среднепалеозойской, так и верхнепалеозойской - нижнемезозойской траптовых формаций доминируют тела, магма которых поступила в верхний структурный этаж без сколько-нибудь существенной остановки в промежуточных очагах. Во внутрикамерных условиях из таких расплавов сформировались недифференцированные или дифференцированные тела базитовой субформации.

Остановка магмы в глубинном промежуточном очаге в сочетании с благоприятным режимом накопления летучих компонентов, в первую очередь воды, способствовала интенсивной протокристаллизации битовнит-анортита, меньше - титаномагнетита и оливина. Поступление в верхний структурный этаж такого частично раскристаллизованного расплава, обогащенного летучими, обеспечило образование интрузивов с горизонтом анортозитовых габбро-долеритов. Примерами служат Усть-Ханьинский трещинный интрузив среднепалеозойской траптовой формации и тело порога Биллээх верхнепалеозойской - нижнемезозойской траптовой формации. Этот тип интрузивов также принадлежит к базитовой субформации. При весьма активном проявлении процессов протокристаллизации и накопления плагиоклаза могут возникнуть образования, богатые глиноземом, как, например, интрузив скал Амо (Ревердатто, 1966). Названные и им подобные интрузивы среди рассматриваемых разновозрастных траптовых тел развиты ограниченно. Следовательно, условия, необходимые для отмеченного направления эволюции базитового расплава, реализуются в земной коре редко, и подавляющее большинство траптовых расплавов поступает в верхний структурный этаж платформы без остановки в глубинной промежуточной камере.

Составы пород отдельных тел фиксируют остановку траптового расплава в близкповерхностных промежуточных камерах, где условия "протокристаллизации" практически не отличались от внутрикамерных. Примерами таких интрузивов служат тела таксито-офитовых габбро-долеритов среднепалеозойского возраста и некоторые недифференцированные интрузивы долеритов пермо-триасового возраста, содержащие минералы двух стадий минералообразования без резкого разрыва их составов в плагиоклазовом, клинопироксеновом и оливиновом рядах.

Обогащение в промежуточном, но, вероятно, также относительно близкповерхностном очаге базитового расплава водой способствует появлению интрузивов с повышенным содержанием толеитового вещества - некоторые среднепалеозойские дайки пятнисто-пойкилоофитовых долеритов до р.Мархе и интрузивов Боллугурас, метаморфизирующий туфы нижнего триаса.

Наконец, среди образований среднепалеозойской и верхнепалеозойской - нижнемезозойской траптовых формаций есть тела субщелочного состава. В обоих случаях они относятся к образованиям субщелочной базитовой субформации. Отличие их в том, что субщелочные габбро-долериты среднепалеозойского возраста характеризуются отчетливо выраженной калиевой специализацией, тогда как секущие интрузивы субщелочных долеритов нижнемезозойского возраста принадлежат к натровой фации. Трудно ответить на вопрос, каким образом возникли эти субщелочные базитовые образования. Было обогащение щелочами первично, т.е. отражало условия зарождения этих расплавов, или же оно вторично и обусловлено диффузионным накоплением щелочей в верхней части вертикальных магматических камер? Для пород даек субщелочного состава среднепалеозойского возраста последний путь возникновения вполне вероятен. Субщелочные долериты горы Туой-Хая скорее всего образованы из расплава, обогащенного натрием которого в существенной мере произошло до поступления его в камеру интрузива. На это, в частности, указывает субщелочной состав микродолеритов из жил во вмещающих породах кровли этого тела. Они не несут признаков постмагматических преобразований и характеризуются повышенным содержанием натрия. Однако незначительное постмагматическое диффузионное обогащение натрием долеритов апикальных частей тела имело место и здесь.

Таким образом, направление эволюции траптовых расплавов во время различных циклов проявления траптового магматизма в целом носит однотипный характер. Возникнув в верхних частях мантии, базитовые расплавы в подавляющем большинстве случаев по магмоподводящим зонам поступают без сколько-нибудь значительных остановок в верхний структурный этаж платформы. Продолжительные остановки в глубинном промежуточном очаге при благоприятном режиме летучих компонентов приво-

дят к появлению интрузивов с горизонтом анортозитовых габбро-долеритов. Остановка в близповерхностной промежуточной камере ведет к возникновению "гидрофильной" субмагмы, из которой формируются тела, породы которых обогащены толеитовым метостазисом. Субшелочная специализация базитовых расплавов может иметь как первичную, так и наложенную (диффузионную) природу, причем диффузионное накопление калия происходит более интенсивно, чем натрия.

ВЫВОДЫ

1. Выполненное исследование подтвердило существование в пределах восточной части Сибирской платформы трапловых образований двух разновозрастных формаций - среднепалеозойской и верхнепалеозойской - нижнемезозойской.
2. В пределах интрузий фации каждой из этих формаций выделены и описаны типы трапловых интрузивов. Показано, что интрузивы, расплавы которых прошли однотипный характер эволюции, наблюдаются среди образований обеих трапловых формаций. При выделении типов трапловых интрузивов использованы критерии, предложенные ранее.
3. Анализ пространственного распределения разновозрастных трапловых интрузивов дает основание утверждать, что Вилуйско-Мархинская зона разломов служила магмоподводящей зоной только в среднепалеозойское время. Внедрение трапловых интрузий в пермо-триасе шло по Ахтарандинско-Ботуобинской зоне разломов. Используя преимущественно межформационные поверхности, трапловые расплавы в это время проникали далеко на восток от последней магмоподводящей зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Анодин Т.И., Ненашев Н.И. Новые данные о возрасте траплов некоторых алмазодносных районов Якутской АССР. - Труды XI Сессии по определению абсолютного возраста геологических формаций, Изд-во АН СССР, 1963.
- Виленский А.М. Фазовые равновесия и эволюция химизма пироксенов интрузивных траплов Сибирской платформы. - В кн. "Геология и петрология траплов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1966.
- Виленский А.М., Олейников Б.В. Принципы классификации интрузивных трапловых образований Сибирской платформы. - В кн. "Геология и петрология траплов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1970.
- Гоньшакова В.И. Материалы по петрографии траплов среднего течения бассейнов рек Вилоя и Мархи. - Труды Вост. Сиб. фил. АН СССР, 1955, вып. 2.
- Гоньшакова В.И. Трапловый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61.
- Дмитриев Ю.И. Траппы и исландский шпат реки Чоны. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 88.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- Киевленко Е.Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы. - Труды ВНИИП, 1959, 3, вып. 1.
- Лебедев А.П. Трапловая формация центральной части Тунгусского бассейна. - Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 161.
- Марфунин А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- Масайтис В.Л. Дифференцированная интрузия траплов в бассейне среднего течения р.Виллой. - Материалы по геологии Сибирской платформы, серия новая, 1955, вып. 7.
- Масайтис В.Л. Петрология Аламджахской трапловой интрузии. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1958, 22.
- Масайтис В.Л. Интрузии расколов Вилуйско-Мархинской флексуры. - Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1959, вып. 24.
- Масайтис В.Л. Трапловая формация бассейна р.Виллой. - В кн. "Петрография Восточной Сибири". Т. I. Изд-во АН СССР, 1962.

- Масайтис В.Л. Среднепалеозойская трапповая формация на Сибирской платформе. - Докл. АН СССР, 1965, 1962, № 3.
- Масайтис В.Л. Девонский вулканизм на Сибирской платформе. - Информационное сообщение ВСЕГЕИ, серия геол. месторожд. полезн. ископ., регион. геол., вып.1. 1966.
- Михайлов М.В. Тектоника и история формирования Ыгыттинской впадины. - В кн. "Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих регионов". Якутск, 1966.
- Михайлов М.В., Гридасов Н.В. К вопросу о возрасте кимберлитовой трубки "Мир". - Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, 1963, вып. XI.
- Наумов В.А. Дифференцированная интрузия траппов в верхнем течении Нижней Тунгуски. - Докл. АН СССР, 1965, 163, № 1.
- Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Титан в пироксенах дифференцированных траппов. - Геохимия, 1966, № 8.
- Нестеренко Г.В., Корнаков Ю.Н., Авилова Н.С. Дифференцированная интрузия траппов среднего течения р.Вилюй. - Геол. и геофиз. 1965, № 7.
- Олейников Б.В., Саввинов В.Т. Новые данные по геологическому строению горы Туой-Хая (бассейн р.Чоны). - В кн. "Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1970.
- Рашин Г.А. Роль алюминия в минералообразовании при кристаллизации основных силикатных расплавов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Ревердатто В.В. Некоторые вопросы петрологии траппов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 2.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. - Труды Всес. арктич. ин-та, 1936, 43.
- Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
- Туганова Е.В. Дифференцированная интрузия траппов в бассейне р.Холомолух. - Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1959, вып. 24.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. Изд-во, "Мир", 1970.
- Феоктистов Г.Д. Типы трапповых интрузий южной части Сибирской платформы и распределение в них элементов группы железа. - В кн. : "Петрография Восточной Сибири". Т. III. Изд-во "Наука", 1965.
- Юдина В.В. Траппы и аподолеритовые метасоматиты реки Большой Ботуобин. Изд-во "Наука", 1965.

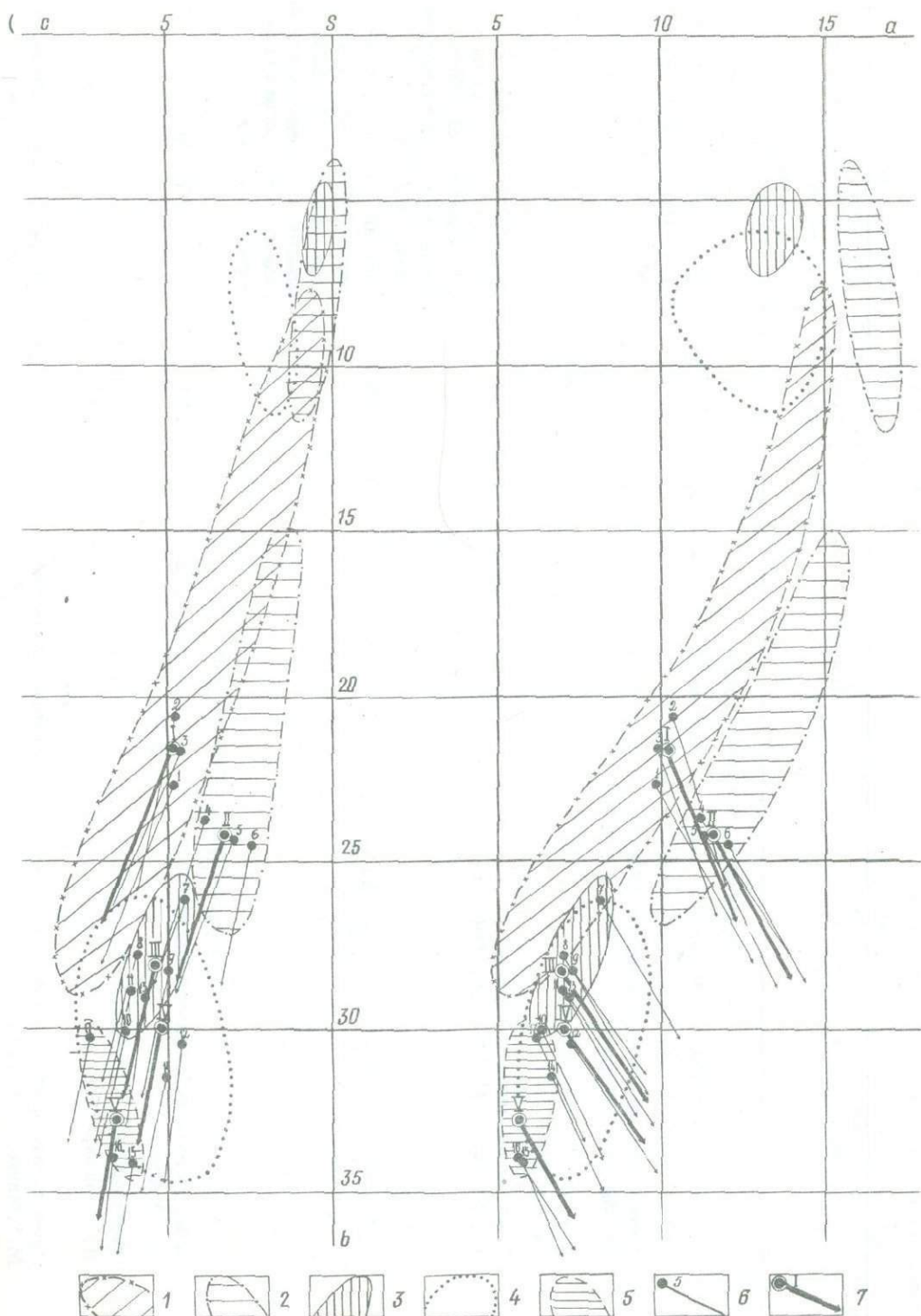
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ДАЕК
ДИАБАЗОВ И ДОЛЕРИТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АНАБАРСКОГО ШИТА

В южной части Анабарского шита и особенно в бассейнах рек Кэнгээдэ и Кюенэлэкээн широко развиты дайки диабазов и долеритов. До последнего времени большинство исследователей (Тест, 1952; Каденский, 1961) склонялись к мнению о пермо-триасовом возрасте этих образований, параллелизуя их с траппами Тунгусской синеклизы. Правда, еще в 1948 г. Б.В.Ткаченко допускал, что мы, возможно, имеем дело с породами двух различных по возрасту вулканогенных циклов. Исследования, проведенные геологами Амакинской экспедиции Якутского геологического управления в 1964-1967 гг., дали убедительный фактический материал, позволивший утверждать, что в южной части Анабарского шита наряду с пермо-триасовыми дайками долеритов широко развиты дайки диабазов протерозойского возраста (Мащак, 1969). Последующее изучение их вещественного состава, внутреннего строения, а также характера дифференциации и взаимоотношений между собой позволило среди даек протерозойского возраста выделить четыре разновозрастные группы (Мащак, 1970), подтверждаемые данными определения абсолютного возраста (табл. 1).

Петрохимическая характеристика пород даек приводится на основании 63 силикатных анализов различных дифференциатов 17 даек из бассейнов рек Кэнгээдэ и Кюенэлэкээн. Анализы выполнены в центральной лаборатории Якутского геологического управления аналитиками Г.Ф.Помазовой, Т.Р.Фалалеевой и частично в полевой аналитической лаборатории Амакинской экспедиции Якутского геологического управления аналитиками В.П.Петровой и О.Л.Побережской. В табл. 2 приведены средние и средневзвешенные составы отдельных даек, в табл. 3 - средние составы возрастных групп. При расчете состава даек не учитывались анализы диабаз-пегматитов, аплитов, плагиаоплитов и гранофиров, которые составляют лишь доли процента объема тел, в то время как по химическому составу они резко отличаются от других дифференциатов. По результатам анализов рассчитаны числовые характеристики по А.Н.Заваришкому, нормативные составы по CYPW и петрохимические коэффициенты - железистости ($F = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$) и общей щелочности ($A = \frac{Na_2O + K_2O}{Na_2O + K_2O + Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$).

Первая возрастная группа распространена сравнительно ограниченно и представлена дайками мощностью до 40-50 м и протяженностью до 6-8 км. Преобладает субширотное простирание. Дайки сложные, двукратные. Краевые части их сложены кварцевыми диабазами, габбро-диабазами и габбро-диоритами, а центральные, преобладающие по мощности, представлены кварцевыми монзонит-порфирами. Последние имеют секущие контакты, иногда прорывают краевые части даек и как самостоятельные тела прослеживаются во вмещающих кристаллических породах архея. Встречаются жилки аплитов. Эндоконтактные зоны тел сложены микродиабазами и порфирами микродиабазами.

В петрохимическом отношении породы, слагающие дайки этой возрастной группы, образуют ряд по содержанию кремнезема, которое изменяется от 49,06 в кварцевых диабазах до 68,24% в аплитах. Как видно из результатов пересчета по А.Н.Заваришкому, среди анализируемых пород присутствуют меланократовые и лейкократовые разности, насыщенные и пересыщенные кремнекислотой [$Q = (-1,1) - (+22,5)$], а также бедные и богатые щелочами ($a/c = 1,0 - 18,1$). В поздних дифференциатах - кварцевых монзонит-порфирах и аплитах - калий преобладает над натрием



Векторная диаграмма химических составов пород даек диабазов и долеритов южной части Анабарского щита

Поля фигуративных точек анализов пород даек: 1 - первой возрастной группы; 2 - второй возрастной группы; 3 - третьей возрастной группы; 4 - четвертой возрастной группы; 5 - пятой возрастной группы; 6 - средние и средневзвешенные составы даек диабазов и долеритов; 7 - средние составы возрастных групп

Абсолютный возраст пород даек диабазов и долеритов южной части Анабарского щита по калий-аргоновому методу

№ п/п	Лаборатория	Местонахождение, коллекция	Порода	К, %	Возраст, млн. лет	Геологическое положение, интерпретация геологических данных
Первая возрастная группа						
1	ИГ СО АН (Иркутск)	Водораздел рек Улахан-Дьянака и Ченг-неелеех; обр. 130-2, А.А.Потуроев, 1967 г.	Кварцевый габбро-диабаз	1,60	1570 \pm 47	Прорывается дайками диабазов третьей и четвертой возрастной группы
2	ИГ и Г СО АН (Новосибирск)	Среднее течение р.Кэнгээдэ; обр. 192, М.С.Машак, 1965 г.	То же	1,49	1530	
3	ИГ ЯФ СО АН	Верховье р.Туойдаах; обр. А-208, А.А.Потуроев, 1967 г.	" "	0,38	1506 \pm 9	
4	ИГ и Г СО АН (Новосибирск)	Приустьевая часть р.Хараап; обр. 356-22, М.С.Машак, 1966 г.	Гранодиорит-порфир	3,28	1205	Прорывает нижнепротерозойские габбро-нориты и прорывается дайками диабазов третьей и четвертой возрастной группы.
5	ИГ ЯФ СО АН	Приустьевая часть р.Хараап; обр. К-9; М.С.Машак, 1967	То же	2,80	1190 \pm 20	Значение возраста занижено: порода состоит из пелитизированных полевых шпатов, вызывающих потерю радиогенного аргона (Гамилтон, 1968)
Вторая возрастная группа						
6	ИГ СО АН (Иркутск)	Правобережье р.Далдыкаа; обр. 505, М.С.Машак, 1967 г.	Субшелочной кварцевый диабаз	1,70	1410 \pm 42	То же
7	ИГ ЯФ СО АН	Правобережье р.Далдыкаа; обр. 505-1, М.С.Машак, 1967 г.	То же	1,20	1300 \pm 65	
Третья возрастная группа						
8	ИГ ЯФ СО АН	Приустьевая часть р.Хараап; обр. У-498, М.С.Машак, 1967 г.	Кварцевый диабаз	0,68	1412 \pm 4	Прорывает дайку диабазов первой возрастной группы
Четвертая возрастная группа						
9	ИГ и Г СО АН (Новосибирск)	Левобережье р.Далдын; обр. 1162, А.А.Потуроев, 1966 г.	Кварцевый диабаз	1,34	1405	и прорывается дайкой диабазов четвертой возрастной группы
10	ИГ СО АН (Иркутск)	Водораздел рек Улахан-Дьянака и Ченг-неелеех; обр. 129, А.А.Потуроев, 1967 г.	" "	0,35	1400 \pm 42	Прорывает нижнепротерозойские анортозиты, дайку диабазов первой возрастной группы и, в свою очередь, прорывается дайкой диабазов четвертой возрастной группы
Пятая возрастная группа						
11	ИГ ЯФ СО АН	Правобережье р.Далдыкаа; обр. 115-7, М.С.Машак, 1967 г.	Такситовый диабаз	0,68	1318 \pm 36	Прорывает нижне-среднепротерозойские граниты и прорывается дайкой долеритов (пятая возрастная группа)
12	ИГ ЯФ СО АН	Приустьевая часть р.Хараап; обр. Ш-6, М.С.Машак, 1967 г.	Кварцевый габбро-диабаз	0,82	1246 \pm 40	Прорывает дайки диабазов первой и третьей возрастных групп
13	ИГ СО АН (Иркутск)	Водораздел рек Улахан-Дьянака и Ченг-неелеех; обр. 130, А.А.Потуроев, 1967 г.	То же	0,55	1250 \pm 37	Прорывает дайки диабазов первой и третьей возрастных групп
14	ИГ и Г СО АН (Новосибирск)	Приустьевая часть р.Будьурхай; обр. 356-25, М.С.Машак, 1966 г.	Плагноаплит	0,20	1290	Достоверность определения \pm 10% в связи с низким содержанием калия (прим. лаборатории)
Пятая возрастная группа						
15	ИГ ЯФ СО АН	Нижнее течение р.Кюенэлэкээн; обр. 654-4, В.А.Побережский, 1966 г.	Оливиновый долерит	0,40	242 \pm 5	Прорывает отложения верхнего кембрия

Таблица 2

Средние и средневзвешенные составы даек диабазов и долеритов

Компо- ненты	Первая возрастная группа			Вторая возрастная группа			Третья возрастная группа			Четвертая возрастная группа			Пятая возрастная группа				
SiO ₂	52,77	53,92	53,84	50,76	50,87	51,99	50,92	50,66	49,65	49,50	47,87	48,65	49,26	48,97	47,58	47,38	48,05
TiO ₂	2,12	2,03	2,26	3,63	3,70	2,84	3,27	2,22	3,03	1,83	3,55	3,44	2,14	2,39	1,21	1,33	1,55
Al ₂ O ₃	14,44	14,63	14,23	13,36	12,95	12,93	12,89	13,16	13,15	13,85	13,45	12,39	14,27	12,71	13,92	14,63	15,77
Fe ₂ O ₃	4,84	4,32	4,47	4,68	6,01	5,48	4,03	4,88	4,32	5,87	5,00	5,04	4,87	3,40	1,68	2,53	1,94
FeO	8,69	7,58	7,47	8,44	7,25	7,49	10,64	8,56	9,96	8,70	10,02	10,45	8,97	10,87	10,08	10,23	10,29
MnO	0,16	0,16	0,21	0,25	0,17	0,18	0,21	0,23	0,22	0,18	0,33	0,12	0,18	0,18	0,22	0,09	0,20
MgO	3,82	3,89	4,34	4,10	4,76	4,75	5,03	5,27	5,70	6,78	5,44	5,90	5,91	7,52	9,56	8,34	7,50
CaO	6,69	5,79	6,01	6,41	5,74	5,88	7,62	9,64	8,53	9,27	9,03	9,32	9,81	9,84	10,19	12,87	10,87
Na ₂ O	3,22	3,16	2,99	3,92	3,70	4,47	2,83	2,73	2,68	2,51	2,54	2,87	2,65	2,47	2,43	2,27	2,38
K ₂ O	1,76	2,09	2,30	1,59	2,18	1,49	1,31	0,68	0,92	0,67	0,97	0,60	0,85	0,83	0,48	0,50	0,72
H ₂ O	0,32	0,44	0,23	0,58	0,28	-	0,34	0,49	0,46	0,17	-	0,31	0,20	0,01	0,27	0,11	-
P ₂ O ₅	0,42	0,26	0,37	0,76	0,82	0,35	0,51	0,16	0,32	0,21	0,42	0,28	0,21	0,26	0,16	0,22	0,21
П.п.	1,01	1,49	1,43	1,51	2,06	1,82	0,86	1,07	0,52	0,79	0,88	1,12	0,57	0,47	1,67	0,16	0,35
Сумма...	100,26	99,76	100,15	99,99	100,49	99,67	100,38	99,75	99,76	100,50	99,55	100,49	99,89	99,92	99,45	100,66	99,83

Числовые характеристики по А.Н.Заваришкому

a	9,8	10,3	10,0	11,1	11,4	12,0	8,1	7,0	7,3	6,3	7,2	7,2	7,0	6,6	5,7	5,6	6,2
c	4,9	4,8	4,7	3,6	3,0	2,5	4,5	5,3	5,0	6,3	5,7	4,7	6,1	5,1	6,1	6,7	7,4
b	22,7	20,6	21,6	23,7	24,3	24,5	26,2	27,9	28,3	30,1	29,1	30,5	28,9	31,5	34,1	34,0	30,3
S	62,6	64,3	63,7	61,6	61,3	61,0	61,2	59,8	59,4	57,3	58,0	57,6	58,0	56,8	54,1	53,7	56,1
c'	14,5	11,5	11,1	18,3	15,7	18,8	18,5	23,0	18,8	17,5	18,9	21,5	20,4	18,6	19,9	25,3	19,4
f'	57,3	55,5	54,6	51,9	51,0	48,5	48,8	45,0	47,2	44,5	49,3	46,1	45,6	41,8	32,5	34,3	38,5

296 б

m'	28,2	33,0	34,3	29,8	33,3	32,7	32,7	32,0	34,0	38,0	31,8	32,4	34,0	39,8	47,6	40,4	42,0
n	75,3	70,3	70,0	78,8	72,3	82,0	76,3	86,3	81,4	85,1	79,1	88,7	82,2	81,5	84,0	88,1	83,9
t	3,0	2,7	3,1	5,0	5,2	3,9	4,5	3,2	4,4	2,7	5,3	5,1	3,2	3,5	1,8	2,0	2,4
φ	18,3	18,4	18,0	17,2	21,4	18,9	13,2	14,8	13,0	16,6	14,6	13,8	14,3	8,7	4,4	6,3	6,1
a/c	2,0	2,2	2,1	3,1	3,8	4,8	1,8	1,7	1,4	1,0	1,3	1,5	1,2	1,3	0,9	0,8	0,8
Q	+1,3	+3,2	+3,0	-2,6	-3,2	-4,5	+1,7	+0,3	-0,8	+1,6	-4,0	-3,9	-4,1	-4,8	-9,3	-10,6	-7,7
ap	1,0	0,3	1,0	1,6	2,0	0,8	1,3	0,3	0,7	0,3	1,0	0,7	0,5	0,5	0,2	0,2	0,3
il	3,9	3,8	4,4	6,9	7,0	5,3	6,1	4,2	5,8	3,5	6,8	6,5	4,1	4,5	1,6	1,8	2,9
mt	6,9	6,2	6,5	6,7	8,8	7,9	5,8	6,9	6,3	8,6	7,3	7,2	7,2	4,9	1,9	2,7	2,8
or	10,6	12,2	13,4	9,5	12,8	8,9	7,8	3,9	5,6	3,9	6,2	3,3	5,0	5,0	2,8	2,9	4,4
ab	27,3	27,3	25,2	33,5	31,4	38,2	23,6	23,0	23,1	21,0	21,4	24,6	22,3	21,0	23,0	20,7	19,9
an	19,5	19,2	18,4	13,8	12,2	10,3	18,4	21,4	20,9	24,5	22,3	19,2	24,6	21,0	26,0	28,4	30,3
wo	4,6	3,6	3,6	5,6	4,4	7,0	6,6	10,7	8,1	8,7	8,3	10,5	9,5	11,1	9,9	14,1	9,6
en	2,3	2,0	2,1	3,3	3,2	4,5	3,6	6,1	4,5	4,9	4,8	6,0	5,5	6,1	6,5	7,6	5,1
fs	2,2	1,5	1,3	1,9	0,8	2,0	2,8	4,1	3,3	3,4	3,1	4,0	3,5	4,5	3,4	6,0	4,0
fo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3	11,6	11,6	6,5
fa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,1	5,8	4,0	5,7
en	7,1	7,7	8,6	6,8	7,6	7,3	8,8	6,9	9,6	12,0	8,6	8,6	8,7	10,6	5,0	-	4,3
fs	6,7	6,1	5,3	4,2	1,8	3,0	6,5	4,5	6,9	5,0	6,0	5,5	5,2	7,8	2,3	-	3,8
Q	6,7	7,8	8,6	4,0	5,6	2,5	6,7	5,8	4,3	3,5	3,0	2,8	2,7	-	-	-	-
Сумма	98,8	97,7	98,4	97,8	97,6	97,7	98,0	97,8	99,1	99,3	98,8	98,9	98,8	99,4	100,0	100,0	99,6
F	65,9	62,3	59,9	63,2	60,0	59,3	59,5	58,1	57,8	53,6	60,0	58,6	55,9	51,1	40,7	45,8	47,3
A	34,0	36,6	34,7	36,6	36,0	38,0	27,9	25,4	24,3	20,5	23,4	23,1	24,1	20,5	19,3	19,8	20,7
Число анализов	6	5	6	3	5	1	1	2	4	1	2	16	2	2	1	1	5

1 - даяка 556 (средневзвешенный состав); 2 - даяка 176 (средневзвешенный состав); 3 - даяка 600 (средневзвешенный состав); 4 - даяка 1146 (средний состав); 5 - даяка 109 (средний состав); 6 - даяка 505; 7 - даяка 2125; 8 - даяка 110 (средний состав); 9 - даяка 498 (средний состав); 10 - даяка 1121; 11 - даяка Ш-5 (средний состав); 12 - Будьурхайская даяка (средневзвешенный состав); 13 - даяка 73 (средний состав); 14 - даяка 115 (средний состав); 15 - даяка 1876; 16 - даяка 771; 17 - Оленекская даяка (средний состав).

81

Таблица 3

Средние составы возрастных групп даек

Компоненты	I	II	III	IV	V
SiO ₂	53,51	51,21	50,26	48,69	47,67
TiO ₂	2,14	3,39	2,57	2,88	1,36
Al ₂ O ₃	14,42	13,08	13,26	13,21	14,77
Fe ₂ O ₃	4,54	5,39	4,78	4,58	2,05
FeO	7,93	7,73	9,47	10,08	10,20
MnO	0,18	0,20	0,21	0,20	0,17
MgO	4,02	4,54	5,69	6,19	8,47
CaO	6,16	6,01	8,84	9,50	11,31
Na ₂ O	3,12	4,03	2,69	2,47	2,36
K ₂ O	2,05	1,75	0,90	0,81	0,57
H ₂ O	0,33	0,29	0,37	0,13	0,13
P ₂ O ₅	0,35	0,64	0,30	0,29	0,20
П.п.п.	1,31	1,79	0,81	0,76	0,73
Сумма	100,04	100,05	100,15	99,98	99,99

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	10,1	11,5	7,2	7,0	5,8
c	4,8	3,0	5,2	5,4	6,7
b	21,6	24,2	28,1	30,1	32,8
S	63,5	61,3	59,5	57,6	54,7
c'	12,4	17,6	19,5	19,9	21,5
f'	55,8	50,5	46,4	45,7	35,1
m'	31,8	31,9	34,1	34,5	43,4
n	71,9	77,7	82,1	82,9	85,3
t	2,9	4,7	3,7	4,3	2,1
φ	18,2	19,2	14,4	12,9	5,6
a/c	2,1	3,9	1,5	1,4	0,8
Q	+2,5	-3,4	+0,7	-4,2	-8,0
ap	0,8	1,5	0,6	0,7	0,2
il	4,0	6,4	4,9	5,5	2,1
mt	6,5	7,8	6,9	6,7	2,5
or	12,1	10,4	5,2	4,9	3,4
ab	26,6	34,4	22,7	22,3	21,3
an	19,0	12,1	21,3	21,4	28,2
wo	3,9	5,7	8,5	9,9	11,2
en	2,2	3,7	4,8	5,6	6,4
fs	1,7	1,6	3,4	3,8	4,5
fo	-	-	-	-	9,8
fa	-	-	-	-	5,2
en	7,8	7,2	9,3	9,4	3,1
fs	6,0	3,0	6,0	6,4	2,0
O	7,7	4,0	5,1	2,1	-
Сумма	98,3	97,8	98,7	98,7	99,99
F	62,7	60,8	57,3	55,1	44,6
A	35,1	36,9	24,5	22,8	20,0

I - первая возрастная группа (среднее из 3 даек, 17 анализов); II - вторая возрастная группа (среднее из 3 даек, 9 анализов); III - третья возрастная группа (среднее из 4 даек, 8 анализов); IV - четвертая возрастная группа (среднее из 4 даек, 22 анализа); V - пятая возрастная группа (среднее из 3 даек, 7 анализов).

($n = 88,7 - 49,6$). Фигуративные точки анализов пород на векторной диаграмме (см. рисунок) вытянуты вдоль оси Sb на значительные расстояния ($b = 12,2 - 29,2$), что указывает на весьма существенные колебания в составе пород фемических компонентов. В последних железо примерно в 2 - 3 раза преобладает над магнием. Кривые, соединяющие фигуративные точки анализов, указывают на значительное обогащение расплава в процессе кристаллизации щелочами ($a = 5,5 - 14,5$) и одновременное обеднение полевошпатовой извести ($c = 7,5 - 0,8$) при постоянно возрастающей роли окисного железа ($\psi = 11,2 - 30,7$).

Нормативные составы пород характеризуются отсутствием оливина, высоким содержанием кварца ($Q = 3,1 - 22,4$), ортоклаза ($ог = 2,8 - 30,0$) и альбита ($ab = 23,0 - 35,7$), которые возрастают по мере кристаллизации расплава. Нормативные анортит и волластонит обнаруживают обратную зависимость. Отношение $ab:an$ изменяется от 46:54 в кварцевых диабазах до 89:11 в аплитах. Также закономерно возрастает железистость в нормативном диопсиде ($Fs = 12 - 32$) и гиперстене ($Fs = 23 - 60$).

Коэффициенты железистости (55,1 - 73,7) и общей щелочности (24,5 - 69,7) весьма высоки и закономерно возрастают по мере кристаллизации расплава.

Вторая возрастная группа представлена дайками диабазов субщелочного состава. Возрастное положение их не вполне выяснено. Известно, что они прорывают кристаллические породы архея и пересекаются дайками долеритов пермо-триасового возраста. По устному сообщению А.И.Пономаренко, в бассейне р.Бергинде (северо-восточная часть Анабарского шита) они наблюдались в породах мукунской свиты, абсолютный возраст которых 1550 ± 50 млн. лет (Гаррис и др., 1964). Встречаются дайки субщелочных диабазов значительно реже, чем первой возрастной группы. Представлены они телами мощностью до 10 - 20 м с частыми раздувами и пережимами, и протяженностью до 2-4 км. Сложены диабаз-монцонитами и кварцевыми габбро-сиенитами, которые секутся жилками аплитов. В зоне эндоконтакта развиты миндалекаменные микрозернистые монцонит-диабазы.

Фигуративные точки имеющихся анализов на векторной диаграмме (см. рисунок) образуют вытянутые вдоль оси Sb разобшенные ряды ($b = 29,3 - 20,3; 11,1 - 5,1$), характеризующие породы основной и заключительной стадий кристаллизации. Породы основной стадии кристаллизации (диабаз-монцониты и кварцевые габбро-сиениты) представлены меланократовыми образованиями, насыщенными, реже слегка недосыщенными кремнекислотой [$Q = (-0,2) - (-7,5)$] и умеренно богатыми щелочами ($a/c = 3,0 - 5,4$), в которых натрий постоянно преобладает над калием ($n = 70,3 - 82,0$). Поля фигуративных точек анализов расположены на диаграмме в крайнем правом положении, причем на плоскости Sab под довольно крутым углом к линии bS а на плоскости Scb почти параллельно ей. Это показывает, с одной стороны, что породы в целом богаты щелочами и заметно ими обогащаются по мере кристаллизации расплава ($a = 9,5 - 13,9$), и, с другой стороны, что они бедны полевошпатовой известью ($c = 2,4 - 3,2$) и что отсутствует зависимость между этим компонентом и основностью в цветных минералах. В темноцветной части породы железо примерно в 1,5 раза больше, чем магния, и содержание окисного железа максимально ($\psi = 18,9 - 24,9$). Поля фигуративных точек анализов пород заключительной стадии кристаллизации также расположены в крайнем правом положении и почти параллельно линии.

В целом это породы, пересыщенные кремнекислотой [$Q = (+19,5) - (+25,8)$] и щелочами ($a = 16,0 - 16,7$). В составе фемических компонентов существенная роль принадлежит окисному железу ($\psi = 22,2 - 46,0$), а общее содержание железа примерно в 3 раза больше, чем магния.

Нормативные составы пород отличаются высоким содержанием нормативного ортоклаза ($ог = 8,9 - 16,7$), альбита ($ab = 25,7 - 38,2$), рудных минералов (12,7 - 18,4) и высоким отношением $ab:an$ (37:63 - 79:21). Эта особенность пород даек субщелочных диабазов еще резче выступает в аплитах, где содержание ортоклаза достигает 37,8%, а анортит чаще отсутствует. Содержание ильменита и магнетита снижается до 5,2%. По сравнению с породами других возрастных групп они имеют максимальные значения коэффициентов железистости (58,0 - 76,4) и общей щелочностью (28,6 - 72,6).

Третья возрастная группа даек в отличие от первых двух имеет значительное распространение. Они представлены в основном прямолинейными крутопадающими телами субширотного простирания мощностью до 20 м, протяженностью 5–8 км. Отдельные дайки достигают мощности 40 м и прослежены на 10–12 км. Сложены они исключительно кварцевыми диабазами, а их эндоконтакты – микродиабазы и порфировыми микродиабазы. Изредка встречаются жилки аплитов.

На векторной диаграмме фигуративные точки анализов образуют два резко обособленных поля – поле кварцевых диабазов ($b = 26,7-30,1$) и поле аплитов ($b = 5,4$). Химический состав кварцевых диабазов весьма выдержан. Это меланократовые породы, бедные щелочами ($a/c = 1,0-1,7$) и насыщенные кремнекислотой [$Q = (-5,0) + 1,3$], в темноцветной части которых железа примерно в 1,5 раза больше, чем магния. Характерно значительное преобладание натрия над калием ($n = 78,8-85,1$). Распределение фигуративных точек анализов указывает на заметное обогащение расплава щелочами и обеднение полевошпатовой известью в процессе кристаллизации. Нормативный состав характеризуется постоянным присутствием кварца ($Q = 1,7-6,8$), ортоклаза ($ог = 3,9-6,1$) и высоким содержанием волластонита ($wo = 6,7-10,7$). Отношение $ab:an$ составляет 48:52 – 58:42. Выдержаны значения коэффициентов железистости (53,6–58,1) и общей щелочности (20,5–25,4), которые в целом более низкие, чем в предыдущих группах. Аплиты этой возрастной группы пересыщены кремнекислотой ($Q = +35,1$) и щелочами ($a/c = 31,0$) при резком преобладании калия над натрием ($n = 31,0$). В нормативном составе основная роль принадлежит ортоклазу ($ог = 38,4$), альбиту ($ab = 16,2$) и кварцу ($Q = 33,2$), а анортит и волластонит почти отсутствуют. Значения коэффициентов железистости (78,9) и общей щелочности (73,9) очень высокие.

Четвертая возрастная группа даек относится к числу наиболее распространенных. Основная масса их сконцентрирована в периферической части выхода кристаллических пород архея. Мощность и протяженность даек колеблются в очень широких пределах. Наряду с короткими маломощными дайками встречаются тела мощностью до 500 м и протяженностью до 10–18 км. Простирание даек субширотное. Сложены они в основном кварцевыми габбро-диабазы, а краевые части мощностью от первых сантиметров до 8–9 м – такситовыми диабазы. Очень характерны гнезда гранофилов и жилки аплитов, плагиоаплитов и диабаз-пегматитов.

По петрохимическим особенностям породы, слагающие тела этой возрастной группы, на векторной диаграмме концентрируются в виде двух обособленных полей, образующих поле пород основной стадии кристаллизации (такситовые диабазы, кварцевые габбро-диабазы) и поле пород, возникших при кристаллизации остаточного расплава (аплиты, плагиоаплиты, гранофиры и диабаз-пегматиты). Породы основной стадии кристаллизации представляют собой меланократовые образования, насыщенные или слегка недосыщенные кремнекислотой [$Q = (+1,7) - (-10,7)$] и в основном бедные щелочами ($a/c = 0,8-2,5$). Сравнительно кучное расположение фигуративных точек анализов по отношению к линии Sb ($b = 26,5-34,8$) указывает на выдержанное содержание в составе пород феррических компонентов, в составе которых в такситовых диабазах магний несколько преобладает над железом, а в кварцевых габбро-диабазы железо преобладает над магнием. Соответственно увеличивается содержание окисного железа ($\varphi = 9,8-15,7$). Характер распределения фигуративных точек анализов указывает на то, что в процессе кристаллизации расплава происходит незначительное обогащение его щелочами ($a = 6,1 - 10,1$) и полевошпатовой известью ($c = 4,1-7,7$). Во всех породах этой стадии кристаллизации натрия преобладает над калием ($n = 71,1-93,3$). Породы, образовавшиеся при кристаллизации осадочного расплава, расположены в верхней части диаграммы ($b = 6,9-9,8$). Это образования, пересыщенные кремнекислотой [$Q = (+18,8) - (+40,5)$] и умеренно богатые, реже богатые щелочами ($a/c = 3,2 - 145,0$). Содержание полевошпатовой извести лишь в единичных случаях достигает 2,8. Существенная роль принадлежит окисному железу ($\varphi = 22,3-45,4$).

Нормативные составы пород характеризуются следующими особенностями. Кварц появляется лишь в кварцевых габбро-диабазы, его содержание увеличивается от 0,5–6,3 в кварцевых габбро-диабазы до 21,0–39,4 в жильных образованиях. Оливин встречается лишь в породах ранних стадий кристаллизации – такситовых диабазы. Отношение $fo:fa$ в среднем 63:37. Относительно нормативного ортоклаза мож-

но сказать следующее: если в породах основной стадии кристаллизации содержание его в целом выдержанное (2,2-6,7), то в гранофирах и плагиаоплитах оно снижается до нуля, а в диабаз-пегматитах и аплитах достигает 27,8-30,0. Отношение $ab:an$ в породах основной стадии кристаллизации колеблется в пределах 34:66 - 58:42, а в породах заключительной стадии кристаллизации - от 75:25 до полного исчезновения анортита.

Коэффициенты железистости и общей щелочности такситовых диабазов и кварцевых габбро-диабазов самые низкие из числа пород даек протерозойского возраста ($F = 44,6-61,0$; $A = 20,5-24,1$). В породах заключительной стадии кристаллизации значение их резко возрастает ($F = 48,2-76,6$; $A = 58,7-70,1$).

Пятая возрастная группа представлена единичными дайками долеритов северо-западного (290-300°) простирания, имеющими значительную протяженность и небольшую мощность (до 20 м). Сложены они оливиновыми, часто порфировыми микродолеритами.

В петрохимическом отношении это довольно однородные меланократовые породы ($b = 28,6-34,1$), слегка недосыщенные кремнекислотой [$Q = (-10,6) - (-5,5)$] и бедные щелочами ($a/c = 0,7-0,9$), с постоянным преобладанием натрия над калием ($n = 78,8-88,1$). На однородный состав пород, слагающих дайки долеритов, также указывает кучное расположение на векторной диаграмме фигуративных точек анализов. Поля, объединяющие их, свидетельствуют о том, что породы, слагающие дайки долеритов, отличаются от пород, слагающих дайки диабазов, более низкой щелочностью ($a = 5,7-6,7$), более высоким содержанием полевшпатовой извести ($c = 6,1-8,1$) и основностью в цветных минералах. Магний постоянно преобладает над железом, и окисное железо содержится в весьма незначительном количестве ($\psi = 4,4-6,3$).

Нормативный состав их характеризуется постоянным присутствием оливина ($fo:fa = 65:35$), сравнительно низким содержанием ортоклаза ($og = 2,8-5,6$), ильменита ($il = 1,6-3,2$) и магнетита ($mt = 1,9-3,5$), высоким - воластонита ($wo = 9,0-14,2$) и анортита ($an = 26,0-32,5$). Петрохимические коэффициенты также имеют низкие значения ($F = 36,9-47,3$, $A = 14,8-22,6$).

Анализ петрохимических особенностей даек из бассейнов рек Кэнгээдэ и Кюенэлэ-кээн показывает, что от первой возрастной группы протерозойских диабазов до пермо-триасовых долеритов они приобретают все более основные свойства с уменьшением кремнезема, щелочей и увеличением полевшпатовой извести. Закономерно возрастает (от 0,56 до 1,24) отношение магния к железу и параллельно уменьшается содержание окисного железа (табл. 3). Некоторое исключение составляют лишь породы даек субщелочных диабазов (вторая возрастная группа). Они характеризуются максимальным содержанием щелочей и минимальным полевшпатовой извести. В составе фемических компонентов также наиболее высоко содержание окисного железа. Подтверждением этих положений служат нормативные составы. Из табл. 3 видно, что от первой возрастной группы протерозойских диабазов до пермо-триасовых долеритов постепенно убывают нормативные кварц, ортоклаз, альбит и увеличиваются анортит и в целом нормативный диопсид. При этом в долеритах нормативный кварц совсем исчезает и появляется нормативный оливин ($fo:fa = 65:35$). Отношение $ab:an$ закономерно изменяется от 57:43 до 43:57. В дайках диабазов субщелочного состава в связи с очень высоким содержанием альбита и низким анортита самое высокое отношение $ab:an$.

Петрохимические особенности возрастных групп даек и их закономерная последовательность изменения хорошо отражаются и коэффициентами железистости и общей щелочности. Каждая возрастная группа характеризуется своими коэффициентами, значения которых постепенно уменьшаются. Исключение составляет коэффициент общей щелочности, значение которого максимально для даек субщелочного состава.

В результате петрохимических исследований выявлено, что каждая возрастная группа даек обладает своими специфическими особенностями, отражающими эволюцию магматического расплава, которая во времени имела антидромный, но в пределах каждой разновозрастной группы внутрикамерной дифференциации - гомодромный характер. В связи с этим каждая возрастная группа даек отличается своим характером дифференциации, вещественным составом и петрохимическими особенностями (см. табл. 3). Дайки одной возрастной группы имеют весьма близкие петрохими-

ческие особенности (см. табл. 2). Установленные различия в петрохимических особенностях даек диабазов и долеритов являются одним из возможных критериев их возрастного расчленения при геологическом картировании.

ЛИТЕРАТУРА

- Гамильтон Е.И. Прикладная геохронология. Изд-во "Недра", 1968.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М., Полевая Н.И., Семихатова М.А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей, венд). - В кн. "Абсолютный возраст геологических формаций". Изд-во "Наука", 1964.
- Каденский А.А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. Изд-во АН СССР, 1961.
- Машак М.С. Проявление протерозойского основного магматизма на южном склоне Анабарского щита. - Геол. и геофиз., 1969, № 6.
- Машак М.С. Траптовый магматизм южного склона Анабарского щита. - В кн. "Геология и петрология интрузивных траптов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1970.
- Тест Б.И. Проды траптовой формации Анабарского массива и связанные с ними явления гибридации. - Труды Ин-та геол. Арктики, 1952, 10.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ ЫГЫАТТИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Ыгыаттинская впадина расположена в восточной части Сибирской платформы в районе междуречья нижнего течения Мархи и Вилюя. Палагонитсодержащие траппы этого района неоднократно привлекали внимание исследователей (Гоньшакова, 1955, 1961; Масайтис, 1962). Возраст их считали ранее пермо-триасовым, а интрузивная природа не вызывала, казалось бы, никаких сомнений. В начале шестидесятых годов М.В.Михайлов поставил вопрос о пересмотре их фациальной природы и возрастного положения. Дальнейшие исследования показали, что они действительно представляют собой покровы среднепалеозойского возраста, участвующие в сложении ыгыаттинской вулканогенно-осадочной серии (Масайтис, Михайлов, 1966).

В пределах северо-западного борта Ыгыаттинской впадины первый покров базальтов расположен на различном удалении от основания вулканогенно-осадочной серии. На р.Вилюй в 2-2,5 км выше устья р.Укугут между известняками лаңдoвeри и покровом базальтов находится пласт аргиллита мощностью 1,5-2,0 м. В долине р.Ыгыатты мощность пачки карбонатно-алевритистых пород, подстилающей эффузивы, уже около 15-20 м, а на р.Мархе она достигает 80 м. Покровы этой части разреза среднепалеозойских отложений вместе с подстилающими осадочными отложениями объединены в ашгаинскую свиту (Масайтис, Михайлов, 1966). Позже В.В.Меннер, К.Е.Колодезников (устное сообщение), основываясь на несогласном залегании покровов на нижележащих среднедевонских отложениях, отнесли их к вилочанской свите верхнего девона. По валовым пробам базальтов двух нижних покровов района р.Ыгыатты получены следующие цифры абсолютного возраста: 418±8; 391; 329±6;

316±9 млн.лет (лаборатория Института геологии ЯФ СО АН СССР). Наблюдаемый разброс, вероятно, обусловлен трудностью анализа этих пород, содержащих повышенное количество в различной степени раскристаллизованного палагонитового агрегата.

По особенностям вещественного состава и структурно-текстурным признакам в составе пород покровов района выделяются гиаобазальты и палагонитовые базальты оливинофирикового, гломеропорфирикового и полифирикового типов. Первые слагают краевые зоны покровов и обладают миндалекаменной или пузырчатой шлаковидной текстурой. Структура их порфирировая, с гиаиновой основной массой. Палагонитовые базальты характеризуются массивной текстурой и реже имеют миндалекаменное сложение. Состав их непостоянен: плагиоклаз (38-50%), моноклинный пироксен (25-40%), псевдоморфозы по оливину (0-10%), титаномagnetит и ильменит (4-6%), палагонитовый агрегат (7-22%), неизменное стекло (0-4, редко до 33%). Структура порфирировая, с интерсертальной, толентовой, микрофитовой, офитовой или пойкилофитовой основной массой.

Многочисленные определения состава плагиоклаза и их последующая статистическая обработка показали наличие трех максимумов. Один из них соответствует $Ап_{75-85}$ и отвечает этапу протокристаллизации. Индивиды этого состава преимущественно представляют собой порфирировые выделения, реже они по размерам не отличаются от плагиоклаза основной массы породы. Второй максимум отвечает лабрадору $Ап_{55-60}$. Этот плагиоклаз кристаллизуется одновременно с клинопироксеном основной массы. Третий максимум соответствует андезигу $Ап_{40-45}$, который преимущественно распространен в базальтах с офитовой структурой. Значительная часть плагиоклаза базальтов зональна, причем зональность порфирировых индивидов изменяется от $Ап_{92-78}$ в центре до $Ап_{76-57}$ по периферии, изредка наблюдаются и "сквозные" индивиды с диапазоном зональности $Ап_{82-40}$.

Клинопироксен по составу отвечает авгиту - $Wo_{40-43}En_{39-49}Fs_{8-20}$ (№ 1, 703-1, 720; $Nr = 1,679-1,696$; $+2V = 48-56$; $cNg = 48-54$). Наиболее магнезиальные разности клинопироксена встречены в покровах базальтов, содержащих протокристаллы титаномагнетита, включенные в битовнит.

Оливин образовал порфиновые кристаллы, а также участвовал в сложении основной массы породы. Он целиком замещен либо желто-зеленым агрегатом боулингита, либо бурым идингситом, реже палагонитовым агрегатом. Лишь по отдельным порфировым зернам оливина развиваются тальк и изредка серпентин.

Отличительная черта базальтов рассматриваемой группы - присутствие в них повышенного количества палагонитового агрегата. Предыдущие исследователи видели в этом указание на наличие в исходном базальтовом расплаве большого количества воды (Гоньшакова, 1955; 1961; Лебедев, Гоньшакова, 1955; Ляхович, 1957). В базальтах среднего палеозоя условно выделяются три формы нахождения палагонита: сферические и эллипсоидные выделения, псевдоморфозы по оливину и заполнение трещин и миндалин с одновременным замещением стекла. Границы эллипсоидных обособлений обычно резкие, даже если они контактируют со слабо измененным стеклом в базальтах с толеитовой структурой. Лейсты плагиоклаза как бы обтекают сферолиты. Когда они внедряются в агрегат палагонита, в последнем отмечаются деформационные трещины. Оптические свойства палагонита из сферолитов изменяются даже в пределах одного обособления. Окрашен он чаще в светло-зеленый цвет, отмечаются также желтые и желто-бурые и даже красно-бурые разности. Величина двупреломления у светло-зеленого агрегата - небольшая. Расположение лейст плагиоклаза, образующих касательные к поверхности сферолита, свидетельствует о том, что палагонитовое вещество обособилось еще на стадии кристаллизации расплава. Псевдоморфозы по оливину, сложенные палагонитовым агрегатом, развиты ограниченно. Желтоватый и желтовато-бурый палагонит псевдоморфоз по своим свойствам тождествен палагонитовому агрегату, развивающемуся в интерстициях. Выполнение трещин, миндалин и микропор - одна из характерных особенностей развития агрегата палагонита в рассматриваемых базальтах. Следует подчеркнуть, что хотя этот морфологический тип палагонитового агрегата наблюдается в любой части покрова, в основном он развит в периферических частях, где содержание его достигает 30% объема породы. В то же время в центральной зоне этих покровов общее содержание всех морфологических типов палагонитового агрегата не превышает 8-10%. Оптические свойства палагонита рассматриваемой морфологической группы также непостоянны. Однако в его составе доминируют раскристаллизованные разности, обладающие мелкочешуйчатым или волокнистым сложением и имеющие бледно-зеленую окраску. Такие разности чаще слагают миндалины. В краевых частях их обычна зона желтовато-зеленого, а в контакте с ядром кварца или кальцита - кайма хлоритоподобного светло-зеленого агрегата. Последняя разновидность имеет более низкое двупреломление (0,003-0,006) и более высокое светопреломление, чем желтоватый агрегат. Трещины в базальтах заполнены как изотропным палагонитом, так и раскристаллизованным агрегатом.

Детальное исследование палагонитового агрегата первой и третьей морфологических групп показало, что он сложен базальтовым стеклом, хлоритами, нонтронитом, а в краевой зоне покровов присутствует и глауконит. Палагонитовый агрегат долеритов представлен базальтовым стеклом, при старении которого охотно возникает гизингерит (Гоньшакова, 1961).

Сравнение состава палагонитового вещества из базальтов Ыгыаттинской впадины и палагонитов из подводных эффузивов о-ва Уруп обнаруживает между ними много общего (см. таблицу). Палагониты как базальтов, так и андезито-базальтов о-ва Уруп постоянно содержат больше Fe^{3+} , чем Fe^{2+} и имеют мало марганца. Последнего в них меньше, чем в базальте в целом. Содержание щелочей в палагонитовом веществе непостоянно. Часть палагонитов (обр. 90, 87, 42) характеризуется резким преобладанием калия над натрием и одновременно высоким содержанием первого. В других же количество щелочей близко к таковому в породе либо несколько понижено, причем избирательное повышение калия при этом не происходит. Интересно, что палагонитизированное стекло гиаобазальта приконтактной части покрова также характеризуется резко доминирующим содержанием калия - 6,31 против 0,14% Na_2O . Сравнивая составы палагонитового вещества базальтов и первичного

Химический состав палагонитов базальтов Ыгыаттинской впадины,
андезито-базальтов о-ва Уруп и долеритов района среднего течения р.Вилой

Компо- ненты	Базальты Ыгыаттинской впадины				Андезито-базальты о-ва Уруп (Пискунов, Федорчен- ко, 1969)		Первичный палаго- нит долерита, ма- териалы автора, обр. 5	Вторичный палаго- нит долерита, район р. Аламджах, (Ля- хович, 1957)
	р.Вилой (Гоньшакова, 1961)			приустьевая часть р.Мас- таах (Лебедев, Гоньшакова, 1955)	обр.520 ^a /1	обр. 3		
	обр. 42	обр. 90	обр. 87					
SiO ₂	46,72	51,14	53,34	41,04	48,49	45,81	46,40	38,72
TiO ₂	0,13	нет	сл.	0,53	0,89	0,59	2,70	0,30
Al ₂ O ₃	7,81	7,57	5,17	12,95	14,14	12,31	2,06	6,04
Fe ₂ O ₃	10,85	14,00	16,38	13,15	8,02	10,05	5,76	23,74
FeO	2,86	2,20	1,90	3,28	3,20	2,17	14,46	4,74
MnO	0,02	0,03	0,03	0,09	0,10	0,08	0,46	0,56
CaO	3,54	1,00	1,18	1,76	4,99	6,04	15,04	3,31
MgO	10,21	8,93	8,08	7,60	4,48	9,33	11,61	4,00
Na ₂ O	0,15	0,25	2,15	0,71	2,64	2,56	0,42	Не обн.
K ₂ O	2,22	7,04	6,50	0,27	1,23	1,01	0,16	" "
P ₂ O ₅	0,04	сл.	сл.	-	0,15	0,26	0,15	-
H ₂ O ⁺	-	4,16	4,13	7,02	-	-	1,06	13,08
H ₂ O ⁻	7,06	3,54	1,22	11,41	6,47	4,22	0,14	6,19
П.п.п.	8,29	-	-	-	5,06	5,15	-	-
CO ₂	Не опр.	0,17	0,44	-	-	-	-	-
S _{общ.}	-	-	-	-	0,22	0,21	-	-
Сумма....	99,90	100,03	100,52	99,81	100,08	99,79	100,42	100,60

палагонита из долерита, следует подчеркнуть, что они отчетливо различаются по степени окисленности железа, содержанию марганца, титана и щелочей. Таким образом, палагонитовое вещество базальтов и андезито-базальтов о-ва Уруп по химическому составу заметно отличается от палагонита интрузивных траппов, что, несомненно, отражает различные условия их образования.

В.Л.Масайтис и М.В.Михайлов (1966) на основе анализа морфологии поверхности покровов, обнаженных в долине р.Виллой и приустьевой части рек Укугут и Аппай, пришли к выводу, что лавы аппайнской свиты представляют собой типичные плато-базальты трещинного типа, излившиеся в континентальных условиях. Изучение морфологических особенностей покровов, а также характера распределения и состава палагонитового агрегата в базальтах северо-западного борта Ыгыаттинской впадины свидетельствует о том, что основная масса их изливалась в морской бассейн. Были это исключительно подводные излияния или же подводные каналы их располагались на суше, а лава, достигнув береговой линии, уходила под воду, сказать трудно. Охарактеризуем признаки, которые отличают рассматриваемые базальты от плато-базальтов, излившихся в наземных условиях, примером которых служат базальты нижнемезозойского возраста Сибирской платформы, слагающие плато Путоран.

Основное различие составов базальтов Ыгыаттинской впадины и центральной и северной частей Сибирской платформы заключается в резком обогащении первых палагонитовым агрегатом. В работах, посвященных петрологии эффузивов триаса Сибирской платформы, отсутствуют указания на наличие в них палагонита (Лебедев, 1955; Томановская, 1968 и др.). В названных базальтах наблюдается оранжево-бурый хлорофит. Сейчас на многочисленных примерах установлено, что палагонитовый агрегат, аналогичный по морфологическим признакам и особенностям химического состава палагониту базальтов Ыгыаттинской впадины, возникает при подводных извержениях в результате взаимодействия расплава и морской воды (Пискунов, Федорченко, 1969; Ennico, 1965; Piccoli, 1966). Таким образом, присутствие большого количества палагонитового вещества переменного минерального состава, особенно в краевых частях покровов базальтов, следует рассматривать как прямое свидетельство того, что кристаллизация расплава шла в подводных условиях. Формированию палагонита в постмагматическую стадию способствовала морская вода, проникавшая по трещинам в остывающие породы и интенсивно гидратизировавшая их. Именно в это время возникает наиболее распространенная морфологическая разновидность палагонита, резко доминирующая в краевых зонах покровов. Особенности химического состава палагонита базальтов аппайнской свиты также указывают на то, что он представляет собой продукт взаимодействия морской воды и вещества базальта (в частном случае — стекла). Это взаимодействие обеспечило интенсивное окисление железа в агрегате палагонита, потерю им марганца, а также алюминия. На важную роль палагонита базальтов подводного происхождения как экстрактора марганца указывал Дж.Науди (Nayudu, 1964). Детальные исследования К.К.Зеленова (1969 г.) в областях современного вулканизма показали, что эксгаляция подводных вулканов осуществляет вынос Mn, Ti, Al, Fe, т.е. как раз той группы элементов, которая выносится при палагонитизации базальтов в подводных условиях. И еще одна особенность состава палагонитового вещества, вероятно, обусловлена обменными реакциями с морской водой. Привлекает внимание то, что гялобазальт почвы покрова палагонитового базальта, обнаженного по р.Ыгыатте, содержит много калия (6,31% K_2O) при ничтожном количестве натрия (0,10 Na_2O). Этот факт едва ли можно объяснить только диффузионной дифференциацией расплава. Палагонит из базальтов района р.Виллой (см.таблицу) нередко также содержит много калия. При раскристаллизации палагонитового вещества образуются хлориты, нонтронит, глауконит, возможно, и другие гидрослоды. Некоторые из этих минералов обладают способностью избирательно извлекать калий из морской воды (Дир и др., 1966). Палагонитизация базальтового стекла в морских условиях сопровождается накоплением в возникающих новообразованиях калия (Mooge, 1966). Для сравнения укажем, что при гидротермальной нонтронитизации базальтового стекла избирательное обогащение калием не происходит и гидротермально-измененные стекла характеризуются лишь повышенным содержанием воды и окисного железа (Олейников, Старосельцев, 1970). Кроме того, базальты среднепалеозойского возраста в районе рек Ыгыатты и Мархи переслаиваются с лагунно-морскими осадочными образованиями с морской фауной. Это

также свидетельствует о том, что излияние базальтов в этом районе шло в морской бассейн. Вместе с тем покровы базальтов низов разреза апаинской свиты юго-западного борта Ыгыаттинской впадины (район р.Укугут), возможно, формировались в наземных условиях, о чем, в частности, свидетельствует образование лав с канатной поверхностью (Масайтис, Михайлов, 1966).

Таким образом, фашиальная обстановка образования покровов базальтов апаинской свиты на площади Ыгыаттинской впадины не была одинаковой. В начале формирования пород свиты лишь на крайнем юго-западе впадины имело место излияние лав в наземных условиях. В остальных районах этой структуры лавы изливались в морской бассейн, где в результате взаимодействия расплава и воды происходило образование агрегата палагонита. Несомненно, что и на прилегающих к водоему участках суши происходила интенсивная вулканическая деятельность. Об этом, в частности, свидетельствуют наличие туфовых трубок взрыва, сложенных основными породами, развитых по периферии Ыгыаттинской впадины, и постоянное присутствие продуктов разрушения базальтов, наблюдаемых в прослойках гравелитов как из пачки пород апаинской свиты, подстилающих покровы базальтов в обнажениях по р.Ыгыатте, так и в более высоких частях разреза отложений девонского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

- Гоньшакова В.И. Материалы по петрографии трапфов среднего течения бассейнов рек Вилюя и Мархи. - Труды Вост. Сиб. фил. АН СССР, 1955, вып. 2.
- Гоньшакова В.И. Трапфовый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. III. Изд-во "Мир", 1966.
- Лебедев А.П. Трапфовая формация центральной части Тунгусского бассейна. - Труды ИГи АН СССР, 1955, вып. 161.
- Лебедев А.П., Гоньшакова В.И. Хлорофейт в мандельштейновых диабазах р.Мархи. - В кн. "Вопросы геологии Азии". Т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Ляхович В.В.К минералогии палагонитов. - Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11.
- Масайтис В.Л. Трапфовая формация бассейна р.Вилюй. - В кн. "Петрография Восточной Сибири". Т. 1. Изд. АН СССР, 1962.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В. Среднепалеозойская вулканогенно-осадочная серия Ыгыаттинской впадины (восточная часть Сибирской платформы). - Геол. и геофиз., 1966, № 4.
- Олейников Б.В., Старосельцев В.С. Состав и генетические особенности спекшихся пирокластических образований трапфовой формации. - В кн. "Геология и петрология интрузивных трапфов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1970.
- Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. О палагонит-хлорофейтовых минералах в позднеплиоценовых вулканогенных образованиях острова Уруп (Курильские острова). - Докл. АН СССР, 1969, 184, № 3.
- Томановская Ю.И. Эффузивная фация. - Труды НИИГА, 1968, 158.
- Enrico V. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean. - Bull. Volcan, 1965, 28.
- Moore I.G. Rate of palagonitization of submarine basalt to Hawaii. - Geol. Surv. Profess. Paper., 1966, N 550-D.
- Nayudi Y.R. Palagonite tuffs (hyaloclastites) and the products of post-eruptive processes. - Bull. Volcan, 1964, 27.
- Piccoli G. Subaqueous and subaerial basis Alps (Southern Alps), NE- Italy). - Bull. Volcan, 1966, 29.

Л.В.Нижишова, Б.В.Олейников,
М.А.Погудина.

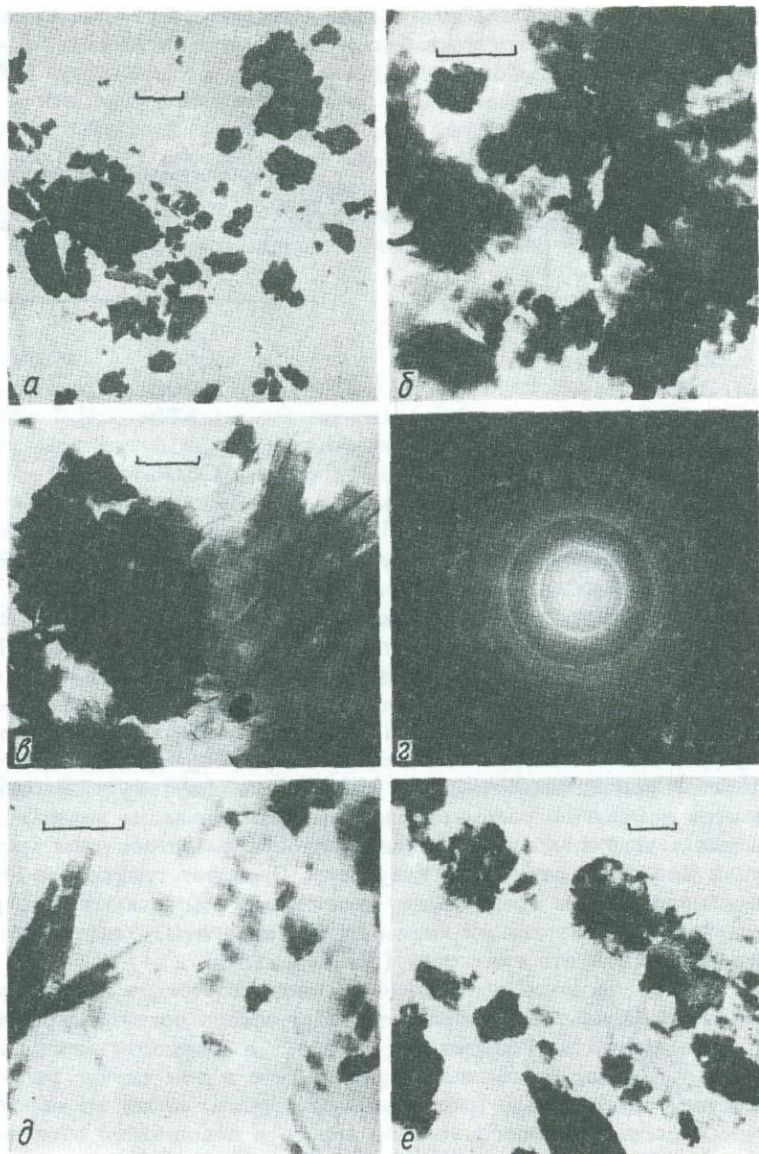
ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ И ОПТИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ
ПАЛАГОНИТОВОГО ВЕЩЕСТВА ТРАППОВ РАЙОНА
СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ВИЛЮЙ

Среди продуктов поздне- и постмагматического этапов образования трапповых пород многие исследователи выделяют палагонитовое вещество. Тонкокристаллическое, а нередко и аморфное сложение затрудняет диагностику его минерального состава, и чаще всего под понятием "палагонит" описывается группа образований, в составе которой присутствуют как стекловатое вещество, так и окристаллизованные разности (Гоньшакова, 1956; Лебедев, Гоньшакова, 1955; Ляхович, 1957). Для возможно более точной диагностики состава палагонитового вещества нами предпринята попытка электронномикроскопического исследования палагонитового агрегата из базальтов среднепалеозойской трапповой формации и толеитовых разностей долеритов и габбро-долеритов. Предварительно палагонитовое вещество макроскопически классифицировали по цвету и морфологическим признакам на группы. Одновременно с электронномикроскопическим исследованием проводили иммерсионное изучение препаратов того же образца.

Палагонитовое вещество из интрузивных траппов, окрашенное в коричневые тона, реже смоляно-черное в иммерсионных препаратах определяется как вулканическое стекло, показатели преломления которого изменяются от $N = 1,612 - 1,519$ (обр. 243/1r) до $1,413 < N < 1,453$ (обр. 5/16). Нередко в одном агрегате стекло одинаковой окраски и микроскопически представляющее собой однородное вещество различается по величине показателя преломления. В этом случае наблюдаются две группы стекол, показатели преломления одной лежат в пределах $N = 1,458 - 1,465$, а второй $N = 1,582 - 1,597$ (обр. 72/3в и др.). Вулканическое стекло из толеитовых разностей палагонитовых базальтов (обр. 163/4а, 274/1а, 272/1а) среднепалеозойской трапповой формации в иммерсионных препаратах характеризуется такими же оптическими свойствами. Наблюдаемое как в базальтах, так и в долеритах присутствие двух групп стекла с различной величиной показателя преломления следует связывать с неодинаковой степенью гидратации этих разновидностей.

Коричневое стекло долеритов и габбро-долеритов (обр. 284/1в, 5/16, 73/1в) и черное базальтов (обр. 274/1а) под электронным микроскопом выглядит в виде частиц неправильной формы с изрезанными краями (см. рисунок 1,а), в основном непрозрачных для электронного луча, реже полупрозрачных или полупрозрачных в краях. Размеры частиц от 0,1 до 2-3 мк. Внешний вид образцов, хрупкость, неустойчивость суспензий при приготовлении электронномикроскопических препаратов и, главное, отсутствие дифракционной картины показывают, что эти образцы представляют собой вулканическое стекло. В обр. 274/1а есть примесь очень мелких чешуек. На электронограмме этого образца наблюдаются три очень слабые линии с межплоскостными расстояниями 4,39; 2,6 и 1,53 Å, по которым нельзя с уверенностью диагностировать это новообразование, развивающееся по стеклу. В электронномикроскопических препаратах толеитового вещества долеритов и габбро-долеритов подобные новообразования не наблюдались.

Основную группу продуктов замещения первичного гелеобразного палагонитового вещества базальтов, кристаллизовавшихся в морском водоеме, составляют хлоритоподобные образования переменного химического состава (Гоньшакова, 1961). Величина двупреломления их мала, а показатели преломления изменяются от $N = 1,622 \pm 0,003$ для макроскопически голубовато-зеленой разности (обр. 274/3а) до $N = 1,553$ у светло-зеленого микрочешуйчатого хлорита, выполняющего миндалину в палагонитовом базальте (обр. 183/1а). Наблюдаются образования, имеющие и промежуточные между приведенными выше показатели преломления. Окраска их варьирует в пределах различных тонов зеленого цвета, иногда с голубоватым оттенком.



Микрофотографии образцов палагонитового агрегата

а - вулканическое стекло, обр. 72/3в; б - хлорит, обр. 183/1а; в - хлорит, обр. 163/4б; г - электрограмма хлорита, обр. 183/1а; д - чешуйки хлорита и шепковидные кристаллы нонтронита, обр. 274/1е; е - глауконит, обр. 274/2д

В электронномикроскопических препаратах палагонитовые агрегаты светло-зеленого (обр. V/1, 363/1а, 186/1е), темно-зеленого (186/1е, 163/4а) и голубовато-зеленого (обр. 163/4а, 274/1е) цвета - типичные хлориты: компактные, с четкими контурами, комковатые агрегаты, частицы, непрозрачные и полупрозрачные для электронов (Рекшинская, 1966; Beutelspacher, Van der Marel, 1968). Встречаются полупрозрачные и почти прозрачные чешуйки с резкими, иногда закрученными краями (см. рисунок, б,в). Размеры частиц от 0,1 до 1 мк, агрегаты достигают 3-4 мк. На электрограммах наблюдаются линии, отвечающие межплоскостным расстояниям магнизиальных хлоритов (Михеев, 1957). Электрограммы снимали с предварительно нанесенным алюминиевым стандартом. В табл. 1 приведена электро-

нограмма палагонитового агрегата обр. 183/1а (см. рисунок, г). В различных образцах межплоскостные расстояния наиболее сильных линий варьируют: 020 - от 4,53 до 4,614 Å; 200 - от 2,61 до 2,65 Å и 060 - от 1,536 до 1,542 Å.

Таблица 1

Электроннограмма хлорита (обр.183/1а)

hkl	d/n, Å	I
020	4,614	10
200	2,642	7
	2,202	1
	1,755	2
060	1,536	10
400	1,328	4

Таблица 2

Электроннограмма глауконита (обр. 274/2д)

d/n	I
4,497	9
2,600	10
2,408	1
1,679	2
1,510	8
1,306	4

В темно-зеленом палагонитовом веществе из оторочки миндалины в базальте (обр. 163/4а) и в голубовато-зеленом агрегате (обр. 274/1е) имеется примесь щепковидных частиц, по виду очень похожих на нонтронит (см. рисунок, д). Микродифракционная картина их дает межплоскостные расстояния 4,57; 2,63; 1,72; 1,54; 1,33 Å, которые тоже характерны для нонтронита (Михеев, 1957).

Гидрослюда, представленная глауконитом, встречается на поверхности контакта покрова палагонитового базальта в береговом обнажении р.Мархи. Окраска минерала зеленовато-голубая. Показатели преломления $N_g = 1,618 \pm 0,002$ и $N_p = 1,585 \pm 0,002$ подтверждают принадлежность этого минерала к глаукониту. В шлифах неоднократно наблюдается замещение обломков базальтового стекла на поверхностях покровов и прилегающих к ним осадочных породах голубовато-зеленоватым мелкочешуйчатым агрегатом. Вероятно, это также глауконит. Препарат глауконита (обр.274/2д) под электронным микроскопом представлен тончайшими пластинками (см. рисунок, е) с нечеткими контурами, образующими хлопьевидные агрегаты. Электроннограмма (табл. 2) подтвердила, что это глауконит (Михеев, 1957).

Хотя образование гидрослюды достоверно установлено только на поверхности покровов палагонитовых базальтов, особенности химического состава окристаллизованного палагонитового агрегата (Гоньшакова, 1961), в частности иногда повышенное содержание в нем K_2O , дают основание допускать, что в том случае гидрослюда входит в его состав, обуславливая избирательную сорбцию калия из морской воды. Только хлоритовым составом палагонитового агрегата невозможно объяснить присутствие в нем в ряде случаев повышенного количества калия. Одновременно высокое содержание в окристаллизованном палагонитовом веществе окисного железа позволяет допускать присутствие в его составе селадонита. Минералы хлоритовой группы, входящие в состав палагонитового агрегата, вероятно, также характеризуются высоким содержанием трехвалентного железа. Широкие гетероэвалентный изоморфизм магния на трехвалентное железо в этих образованиях обуславливает заметные изменения в их дебаеграммах, в результате чего они существенно отличаются от дебаеграмм типичных хлоритов (Михеев, 1957). Так, в частности, дебаеграмма обр. 183/1а характеризуется небольшим числом линий и пониженной их интенсивностью. В то же время электроннограмма этого же агрегата (см. табл.1) однозначно определяет его как минерал хлоритовой группы. Возможно, такой характер дебаеграммы обр. 183/1а обусловлен присутствием в составе палагонитового агрегата не полностью раскристаллизованного вещества.

Электронномикроскопическое исследование палагонитовых агрегатов приповерхностных трапшовых интрузивов и базальтов среднепалеозойской трапшовой формации показало, что они резко различны по составу. Это отражает разную фациальную обстановку кристаллизации толеитового расплава, образовавшего названные тела. В условиях приповерхностных и гипабиссальных магматических камер кристаллизация расплава, обогащенного водой, заканчивается образованием гелеподобного изотропного

вещества, по составу отвечающего базальтовому стеклу различной степени гидратации. При старении этого стекла возникает агрегат гизенгирита (Ляхович, 1957). При излиянии толеитового расплава в морской водоем уже на средних этапах кристаллизации в нем могут возникать гелеобразные обособления, имеющие стекловатую природу. На последующей стадии оформления базальта они превращаются в существенно хлоритовый агрегат своеобразного химического состава. За счет первичного стекловатого вещества краевых зон покровов базальтов возникают нонтронит и минералы группы гидрослюд. Обнаружение глауконита на поверхности покрова палагонитового базальта — прямое подтверждение существования этого процесса.

ЛИТЕРАТУРА

- Гоньшакова В.И. Некоторые термические и рентгеноструктурные данные о палагоните в палагонитовых миндалекаменных диабазах западной части Виллойской впадины. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 4.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61.
- Лебедев А.П., Гоньшакова В.И. Хлорофит в мандельштейновых диабазах р.Мархи.— В кн. "Вопросы геологии Азии". Т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Ляхович В.В. К минералогии палагонитов. — Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Рекшинская Л.Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов. Изд-во "Недра", 1966.
- Beutelspacher H., Van der Marel H.W. Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures. Elsevier Publishing Company Amsterdam — London — New York, 1968.

М.Д.Томшин, Ф.Ф.Брахфогель,
Б.В.Олейников, А.Г.Копылова

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ КСЕНОЛИТОВ ТРАПОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК И ВОЗРАСТ ТРУБОК МАЛО-БОТУОБИНСКОГО РАЙОНА

Ксенолиты трапов в кимберлитовых трубках Мало-Ботуобинского района привлекали внимание исследователей с самого начала изучения этих тел. Именно на основании наличия ксенолитов трапов на ранних этапах изучения трубок возраст последних был определен как посленижнетриасовый (Бобриевич и др., 1959). Краткое петрографическое описание ксенолитов трапов было дано Е.В.Францессон (1962). Обсуждая возраст трубки Мир, М.В.Михайлов и Н.В.Гридасов (1963) коснулись вопроса о существовании на территории Ботуобинской седловины более древнего, чем пермо-триасовый, трапового магматического цикла. Это подтвердилось последующими исследователями (Масайтис, 1965) и привело к пересмотру суждений о возрасте пород траповых ксенолитов. Было показано, что в кимберлитовых трубках района присутствуют только ксенолиты трапов, параллелизуемых с породами интрузивной фации среднепалеозойской формации (Пономаренко, Харьков, 1971; Саврасов, Чумирин, 1971).

Для уточнения фацальной принадлежности обломков траповых пород в трубках Мало-Ботуобинского района нами в 1970-1971 гг. был осуществлен сбор ксенолитов трапов из кимберлитовых трубок Мир, Спутник, Интернациональная. В работе использованы также коллекции ксенолитов Г.В.Зольникова, В.В.Ковальского и Б.М.Никитина. Этот каменный материал был разносторонне изучен, и полученные результаты положены в основу настоящей статьи.

Прежде чем дать краткую характеристику пород, слагающих ксенолиты трапов, следует напомнить, что, согласно последним данным, на территории Ботуобинской седловины и ее восточного склона установлены интрузивные и эффузивные образования среднепалеозойской и интрузивы верхнепалеозойской - нижнемезозойской траповых формаций. Интрузивы первой формационной группы обычно представлены дайками различной мощности и протяженности, которые сопровождаются небольшими хонолитами и силлами. Они сложены в основном призматически-офитовыми и офитовыми габбро-долеритами. Ведущие минералы: основной плагиоклаз (до 55%), авгит, обычно титанистый (до 35%), и оливин (6-7%). Последний в большинстве случаев изменен и только в крупных хонолитах сохраняется в свежем виде. Для пород в целом характерно повышенное (иногда до 10%) количество титаномагнетита, магнетита и особенно ильменита, а также позднемагматических - роговой обманки (до 3-4%), биотита (до 3%) и калиевого полевого шпата; типично присутствие апатита (до 1-2%). Эти особенности состава наложили отпечаток и на петрохимические черты пород: заметно повышенное содержание TiO_2 , K_2O и P_2O_5 по сравнению с долеритами пермо-триасового возраста.

Следует более подробно остановиться на формационной принадлежности пластовых тел, прорванных трубкой Мир. Эти тела (мощностью 30 и 20 м) вскрыты скважинами в непосредственной близости от трубки Мир на глубине соответственно 360 и 490 м. Вероятнее всего, они связаны с дайкой, выполняющей разлом Центральный. Некоторые исследователи продолжают относить их к верхнепалеозойской - нижнемезозойской траповой формации на основе данных абсолютного возраста (Михеенко, Ненашев, 1969). Однако структурно-текстурные признаки и особенности минерального состава пород этих тел, подтвержденные данными химических анализов (повышенное содержание TiO_2 , P_2O_5 и K_2O , табл. 1), позволяют однозначно утверждать, что они принадлежат к среднепалеозойской формационной группе. К тому же внедрение их контролируется разломами Виллойско-Мархинской зоны, которые служили магмоподводящими каналами только в среднепалеозойское время.

Среднепалеозойские эффузивы, представленные палагонитовыми базальтами, на восточном склоне Ботуобинской седловины известны в составе ыгыаттинской вулкано-осадочной серии (Масайтис, 1965). Ближайшие к трубкам Мало-Ботуобинского района эффузивы среднепалеозойского возраста обнажены в приустьевых частях рек Ашай и Укукут, где они входят в состав ашайинской свиты (D_2 ap). Изучение их вещественного состава позволило нам выделить среди палагонитовых базальтов полифировые, плагиофировые, гломероплагиофировые, оливинофировые и толеитовые разности, а также гиаобазальты и мандельштейны, образующие краевые части покровов. Основная масса базальтов обладает микроофитовой и офитовой структурой и состоит из плагиоклаза (37–50%), клинопироксеном (20–30%), псевдоморфозами по оливину (до 10%), палагонитовым агрегатом (до 30%). В толеитовых разностях существенную роль играет неизменное стекло (до 35%). Среди окисных рудных минералов характерно присутствие гематита, повышенное количество которого наблюдается в верхних частях покровов. Он встречается в основной массе базальта, а также образует оторочки вокруг миндалин и выполняет их. В петрохимическом отношении базальты не обладают устойчивыми особенностями состава, что обусловлено как фаціальными условиями их формирования (см. статью Б.В.Олейникова в настоящем сборнике), так и переменным составом и количеством вещества миндалин. Содержание TiO_2 , P_2O_5 и часто K_2O ниже, чем в породах интрузивной фации среднепалеозойской формации, и нередко близко к содержанию этих компонентов в долеритах пермо-триасового возраста. Однако по структурно-текстурным особенностям и присутствию большого количества палагонитового агрегата базальты четко отличаются от долеритов этой возрастной группы.

Долериты верхнепалеозойской – нижнемезозойской траптовой формации в центральной части Ботуобинской седловины слагают останцы некогда крупного приповерхностного интрузива. Представлены они преимущественно пойкилоофитовыми разностями. Это формационная группа неоднократно описывалась в литературе (Масайтис, 1962 и др.). В составе долеритов постоянно присутствует свежий оливин (7–12%), мало ильменита, апатита, отсутствует роговая обманка, а биотит, как правило, дает лишь узкие реакционные оторочки по границе плагиоклаза и титаномагнетита.

Включения траптов в кимберлитовых трубках представлены обломками различной формы, размеров и степени измененности. В трубке Мир среди них четко выделяются как долериты и габбро-долериты, так и базальты, которые резко доминируют в количественном отношении над первыми и составляют около 80% общего числа ксенолитов траптов. В двух других трубках нами наблюдались только ксенолиты палагонитовых базальтов. Окраска подавляющего большинства включений мезократовая, но встречены и лейкократовые габбро-долериты, по внешнему виду подобные габбро-долеритам, образующим шпировые обособления в центральных частях хонолитов и силов. На характер вторичных изменений пород ксенолитов наложили отпечаток процессы, связанные со становлением кимберлитовых трубок. В этой обстановке более измененными оказались ксенолиты базальтов, что обусловлено присутствием в их составе повышенного количества палагонитового агрегата и стекла, которые легко преобразуются в новые минеральные ассоциации. Ведущими среди вторичных изменений являются хлоритизация и серпентинизация, иногда вплоть до полного замещения первичных минералов породы в краевой части ксенолита. Карбонатизация и сульфидизация имеют резкое подчиненное значение. Последняя выражена иногда в сильной пиритизации ксенолитов по контакту с кимберлитом, реже пирит проникает в глубь ксенолита по трещинкам, а в ксенолитах базальтов выполняет оторочки вокруг миндалин.

Среди ксенолитов интрузивных траптов установлены разности, обладающие габбро-офитовой, реже призматически-офитовой и микроофитовой структурой. Последние имеют слабо выраженную порфиловую текстуру. Такой характер изменения структуры пород обломков указывает на присутствие среди них представителей как краевых, так и центральных частей тел, захваченных при прорывании их кимберлитовой трубкой.

Все отмеченные разности интрузивных ксенолитов сложены плагиоклазом (50–55%), клинопироксеном (30–37%), магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом (до 6–10%), роговой обманкой (3–4%), биотитом (2–3%), апатитом (до 2%), кварцем, щелочным полевым шпатом, отмечены также хлорит и серпентин (в краевой части обломков). Характерно полное отсутствие оливина. Кроме того, в лейкократовых

Таблица 1

Химический состав пород ксенолитов траппов в кимберлитовых трубках Мало-Ботубинского района

Компо- ненты	Ксенолиты базальтов					Средний состав па- лагонито- вых ба- зальтов аппаин- ской сви- ты, 13 анализов	Ксенолиты габбро-долеритов					Состав по- род интру- зивных тел, про- рванных трубкой Мир (Ми- хеенко, Ненашев, 1969), 2 анализа	Средний состав ин- трузивных траппов среднепа- леозойско- го воз- раста, 48 анализов	Средний состав ин- трузивных траппов пермо-три- асового воз- раста, 57 анализов
	обр. ШХ- 123А	обр. М-1	обр. М-2	обр. М-4	обр.Мр- 16-71		обр. М-3	обр. БМ-45	обр. БМ-145	обр. БМ-452	обр. БМ- 1088			
SiO ₂	43,30	44,22	37,56	43,12	43,07	48,47	48,14	48,17	47,24	47,48	47,89	47,65	48,28	49,25
TiO ₂	1,90	1,96	1,57	1,96	2,05	1,95	3,06	2,67	2,20	3,11	2,78	2,70	3,00	1,55
Al ₂ O ₃	12,34	12,34	12,74	12,45	11,79	13,96	13,62	12,88	12,77	11,97	13,17	14,19	13,76	14,31
Fe ₂ O ₃	1,91	1,61	3,24	1,16	3,33	5,54	1,77	4,70	5,16	4,59	2,34	3,74	3,82	4,38
FeO	9,39	6,75	7,40	9,15	8,00	6,85	11,45	9,02	8,81	10,44	11,86	9,49	10,40	8,63
MnO	0,13	0,13	0,09	0,13	0,08	0,16	0,20	0,10	0,18	0,18	0,17	0,26	0,18	0,20
MgO	15,46	16,32	22,14	15,93	16,81	7,21	6,97	7,70	9,09	7,64	6,21	8,44	5,51	5,95
CaO	5,11	5,80	2,96	5,70	5,21	11,09	8,85	9,12	10,04	9,40	10,14	8,11	9,55	10,69
Na ₂ O	1,72	1,52	0,62	1,81	0,95	2,06	1,44	2,15	2,01	2,29	2,51	2,55	2,16	2,52
K ₂ O	1,05	0,85	0,53	0,86	1,70	0,75	2,51	1,15	0,90	1,57	1,63	1,69	1,47	0,70
P ₂ O ₅	0,28	0,28	0,23	0,26	0,22	0,18	0,43	0,46	0,44	0,34	0,48	0,40	0,60	0,18
H ₂ O ⁺	5,44	5,41	8,39	5,66	6,36	1,77	0,70	1,70	1,77	1,28	0,63	1,46	1,15	0,95
Собщ	-	-	-	-	0,33	-	-	0,50	0,30	0,06	0,09	-	-	-
F	0,03	0,02	0,03	0,03	-	-	0,06	0,01	-	0,01	0,04	-	-	-
П.п.п.	-	-	0,50	0,10	-	-	-	-	-	-	-	0,07	-	-
Сумма....	99,70	100,49	100,17	99,61	99,90	99,99	99,69	100,73	100,86	100,36	99,92	100,75	99,88	99,38

Обр. Мр-16-71, БМ-45, БМ-145, БМ-452, БМ-1088 проанализированы в химико-аналитической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР, аналитик Е.Б.Галайская; обр. Шх-123А, М-1, М-2, М-3, М-4 - в центральной лаборатории ЯТГУ, аналитик Г.Г.Брагинец.

габбро-долеритах присутствуют сульфиды (до 1-1,5%), что типично для пород шпировых обособлений. Эти сульфиды в основном представлены пиритом, пространственно тяготеющим к участкам расположения магнетита и позднемагматических минералов и в целом относительно равномерно распределенным в массе габбро-долерита.

Количество плагиоклаза в породе практически постоянно. Наблюдается лишь некоторое обогащение минералом лейкократовых призматически-офитовых габбро-долеритов (до 60%). Первая генерация плагиоклаза состава An_{82-78} образует ядра крупных табличек порфировых выделений в мелкозернистых долеритах и зерна неправильной формы со следами растворения в габбро-долеритах. Плагиоклаз II (An_{65-31}) составляет основную массу в мелкозернистых долеритах и является ведущим минералом габбро-долеритов.

Слегка коричневатые в шлифах ксеноморфные выделения клинопироксена часто имеют мозаичное погасание, отдельные индивиды его сдвойникованы. Оптические свойства и состав минерала приведен в табл. 2, они позволяют отнести его к слаботитанистой разности авгита.

Таблица 2

Оптические свойства и состав моноклинных пироксенов ксенолитов базальтов и габбро-долеритов из кимберлитовых трубок района

№ обр.	Ng	Np	+2V,°	Ng	Состав
Ксенолиты базальтов					
Мир-6	1,702	1,677	49	38	Wo ₃₉ En ₅₂ Fs ₉
БМ-1243	1,715	1,684	49	39	Wo ₄₀ En ₄₈ Fs ₁₂
БМ-1636	1,712	1,684	52	38	Wo ₄₂ En ₄₈ Fs ₁₀
БМ-372	1,712	1,684	52	39	Wo ₄₂ En ₄₈ Fs ₁₀
Шх-123А	1,710	1,683	50	39	Wo ₄₁ En ₄₇ Fs ₁₃
Шх-4	1,711	1,683	53	38	Wo ₄₂ En ₄₉ Fs ₉
Мр-12-71	1,702	1,681	50	38	Wo ₄₀ En ₅₀ Fs ₁₀
Мр-16-71	1,702	1,681	48	38	Wo ₃₉ En ₅₁ Fs ₁₀
Мр-38-71	1,705	1,683	46	39	Wo ₃₈ En ₅₀ Fs ₁₂
Ксенолиты долеритов и габбро-долеритов					
М-10	1,714	1,689	49	41	Wo ₄₀ En ₄₁ Fs ₁₉
Мр-13-71	1,719	1,695	48	41	Wo ₃₉ En ₄₀ Fs ₂₁
Мр-36-71	1,711	1,690	46	40	Wo ₃₈ En ₄₅ Fs ₁₇
М-3	1,723	1,687	46	42	Wo ₃₇ En ₃₆ Fs ₂₇
М-5	1,720	1,691	43	41	Wo ₃₇ En ₄₂ Fs ₂₁
БМ-452	1,720	1,692	45	41	Wo ₃₈ En ₄₀ Fs ₂₂
БМ-1088	1,720	1,692	44	41	Wo ₃₇ En ₄₁ Fs ₂₂
БМ-145	1,722	1,691	52	42	Wo ₄₀ En ₃₉ Fs ₂₁
БМ-1981	1,711	1,688	44	40	Wo ₃₅ En ₄₇ Fs ₁₈

Роговая обманка и биотит принадлежат к числу позднемагматических образований и наблюдаются в виде самостоятельных индивидов, а также замещают авгит в краевых частях его зерен. Биотит, кроме того, фиксируется и как продукт реакций между титаномагнетитом и плагиоклазом. Окисные рудные минералы представлены ксеноморфными выделениями, сравнительно реже встречаются октаэдрические кристаллы магнетита. Для мелкозернистых долеритов характерны скелетные формы и игольчатые выделения. Ильменит образует крупные (до 2-3 мм) пластинчатые зерна.

Апатит в виде игольчатых и короткостолбчатых кристаллов отмечен во всех разностях пород. Распределение его в целом равномерное, основная масса приурочена к участкам развития позднемагматических минералов, в том числе и щелочного полевого шпата.

В заключение следует подчеркнуть полное отсутствие палагонитового вещества и продуктов его изменения в составе как габбро-долеритов, так и мелкозернистых долеритов. Как видно из краткой характеристики, минеральный состав пород ксенолитов габбро-долеритов подобен составу интрузивных траппов среднепалеозойской формации и резко отличается от такового пород верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации. Особенно это четко заметно при сравнении содержания апатита, роговой обманки, биотита, калиевого полевого шпата и ильменита, которые почти полностью отсутствуют в последних. Сходство первых двух групп пород подчеркивается также и данными химических анализов (см. табл.1). Ксенолиты габбро-долеритов в трубке Мир прослежены по скважине вплоть до глубины 1200 м.

По вещественному составу и структурно-текстурным особенностям среди ксенолитов базальтов выделяются оливинофировые, плагиофировые, полифировые и толеитовые разновидности. Последние отличаются постоянным присутствием полностью измененного стекла и развитием пойкилофитовой структуры. Текстура пород, как правило, массивная, однородность ее несколько нарушается присутствием округлых выделений серпентинизированного палагонитового агрегата. В подчиненном количестве встречены ксенолиты базальтов с хорошо проявленной миндалекаменной текстурой, в которых миндалины выполнены гематитом и реже кварцем.

Наиболее широко распространены полифировые разновидности. Количество порфировых выделений, выполненных плагиоклазом, оливином и пироксеном, достигает в них 20%. Основная масса породы ксенолитов базальтов обладает микрофитовой структурой и сложена плагиоклазом, клинопироксеном, вседоморфозами по оливину и палагонитовому агрегату, титаномagnetитом, ильменитом и гематитом. Среди вторичных образований доминируют серпентин-хлоритовый и хлорит-слюдистый агрегаты и кальцит.

Наибольшее количество плагиоклаза (до 50%) присутствует в плагиофировых разновидностях. Минерал I генерации представлен широкими таблицами с простым двойникованием, отвечает по составу битовниту и почти полностью замещен хлорит-слюдистым агрегатом. Плагиоклаз II (Al_{68-37}) участвует в сложении основной массы. Обе генерации минерала постоянно зональны, без выделения резких зон. Сопоставление диапозона изменения состава плагиоклаза ксенолитов базальтов с интервалами и максимумами составов полевого шпата палагонитовых базальтов аппаинской свиты обнаруживает их большое сходство (рис. 1). Это дополнительно подтверждает фаціальную природу данной группы ксенолитов.

Общее количество клинопироксена в породе достигает 30%. Для него также характерно наличие двух генераций. Первая образует порфировые выделения, а вторая участвует в сложении основной массы. По составу они отвечают авгиту (см. табл. 2).

На рис.2 дана трехкомпонентная диаграмма изменения состава пироксена, на которую нанесены результаты определения составов клинопироксенов из ксенолитов габбро-долеритов и базальтов, а также составы этого минерала из пород интрузивов и покровов среднепалеозойской трапповой формации. На диаграмме четко обособляются два поля точек. Первое из них, отвечающее клинопироксену ксенолитов базальтов, совмещено с полем состава пироксенов базальтов аппаинской свиты. Пироксены из включений габбро-долеритов образуют единое поле с клинопироксенами среднепалеозойских интрузивных траппов. Первые содержат больше волластонитового компонента и более магнезиальны, чем клинопироксены интрузивных пород. Все это еще раз подтверждает наличие в составе ксенолитов траппов двух фаціально различных групп включений.

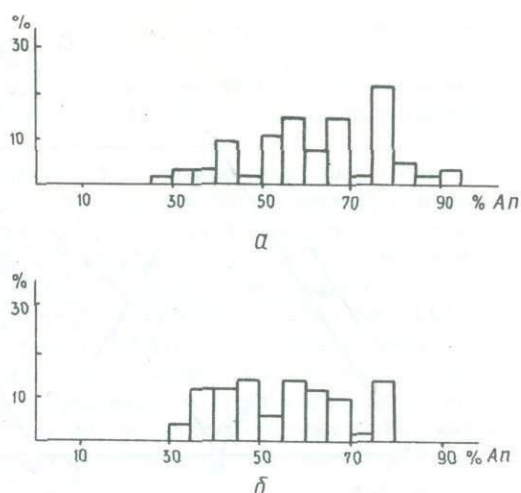
Оливин тоже образует две генерации: первая включает протовыделения, обуславливающие порфировую структуру, вторая входит в состав основной массы. Количество минерала в породе первоначально достигало 6-7%. В результате вторичных процессов он полностью замещен серпентин-хлоритовым агрегатом.

Палагонитовое вещество, выполнявшее вначале межзерновые интерстиции, поры, трещины, миндалины и прочие полости различной конфигурации, составляло 15-30% объема породы. Затем оно, подобно оливину, было полностью замещено серпентин-хлоритовым агрегатом.

Данные химических анализов ксенолитов базальтов показывают определенное сходство их состава с составом базальтов аппаинской свиты (см. табл.1). Нужно от-

Рис. 1. Частота встречаемости и диапазон изменения состава плагиоклаза

а - в базальтах аппаинской свиты ($n = 30$); б - в ксенолитах базальтов из кимберлитовой брекчии ($n = 30$)



метить наличие большого количества воды в породе ксенолитов, что связано с их заметным вторичным изменением.

Данные по распределению Ni, Co, Cr, V и Cu в ксенолитах трапфов из кимберлитовых трубок (табл. 3) также указывают на наличие среди них двух групп пород. Одну составляют ксенолиты базальтов, вторую - ксенолиты трапфов интрузивного облика. Для первых, как и для базальтов аппаинской свиты, характерна большая дисперсия содержаний Ni, Cu, Cr и даже Co. Причина этого - крайне неравномерное распределение продуктов интертеллурической стадии кристаллизации (плагиоклаз, оливин, клинопироксен, шпинель) и их соотношений в различных покровах и в пределах одного покрова. Этим, в первую очередь, объясняется большой интервал содержаний Ni, Co и Cr, концентрирующихся в протовыделениях оливина и шпинели. Поведение меди вследствие ее резко выраженных халькофильных свойств контролируется режимом серы. Условия же для быстрой потери или, наоборот, для сохранения летучих компонентов в различных частях разрезов покровов были неодинаковы, что привело к очень большому разбросу концентрации меди в породах покровов.

Средние содержания рассматриваемых элементов в ксенолитах базальтов и базальтах покровов аппаинской свиты близки. Повышенные содержания Ni и Cr в ксенолитах базальтов вполне объяснимы влиянием вещества кимберлитовых трубок на легко преобразуемые компоненты базальта. В частности, перекристаллизация палагонитового вещества исходных базальтов могла сопровождаться привнесом обоих элементов в состав новообразований серпентина и хлорита. Однако это не нарушает принципиального сходства распределения рассмотренных элементов как в покровах базальтов аппаинской свиты, так и в ксенолитах базальтов из кимберлитовых трубок; заключающегося в большой дисперсии содержаний микроэлементов семейства железа, а также меди.

Данных по ксенолитам интрузивных трапфов немного. Они свидетельствуют о значительно более равномерном распределении Ni, Co, Cr и Cu в габбро-долеритах (см. табл. 3), что отражает фациальные условия кристаллизации трапфового расплава в гипабиссальной обстановке. Полученные результаты целесообразно было сравнить с содержаниями микроэлементов в трапфах тел, прорванных трубкой Мир, но этих материалов у нас нет. Можно лишь отметить, что полученные содержания микроэлементов отвечают пределам концентрации, установленным в породах хонолитов и силлов среднепалеозойской трапфовой формации.

Таким образом, особенности минерального состава, структурно-текстурные признаки, петрохимическая характеристика и данные по распределению микроэлементов семейства железа свидетельствуют о присутствии среди ксенолитов трапфов двух фациальных групп пород, одна из которых соответствует базальтам аппаинской свиты среднего девона, вторая - габбро-долеритам гипабиссальных интрузивов среднепалеозойской трапфовой формации.

Полученные новые данные по фациальному составу ксенолитов трапфов дают основание высказать некоторые соображения о времени формирования кимберлитовых

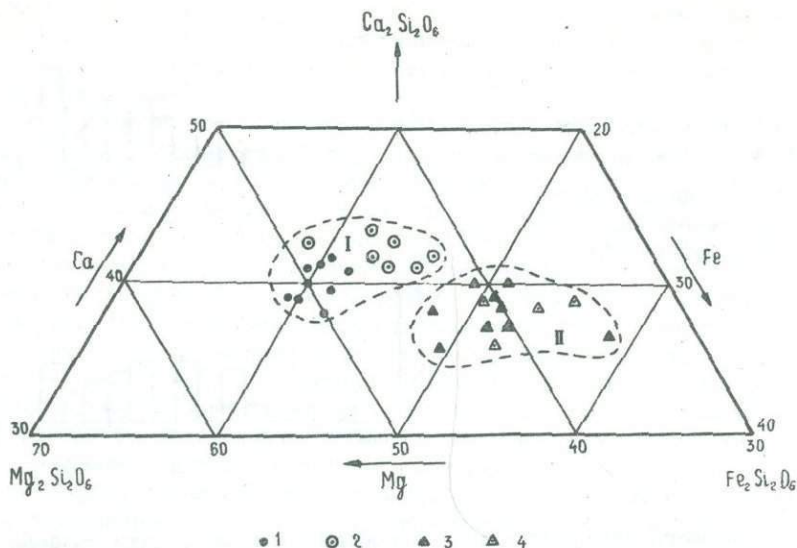


Рис. 2. Состав моноклиновых пироксенов ксенолитов трапловых пород в кимберлитовой брекчии и пород среднепалеозойской трапловой формации

I - поле состава клинопироксенов базальтов; II - поле состава клинопироксенов, долеритов и габбро-долеритов. Клинопироксены: 1 - из ксенолитов базальтов; 2 - базальтов покровов аппаинской свиты; 3 - из ксенолитов долеритов и габбро-долеритов; 4 - пород интрузивов среднепалеозойской трапловой формации

трубок Мало-Ботубинского района. Как уже упоминалось, на начальных этапах изучения кимберлитовых тел района (в основном трубки Мир) сложилось представление об их посленижнетриасовом возрасте. Основанием для этого служили: 1) ксенолиты основных пород из трубки, отождествляемые с нижнетриасовыми траппами (Бобревич и др., 1959); 2) появление алмазов и их спутников в отложениях иреляхской свиты рэт-лейасового возраста; 3) находка в трубке Мир крупного ксенолита брекчиевидной породы, в которой М.М.Одинцовой были установлены углистые остатки и редкие споры, указывающие на ее пермский возраст.

В настоящее время получен дополнительный фактический материал, противоречащий представлениям о нижнетриасовом возрасте кимберлитовых тел. Прежде всего, как показано выше, ксенолиты основных пород не являются аналогами пермо-триасовых трапвов, а принадлежат к среднепалеозойским базальтам аппаинской свиты и интрузивам трапвов среднепалеозойского возраста. Несмотря на большое число просмотренных нами образцов из трубок Мир, Спутник и Интернациональная, ни одного об-

Таблица 3

Содержание Ni, Co, Cr, V и Cu в ксенолитах трапвов в кимберлитовых трубках Мало-Ботубинского района (в г/т)

Порода	Число проб	Никель	
		пределы колебаний	среднее
Ксенолиты палагонитовых базальтов аппаинской свиты	29	145 - 620	240
Палагонитовые базальты аппаинской свиты Ыгыатинской вулканогенно-осадочной серии	62	64 - 220	170
Ксенолиты долеритов и габбро-долеритов	9	110 - 280	200

ломка термо-триасовых долеритов не встречено. На это же указывают и другие исследователи (Пономаренко, Харьков, 1971, и др.).

Поисковыми работами, проведенными севернее трубки Мир, установлено наличие алмазов и их спутников в базальных горизонтах катской свиты, относимой в настоящее время к средне-верхнему карбону.

По данным Г.Х.Файнштейна, обломок брекчиевидной породы со споро-пыльцевым комплексом пермского времени был обнаружен не в кимберлитовой брекчии, а в элювиально-делювиальном слое над ней, на глубине 2 м от дневной поверхности. Можно предположить, что это не ксенолит, а крупный делювиальный обломок. Это подкрепляется наличием аналогичных пород в составе катской свиты, ближайšie выходы которой известны в 5 км к северо-западу от трубки Мир (Михайлов, Гридасов, 1963). Кроме этого, в пользу подобного допущения свидетельствует отсутствие находок аналогичных пород в последующие годы непосредственно в брекчиях трубки. В частности, нами в 1971 г. в карьере трубки были предприняты специальные поиски ксенолитов верхнепалеозойских и мезозойских пород. При этом было просмотрено свыше четырех тысяч различных ксенолитов, но ни одного, сходного с рассматриваемым, обнаружено не было.

Изложенные факты позволяют утверждать, что наиболее молодыми породами из ксенолитов в трубках Мало-Ботубинского района являются базальты аптаинской свиты, датированной средним девонем. Первые признаки размыва кимберлитовых тел фиксируются наличием алмазов и их спутников в основании катской свиты, относимой к среднему-верхнему карбону. Отсутствие заметных концентраций указанных минералов в этих отложениях свидетельствует о незначительной денудации кимберлитовых тел в этот этап, когда в сферу экзогенной дезинтеграции оказались вовлеченными лишь небольшие объемы кимберлитовых брекчий.

Указанные геологические данные, определяющие довольно узкий интервал времени вероятного проявления кимберлитового магматизма в данном районе, побуждают нас выразить сомнение в правильности калий-аргоновой датировки силлов, прорванных трубкой Мир, и не рассматривать полученные цифры (263-271 млн. лет) в качестве достоверного аргумента в пользу ее триасового возраста. По этой же причине мы не можем согласиться и с абсолютным возрастом трубки Мир, определенным Н.Н.Сарсадских и др. (1966) также калий-аргоновым методом по основной массе кимберлитовой брекчии и равным 403±15 млн. лет (нижний девон по шкале 1964 г.).

Анализ изложенных выше фактов и выводов позволяет считать, что данные о возрасте трубки Мир, полученные М.В.Михайловым и Н.В.Гридасовым (1963), близки к действительным и в свете новых данных нуждаются лишь в уточнении. Представляется, что формирование кимберлитовых тел Мало-Ботубинского района действительно завершилось до начала аккумуляции осадков катского времени. Положение же нижней возрастной границы менее определено, но она, несомненно, является послесреднедевонской. Некоторые косвенные данные и общие рассуждения, здесь не излагаемые, дают основание с известной долей условности считать, что активизация кимберлитового магматизма имела место в нижнекарбонную эпоху. Таким образом, по нашим представлениям, интервал времени формирования кимберлитовых тел Мало-Ботубинского района охватывает нижний карбон и, возможно, самые низы среднего и составляет примерно 20 млн. лет. Для более точной датировки этого процесса необходимыми данными мы пока не располагаем.

Кобальт		Хром		Ванадий		Медь	
пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
20 - 110	46	80 - 520	390	220 - 740	500	50 - 760	285
23 - 115	47	80 - 520	260	250 - 500	400	20 - 550	230
36 - 67	54	120 - 450	280	330 - 630	440	100 - 500	370

ЛИТЕРАТУРА

- Бобривич А.П. и др. Алмазоносные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959.
- Масайтис В.П. Трапловая формация бассейна р.Виллой. - В кн. "Петрография Восточной Сибири". Т. I. Изд-во АН СССР, 1962.
- Масайтис В.П. Среднепалеозойская трапловая формация на Сибирской платформе. - Докл. АН СССР, 1965, 162, № 3.
- Михайлов М.В., Гридасов Н.В. К вопросу о возрасте кимберлитовой трубки "Мир". Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, 1963, вып. XI.
- Михеенко В.И., Ненашев Н.И. Новые данные о возрасте кимберлитовой трубки "Мир". - Геол. и геофиз., 1969, № 5.
- Пономаренко А.И. Харькив А.Д. Ксенолиты пород трапловой формации в кимберлитовых трубках Мало-Ботуобинского алмазоносного района. - В кн. "Траппы Сибирской платформы и их металлогения". Иркутск, 1971.
- Саврасов Д.И., Чумирин К.Г. Включения траппов в кимберлитах Мало-Ботуобинского района. - В кн. "Траппы Сибирской платформы и их металлогения". Иркутск, 1971.
- Сарсадских Н.Н., Благулькина В.А., Силин Ю.И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии. - Докл. АН СССР, 1966, серия геол., 1968, № 2.
- Францессон Е.В. Состав и строение кимберлитовой трубки "Мир". - В кн.: "Петрография и минералогия коренных месторождений алмазов". Вып. 8. Изд-во АН СССР, 1962.

К ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА В ТРАПОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ВВЕДЕНИЕ

Разработанные в последние годы точные методы определения кларковых содержания позволили приступить к систематическому изучению характера распределения золота в различных классах магматических пород и слагающих их минералах (Vincent, Crocket, 1960_{1,2}; Шербаков, Пережогин, 1964; Mantei, Brownlow, 1967; Аюшин, Потапьев, 1966; Шербаков, 1967; Воскресенская, Зверева, 1968; Аюшин, Емельянов, 1969; Давлетов, 1970 и др.). Большое теоретическое и прикладное значение имеет изучение геохимии золота в породах с повышенным кларком металла. К таким породам относятся различные производные толеитовой серии базальтовых расплавов, среди которых особую группу составляют трапловые образования платформенных регионов. Отсутствие сколько-нибудь существенных постмагматических преобразований в большинстве трапловых интрузивов Сибирской платформы благоприятствует изучению особенностей распределения золота в процессе внекамерной и внутрикамерной дифференциации базитового расплава. В последнее время распределение золота в трапловых образованиях рассмотрено на примере трех дифференцированных интрузивов: Анакитского - Сибирская платформа (Шербаков, 1967), Скаергардского - Гренландия (Vincent, Crocket, 1960₁) и Грейт-Лейк - Тасмания (Rowe, 1969).

В настоящем сообщении излагаются результаты изучения распределения золота в породах и минералах разновозрастных трапловых интрузивов восточной части Сибирской платформы. Здесь в последние годы убедительно доказано существование двух этапов проявления трапсового магматизма: среднепалеозойского, контролируемого глубинными разломами северо-восточного простирания, и верхнепалеозойского - нижнемезозойского, интрузивные тела которого в среднем течении р.Вилюй приурочены к бортам Тунгусской синеклизы и прилегающим к ним районам смежных структур (характеристика этих тел дана в статье Б.В.Олейникова и др., см. наст. сборник).

Изучение геохимии золота в интрузивных образованиях данного региона представляет определенный интерес для объективной оценки возможных коренных источников вилюйского россыпного золота. Практическая значимость последнего вновь стала предметом поисковых работ и тематических исследований.

Золото в породах и минералах определено нейтронно-активационным методом В.Л.Чесноковым. Чувствительность метода $5 \cdot 10^{-9}\%$. Фракции минералов выделяли с помощью тяжелых жидкостей с одновременным центрифугированием и последующим разделением на электромагните. В результате чистота плагиоклазового концентрата составляла 98-99, клинопироксенового - 95-98 и магнитной фракции - не менее 95%. В последней присутствовали сростки магнетита с оливином, клинопироксеном и меньше плагиоклазом, тогда как клинопироксеновая фракция в основном загрязнена оливином и меньше плагиоклазом. Магнетит был полностью удален из силикатных концентратов. Медь в породах и минералах определена количественным спектральным анализом А.Г.Копыловой.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА

Анализ образцов проводили по методике Э.Е.Раковского и Б.Л.Серебряного (1968). Навески проб весом 0,3 г совместно с эталонами ($n \cdot 10^{-7}$ г Au) облучали 20 час в потоке $1 \cdot 10^{13}$ нейтр.см²/сек. После пятидневного охлаждения пробы растворя-

ли в царской водке досуха в присутствии 2 мг носителя золота. Остаток нагревали на песчаной бане и затем растворяли в 3–4 мл царской водки. Раствор упаривали до объема 1–2 мл, а затем упаривали вновь до такого же объема с концентрированной соляной кислотой. После этого проводили фильтрование в пробирку для встряхивания, причем объем раствора доводили водой до 10 мл. Раствор нагревали на кипящей водяной бане в течение 3 мин и к нему после охлаждения добавляли 2 мл $2,5 \cdot 10^{-3}$ М раствора трифенилгуанидиния в 1,2-дихлоротане. Встряхивали в течение 3 мин и нижний слой переносили в центрифужную пробирку. Добавляли 1,5 мл 0,5 н. HCl и после трехминутного встряхивания и последующего центрифугирования 1,5 мг органической фазы отбирали для измерения активности Au^{198} на сто-канальном амплитудном анализаторе Au-100. С эталонами выполняли те же опе-рации.

Для контроля нейтронно-активационного анализа в 10 пробах тех же пород зо-лото было определено (табл. 1) методом пленочной полярографии с накоплением на графитовом электроде (Колпакова, Белоусова, 1970). Чувствительность его $1 \cdot 10^{-8}\%$. Золото определяли из навески 10 г. Аналитик М.С.Чемерис (Томский политехниче-ский институт им. С.М.Кирова).

Таблица 1

Содержание золота в породах по результатам нейтронно-активационного и полярографического анализов (в мг/т)

Порода, образец	Нейтронно-актива- ционный анализ	Полярографичес- кий анализ
Кварцевое щелочное габбро, обр. 73/1г	9,7	9,3
То же, обр. 74/1г	4,38	3,8
Офитовый габбро-долерит с ортопироксеном, обр. 77/1а	8,62	3,5
Оливиновый таксито-офитовый габбро- долерит, обр. 77/1в	5,14	4,1
Таксито-офитовый габбро-долерит, обр. 280/1а	3,52	1,5
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит, обр. 280/1в	8,87	2,5
То же, обр. 280/1г	7,79	5,6
" " обр. 280/1д	5,28	6,0
Феррагаббро, обр. 281/1а	4,20	10,0
Гидротермально-измененный долерит, обр. 283/17	4,59	4,5

Сопоставление полученных результатов показывает, что в большинстве случаев разница содержаний золота по данным сравниваемых методов не превышает 50%. В 9 пробах из 10 полярографический анализ показал меньшее содержание золота, чем нейтронно-активационный. Дополнительно были выполнены определения золота спектрохимическим методом как путем сорбции его на угле, так и соосаждением с теллуrom. Результаты, полученные по обоим методам, вполне сопоставимы с данны-ми нейтронно-активационного анализа.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВОВ

Золото определено в породах пяти трапповых тел среднепалеозойского возраста северной части Вилуйско-Мархинской зоны разломов (табл. 2). Среднее содержа-ние элемента в них испытывает двукратные колебания, тогда как содержание зо-лота в различных петрографических разностях пород в пределах одного тела претер-певает большие изменения. Минимальные концентрации элемента зафиксированы в долеритовых порфирах крутопадающей дайки - 4,48 мг/т (обр. 209) и подошвы Накынского силла - 3,82 мг/т (обр. 251/1и), что заметно ниже, чем в породах

Таблица 2

Содержание золота в породах интрузивов среднепалеозойской трапповой формации северной части Виллойско-Мархинской зоны разломов

Порода, образец	Местоположение, форма интрузии	Содержание Au, мг/т
Таксито-офитовый габбро-долерит, обр. 203/1а	Среднее течение р.Ханньи, силл	12,8
Краевой долеритовый порфирит, подошва тела, обр. 203/1г	Там же, силл	13,1
Таксито-офитовый габбро-долерит, обр. 204/1а	" " дайка	13,7
Среднее из трех определений		13,2
Призматически-офитовый габбро-долерит, обр. 209/2г	Среднее течение р.Ханньи, в районе устья реч.Нагэт-тэ, дайка	11,9
Краевой долеритовый порфирит, обр. 209/2а		4,48
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит, обр. 224/1в		12,8
То же, обр. 227/1б	Район Большого Порога р.Ханньи, Большепорожский трещинный интрузив	16,2
Призматически-офитовый габбро-долерит, обр. 224/1ж		13,1; 11,3
То же, обр. 225/1г		6,87
" " обр. 222/2г		7,12
Среднее из шести определений		11,0
Анортозитовый габбро-долерит, обр.243/1е	Правый берег р.Мархи против устья р.Ханньи, дайки Усть-Ханньского трещинного интрузива	22,5
Призматически-офитовый габбро-долерит, обр. 243/1ж		17,8
Краевой долеритовый порфирит, висячий бок, обр. 243/1а		13,6
То же, лежащий бок, обр, 243/1к	-	13,1
Среднее из четырех определений		16,8
Призматически-офитовый габбро-долерит, обр. 251/1г		7,10
То же, обр. 251/1д	Правобережье р.Мархи против приустьеовой части реч.Накын, Накынский силл	10,8
" " обр. 254/1б		10,8
" " обр. 254/1г		12,1
Краевой долеритовый порфирит, подошва тела, обр. 251/1и		3,82
Среднее из пяти определений		8,92
Среднее из 20 определений интрузивных траппов среднепалеозойского возраста		11,7

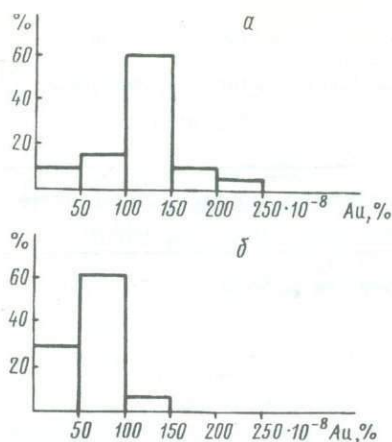


Рис. 1. Гистограмма содержаний золота

а - в долеритах и габбро-долеритах среднепалеозойского возраста ($n = 20$); б - в траппах из интрузивов верхнепалеозойского - нижнемезозойского возраста ($n = 16$). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

внутренних частей этих тел. В аналогичных породах дайки Усть-Ханнинского трещинного интрузива резкое изменение содержания золота не отмечено. Анортозитовые габбро-долериты этого тела содержат максимальное количество золота - 22,5 мг/т. Содержание элемента, по данным пяти спектрохимических определений, в этой группе пород составляет 16,5-21,0 мг/т. Характер гистограммы (рис. 1, а) позволяет предполагать, что распределение золота в породах интрузивов среднепалеозойской трапповой формации согласуется с нормальным законом. Среднеарифметическое содержание его, по данным 20 определений, равно 11,7 мг/т.

Среднедевонские палагонитовые базальты аппаинской свиты северо-западного борта Ыгыаттинской впадины характеризуются двукратным изменением концентраций золота (табл. 3). Пока нет убедительных материалов, позволяющих говорить о коагматичности каких-либо интрузивных трапповых тел и эффузивов аппаинской свиты. Анализируя полученные данные по среднепалеозойской трапповой формации в целом, можно считать, что количество золота как в продуктах эффузивной деятельности, так и в породах гиабиссальных интрузивов примерно одинаково. Спектрохимическое определение золота в базальтах аппаинской свиты, выполненное Н.Н.Олейниковой и Л.С.Сукневой (Институт геологии ЯФ СО АН СССР) путем сорбции его на угле, показало, что элемент в количестве преимущественно 2-5 и редко 7-10 мг/т содержится в большинстве проанализированных проб. Таким образом, обоими методами не зафиксировано сколько-нибудь повышенное содержание золота в среднепалеозойских палагонитовых базальтах западного и юго-западного бортов Ыгыаттинской впадины.

Дифференцированная Эрбейэкская трапповая интрузия и недифференцированное тело долеритов мощностью около 70 м были выбраны для сравнительной оценки поведения золота в расслоенных и нестратифицированных трапповых телах верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации. Эрбейэкское тело имеет мощность не менее 200 м и характеризуется весьма сложными очертаниями кровли. Породы подошвы залежи не обнажены. Отношение
$$\frac{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) \cdot 100}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$$
 во вскрытой части раз-

реза этого интрузива изменяется от 58 до 87, что несколько меньше, чем в аналогичной по направленности дифференциации Анакитской интрузии западной части Сибирской платформы (Ревердатто, 1963), распределение золота в породах которой было изучено Ю.Г.Щербаковым (1967). Он установил тенденцию накопления золота от микродолеритов подошвы вверх по разрезу при общем неравномерном характере этого повышения. Подобная тенденция была ранее показана для интрузива Скаергард (Vincent, Crocket, 1960₁) и вновь проиллюстрирована, пожалуй наиболее ярко, в разрезе силла Грейт-Лейк, Тасмания (Rowe, 1969). Наши данные (табл. 4) по породам интрузива Эрбейэк не фиксируют устойчивое повышение концентрации золота с ростом мафического индекса пород. Толетитовые габбро-долериты прикровлевой части разреза и пятнисто-пойкилоофитовые долериты средней части тела, содержащие шпильры наиболее кислых дифференциатов, имеют 7,8 - 9,0 мг/т золота, что

Таблица 3

Содержание золота в палагонитовых базальтах апаинской свиты Ыгыаттинской впадины

Местоположение покрова, положение пробы в разрезе тела	Содержание Au, мг/т
Среднее течение р.Ыгыатты, верхняя часть разреза покрова, обр. 145/1в	10,2
Там же, кровля покрова, обр. 163/1а	9,83
В 10 км выше пос. Чумпурук, правый берег р.Мархи, нижняя часть покрова, обр. 159/1г	5,55; 4,42
В 2 км ниже устья р.Улахан-Дьюктели, правый берег р.Мархи, средняя часть покрова, обр. 267/1д	11,1
Нижнее течение р.Аччыгай-Дьюктели, средняя часть покрова, обр. 269/1в	9,07; 8,07
Среднее	8,3

больше, чем в закристаллизовавшихся ранее породах нижней части разреза тела и средневзвешенного значения для интрузива. Но вместе с тем и в породах нижней части тела встречаются содержания золота (обр. 77/1а), аналогичные таковым в пятнисто-пойкилофитовых долеритах, вмещающих шпиры поздних дифференциатов. Максимальная концентрация элемента (9,7 мг/т) обнаружена в одном из шпиров кварцевого щелочного габбро, в то время как в пробе из другого шпиря аналогичных пород его вдвое меньше (обр. 74/1г). Это обусловлено тем, что кварцевое щелочное габбро обладает неустойчивым минеральным составом, в том числе и неодинаковыми содержаниями сульфидных минералов: пирротина, пирита и халькопирита, а последний концентрирует золото в толеитовых образованиях (Vincent, Crocket, 1960_{1,2}). Мелкозернистые долериты эндоконтакта кровли залежи характеризуются минимальными содержаниями золота - 3,95 мг/т.

В породах недифференцированного траппового тела, разрез которого обнажен в районе правого притока Ыгыатты реч. Саламалах, обнаружено, как и в породах Эрбейэкской интрузии, двукратное изменение концентраций золота (табл. 5).

Наблюдается постепенное уменьшение содержаний золота от оливиновых долеритов нижней части тела к призматически-офитовым габбро-долеритам, слагающим прерывистый горизонт в прикровлевой части разреза. Концентрация золота в мелкозернистых долеритах зоны закалки близка к среднему содержанию по интрузиву.

Сравнение средних содержаний элемента в дифференцированном и недифференцированном телах показывает, что первое имеет меньше золота, чем второе. Возможно, это следует объяснить тем, что золото, испытывая тенденцию неустойчиво накапливаться до достижения определенного уровня дифференциации, частично концентрируется и во флюидах. Затем оно выносится вместе с ними в зону экзоконтакта. Образованию этих флюидов способствуют относительно хорошо прошедшие процессы внутрикамерной дифференциации.

Гистограмма распределения содержаний золота в породах верхнепалеозойской и нижнемезозойской трапповой формации имеет асимметричный характер (см. рис. 1, б) Это отражает совмещение в одной выборке результатов по стратифицированному и недифференцированному телам и едва ли свидетельствует о неприемлемости нормального закона распределения для объяснения характера распределения золота в интрузивах этой возрастной группы. Сопоставление средних содержаний золота в разновозрастных трапповых интрузивах указывает на несколько более высокую концентрацию его в телах среднепалеозойского возраста.

Обнаруженное, преимущественно двукратное, колебание содержаний золота в разнообразных трапповых породах интрузивов восточной части Сибирской платформы (см. табл. 2, 5) дает основание говорить об относительно равномерном распределении его в слабо дифференцированных и недифференцированных телах и свидетель-

Таблица 4

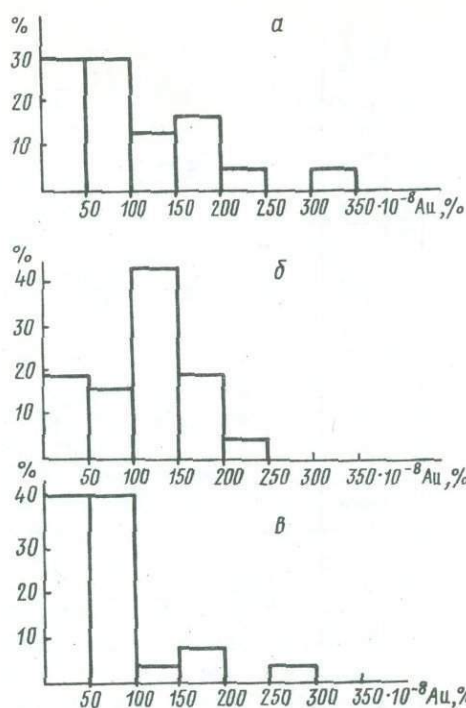
Содержание золота в дифференцированных траптовых интрузивах (в мг/т)

Эрбейкская интрузия		Анакитская интрузия (Щербаков, 1967)		Скаергардская интрузия (Vincent, Crocket, 1960)		Силл Грейт-Лейк, Тасмания (Rowe, 1969)	
Порода, образец	Au	Порода	Au	Порода, образец	Au	Порода, глубина в футах	Au
<u>Верхняя часть тела</u>		Гранофир	4,2	Секущий гранофир, обр. 5260	3,9	Гранофир, 10	1,4
Мелкозернистый долерит кровли, обр.71/14в	3,95	Поздний дифференциат	4,5	То же, обр. 5259	3,1	Гранофир, 50	1,0
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит, обр.280/1д	5,28	Феррогаббро	15,0	" " обр. 3958	4,0		
Толитовый габбро-долерит, обр. 71/15б	9,04	"	4,7	" " обр. 4489	73,0*		
		<u>Оливиновый габбро-долерит</u>	16,0			<u>Центральная зона</u>	
		"	16,0	<u>Расслоенная серия</u>		Долерит, 100	1,1
		"	13,0	Геденбергитовый гранофир, обр. 4332	8,5	То же, 200	1,2
<u>Средняя часть тела</u>		"	17,0	Фаялитовое габбро, обр.4328	2,9	" " 300	4,5
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит, обр. 280/1г	7,79	"	11,0	Меланократовое гортонолитовое феррогаббро, обр.5196	28,0	" " 400	5,0
То же, обр. 280/1в	8,87	"	5,4	Гортонолитовое феррогаббро, обр. 5181	3,1	" " 450	5,2
Кварцевое щелочное габбро, шпир, обр. 74/1г	4,38	Микродолерит подошвы тела	8,0	То же, обр. 5322	11,0	" " 500	9,4
То же, обр. 73/1г	9,70			Безоливиновое габбро, обр. 5052	2,4	" " 550	12,0
Феррогаббро, шпир, обр.281/16	4,20					" " 600	11,9
Таксито-офитовый габбро-долерит, обр. 280/1а	3,52					" " 700	6,2
						<u>Нижняя зона</u>	
				<u>Нижняя серия</u>		Долерит, 800	4,2
<u>Нижняя часть тела</u>				Оливиновое габбро, обр.5086	32,0	То же, 900	3,4
Офитовый габбро-долерит с ортопироксеном, обр.77/1а	8,62			То же, обр. 5087	4,8	" " 1000	4,1
Оливиновый таксито-офитовый габбро-долерит, обр. 77/1в	5,14			" " обр. 5088	6,0	" " 1200	3,5
Гидротермально-измененный пятнисто-пойкилоофитовый долерит из верхней части тела, обр. 283/17	4,59* 6,16*			" " обр. 4534	5,1	" " 1400	2,7
				" " обр. 5107	9,0	" " 1500	2,4
				Пикритовое габбро из краевой части зоны, обр. 4526	3,5	" " 1735	5,2
				Краевое закаленное габбро, обр. 4507	4,5	Мелкозернистый долерит в 1 футах от подошвы тела	7,3
Средневзвешенное содержание	6,65	Среднеарифметическое содержание	10,0	Среднеарифметическое содержание	8,2	Средневзвешенное содержание	4,4

*Исключено из расчета среднего.

Рис. 2. Гистограммы содержаний золота в фракциях пород разновозрастных трапповых интрузивов восточной части Сибирской платформы

а - клинопироксеновой ($n=23$); б - плагиоклазовой ($n=21$); в - магнитной ($n=24$). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)



ствует о однопорядковом содержании элемента во фракциях основных породообразующих минералов траппов. Это положение подтверждается и данными определения золота в минералах из разновозрастных трапповых интрузивов (табл. 6). При анализе этой таблицы прежде всего привлекает внимание близкое содержание золота в клинопироксеновой и плагиоклазовой фракциях траппов. Магнитная фракция габбродолеритов среднепалеозойского возраста, как правило, содержит несколько меньше золота, чем силикаты. В породах Эрбейэкского дифференцированного тела в силикатах и титаномагнетите

(исключая обр. 280/1а) присутствуют равные количества золота. В пределах генетически связанных групп пород наибольшее рассредоточение содержаний золота в породообразующих минералах установлено для магнитной фракции. Это обусловлено тем, что в магнитную фракцию попадают мельчайшие зерна сульфидной фазы, которые часто в трапповых породах приурочены к периферии зерен титаномагнетита. Об этом свидетельствует и незакономерное изменение содержаний меди в магнитной фракции, особенно в дифференцированных трапповых телах. Содержания золота в клинопироксене и плагиоклазе изменяются незначительно и редко выходят за пределы двух-трехкратных колебаний. Установлено резко повышенное количество золота в клинопироксене и титаномагнетите обр. 251/1г, что дает основание либо сомневаться в правильности определения валовой концентрации в этой пробе, либо допускать большую дисперсию в пределах штуфа весом 4,5 кг, из которого был взят образец для химического анализа (оставшаяся часть раздроблена и из нее выделены монофракции). Причина такой дисперсии неясна, так как макроскопически штуф был однороден. Гистограммы содержаний золота в клинопироксене, плагиоклазе и титаномагнетите пород разновозрастных трапповых интрузивов (рис. 2) отражают различие средних содержаний золота в названных минералах из генетически связанных групп пород, объединенных в единую выборку.

Таблица 5

Содержание золота в породах недифференцированной трапповой залежи района реч. Саламалах

Порода	Содержание Au, мг/т
Призматически-офитовый габбро-долерит, верхняя часть разреза интрузива, обр. 152/1г	6,42
Оливиновый пойкилосфитовый долерит, средняя часть разреза, обр. 152/1в	8,69
То же, нижняя часть разреза, обр. 152/1б	12,8
Мелкозернистый долерит почвы тела, обр. 152/1а	8,68
Среднее из четырех анализов	9,12

Таблица 6

Содержание золота и меди в породообразующих минералах трапповых интрузивов

Порода, образец	Au в породе, мг/т	Au в минералах, мг/т			Cu в минералах, г/т		
		клинопироксен	плагиоклаз	титаномагнетит	клинопи-роксен	плагио-клаз	титано-магнетит
Интрузивы траппов среднепалеозойского возраста							
Таксито-офитовый габбро-долерит, обр.203/1а	12,8	7,25	15,2	8,17	19	13	490
То же, обр. 204/1а	13,7		20,7	9,92; 5,79		5	457
Призматически-офитовый габбро-долерит, обр.224/1ж	12,2		16,3			35	
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит, обр.227/1б	16,2	19,1	11,1	2,76	47	38	202
Призматически-офитовый габбро-долерит, обр. 222/2г	7,12	19,6	15,0	1,55	62	17	302
Анортозитовый габбро-долерит, обр. 243/1е	22,5	24,6	15,8	6,26; 8,62	5	22	795
Призматически-офитовый габбро-долерит, обр. 243/1ж	17,8	18,6; 12,7	15,9; 13,8	6,67	229	16	603
То же, обр. 251/1г	7,10	33,5		28,4; 8,2	20		725
" " обр. 254/1б	10,6	17,0	11,1; 12,3	15,1	8	8	1172
" " обр. 254/1г	12,1	12,2; 10,8	10,1; 12,3		46	6	
Среднее содержание золота в минералах пород среднепалеозойских интрузивов		18,6	14,6	8,61			
Эрбейэкская дифференцированная интрузия							
Толеитовый габбро-долерит, обр. 71/1	9,04	3,40		5,82	95		603
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит, обр. 280/1д	5,28	3,28		9,57; 9,57	8		5000
То же, обр. 280/1г	7,79	3,66	2,59	2,69	8	2	209
" " обр. 280/1в	8,87	5,21	1,13		9	22	
Кварцевое щелочное габбро, обр. 74/1г	4,38	2,17		1,68	92		115
То же, обр. 73/1г	9,70	4,31	1,83	1,73	292	8	
" " обр. 73/ю		4,30		3,55	129		22
Феррогаббро, обр. 281/1а	4,20	5,06; 4,03	6,15		30	12	
Таксито-офитовый габбро-долерит, обр. 280/1а	3,52	5,38	4,28	0,30	8	10	602
Среднее содержание золота в минералах траппов Эрбейэкского интрузива		4,08	3,02	4,35			
Недифференцированное трапповое тело района реч. Саламалах							
Призматически-офитовый габбро-долерит, обр. 152/1г	6,42	6,36	12,4	4,94; 4,37	18	10	248
Оливиновый долерит, обр. 152/1в	8,69	8,81	10,2	9,07	3	14	328
То же, обр. 152/1б	12,8	7,65	7,75; 8,50	17,9; 10,9	7	6	400
Среднее содержание золота в минералах интрузива		7,61	9,57	9,43			
Среднее содержание золота в минералах траппов пермо-триасовых интрузивов		4,89	5,81	5,70			
Среднее содержание золота в минералах трапповых интрузивов Сибирской платформы		10,1	10,5	6,70			

Дж. Роу (Rowe, 1969) на примере изучения внутрикамерной дифференциации силла Грейт-Лейк показал рост концентрации золота по мере увеличения мафического индекса (коэффициента фракционирования) пород вплоть до дифференциатов с мафическим индексом 70. Исходные расплавы разновозрастных трапловых интрузивов восточной части Сибирской платформы отличаются степенью проявления процессов внекамерной дифференциации, что зафиксировалось в различной величине $f = \frac{(Fe_2O_3 + FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$, вычисленной по данным среднего состава интрузивов (табл. 7).

Более высокая железистость расплавов среднепалеозойского возраста отражает или направленность процессов внекамерной дифференциации, или условия выплавления базальтовых расплавов. Проявление этих процессов зафиксировано и в несколько повышенном кларке золота в среднепалеозойских трапах. Увеличение степени фракционирования толеитового расплава сопровождалось до определенного уровня увеличением концентрации золота. Этот рост был нарушен началом кристаллизации сульфидной медьсодержащей фазы, куда входит золото, что затем привело к обеднению им последующей части расплава.

Более высокое содержание золота в железистых толеитовых образованиях видно и на рис. 3, где зафиксирована тенденция повышения его количества с увеличением коэффициента фракционирования трапловых дифференциатов. Накопление золота при процессах внутрикамерной и глубинной дифференциации подтверждается значимой положительной величиной коэффициентов корреляции содержания золота с мафическим индексом пород ($r = 0,428$), содержанием FeO ($r = 0,471$) и $Fe_2O_3 + FeO$ ($r = 0,525$) в различных трапловых дифференциатах. Предельное значение величины коэффициента корреляции для выборки из 26 проб оценено с помощью Z-трансформации Фишера и равно 0,390 при доверительном уровне 95%. Накопление золота в более железистых дифференциатах не отражает существования какой-либо генетической связи его с железом. Скорее всего это следствие различной растворимости сульфидных компонентов магмы (основных концентраторов золота) в расплавах разной железистости.

Накопление золота при процессах эволюции расплава в промежуточных очагах подтверждается более высокими содержаниями элемента в интрузивах, расплавы которых претерпели протокристаллизацию. Есть основание считать, что расплавы, сформировавшие Усть-Ханьинское тело и тела таксито-офитовых габбро-долеритов р. Ханьни, имели остановки в промежуточных камерах. Судя по наличию горизонта анортозитовых габбро-долеритов, в первом случае остановка была более продолжительной, чем во втором. Среднее содержание золота в Усть-Ханьинском интрузиве равно 16,8 мг/т, а дайке и силле таксито-офитовых габбро-долеритов 13,2 мг/т. Это выше, чем в Накынском силле (8,9 мг/т) или Большепорожском интрузиве (11,0 мг/т), расплавы которых не прошли стадию протокристаллизации.

Тенденция накопления золота в промежуточном очаге проявлялась только на начальном и основном этапах дифференциации расплава, тогда как самая заключительная стадия дифференциации, в течение которой образуются кислые расплавы, давшие начало гранофирам, характеризуется пониженными концентрациями элемента. Так, кислые гибридные породы района р. Горбиачин содержат в среднем 1,7 мг/т (по пяти анализам), т.е. в 3–5 раз меньше, чем долериты и габбро-долериты. Эти породы образовались при кристаллизации кислого расплава, возникшего при дифференциации в промежуточном очаге (Золотухин, Олейников, 1963).

Накопление золота на начальной и средней стадиях кристаллизационной дифференциации толеитовой магмы создавало условия для перехода некоторого количества его во флюидную фазу и последующего выноса в зону экзоконтакта. Для проверки этого положения нами проанализированы на золото контактово-метасоматические и гидротермальные образования из контактовой зоны Эрбейэкского интрузива, а также из расположенной вблизи него зоны инфильтрационного метасоматоза (табл. 8). К сожалению, мы не располагаем образцами неизменных осадочных пород и поэтому не можем говорить о количественной оценке содержаний в них вынесенного металла. Постоянно повышенные против кларка осадочных пород содержания золота в по-

Таблица 7

Средние величины содержания золота и коэффициента фракционирования для разновозрастных трапповых интрузивов восточной части Сибирской платформы

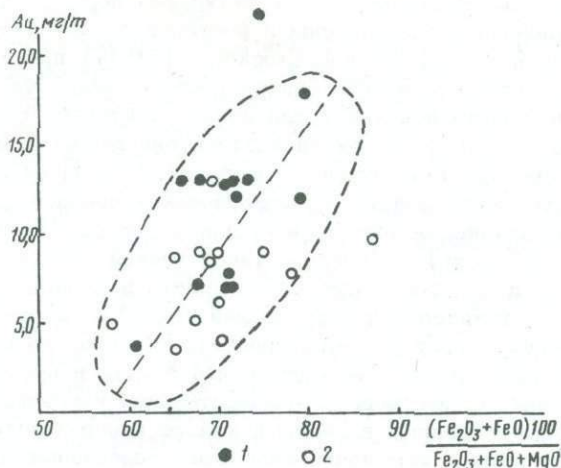
Интрузив	Коэффициент фракционирования	Число химических анализов, использованных при расчете коэффициента фракционирования	Содержание Au, мг/т	Число определений, использованных при расчете среднего содержания золота
Среднепалеозойская трапповая формация				
Силл и дайка таксито-офитовых габбро-долеритов, обн. 203-204	71	5	13,2	3
Трещинный интрузив Большого Порога р. Ханьи	67	5	11,0	6
Усть-Ханьинский трещинный интрузив	75	5	16,8	4
Накынский силл	72	5	8,92	5
Верхнепалеозойская - нижнепалеозойская трапповая формация				
Эрбейэкская дифференцированная интрузия	67	18	6,44	10
Недифференцированное трапповое тело	69	17	9,12	4

родах и минералах гидротермального и метасоматического генезиса свидетельствуют о присутствии его во флюидах, отделявшихся как при внутрикамерной, так и при глубинной дифференциации трапповой магмы. Количество золота в различных гидротермалитах и метасоматитах в целом того же порядка, что и в разнообразных трапповых дифференциатах. Это, вероятно, указывает на то, что коэффициент распределения его между твердой фазой и равновесным с ней флюидом существенно не отличался от единицы. В процессе эволюции постмагматических растворов в них могло происходить повышение концентрации золота, что способствовало отложению его совместно с сульфидами, в первую очередь с халькопиритом. Об этом, в частности, свидетельствует повышенное содержание его (до 4,2 г/т) в сульфидном концентрате из контактово-измененных известняков вблизи дайки габбро-долеритов среднепалеозойской трапповой формации района р. Ханьи. На присутствие 0,4 - 1,4 г/т золота в гидротермально-измененных породах, расположенных в контакте с дайками долеритов среднепалеозойского возраста в бассейне р. Джербы (левый приток Лены), указывает Б.И. Колеватов (1967). Б.В. Олейниковым (1964) установлена золотонность сульфидизированных скаполитов в контактовом ореоле дифференцированного траппового интрузива, который по степени проявления внутрикамерной дифференциации аналогичен Эрбейэкской интрузии, причем максимальное содержание золота в скаполитите с повышенным количеством халькопирита достигало здесь 27 г/т (пробирный анализ). Все названные факты свидетельствуют о том, что какая-то часть золота выносилась из трапповой магмы и рассеивалась в продуктах метасоматической и гидротермальной деятельности и лишь иногда концентрировалась в них совместно с халькопиритом.

В вопросе о форме нахождения золота в магматических породах и слагающих их минералах существуют разноречивые суждения. Еще О.Е. Звягинцев (1941) высказал мнение о преимущественном нахождении золота в горных породах в виде свободного металла и о приуроченности значительной части его к сульфидам. К.В. Краускопф

Рис. 3. Соотношение содержания золота и коэффициента фракционирования в породах разновозрастных трапповых интрузивов

1 - траппы среднепалеозойского возраста; 2 - траппы пермо-триасового возраста



(Krauskopf, 1951) считал, что ион золота, обладающий высоким окислительным потенциалом, не может существовать в магматическом расплаве. Это положение было проиллюстрировано весьма приблизительными расчетами (Vincent, Crocket, 1960₁) для магмы Скаергардской интрузии, которые показали, что соотношение $Au^0:Au^+ = 10\,000:1$, а отношение $Au^0:Au^{+3} = 10^{10}$. Основываясь на характере распределе-

Таблица 8

Содержание золота в контактово-метасоматических и гидротермальных образованиях, генетически связанных с трапповым магматизмом

Порода, минерал	Содержание Au, мг/г
Кровля Эрбейэкской дифференцированной интрузии	
Метаморфизованный туф, обр. 71/13а	5,09
Андралит из скарнированного метаморфизованного туфа, обр.75/2г	7,38
Кварц из жеоды в мелкозернистых долеритах кровли интрузива, обр. 72/1в	7,10
Зона инфильтрационного метасоматоза, левый берег Вилюя, в 3-5 км ниже устья р.Ахтаранды	
Скарнированная кальцит-серпентинитовая порода	9,80
То же	12,40; 8,86
Ахтарандит	8,69
Гроссуляр	10,10
Вилуит	4,06
Желтый кальцит из скарнированной кальцит-серпентинитовой породы	4,85; 4,34
Бесцветный кальцит из скарнированной кальцит-серпентинитовой породы	11,40
Метаморфизованный песчаник	12,40; 8,86
Скаполит, развивающийся по метаморфизованному песчанику	6,61; 7,42
Пирит из гидротермального прожилка, парагенетически связанного с дайкой траппов среднепалеозойского возраста, р.Ханья	2,09; 6,07
Халькопирит + пирит из мраморизованных известняков экзоконтакта дайки траппов среднепалеозойского возраста, р.Ханья; определено дитизионовым методом	4200,0
Глинистые сланцы (Виноградов, 1962)	1,0
" " (Щербаков, 1967)	2,5
Песчаники (Щербаков, 1967)	2,2
Известняки (Щербаков, 1967)	2,8

ния золота между сосуществующими породообразующими минералами отдельных дифференциатов Скаергарда и результатах ориентировочных расчетов, Е. Винсент и Дж. Крокетт (Vincent, Crockett, 1960₁) пришли к выводу, что элемент в расплаве находится в виде нейтрального атома. Не анализируя детально форму нахождения золота при кристаллизации толеитового расплава, Дж. Роу (Rowe, 1969) допускал, что в ходе кристаллизации она может измениться по мере преобразования состава кристаллизующего расплава. Взгляд на преимущественно нейтральную форму нахождения золота в магматических образованиях разделяют и другие исследователи, изучившие кислые и средние породы (Аношин, Потапьев, 1966; Mantei, Brownlow, 1967 и др.). Наряду с такой точкой зрения Ю.Г. Шербаков (1967) допускает ограниченную химическую связь золота в силикатах, что, по его мнению, подтверждается положительной корреляцией золота с магнием и железом в целом в классе изверженных пород (от аплитовидных гранитов до габбро- и серпентинитов), а также небольшой дисперсией содержания золота в пределах каждого типа интрузивных пород. Однако существование положительной корреляции между золотом и MgO и Fe_2O_3 , а также ванадием в целом в классе изверженных пород лишней раз подтверждает закономерное изменение кларковых содержаний этих элементов от одной группы пород к другой и не указывает на форму нахождения в них золота. В последние годы установлена значительная дисперсия содержания золота в однотипных образованиях (Аношин, Емельянов, 1969; Рожков и др., 1970).

Породы, в которых было определено золото, исключая кварцевое щелочное габбро и феррогаббро, состоят из 50–55% плагиоклаза, 25–30% клинопироксена и 3–7% магнетита, ильменита и титаномагнетита. Ни один из этих минералов не проявляет тенденции к избирательной концентрации золота (см. табл. 6). Практически все оно в габбро-долеритах среднепалеозойских трапповых интрузивов и породах недифференцированного тела района реч. Саламалах заключено в перечисленных минералах. В дифференциатах верхней половины разреза Эрбейкской стратифицированной интрузии суммарное количество золота, приходящегося на три главных породообразующих минерала, обычно меньше (обр. 71/1, 280/1г, 280/1в, 73/0, 74/1г) валового содержания в породе. Это обусловлено присутствием в этой части разреза сульфидов железа и меди. Содержание золота в пирите из кварцевого щелочного габбро (обр. 74/1г) – 7,28 мг/т, а в пирите из жилки по трещине отдельности в пятнисто-поджилоофитовом долерите – всего 2,36 мг/т. Это позволяет допустить существование минерала-концентратора золота предположительно в верхней половине разреза интрузии. Таковым может быть халькопирит, наблюдаемый в искусственных шлихах пород. Е. Винсент и Дж. Крокетт (Vincent, Crockett, 1960₁) ориентировочно оценили содержание золота в сульфидах меди интрузива Скаергард в 6 г/т. В породах этого интрузива, как и в дифференциатах Эрбейкского тела, сульфиды железа содержат примерно столько же золота, сколько его в силикатных и окисных минералах этих пород.

Связь некоторого количества золота с сульфидами меди, вероятно, отражена в значимой величине коэффициента корреляции содержания золота и меди ($r = 0,644$, $n = 26$) в породах трапповых интрузивов. Медь в траппах преимущественно накапливается в сульфидной форме (Смирнова, Альмухамедов, 1967). Наличие такой корреляционной зависимости косвенно может свидетельствовать о проявлении у золота халькофильных свойств.

Следовательно, различные типы кристаллических решеток, свойственные как главным породообразующим минералам – клинопироксену и плагиоклазу, так и второстепенным – ильмениту, магнетиту и пириту, практически в равной мере отразились на способности концентрировать этими минералами золото. Это происходит лишь в том случае, если реализуется равная возможность захватывать нейтральные атомы элемента в дефективные полости растущих кристаллов или сорбировать их на своей поверхности. Этот факт, наряду с тем, что содержание золота в клинопироксене, плагиоклазе и часто титаномагнетите прямо отражает уровень валовой концентрации его в породе, можно объяснить лишь тем, что ведущим фактором, контролирующим вхождение золота в породообразующие минералы, служит концентрация его в магме во время кристаллизации. Структура минерала не имеет в данном случае решающего значения. Все это, а также относительно равномерное распределение золота в слабо дифференцированных и недифференцированных интрузивах – надежный признак атомарного рассеяния золота в продуктах толеитовых магм.

В дифференцированных интрузивах в обстановке повышения содержания летучих компонентов, видимо, создаются условия для на опления золота и избирательной концентрации его в породах, обогащенных сульфидами меди. Участие золота в контактово-метасоматических процессах и частая приуроченность его к сульфидизированным скаполитам дают основание допустить, что во флюидах трапповой магмы золото переносится в виде комплексов с участием, в первую очередь, хлора и серы. Во всяком случае концентрация его с сульфидами как внутри трапповых тел, так и в контактово-измененных породах свидетельствует о том, что халькофильные свойства золота — определяющий фактор повышенных содержаний его в продуктах траппового магматизма. О выносе небольшой части золота из кристаллизующегося во внутрикамерных условиях траппового расплава, наряду с присутствием его в породах и минералах экзоконтактной зоны, свидетельствуют и более низкие, чем в среднем по интрузии, содержания золота в породах краевых зон большинства изученных трапповых тел. Это, в частности, зафиксировано в Эрбейкском интрузиве, Накынском силле, Усть-Ханьинском трещинном интрузиве, дайке обн. 209, Скаергардской интрузии (Vincent, Crocket, 1960₁). На подвижность золота в эманациях базальтового вулканизма указывает наличие его в продуктах сольфатарной деятельности вулкана Менделеева (Озерова и др., 1969).

Требуют пристального внимания и дальнейшего детального изучения установленные нами и вытекающие также из анализа фактического материала Г.Н.Аношина и В.П.Золотарева (1971) условия и механизм накопления золота при остановке и кристаллизации расплава в глубинном промежуточном очаге. О количестве переносимого золота в этой обстановке можно высказаться сугубо предположительно. Вероятно, здесь при высоких температурах расплава решающее значение имеют также халькофильные свойства иона золота. Экспериментально установлено (Альмухамедов, 1971), что растворимость серы в трапповом расплаве уменьшается с падением температуры. Высвобождающаяся при этом сера не входит в силикатные фазы, частично выносится из магмы, частично остается в ней, обуславливая ликвацию сульфидной фазы. Видимо, это имеет решающее значение для мобилизации и переноса золота в расплаве при кристаллизации его в глубинном промежуточном очаге. Сейчас трудно предположить какой-либо другой путь повышения концентрации золота в частично закристаллизованных расплавах в промежуточной камере. Следовательно, есть основание допускать, что в отдельных случаях при повышенной концентрации серы в базитовом расплаве последний при эволюции в промежуточной относительно глубинной камере мог дать флюиды, содержащие золото. Условия концентрации золота в подобных случаях следует рассматривать в тесной связи с геохимией серы в магматическом и постмагматическом процессах. Несомненно, существенное влияние оказывают и термодинамические условия существования флюида, обуславливающие изменения летучести серы и других его компонентов при остывании раствора с падением температуры. Возможно, это и является причиной рассеяния золота в высокотемпературных контактово-метасоматических образованиях.

Главная масса золота, заключенного в толеитовом расплаве, при кристаллизации его во внутрикамерных условиях остается в магматических породах, рассеиваясь в порообразующих минералах. Небольшие мощности контактово-измененных пород в ореолах трапповых тел, а также, как правило, незначительный масштаб развития зон инфильтрационного метасоматоза с интенсивной сульфидизацией в областях проявления обычного траппового магматизма не создают условий для возникновения сколько-нибудь значительной эндогенной золотой минерализации. Во всех обнаруженных районах она имеет только минералогический интерес. Золото известно в ассоциации с сульфидами в норильских дифференцированных магнезиальных трапповых интрузивах (Годлевский, 1959; Гинзбург, Роговер, 1960). Этот тип тел, обладающий некоторым геохимическим сходством с гипербазитовыми образованиями, характеризуется высоким кларком серы и на территории бассейна среднего течения Вилюя до настоящего времени не обнаружен. Все это не дает основания считать золото, генетически связанное с трапповым магматизмом этого района, сколько-нибудь существенным источником для возникновения вилюйских россыпей.

ВЫВОДЫ

1. Среднее содержание золота в долеритах и габбро-долеритах среднепалеозойского возраста выше, чем в аналогичных породах тел верхнепалеозойского – нижнемезозойского возраста. Однако это повышение не столь существенно, чтобы говорить о металлогенической специализации на золото среднепалеозойской трапповой формации.

2. Неодинаковые кристаллические свойства решеток породообразующих минералов практически в равной мере отразились на способности концентрировать золото. Содержание золота в плагиоклазе, клинопироксене и нередко магнитной фракции прямо отражает уровень концентрации элемента в породе. Это свидетельствует о том, что ведущим фактором, контролирующим вхождение золота в породообразующие минералы, служит концентрация его в расплаве во время кристаллизации.

3. При процессах внутрикамерной дифференциации наблюдается неустойчивое повышение содержания золота на начальной и средней стадиях кристаллизационной дифференциации, а при содержании в магме повышенного количества летучих – концентрирование его в породах, обогащенных сульфидами меди. Незначительная часть золота выносятся из расплавов и рассеивается в контактово-метасоматических продуктах и лишь изредка концентрируется в них, тоже совместно с халькопиритом.

4. Породы интрузивов, магма которых имела остановку в промежуточных камерах, обладают максимально высоким содержанием золота. Рост концентрации его происходил на начальной стадии кристаллизации расплава в глубинных камерах и сопровождался одновременным повышением степени фракционирования последнего.

5. Относительно равномерное распределение золота в слабо дифференцированных и недифференцированных интрузивах, наряду с характером распределения его в породообразующих минералах, позволяют согласиться с мнением ряда исследователей о нахождении золота в образованиях толеитового состава в форме рассеянных атомов.

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А.И. К вопросу о растворимости серы в силикатных расплавах. – Ежегодник 1970. Сиб. ин-т геохимии. Иркутск, 1971.
- Аношин Г.Н., Емельянов Е.М. Золото в магматических породах Атлантического океана. – Докл. АН СССР, 1969, 189, № 5.
- Аношин Г.Н., Золотарев Б.П. Распределение золота в траппах Сибирской платформы. – В кн.: "Траппы Сибирской платформы и их металлогения". Иркутск, 1971.
- Аношин Г.Н., Потапов В.В. Золото в гранитах Кольванского (Алтай) и Хангилай-Шилинского (Забайкалье) массивов. – Геохимия, 1966, № 9.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7.
- Воскресенская Н.Т., Зверева Н.Ф. Некоторые вопросы геохимии золота в связи с рудоносностью магматических комплексов Северного Казахстана. – Геохимия, 1968, № 4.
- Гинзбург В.Л., Роговер Г.Б. Закономерности распределения цветных и благородных металлов в главнейших рудных минералах и силикатах Норильского месторождения. – Сов. геология, 1960, № 3.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.
- Давлетов И.К. Оценка среднего содержания золота в главных породообразующих минералах интрузивных пород. – Докл. АН СССР, 1970, 190, № 6.
- Звягинцев О.Е. Геохимия золота. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Золотухин В.В., Олейников Б.В. О кислых гибридных породах с р.Горбиачин (Сибирская платформа). – Материалы по экспериментальной и генетической минералогии, 1963, вып. 1.
- Колеватов Б.И. О связи проявлений золотоносности с разрывными нарушениями в бассейне реки Джербы. – Материалы по геологии и полезным ископаемым. ЯАССР, 1967, вып.

- Колпакова Н.А., Белоусова Н.И. Определение монограммовых количеств золота в горных породах и природных водах методом полярографии с накоплением. - Изв. Томск. политехн. ин-та, 1970, 203.
- Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г., Шлеталенко М.А., Мартынова А.Ф., Зубов В.И., Лапутина И.П. Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова). - Геол. рудн. месторожд., 1969, № 5.
- Олейников Б.В. К вопросу о золотоносности пород экзоконтактовых ореолов некоторых трапловых интрузивов. - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири". Изд-во Томск. ун-та, 1964.
- Раковский Э.Е., Серебряный Б.Л. Нейтронно-активационное определение золота в горных породах с использованием субстехиометрического разделения. - Радиохимия, 1968, 10, № 1.
- Ревердатто В.В. Петрология Анакитского дифференцированного трапсового массива и его структура. - Геол. и геофиз., 1963, № 10.
- Рожков И.С., Раковский Э.Е., Бернштейн Л.Е., Серебряный Б.Л., Шилин Н.Л. О неравномерности распределения золота в горных породах и минералах (по данным радиоактивационного анализа). - Докл. АН СССР, 1970, 191, № 4.
- Смирнова Н.П., Альмухамедов А.И. Поведение меди в процессах камерного этапа дифференциации трапловой магмы. - Геохимия, 1967, № 12.
- Шербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Изд-во "Наука", 1967.
- Шербаков Ю.Г., Пережогин Г.А. К геохимии золота. - Геохимия, 1964, № 6.
- Krauskopf K.V. The solubility of gold. - Econ. Geol., 1951, 46.
- Mantei E.I., Brownlow A.N. Variation in gold content of minerals of the Marysville quartz diorite stock, Montana. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 2.
- Rowe J.J. Fractionation of gold in a differentiated tholeiitic dolerite. - Chem. Geol., 1969, 4, N 3/4.
- Vincent E.A., Crockett I.H. Studies in the geochemistry of gold-I. The distribution of gold in rocks and minerals of the Skaergard, intrusion, East Greenland. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960₁, 18, N 1/2.
- Vincent E.A., Crockett J.H. Studies in the geochemistry of gold-II. The gold content of some basic and stone meteorites. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960₂, 18, N 1/2.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СВИНЦА В БАЗИТАХ
И РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ТОЛЕИТОВЫХ РАСПЛАВОВ

ВВЕДЕНИЕ

Геохимия свинца в основных горных породах изучена еще недостаточно. Небольшое содержание свинца в базитах и отсутствие четких изменений концентраций его в ходе внутрикамерной кристаллизации и толеитовых расплавов приводит к тому, что, изучая распределение микроэлементов в этой группе пород, исследователи мало внимания уделяют свинцу. Вместе с тем интересно, что на Сибирской платформе известны многочисленные рудопроявления полиметаллической минерализации, для которой допускается связь с очагами траппового магматизма (Погодин, 1956). Такой кажущийся противоречивый характер поведения свинца: с одной стороны, отсутствие сколько-нибудь существенных изменений его концентрации в ходе внутрикамерной кристаллизационной дифференциации толеитовых расплавов и, с другой — появление на Сибирской платформе многочисленных рудопоявлений галенита, парагенетически связанных с трапповым магматизмом, требует более внимательного подхода к изучению геохимии свинца в базитах.

В настоящей работе излагаются данные по геохимии свинца в трапповых интрузивах преимущественно восточной части Сибирской платформы, относящиеся к двум разновозрастным формациям: среднепалеозойской и верхнепалеозойской — нижнемезозойской (см. статью Б.В.Олейникова, В.Т.Саввинова, М.А.Погудиной в наст.сборнике).

Сведения о свинце в трапповых породах Сибирской платформы имеются в ряде работ. Так, В.В.Ляхович (1957) сообщает о присутствии следов свинца в плагиоклазе, моноклинном пироксене и магнетите сибирских траппов и указывает, что он находится в породах также и в виде сульфида. В.Л.Масайтис (1958) полагает, что свинец концентрируется в щелочных жидкостях, с чем связано более частое нахождение его в субщелочных и аутометаморфизованных траппах, а также в гидротермально-измененных породах экзоконтакта. В искусственных шлихах трапповых пород Е.Д.Надеждиной (1961) был описан галенит. А.В.Синицын (1965) на Кольском п-ове обнаружил свинец в кислых дифференциатах, плагиоклазе и моноклинном пироксене долеритов. Элемент не установлен в магнетитах, но следы его присутствовали в оливине. В базальтах Карру свинец открыт лишь в части проб (Cox et al., 1967). Не установлен он и в тешенитах силла Блек-Джек (Wilkinson, 1959).

МЕТОДИКА КОЛИЧЕСТВЕННОГО СПЕКТРАЛЬНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ СВИНЦА
В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

Количественное спектральное определение свинца осуществлялось по методу трех эталонов на спектрографе ДСФ-13, с решеткой 600 штр/мм. Источником возбуждения служила вертикальная дуга переменного тока силой 16 а. Система освещения трехлинзовая, ширина щели 0,025 мм, высота промежуточной диафрагмы 5 мм. Съемку вели на спектральные фотопластинки типа II чувствительности 16 ед.ГОСТ; время экспозиции 1 мин.

В качестве основы для приготовления эталонов использовали диабаз. Присутствующий в диабазе свинец определяли методом добавок. В головной эталон свинец вводили в виде галенита. Последующие эталоны готовили путем последовательного разбавления. Эталоны и пробы смешивали с буфером в отношении 1 : 1 по

весу и набивали в угольные электроды с внутренним диаметром 3 мм, глубиной 5 мм и толщиной стенок 1,2 мм. В качестве буфера применяли смесь, состоящую из двух весовых частей угольного порошка и одной части углекислого кальция.

Градуировочный график строили в координатах $\Delta S - \lg C$. Чувствительность метода 0,0003 %. Для определения концентраций свинца больше 0,03% эталоны и пробы смешивали с буфером в отношении 1:9. Воспроизводимость для содержаний больше 0,0015% характеризуется средней квадратичной ошибкой 12-15%, а для меньших 0,0015% - достигает 40-50%. Следовая концентрация постоянно условно принята за содержание, равное 0,0002%.

С использованием предложенной методики свинец определен в стандартных породах, предложенных ИГЕМ АН СССР для межлабораторного анализа (табл.1).

Таблица 1

Содержание свинца в стандартных породах

Стандартная порода	Pb, %	
	ЯФ СО АН СССР	ИГЕМ АН СССР (Хитров, Картман, 1969)
МИВ-1	0,0010	0,00094
"Рыжик"	0,011	0,015
ДИМ-1	0,0015	0,0022
ПИМ-1	0,0003	0,00062

Полученные данные показывают хорошую сходимость результатов при повышенных концентрациях и удовлетворительную - при малых. Всего по этой методике В.М.Одичовой и Л.С.Сукневой выполнено 302 определения свинца, в том числе 43 анализа концентратов породообразующих минералов.

СВИНЕЦ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТРАППОВЫХ ТЕЛ

Количество свинца в породах среднепалеозойских трапповых интрузивов изменяется незначительно (табл.2). Среднее содержание элемента в трех телах 4,1 - 4,3 г/т. Дайки субщелочных габбро-долеритов района водораздела Тунга и Муны имеют в среднем 3 г/т свинца. В составе последней группы тел отмечены породы, в которых свинец присутствует в количестве ниже улавливаемых следовых концентраций. В таких случаях при расчете среднего содержания концентраций свинца условно принималась равной 1 г/т. Наибольшее среднее содержание (6-7 г/т) получено для Большой Дьюктелинской дайки и Усть-Ханнинского трещинного интрузива. Максимальное количество элемента (14 г/т) зафиксировано в анортозитовом габбро-долерите (обр. 243/1г) из дайки Усть-Ханнинского тела и некоторых пробах призматически-офитовых габбро-долеритов Большой Дьюктелинской дайки, причем в аналогичных породах этих же тел его содержание обычно 4-7 г/т.

Породы эффузивной фации среднепалеозойской трапповой формации района рек Мархи и Ыгыатты представлены палагонитовыми базальтами аппаинской свиты. В 18 пробах базальта (см. табл.2) содержание свинца изменяется в пределах 1-5 г/т, лишь в одной пробе (обр. 163/1в) из района р.Ыгыатты оно достигает 27 г/т. В базальтах района правого притока р.Мархи - реч.Мастаах ранее был обнаружен самородный свинец (Гоньшакова, 1961).

Распределение свинца в траппах верхнепалеозойской - нижнемезозойской формации изучалось на примере шести тел, различающихся особенностями вещественного состава и степенью внутрикамерной дифференциации. В породах недифференцированных

или слабобасслоенных интрузивов обнаруживаются обычно трех-четырёхкратные колебания концентраций свинца. Примером служат Большая Оленекская дайка пойкилофитовых долеритов, Ыгыаттинская интрузия долеритов и габбро-долеритов, слабо дифференцированная Боллугурасская интрузия толеитовых долеритов и габбро-долеритов. Среднее содержание свинца в этих телах 3,0-5,0 г/т при диапазоне колебаний 2-14 г/т (см. табл.2). Более четко дифференцированные трапповые залежи характеризуются большими изменениями количества свинца в породах. Так, в Эрбейзской интрузии, дифференцированной от оливиновых габбро-долеритов до олигоклазовых гранофиров, содержание свинца колеблется в пределах 3-21 г/т, причем максимальное количество элемента обнаружено в нижней части разреза тела. Однако и здесь в тех же породах наблюдаются нормальные (3-6 г/т) содержания свинца. Какую-либо строгую закономерность изменения концентрации элемента в зависимости от состава и петрохимических особенностей дифференциатов установить не удалось.

Не происходит устойчивое повышение количества свинца в продуктах заключительных стадий кристаллизационной дифференциации трапповых расплавов. Так, пегматоидные габбро-долериты Биллээхской трапповой интрузии имеют: обр. 54/4е - 11 г/т, обр. 54/4ж - 5, обр. 54/4з - 25 г/т свинца, т.е. повышенное содержание элемента наблюдается в двух пробах. В других же телах породы шлировых пегматоидных сегрегаций содержат 3-5 г/т свинца. Всего из 10 проб различных трапповых пегматоидных пород резко повышенная концентрация свинца (25 г/т) зафиксирована лишь однажды.

Отметим, что в кислых гибридных породах района р.Горбиачин (Золотухин, Олейников, 1963) содержание свинца изменяется в пределах 2-17 г/т и среднее из 10 анализов составляет 9 г/т, что несколько выше, чем в породах основного этапа внутрикамерной дифференциации.

Не наблюдается сколько-нибудь закономерное накопление свинца и в субщелочных трапповых образованиях. Так, субщелочные микродолериты и долериты секущего тела горы Туой-Хая содержат его от 1 до 30 г/т. Следует подчеркнуть, что все анализируемые породы относятся к апикальной части тела и тождественны по вещественному составу, но количество свинца в них изменяется в широком диапазоне. Субщелочное кварцевое габбро из шлиров в Эрбейзском теле содержит 3-5 г/т свинца.

Таблица 2

Содержание свинца в интрузивах среднепалеозойской и верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповых формаций восточной части Сибирской платформы

Интрузив, его местонахождение	Число определений	Pb, г/т	
		пределы колебаний	среднее
Среднепалеозойская трапповая формация			
Дайки субщелочных габбро-долеритов, водораздел Тюнга и Муны	9	1 - 4	3,0
Дайка офитового габбро-долерита, район р.Ыгыатты	7	3 - 8	4,1
Дайка и силл таксито-офитовых габбро-долеритов, район р.Ханньи	9	3 - 7	4,3
Дайки и хонолит призматически-офитовых габбро-долеритов, район Большого Порога р.Ханньи	14	3 - 8	4,2
Дайка и хонолит Усть-Ханньинского трещинного интрузива анортозитовых габбро-долеритов и призматически-офитовых габбро-долеритов	13	2-14	7,0
Большая Дьюктелинская дайка призматически-офитовых габбро-долеритов, р.Улахан-Дьюктели	28	3-14	6,0
Покровы палагонитовых базальтов ашайнской свиты района рек Ыгыатты и Мархи	18	1 - 5	2,5

Таблица 2 (окончание)

Инtruзив, его местонахождение	Число определений	Pb, г/т	
		пределы колебаний	среднее
Верхнепалеозойская - нижнемезозойская трапповая формация			
Большая Оленекская дайка, р.Оленек	8	3 - 8	4,0
Ыгыаттинская интрузия, р.Ыгыатта	20	3 - 14	5,0
Боллугурасская интрузия, р.Чона	29	2 - 8	3,0
Биллээхская интрузия, р.Виллой	13	3 - 25	7,0
Эрбейэкская интрузия, р.Виллой	24	3 - 21	5,0
Субшелочные долериты интрузива горы Туой-Хая, р.Чона	22	1 - 30	7,0

Среднее содержание свинца в трапповых интрузивах двух сравниваемых формаций в целом одинаково. В этом отношении показательно также тождество концентраций элемента в породах закаленных краевых зон тел - долеритовых порфиридах и микродолеритах, в 11 пробах которых он зафиксирован в количестве 3-10 г/т. Лишь в одной пробе микродолерита из кровли Биллээхской трапповой интрузии (обр. 53/1а) установлено максимальное количество свинца - 55 г/т. Оно не было учтено при расчете для данного тела, так как два других анализа микродолерита подошвы и кровли залежи показали обычное содержание.

Заканчивая рассмотрение изменения среднего содержания свинца по различным типам трапповых тел, следует отметить повышенную концентрацию элемента в интрузивах трахидолеритов северо-западной части Сибирской платформы (Олейников, 1964), где она составляет 19 г/т (n = 22) при диапазоне колебания 6 - 28 г/т. Однако по петрохимическим параметрам эти тела не принадлежат к производным толеитовой серии расплавов.

Результаты определений свинца в плагиоклазах и клинопироксенах трапповых пород (табл. 3) показывают, что эти минералы обладают одинаковым диапазоном изменения его концентраций. В подавляющем большинстве проанализированных плагиоклазов и авгитов присутствует 2-3 г/т элемента, т.е. на долю этих двух главных породообразующих минералов траппов приходится не менее 50% общего количества свинца. Повышенные (8 г/т) содержания элемента, вероятно, обусловлены присутствием в анализируемых концентратах другой фазы, в первую очередь сульфидной. Какое-либо различие в содержании свинца в плагиоклазах и авгитах как из пород разновозрастных интрузивов, так и из различных дифференциатов расслоенных тел не установлено.

В стекле толеитового габбро-пегматита Боллугурасского интрузива концентрация свинца составляет 11 г/т. Весьма показателен большой разброс содержаний свинца в магнитных концентратах интрузивных траппов (см. табл. 3). Он однозначно свидетельствует о том, что основным носителем свинца в титаномагнетитовом концентрате является не окисная фаза. Это могла быть только примесь сульфидов, мельчайшие капельки которых пространственно тяготеют к периферии выделений титаномагнетита. Отделить их можно лишь селективным растворением. По данным трех определений, в ильменитовом концентрате содержится 3-7 г/т свинца. В оливине он не был обнаружен В.В.Ляховичем (1957) и В.И.Гоньшаковой (1961), но следы его установлены в оливинах долеритов Кольского п-ова (Синицын, 1965) и Грузии (Саркисян, Шубладзе, 1965). В апатите некоторых разновидностей трапповых пород содержится 10-15 г/т свинца (Wager, Mitchell, 1951; Wilkinson, 1959), но в апатите сибирских траппов он не был обнаружен (Надеждина, 1961; Гоньшакова, 1961). Следует подчеркнуть, что в неэлектромагнитной фракции искусственных шихов долеритов и габбро-долеритов изученных тел присутствует галенит. В породах с повышенным (8-9 г/т и более) содержанием свинца он образует более крупные зерна и содержится в большем количестве.

Таблица 3

Содержание свинца в породообразующих минералах интрузивных траппов

Порода, интрузив	Pb, г/т		
	плагио- клаз	клинопи- роксен	титано- магнетит
Субщелочной габбро-долерит, обр.201/1а, дайка	4		
Таксито-офитовый габбро-долерит, обр.203/1а, силл	2		1
То же, обр. 204/1а, дайка	2		
Призматически-офитовые габбро-долериты, обр.223/1а, дайка	8		11
То же, обр. 223/II, дайка	3		
" " обр. 224/1ж, хонолит	2		3
" " обр. 225/1б, "	3	2	2
" " обр. 227/1б "	2		20
Кварцевое щелочное габбро, обр. 73/0, Эрбейэкская интрузия	2	2	
То же, обр. 73/1г	2	2	
" " обр. 74/1г	2	2	
Пойкилоофитовый долерит, обр. 280/1а, Эрбейэкская интрузия	3	5	
То же, обр. 280/1в	4	2	
" " обр. 280/1г	3	3	44
" " обр. 280/1д	3	2	3
Толейтовый пойкилоофитовый долерит, обр.8/1а, Боллугурасская интрузия	2	2	22
То же, обр. 8/1г	2	1	17
Безоливиновый толейтовый призматически-офитовый габбро-долерит, обр. 8/1з, Боллугурасская интрузия	2	2	20

Таблица 4

Содержание свинца в контактово-измененных породах из экзоконтактовых зон трапповых интрузивов

Порода, интрузив	Число определений	Pb, г/т	
		пределы колебаний	среднее
Пироксеновые роговики, Большая Оленекская дайка	4	3 - 3	3,0
Апотуфовые роговики, Ыгыатгинская интрузия	4	3 - 8	5,0
Мраморы, Биллээкская интрузия	2	3 - 3	3,0
Апотуфовые роговики, Эрбейэкская интрузия	3	3 - 4	3,5

Небольшое число определений элемента в породах экзоконтактовых зон трапповых интрузий восточной части Сибирской платформы (табл. 4) показывает, что повышенных концентраций свинца в них не наблюдается. В апотуфовых роговиках количество его близко к среднему в траппах. Содержание свинца в неизменных известняках и глинисто-карбонатных породах, вмещающих Большую Оленекскую дайку и Биллээкскую интрузию, неизвестно, и поэтому нельзя количественно оценить его поведение при контактовом метаморфизме этих пород. Используя данные 350 полуколичественных спектральных анализов различных контактово-метаморфизованных пород из ореолов разнообразных пермо-триасовых трапповых интрузивов западной части Сибирской платформы (Олейников, 1963 г), можно утверждать, что свинец в них от-

мечается спорадически, причем главным образом в породах, содержащих вкрапленность сульфидов. В контактово-измененных и гидротермальных образованиях иногда фиксировались макроскопические зерна галенита (Олейников, Шарапов, 1961). Спектральный анализ различных породообразующих минералов из метасоматитов и гидротермалитов показал, что свинец присутствует в минералах, ассоциирующихся с сульфидами. Он отмечен в эпидоте, кальците, прените, мушкетовите, реже цеолитах и очень редко в гранате, скаполите, роговой обманке. Галенит из кальцит-галенитового прожилка в пойкилофитовых долеритах района среднего течения р.Бахты содержал серебро (0,3%) и сурьму (0,03%), что косвенно, наряду с отсутствием в числе элементов-примесей висмута, свидетельствует об относительно низкотемпературных условиях его образования (Минералы, 1960). Это хорошо согласуется с нахождением свинца в более низкотемпературных гидротермалитах по сравнению с другими контактово-метасоматическими продуктами.

ПОВЕДЕНИЕ СВИНЦА ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ТОЛЕИТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Прежде чем рассмотреть поведение свинца при кристаллизации толеитового расплава и обсудить форму нахождения его в траптовых породах, следует еще раз подчеркнуть две особенности распределения этого элемента в трапах. Во-первых, в пределах одного тела колебания содержания свинца не зависят от состава породы и ее положения в разрезе интрузива. Во-вторых, изучение искусственных шлихов траптовых пород показывает, что галенит — постоянный аксессуарный минерал траптов. Он присутствует в неизмененных долеритах и габбро-долеритах. Это свидетельствует о том, что образование его не связано с наложенными процессами и галенит — первичный минерал траптовых пород. Последнее справедливо и для самородного свинца, который не встречается в типичных гидротермальных образованиях (Минералы, 1960).

При изучении геохимии свинца в гранитоидах установлено, что примерно половина атомов свинца входит в калиевые минералы, а остальная часть находится вне кристаллических структур силикатных минералов (Таусон, 1961). Основной минерал-носитель свинца — калиевый полевой шпат, к которому приурочена главная доля изоморфного свинца. Выщелачивание свинца из фракций других минералов гранитов показало, что до 50% элемента присутствует в них в неизоморфной форме, тогда как из калиевых полевых шпатов выщелачивалось лишь 12–18% свинца. Отсюда следует, что определенная часть атомов элемента неизоморфной формы может образовать галенит и самородный свинец или сорбироваться на поверхности зерен.

Из числа породообразующих элементов свинец по величине радиуса иона близок к калию. Калийсодержащие минералы в трапах имеют второстепенное значение. Более богаты биотитом и калиевым полевым шпатом габбро-долериты среднепалеозойской траптовой формации. Валовое содержание K_2O в них в 2, иногда в 4 раза превышает таковое в долеритах и габбро-долеритах интрузивов верхнепалеозойского — нижнемезозойского возраста. Однако содержание свинца в тех и других породах практически одинаково. Это свидетельствует об отсутствии какой-либо связи между содержаниями калия и свинца в траптовых расплавах, из которых возникли эти породы.

На основе заметных различий величин электроотрицательности и потенциалов ионизации можно считать, что ион Pb^{2+} строго не следует за K^+ в силикатах траптов. Степень ионности связи свинца с кислородом, равная 61 (Бацанов, 1962), значительно ниже таковой для калия (84), т.е. связь $Pb-O$ более ковалентная, чем связь $K-O$, что затрудняет возможность вхождения Pb^{2+} в решетку калийсодержащих минералов. Большой размер иона Pb^{2+} , а также меньшая степень ионности связи его с кислородом по сравнению с аналогичными характеристиками иона Ca^{2+} тоже не способствует изоморфному вхождению его в решетку плагиоклаза. Исходя из кристаллохимических свойств иона, трудно допустить изоморфное вхождение его в клинопироксен и тем более в оливин. Однако постоянное присутствие свинца в плагиоклазовой и клинопироксеновой фракциях пород указывает на то, что, вероятно, все же он присутствует там в неизоморфной форме. Для подтверждения этого необходимо провести специальное исследование, но чувствительность использованно-

го метода определения свинца не позволила нам проделать это. В апатите, решетка которого имеет крупные полости, где возможно размещение более крупного, чем Ca^{2+} , иона Pb^{2+} , допустимо его изоморфное вхождение.

Следовательно, отчетливый ионный характер решеток породообразующих минералов траптовых пород и заметно иные по сравнению со свойствами ведущих породообразующих элементов кристаллохимические свойства иона Pb^{2+} предопределяют неизоморфную форму нахождения свинца в трапхах. Это должно быть преимущественно микроскопические и коллоидальные частицы галенита, что и подтверждается при изучении неэлектромагнитной фракции искусственных шлифов траппов, а также большей дисперсией содержания элемента в магнитной фракции пород. Возможно также размещение атомов свинца в дефектных полостях кристаллов породообразующих минералов или сорбция их на поверхности зерен.

О ВОЗМОЖНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СВИНЕЦСОДЕРЖАЩИХ ФЛЮИДОВ В СВЯЗИ С КРИСТАЛЛИЗАЦИЕЙ БАЗИТОВОЙ МАГМЫ

Халькофильные свойства свинца обуславливают преимущественно сульфидную форму его концентрации в базитах. Экспериментальные исследования (Альмухамедов, 1971) показали, что в траптовом расплаве растворимость серы уменьшается с падением температуры, причем в кристаллических силикатных фазах она не обнаруживается. Значит, сера либо уходит из системы, либо остается в породах в виде сульфидных минералов. Основная магма содержит достаточное количество серы, чтобы связать в сульфиды наиболее халькофильные элементы и прежде всего медь и свинец. Вероятно, неодинаковая концентрация серы в различных частях в целом микрогетерогенного расплава, заполнившего гипабиссальную камеру, предопределяет разное содержание галенита в однотипных породах. В траптовых покровах, где происходит быстрое удаление из кристаллизующихся расплавов газовой составляющей, в том числе соединений серы, халькофильные элементы не обеспечиваются необходимым количеством серы, и некоторые из них, в том числе свинец, обладая высоким показателем самородности (Маракушев, Безмен, 1969), образуют самородные минералы. Именно эти условия осуществляются в покровах палагонитовых базальтов среднепалеозойского возраста, где зафиксирован самородный свинец.

Можно уверенно считать, что галенит — не только основной минерал-концентратор, но, вероятно, и главный носитель свинца в трапхах. Отсутствие при внутрикамерной дифференциации устойчивого повышения содержания свинца в кислых и субщелочных дифференциатах траптовых расплавов свидетельствует о том, что он избирательно не концентрируется в остаточных расплавах. Вместе с тем преимущественно сульфидная форма нахождения свинца в габбро-долеритах, обладающих повышенным его содержанием, указывает на то, что свинец в целом способен концентрироваться и затем обособляться от силикатной части кристаллизующегося расплава.

Тенденция отделения свинца от основной массы силикатного вещества в форме сульфида и незначительное рассеяние его в решетках породообразующих минералов имеют принципиальное значение для объективной оценки рудогенерирующих возможностей эволюционирующих толеитовых, а также в целом базитовых магматических систем относительно генетической связи с ними свинцовых месторождений. Геохимическая история свинца в кристаллизующихся базитовых системах аналогична поведению рассеянных элементов, которое Л.В.Таусон (1967) определяет как остаточное концентрирование в противоположность другому стремлению микроэлементов — кристаллохимическому рассеянию. Применительно к базитовому расплаву есть все основания утверждать, что обособление свинца происходит не на заключительных стадиях эволюции кристаллизующихся магм, а в течение главного этапа кристаллизации. На заключительной стадии оно лишь завершается кристаллизацией основной массы галенита. Обособление свинца от силикатных компонентов основной магмы уже на главном этапе эволюции расплава создает благоприятные предпосылки для формирования металлоносных растворов, отделяющихся в глубинных промежуточных очагах, где шла частичная кристаллизация магмы. Отделение флюидов, несущих либо растворенные сульфиды халькофильных элементов, либо эти же элементы в виде каких-то других соединений с полярными молекулами флюидной части магмы, не столько происходит в результате достижения какого-либо определенного уровня диф-

ференциации в промежуточном очаге, сколько обусловлено резким нарушением физических условий его существования. Таковым, в первую очередь, должно быть быстрое уменьшение общего давления на летучую фазу вследствие образования дизъюнктивных нарушений в кровле очага, которые одновременно служат и проводниками уходящих из очага флюидов. Именно такую схему образования галенитовых рудопроявлений бассейна р.Подкаменной Тунгуски можно реконструировать и в этом плане полностью поддержать утверждение Ю.В.Погодина (1956) о генетической связи полиметаллических месторождений западной части Сибирской платформы с трапповой формацией.

В последние годы обобщающие исследования по вопросам рудогенерирующих возможностей основных магм выполнены Ф.К.Шипулиным (1968, 1969, 1971). Приведенный им фактический материал убедительно свидетельствует о связи ряда месторождений халькофильных элементов с очагами основного магматизма. Наша геохимическая информация по поведению свинца при кристаллизации трапповой магмы позволяет на примере этого элемента полностью поддержать высказывания В.И.Смирнова (1969, 1971) и Ф.К.Шипулина (1968, 1969, 1971) о важной роли глубинных, в том числе и промежуточных, очагов базальтовой магмы в образовании рудоносных флюидов, несущих прежде всего халькофильные элементы. Возможность образования крупных месторождений свинца при эволюции базитового магматического очага убедительно показана на примере Горевского месторождения в Енисейском крае (Шерман, 1971). Здесь единственными магматическими породами, с которыми установлена парагенетическая связь процесса рудообразования, являются внутриминерализационные дайки оливиновых долеритов.

Итак, фактический материал по геохимии свинца в продуктах траппового магматизма не дает основания связывать появление галенитовой гидротермальной минерализации в областях развития траппового магматизма только с заключительной стадией дифференциации толеитового расплава, когда возникают его кислые или субщелочные дифференциаты. Крупные объемы базальтовой магмы, начавшие кристаллизоваться в промежуточном очаге, при резком нарушении физических условий существования такого очага и благоприятном режиме летучих компонентов могут дать флюиды, обогащенные халькофильными элементами, в частности свинцом. Этому благоприятствует способность элемента отделиться от силикатной части расплава, т.е. характерное для него свойство остаточного концентрирования, играющее главенствующую роль в реализации рудогенерирующих возможностей эволюционирующих магматических систем.

ВЫВОДЫ

1. Среднее содержание свинца в разновозрастных трапповых интрузивах изменяется в пределах 3–7 г/т, причем количество его в долеритах и габбро-долеритах не связано с их составом и положением в разрезе тел.
2. В клинопироксене и плагиоклазе концентрация свинца обычно 2–3 г/т. В искусственных шлихах трапповых пород постоянно отмечается галенит. Содержание его увеличивается в штуфах, имеющих повышенное количество свинца.
3. Из числа породообразующих элементов свинец по величине радиуса иона близок к калию. Содержание свинца в породах, различающихся концентрациями калия, практически одинаково, т.е. присутствие свинца в образованиях толеитового состава не контролировалось первоначальным содержанием в них калия, а затем и калиевых породообразующих минералов.
4. Отчетливо ионный характер решеток породообразующих минералов трапповых пород и значительное отличие кристаллохимических свойств иона свинца от породообразующих элементов определяют неизоморфную форму нахождения свинца в траппах.
5. Преимущественно сульфидная форма нахождения свинца в долеритах и габбро-долеритах с повышенными содержаниями элемента свидетельствует о том, что он обладает хорошей способностью концентрироваться и затем обособляться от силикатной части. Это при благоприятных условиях может привести к отделению от базитового расплава свинецсодержащих флюидов и образованию рудопроявлений галенита.

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А.И. К вопросу растворимости серы в силикатных расплавах. Ежегодник, 1970. Сиб. ин-т геохимии. Иркутск, 1971.
- Бачанов С.С. Электроотрицательность элементов и химическая связь. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61.
- Золотухин В.В., Олейников Б.В. О кислых гибридных породах с р.Горбиачин (Сибирская платформа). - Материалы по экспериментальной и генетической минералогии, 1963, вып. 1.
- Ляхович В.В. О распределении микроэлементов в Сибирских траппах. - Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. Химическое сродство металлов к кислороду и сере. - Геол. рудн. месторожд., 1969, № 4.
- Массайтис В.Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1958, т. 22.
- Минералы. Справочник Т.1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Надеждина Е.Д. Акцессорные минералы трапповых интрузий р.Подкаменной Тунгуски. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 55.
- Олейников Б.В. Трахидолеритовые интрузии западной части Сибирской платформы. - Изв. Томск. политехн. ин-та, 1964, 127, вып. 1.
- Олейников Б.В., Шарапов В.Н. Некоторые вопросы траппового вулканизма западной части Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1961, № 4.
- Погодин Ю.В. Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Подкаменной Тунгуски. - Сов. геол., 1956, № 50.
- Саркисян С.Ш., Шубладзе Р.Л. Оливин из долеритов южной Грузии. - Записки Всес. Мин. об-ва, 1965, ч. 94, № 2.
- Синицын А.В. О распределении микроэлементов в дифференцированной интрузии губы Ивановской (Восточно-Мурманское побережье). - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.
- Смирнов В.И. Об источниках веществ эндогенных месторождений полезных ископаемых. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 3.
- Смирнов В.И. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. - В кн.: "Связь поверхностных структур земной коры с глубинными". Изд-во "Наукова думка", 1971.
- Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Таусон Л.В. Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе. - Геохимия, 1967, № 11.
- Шерман В.Л. Критерии поисков метасоматических свинцово-цинковых месторождений в Енисейском крае. - Разведка и охрана недр, 1971, № 3.
- Шипулин Ф.К. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). Изд-во "Наука", 1968.
- Шипулин Ф.К. Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании. - В кн. "Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии". Т. I. Изд-во "Наука", 1969.
- Шипулин Ф.К. О кинетике процессов кристаллизации магмы и рудоносности интрузий. - Геол. рудн. месторожд., 1971, № 1.
- Sox K.G., Macdonald R., Hormeng G. Geochemical and petrographic provinces in the Karro basalts of Scuthan Africa. - Amer. Mineralogist, 1967, 52, N 9-10.
- Wager L.R., Mitchell R.L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basis magma - a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1951, 1.
- Wilkins on I.F.G. The geochemistry of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, NSW. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1959, 16.

Б.В.Олейников, М.С.Машак, В.М.Одинцова, Л.С.Сукнева

СКАНДИЙ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВАХ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ПОВЕДЕНИЯ ПРИ ГЛУБИННОЙ
И ВНУТРИКАМЕРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ТРАППОВОЙ МАГМЫ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время имеется большое число работ, посвященных геохимии скандия в различных эндогенных и экзогенных образованиях. Достаточно полные обобщения большого фактического материала по скандию выполнены В.В.Щербиной (1960), А.С.Дудькиной (1960), С.Р.Нокколдсом и Р.Алленом (1958), Л.Ф.Борисенко (1964), М.Прицем (Prinz, 1967) и другими исследователями. В результате установлены закономерности распределения скандия в главных группах изверженных горных пород. Однако пока имеются весьма малочисленные данные о распределении скандия в разнообразных продуктах траппового магматизма Сибирской платформы. Встречающиеся в различных работах отрывочные сведения о его концентрации в породах и минералах сибирских траппов чаще всего базируются на полуколичественных спектральных определениях и не дают представления о закономерностях распределения элемента в различных группах трапповых образований и поведении при процессах дифференциации трапповой магмы.

Многочисленные исследования по петрологии и петрохимии трапповых образований Сибирской платформы показали наличие здесь разнообразных типов трапповых тел, возникших в результате процессов глубинной и внутрикамерной дифференциации. Состав пород различных интрузивов порой изменяется в широких пределах, при этом естественно, что разнообразные породы различаются по содержанию тех петрогенных элементов, которые при осуществлении различных схем изоморфизма могут замещаться скандием. Все это делает весьма заманчивым проанализировать особенности поведения скандия при процессах глубинной и внутрикамерной дифференциации, выяснить, существуют ли провинциальные различия распределения скандия, и сопоставить его содержания в разновозрастных трапповых интрузивах.

Материалом для исследования послужили коллекции авторов, собранные в пределах северо-западной и восточной частей Сибирской платформы в 1957-1969 гг. Небольшое количество образцов было предоставлено геологами Амакинской экспедиции В.М.Красильниковым и И.Свиридовым.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Количественное спектральное определение скандия выполнено в лаборатории физических методов исследования Института геологии ЯФ СО АН СССР В.М.Одинцовой и Л.Г.Сукневой по методике, разработанной в ВИМС (Алексеева и др., 1960). Использовали спектрограф ИСП-51 с камерой УФ-84, щель спектрографа 0,01 мм. Анализируемую пробу в смеси с буфером в отношении 1:3 по весу помещали в два электрода глубиной 8 мм и диаметром 2 мм и сжигали до полного сгорания в горизонтальной дуге переменного тока силой 16 а. Буферный порошок состоит из двух частей угля и одной части углекислого стронция. Аналитическая линия - Sc II 4246,8 Å, внутренним стандартом служит фон фотопластинки около линии. Система освещения щели трехлинзовая, фотопластинки спектральные, тип I. Чувствительность определения 0,001%. Ошибка воспроизводимости 10%. Проверка на специально приготовленных эталонах показала, что нижний предел содержания скандия, улавливаемый в следовых количествах, равен 5-4 г/т. Условно при расчете средних содержаний "следы" приняты за 7 г/т. Точность получаемых результатов проверяли путем сжигания проб межлабораторного стандарта ИГЕМ АН СССР диабаз ДИМ-1, для

которого содержание скандия нами получено равным 33 г/т, при среднеарифметическом содержании 32 г/т (Хитров, Кортман, 1969). Всего было осуществлено 662 количественных спектральных определения скандия в породах и минералах трап-повых тел.

СВОЙСТВА ИОНА СКАНДИЯ И ЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЕ

В периодической системе элементов скандий находится в первой подгруппе третьей группы и относится к четвертому большому периоду. Кроме него, в подгруппу входят иттрий, лантан и актиний, что отражает сходство некоторых свойств скандия, иттрия и редкоземельных элементов и объясняет возможность концентрирования его в отдельных минералах, содержащих редкие земли (Борисенко, 1959²). Скандий трехвалентен и принадлежит к группе переходных элементов, у которых дестраивается не внешний, а внутренний уровень. Согласно геохимической классификации В.М.Гольдшмидта, скандий относится к числу литофильных элементов.

Величины ионных радиусов Sc^{3+} , по данным различных авторов, приведены в табл. 1. К.Фрондель (Frondel, 1968) обосновал другую величину ионного радиуса Sc^{3+} , равную 0,73 Å, что значительно меньше, чем по В.М.Гольдшмидту и Л.Х.Аренсу. По мнению К.Фронделя, новая величина ионного радиуса Sc^{3+} хорошо объясняет кристаллохимическое родство последнего с Fe^{3+} (0,69 Å). Величина ионного потенциала скандия характеризует его как элемент, образующий относительно сильное основание, практически не обладающее амфотерными свойствами (Шербина, 1959), его первый ионный потенциал (3,70) ниже такового у алюминия и титана, но выше, чем у железа, магния и кальция (см. табл. 1). Электроотрицательность, как и ионизационный потенциал, служит относительным выражением степени ионности связи элемента в молекуле. В табл. 1 приведена величина электроотрицательности скандия и оценка ионности связи его в кристаллах с кислородом по С.С.Бацанову (1962). Следует подчеркнуть также, что в природе скандий присутствует только в трехвалентном состоянии и, следовательно, не участвует в окислительно-восстановительных реакциях.

Таблица 1

Кристаллохимические характеристики некоторых элементов

Показатели	Sc^{3+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Al^{3+}	Y^{3+}
Валентность	3	2	3	2	2	3	3
Ионный радиус, Å (В.М.Гольдшмидт, по Бокий, 1960)	0,83	0,83	0,67	0,78	1,06	0,57	1,06
Ионный радиус, Å (Бокий, 1960)	0,83	0,80	0,67	0,74	1,04	0,57	0,97
Ионный радиус, Å (Ahrens, 1952)	0,81	0,74	0,64	0,66	0,99	0,51	0,92
Электроотрицательность (Бацанов, 1962)	1,3	1,7	1,8	1,2	1,0	1,5	1,2
Ионность связи элементов в кристаллах с кислородом (Бацанов, 1962)	68	65	57	75	78	63	70
Ионный потенциал, эв (Ahrens, 1964)	3,70	2,70	4,69	3,03	2,02	5,98	3,26
Первый потенциал ионизации, (Ahrens, 1964)	6,54	7,87	4,69	7,64	6,11	5,98	6,38
Ионно-атомный радиус (Лебедев, 1969)	1,570	1,63	1,63	1,60	1,90	1,20	1,693

Таблица 2

Средние содержания скандия в главных типах горных пород

Порода	Sc, г/т	Литературный источник
Ультраосновные породы	5,5	А.П.Виноградов (1962)
" "	15,0	К.К.Турекян, К.Н. Wedepohl (1961)
Основные породы	24,0	А.П.Виноградов (1962)
" "	20,0	Л.Ф.Борисенко (1959 ₁)
" "	30,0	К.К.Турекян, К.Н. Wedepohl (1961)
Базальты	36-38,0	V.C.Fryklund, M. Fleisher (1963)
"	30	M.Prinz (1967)
Диориты	3,0	Л.Ф.Борисенко (1959 ₁)
Диориты + андезиты	2,5	А.П.Виноградов (1962)
Андезиты	34,0	V.C.Fryklund, M. Fleisher (1963).
Кислые породы	3,0	А.П.Виноградов (1962)
Риолиты	3,0	V.C.Fryklund, M. Fleischer (1963)

Неодинаковое изменение величины свободной энергии при вхождении иона скандия в кристаллические решетки различных минералов обуславливает разное содержание скандия в близких по составу сосуществующих минералах (Щербина, 1959). Известно, что скандий находится в земной коре в рассеянном состоянии. Сходство кристаллохимических свойств иона скандия с магнием и железом способствует рассеиванию его главным образом в решетках магнезиально-железистых силикатов и меньше в окисных рудных минералах. Из числа главнейших групп пород наиболее богаты скандием габброиды (табл. 2), а максимальными содержаниями скандия обладают пироксениты - до 0,02-0,03%, или до 300 г/т (Борисенко, 1964). Кларк скандия в земной коре $6 \cdot 10^{-4}\%$, или 6 г/т (Виноградов, 1962).

СКАНДИЙ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТРАППОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Было изучено распространение скандия в дайках протерозойского возраста южной части Анабарского щита, в базальтах и интрузивах трещинного типа среднепалеозойской трапповой формации бассейна среднего течения р.Виллой, в различных типах трапповых интрузивов верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации восточной части Сибирской платформы, в некоторых интрузивах верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы, обнаженных в районах рек Горбиачин, Курейки, Северной, и в телах гибридных пород из района р.Горбиачин. В настоящей статье нет возможности дать сколько-нибудь подробную геологическую характеристику всех перечисленных выше трапповых образований. Поэтому мы ограничимся минимумом сведений, которые необходимы для понимания закономерностей распределения скандия в рассматриваемых телах, и ссылками на опубликованные работы, в которых они рассмотрены подробнее.

Трапповые дайки протерозойского, возраста южного склона Анабарского щита

В южной части Анабарского щита в бассейнах верхнего и среднего течения рек Кэнгээдэ и Кюенэлэкээн широко распространены дайки траппов, среди которых выделяются тела средне- и верхнепротерозойского возраста. Скандий определен в породах разновозрастных даек Хараапского и Будьурхайского участков (Машак, 1969, 1970). Породы даек протерозоя отличаются от интрузивных траппов среднепалеозойского и верхнепалеозойского – нижнемезозойского возраста прежде всего относительно широким проявлением процессов аутометаморфизма, особенно в субшелочных разностях диабазов. Существуют также различия в содержании оливина, окисных рудных минералов, кварца. Дифференциация в протяженных крутопадающих камерах обусловила появление в центральных частях трапповых даек кислых дифференциатов, представленных гранодиорит-порфирами, гранофирами и жилками аплитовидных пород.

Результаты определения скандия в различных дифференциатах трапповых даек протерозойского возраста приведены в табл. 3. Эти данные показывают, что содержание его в диабазах и габбро-диабазах изменяется от 17 до 62 г/т. Такситовые габбро-диабазы характеризуются большой изменчивостью скандия, обусловленной неравномерным содержанием породообразующих минералов. Субшелочные разновидности пород, слагающие дайки верхнепротерозойского возраста, имеют пониженное количество скандия – 15 г/т. Габбро-диориты, образующие шпильи среди кварцевых габбро-диабазов, содержат скандия в 1 1/2 раза меньше, чем вмещающие их породы. Центральные части крупных даек выполнены гранодиорит-порфирами, имеющими резкий контакт с вмещающими габбро-диабазами и постепенный с габбро-диоритами. Среднее содержание скандия в них 17 г/т. Минимальные количества его (5 г/т) установлены в аплитовидных прожилках.

Среднепалеозойская трапповая формация бассейна р.Вилой

Распределение скандия в среднепалеозойских трапповых образованиях изучено на примере тел, обнаженных в бортах Ыгыаттинской впадины и Вилойско-Мархинской зоны разломов. По бортам первой на дневную поверхность выходят среднепалеозойские эффузивы, а вторая структура контролирует размещение трещинных интрузивов. Общая характеристика девонского вулканизма Сибирской платформы приведена в работе В.Л.Масайтиса (1966).

Таблица 3

Содержание скандия в протерозойских трапповых образованиях (дайках) южной части Анабарского щита

Возраст, млн. лет	Порода	Число определений	Sc, г/т	
			пределы лебаний	среднее
1506-	Микродиабаз	3	50 - 55	53
1570	Диабаз	9	31 - 54	45
	Габбро-диабаз	6	26 - 43	36
	Габбро-диорит	3	22 - 36	27
	Гранодиорит-порфир	16	14 - 21	17
	Аплит	1		5
1400-	Микродиабаз	3	42 - 51	47
1450	Диабаз	19	31 - 47	39
	Аплит	1		5
1300-	Субшелочной микродиабаз	2	19 - 35	27
1410				

Таблица 3 (окончание)

Возраст, млн.лет	Порода	Число опреде- лений	Sc, г/т	
			пределы ко- лебаний	среднее
1300-	Субщелочной диабаз	1		31
1410	Субщелочной габбро-диабаз	4	8 - 21	15
	Аплит	2	5 - 5	5
1240-	Микродиабаз и такситовые габбро- диабазы	15	22 - 100	59
1250		22	17 - 62	44
		4	17 - 33	28
		1		5

Базальты среднепалеозойской трапповой формации. Эффузивные образования аппаинской свиты среднедевонского возраста представлены различными структурными разновидностями палагонитовых базальтов, слагающих покровы мощностью до 35 м. По составу они отвечают оливиновому толеитовому базальту. Среднее содержание скандия в породах аппаинской свиты, по данным 39 определений, равно 45 г/т. При сравнении содержания элемента в конкретных трапповых покровах

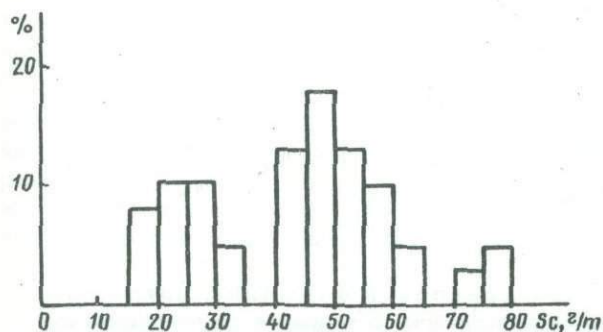


Рис. 1. Гистограмма содержания скандия в палагонитовых базальтах аппаинской свиты среднепалеозойской трапповой формации ($n = 39$). На оси ординат — относительная частота встречаемости (в %)

(табл. 4) видно, что палагонитовые базальты, имеющие не более 5-10% палагонитового агрегата, характеризуются близкими средними значениями. Для покровов из района порога Блудный (р.Марха) и первого и второго покровов района р.Ыгыатты они соответственно равны 55, 55 и 49 г/т при колебаниях частных содержаний в пределах 42-80 г/т. Значительно меньше скандия (18-30 г/т) обнаружено в базальтах с повышенным (15-30%) количеством палагонитового агрегата. Гиалобазальты краевых зон покровов, основное стекло которых интенсивно палагонитизировано, содержат 16-23 г/т элемента. Плаггиофировые палагонитовые базальты кочугунурской свиты (D_3-C_1) характеризуются повышенными количествами плаггиоклаза и промежуточными между отмеченными выше содержаниями палагонитового вещества, концентрация скандия в них изменяется в пределах 20 - 34 г/т (см.табл.4).

На рис. 1 приведена гистограмма содержания скандия в палагонитовых базальтах аппаинской свиты среднедевонского возраста. На ней четко обособились два поля, из которых левое отвечает породам с высоким содержанием палагонита. Установлено, что изливание базальтов аппаинской свиты происходило в морской водоем. Взаимодействие расплава с водой обусловило интенсивную палагонитизацию базальта и особенно пород краевых зон покровов. Палагонитизация сопровождалась выносом ряда породообразующих элементов, в том числе Si, Al, Ti и Fe. Сопоставление содержания в породах скандия с разным количеством палагонита (см. табл. 4) отчетливо показывает, что минимальные количества его обнаружены в наиболее палагонитизированных разностях в частности в гиалобазальтах краевых зон покровов. Это свидетельствует о том, что палагонитизация базальтового стекла сопровождается выносом из вновь образованных ассоциаций минералов некоторой части скандия.

Таблица 4

Содержание скандия в палагонитовых базальтах алпайнской свиты среднепалеозойской трапповой формации

Порода	Местонахождение	Число определений	Sc, г/т	
			пределы колебаний	среднее
Палагонитовый базальт	р.Марха, порог Блудный	7	42 - 75	55
Гиалобазальт краевой зоны покрова	Там же	1		23
Палагонитовый базальт, I покров	Р.Ыгыатта	12	42 - 80	55
Палагонитовый базальт с повышенным количеством палагонита, I покров	"	4	18 - 30	25
Гиалобазальт краевой зоны, I покров	"	2	16 - 22	19
Палагонитовый базальт, II покров	"	7	43-55	49
Гиалобазальт краевой зоны, II покров	"	1		20
Палагонитовый базальт, богатый палагонитовым веществом, район речек Алпай и Укукут	Р.Виллой	5	24 - 32	28
Плагиофировый палагонитовый базальт кучугунурской свиты	"	5	20 - 34	26

Интрузивы среднепалеозойской трапповой формации. Среди трещинных гиабиссальных интрузивов среднепалеозойского возраста по особенностям вещественного состава выделяется несколько типов тел. Они подробно описаны в статье Б.В.Олейникова, В.Т.Саввинова и М.А.Погудиной (см. наст. сборник). Распределение скандия с различной степенью детальности изучалось в 14 трапповых телах данной возрастной группы (табл. 5). Наименьшие средние содержания скандия (28 - 29 г/т) обнаружены в субшелочных таксито-офитовых габбро-долеритах, слагающих дайки в северной части Виллойско-Мархинской зоны разломов. Для преобладающей части тел средние содержания скандия изменяются в интервале 36-41 г/т и лишь в одном из них оно достигает 50 г/т. Это трещинный интрузив Цепочечный, расположенный в среднем течении р.Ханьни.

Палагонитовые базальты с небольшим количеством палагонита по величине среднего содержания скандия (см. табл. 4) близки к некоторым интрузивам призматически-офитовых габбро-долеритов, например трещинный интрузив Цепочечный, дайка обн. 207.

Гистограмма содержаний скандия (рис.2) иллюстрирует наличие двух максимумов распределения его в породах среднепалеозойских трапповых интрузивов. Один приурочен к содержаниям 30 - 40 г/т и отвечает субшелочным разностям пород, второй попадает на интервал 45-50 г/т. Кроме того, в дайках офитовых и призматически-офитовых габбро-долеритов (см. рис.2,г) от основного поля диаграммы отделилась группа проб с высоким содержанием скандия, которые соответствуют долеритам краевых зон даек.

Таким образом, в интрузивах среднепалеозойской трапповой формации проявляется тенденция уменьшения концентрации скандия в более щелочных породах. Низкие содержания в породах дайки обн. 250 (см. табл. 5) обусловлены тем, что они подверглись интенсивной хлоритизации, сопровождавшейся выносом скандия.

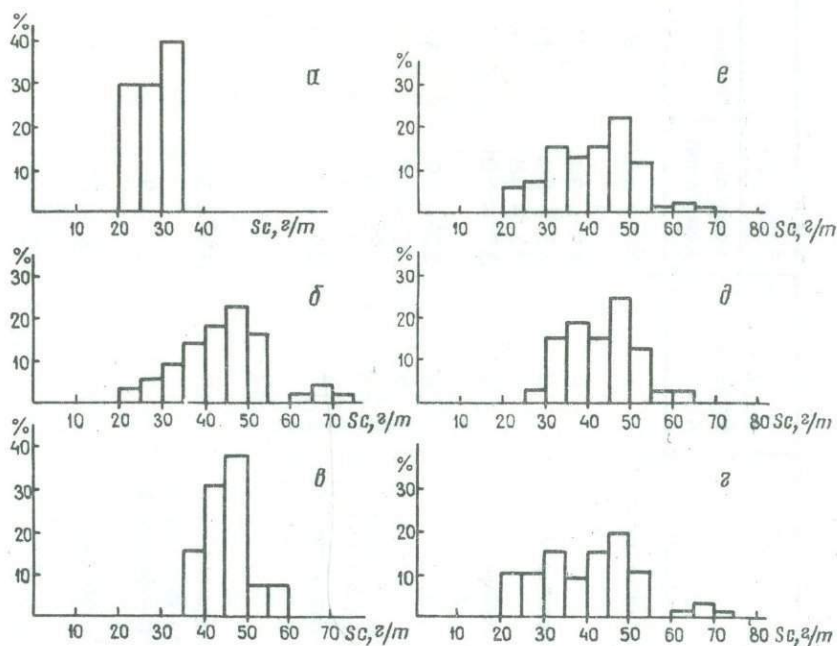


Рис. 2. Гистограммы содержаний скандия в породах среднепалеозойских трапповых интрузивов северной части Вилуйско-Мархинской зоны глубинных разломов

а - дайки субшелочных габбро-долеритов ($n = 10$); б - дайки призматически-офитовых и офитовых габбро-долеритов ($n = 43$); в - Усть-Ханьинский трещинный интрузив ($n = 13$); г - все породы из даек среднепалеозойской трапповой формации района ($n = 65$); д - то же для пород хонолитов и силлов ($n = 52$); е - все интрузивные траппы среднепалеозойского возраста ($n = 117$). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

Интрузивы верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации

Восточная часть Сибирской платформы. В пределах восточной части Сибирской платформы содержание скандия изучалось в породах дифференцированных тел Эрбейэкского, Биллээхского, Улахан-Хан, в слабо дифференцированных интрузивах Ыгыаттинской и Боллугурасской, в секущем теле горы Туой-Хая и в Оленекской дайке. Исчерпывающие сведения по особенностям строения, состава и петрохимии названных интрузивов помещены в статье Б.В.Олейникова, В.Т.Саввинова и М.А.Погудиной (см. наст. сборник), а данные по телу горы Туой-Хая в работах Ю.Н.Дмитриева (1963) и Б.В.Олейникова и В.Т.Саввинова (1970).

В Ыгыаттинской интрузии, сложенной оливиновыми долеритами, пойкилоофитовыми долеритами и призматически-офитовыми габбро-долеритами, содержание скандия изменяется от 37 до 77 г/т, при среднем значении по интрузии 49 г/т (табл. 6). Отметим, что количества 40 г/т и менее и 60 г/т и выше встречены почти во всех частях разреза слабо дифференцированного интрузива.

Из числа интрузивов верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации восточной части Сибирской платформы Боллугурасская слабо дифференцированная интрузия толеитовых долеритов габбро-долеритов характеризуется наибольшей величиной среднего содержания скандия - 54 г/т и максимальным диапазоном изменения его концентраций в разрезе тела - от 28 до 85 г/т.

Достаточно четко дифференцированные интрузивы порогов Биллээх и Эрбейэк имеют близкие значения средних содержаний скандия, а изменение его концентраций несколько больше для пород Эрбейэкской трапповой интрузии, которая дифференцирована более четко, чем Биллээхская.

Таблица 5

Содержание скандия в породах среднепалеозойских трапповых интрузивов
Вилуйско-Мархинской зоны разломов

Интрузив	Местонахождение	Порода	Число определений	Sc, г/т	
				пределы колебаний	среднее
Дайка	Водораздел Ханья и Тюкена обн. 201	Таксито-офитовые субшелочные габбро-долериты	2	23 - 34	28
"	Водораздел Муны и Тюнга	То же	8	23 - 34	29
Силл	р.Ханья, обн. 203	Таксито-офитовые габбро-долериты	3	35 - 38	37
Дайка	" обн. 204-205	То же	5	43 - 48	46
"	" обн. 207-208	Призматически офитовые габбро-долериты	9	36 - 59	41
"	" обн. 209-212	То же	8	20 - 50	38
Хонолит	" обн. 216-217	" "	6	26 - 46	36
Хонолит Большого порога	" обн. 224-227	Пойкилоофитовые долериты и призматически-офитовые габбро-долериты	22	29 - 66	44
Дайки района Большого Порога	" обн. 219-222	Призматически-офитовые габбро-долериты	15	30 - 55	41
Трещинный интрузив Цепочечный	" обн. 232-237	То же	17	42 - 71	50
Усть-Ханьянский трещинный интрузив	" обн. 242	Анортозитовые габбро-долериты, призматически-офитовые габбро-долериты	13	38 - 57	46
Дайка	Р.Марха, обн. 243	Хлоритизированный пойкило-офитовый долерит	7	14 - 32	25
Накынский силл	" обн. 251	Призматически-офитовый габбро-долерит	12	28 - 62	46
Дайка	Р.Ыгыатта, обн. 129-130	То же	7	24 - 68	41

Таблица 6

Содержание скандия в интрузивах верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации восточной части Сибирской платформы

Инtruзия	Местонахождение	Число определений	Sc, г/т		
			пределы колебаний	средне-арифметическое	средне-взвешенное
Ыгыаттинская инtruзия	Верхнее и среднее течение р.Ыгыатты, бассейн рек Улахан и Аччыгай-Дьюктели	43	37 - 77	49	49
Боллугурасская слабо дифференцированная инtruзия	Р.Чона, район устья реч.Боллугурас	16	28 - 85	55	54
Биллээхская дифференцированная инtruзия	Р.Виллой, район порога Биллээх	18	32 - 57	44	42
Эрбейэкская дифференцированная инtruзия	Р.Виллой, район порога Эрбейэк	37	25 - 65	43	44
Инtruзив района горы Туой-Хая	Р.Чона, гора Туой-Хая	5	38 - 45	41	-
Оленекская дайка	Среднее течение р.Оленек	8	36 - 58	50	-
Инtruзив Улахан-Хан	Р.Виллой, район порога Улахан-Хан	12	34 - 63	49	-

Секущее тело горы Туой-Хая сложено субщелочными долеритами и микродолеритами, причем обнажена только его верхняя часть. Оно внедрено в туфогеенные породы, что предопределило прихотливую конфигурацию поверхности кровли с многочисленными выступами и дайковыми апофизами. Это способствовало широкому проявлению процесса диффузионной дифференциации и накоплению щелочей в выступах кровли тела. Все определения скандия в породах горы Туой-Хая сделаны в долеритах и микродолеритах из таких выступов кровли тела. Однородный состав пород отражается в отсутствие сколько-нибудь существенных колебаний концентрации скандия, и среднее содержание его в изученных породах равно 41 г/т.

Среднее содержание скандия в пойкилофитовых долеритах Оленекской дайки 50 г/т, при диапазоне изменения его концентрации от 36 до 58 г/т (см.табл.6). По петрохимическому составу и характеру распределения скандия в породах Оленекская дайка тождественна Ыгыаттинской инtruзии.

У инtruзива Улахан-Хан обнажена только верхняя половина разреза, сложенная пойкилофитовыми долеритами с горизонтом феррогаббро и шширами гранофиров. Она аналогична разрезу, вскрытому выше по р.Виллой в районе порога Эрбейэк. Диапазон изменения концентрации скандия в породах района порога Улахан-Хан аналогичен таковому для пород верхней половины Эрбейэкского инtruзива.

Таким образом, пределы изменения средних содержаний скандия в изученных телах верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации бассейна среднего течения р.Виллой колеблются в пределах 42 - 54 г/т (см. табл. 6), исключая субщелочные долериты горы Туой-Хая. У четырех из семи изученных тел оно близко к 50 г/т. Это несколько выше, чем для большинства тел среднепалеозойской трапповой формации Виллойско-Мархинской зоны разломов.

Гистограммы содержаний скандия в породах Ыгыаттинской, Эрбейэкской, Биллээхской, Боллугурасской инtruзий приведены на рис. 3. Дополнительные небольшие максимумы в области высоких содержаний образованы в основном пробами пород краевых зон тел. Наличие двух четко выраженных максимумов на гистограм-

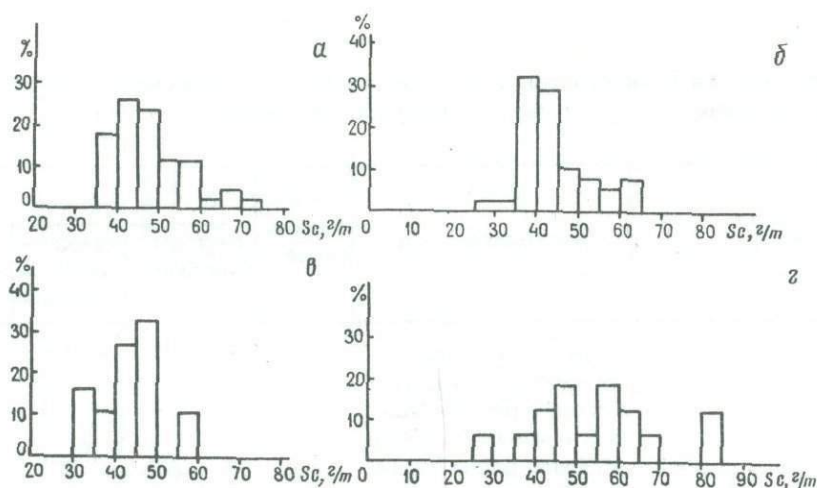


Рис. 3. Гистограммы содержаний скандия в породах верхнепалеозойских - нижне-мезозойских траптовых интрузий восточной части Сибирской платформы

а - Ыгыаттинская (n = 43); б - Эрбейэкская (n = 37); в - Биллээхская (n = 18); г - Боллугурасская (n = 16). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

ме рис. 3,г фиксирует существование горизонта обогащенных скандием пород в разрезе Боллугурасской интрузии.

Северо-западная часть Сибирской платформы. Интрузивы верхнепалеозойской - нижнемезозойской траптовой формации в северо-западной части Сибирской платформы весьма разнообразны по составу и степени проявления процессов внутрикамерной дифференциации (Лурье и др., 1962; Виленский и др., 1964 и др.). Результаты определения скандия, проведенные нами в 11 различных телах (табл.7), вместе с данными Л.Ф.Борисенко (1964) охватывают все основные типы траптовых интрузий северо-западной части Сибирской платформы.

Наиболее древними в этом районе являются тела трахидолеритов пермского возраста. Нами изучено распределение содержания скандия в трех пологосекущих интрузивах трахидолеритов, краткая характеристика которых дана в работе Б.В.Олейникова (1964). Средние содержания элемента в них практически одинаковы (см.табл.7). Аналогичная величина среднего содержания скандия (28 г/т) установлена и в субщелочных титан-авгитовых долеритах нижнего течения р.Курейки. Обе эти группы интрузивов обладают однотипными петрохимическими особенностями. Гистограмма содержаний скандия в трахидолеритах северо-западной части Сибирской платформы приведена на рис.4.

Тела амфиболизированных габбро-долеритов характеризуются весьма интенсивными проявлениями аутометасоматической деятельности. В них пироксен часто полностью замещен уралитом, а плагиоклаз альбитизирован, фиксируются метасоматические альбититы. Содержание скандия в интрузивах этого типа из района приустьевой части рек Летней и Северной (низовье Нижней Тунгуски) колеблется от 36 до 73 г/т, а среднее из восьми определений - 52 г/т. Это максимальная величина для групп интрузивов верхнепалеозойской - нижнемезозойской траптовой формации северо-западной части Сибирской платформы.

Интрузивы, образованные толеитовой магмой, слагают в этом районе многочисленные тела пойкилофитовых долеритов, слабо дифференцированные интрузии гломеропорфирных такситовых габбро-долеритов и четко дифференцированные интрузии, в различных телах которых дифференциация проявилась в образовании ряда пород от троктолитовых габбро-долеритов до феррогаббро- и различных гранофиров. Результаты определения скандия (см. табл.7) в пойкилофитовых долеритах из интрузивов района р.Горбиачин, в породах слабо дифференцированной интрузии горы Подковы и трапах тела района руч.Двуозерного (верхнее течение р.Горбиачин), дифференцированного от габбро-долеритов с кварцем и биотитом до феррогаббро и гранофиров,

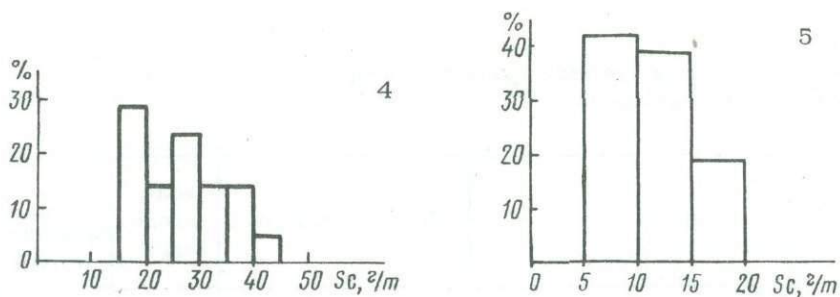


Рис. 4. Гистограмма содержаний скандия в трахиандеритах северо-западной части Сибирской платформы ($n = 21$). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

Рис. 5. Гистограмма содержаний скандия в кислых гибридных породах ($n = 26$). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

близких по составу к гранодиоритам, показывают, что средние содержания элемента в названных группах тел близки и изменяются в пределах 36-44 г/т, причем более богатые магнием породы горы Подковы имеют минимальное среднее содержание скандия.

Известно, что особую группу интрузивов северо-западной части Сибирской платформы составляют дифференцированные интрузии, несущие медно-никелевое оруденение. М.Н.Годлевский (1959) подчеркнул определенное сходство этой группы тел с гипербазитами. Скандий определен нами в дифференцированной пологонаклонной интрузии Второго порога р.Курейки (Виленский и др., 1964), где его содержание в различных дифференциатах изменяется от 32 до 43 г/т при среднем значении 36 г/т. Для интрузива Норильск (Борисенко, 1964) диапазон колебаний содержания скандия в породах этого тела 13-39 г/т.

Тела кислых гибридных пород района р.Горбиахин (Золотухин, Олейников, 1963) образованы внедрением и кристаллизацией небольших объемов дифференцированного кислого гибридного траппового расплава. Гибридные породы, возникнув при кристаллизации кислого дифференциата, естественно, имеют низкие содержания скандия (7 - 20, в среднем 10 г/т). Гистограмма содержаний скандия в этой группе пород представлена на рис. 5.

Таким образом, содержание скандия в разных по составу интрузивах верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы различно. Минимальные содержания его установлены в кислых гибридных породах, затем следуют траппы, возникшие при кристаллизации субшелочного расплава. Высокомагнезиальная трапповая магма дала интрузивы, среднее содержание скандия в породах меньше 40 г/т. Из порций расплава нормального толеитового состава образованы трапповые тела с содержанием скандия 40 - 44 г/т. Это наиболее распространенная группа трапповых образований данного региона.

СКАНДИЙ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ТРАППОВЫХ ПОРОД

Основная форма нахождения скандия в магматических образованиях - рассеяние в породообразующих минералах и прежде всего в железо-магнезиальных силикатах, меньше окислах. Скандий определен в клинопироксеновой и магнитной фракциях пород разнообразных трапповых интрузивов, а также оливине, плагиоклазе и палагоните. Рассмотрим полученные аналитические данные.

Клинопироксен, как показывают анализы (табл.8), - основной носитель и концентратор скандия в породах различных трапповых интрузивов. Среднее содержание его в клинопироксеновой фракции, по данным 43 определений, равно 123 г/т. Наиболее богаты скандием (150-180 г/т) моноклинные пироксены, образовавшиеся на заключительной стадии главного этапа кристаллизации и участвующие в сложении пород верхних частей разреза тел. В их число входят клинопироксены безоливиновых

Таблица 7

Содержание скандия в породах трапповых интрузивов северо-западной части Сибирской платформы

Интрузив	Местонахождение	Число определений	Sc, г/т	
			пределы колебаний	среднее
Пластовое тело трахидолеритов	Среднее течение р.Горбиачин	13	15 - 42	28
Интрузив трахидолеритов	Оз.Аномальное, правобережье Курейки	5	16 - 38	27
"	Скважина в районе Большого Порога р.Нижняя Тунгуска	3	18 - 27	22
Пологосекущее тело титан-авгитовых долеритов	Р.Курейка, нижнее течение	8	21 - 46	28
Интрузивы амфиболизированных габбро-долеритов	Приустьевые части рек Летней и Северной (нижнее течение Н.Тунгуски)	8	36 - 73	52
Интрузивы пойкилофитовых долеритов	Р.Горбиачин, среднее течение	6	38 - 50	44
Слабо дифференцированная интрузия такситовых габбро-долеритов горы Подковы	Правобережье нижнего течения р.Курейки	8	29 - 48	36
Дифференцированная интрузия Второго Порога р.Курейки	Нижнее течение р.Курейки	5	32 - 43	37
Норильск (Борисенко, 1964)	Норильск	5	13 - 39	-
Дифференцированный интрузив района руч.Двуозерного	Верхнее течение р.Горбиачин	8	36 - 63	44
Мелкие тела кислых гибридных пород	Среднее течение р.Горбиачин	26	7 - 20	10

призматически-офитовых габбро-долеритов, феррогаббро-толеитовых габбро-долеритов и призматически-офитовых габбро-долеритов с небольшим количеством оливина, а также пойкилофитовых долеритов, содержащих шпильки поздних дифференциатов. Большинство пироксенов из пород средней и нижней частей разреза тел содержат 90 - 140 г/т скандия. На гистограмме (рис.6,а) отчетливо фиксируется наличие двух максимумов концентрации скандия в клинопироксенах трапповых пород. В пироксенах из габбро интрузива Скаергард обнаружено 80 г/т скандия (Wager, Mitchell, 1951), в пироксенах тешенитов силла Блэк-Джек - 60-100 (Wilkinson, 1959), в клинопироксеновой фракции базальтов северной части Срединно-Атлантического хребта - 80 - 120 г/т, (Muir et al., 1964). Моноклинные пироксены дифференцированной интрузии долеритов Кольского п-ова содержат 48 - 110 г/т этого элемента (Синицын, 1965).

Изменению содержания MgO от 11,41 до 14,91% и FeO от 5,82 до 14,20% в авгитах Биллэксской трапповой интрузии соответствует колебание содержания скандия в пределах 130-150 г/т (табл.9). Максимальное количество его отмечено в богатой железом разновидности клинопироксена. В клинопироксенах Эрбейэкской дифференцированной интрузии наибольшие концентрации скандия также зафиксированы в максимально железистых авгитах из толеитовых габбро-долеритов (обр. 71-1), переходных к ним породах (обр. 280/1д), а также в ферриавгитах (обр. 74/1г) кварцевого щелочного габбро.

Таблица 8

Содержание скандия в клинопироксеновой и магнитных фракциях траптовых пород восточной части Сибирской платформы

№ обр.	Порода	Sc, г/т		
		в породе	в клинопироксене	в титаномагнетите
Среднепалеозойская траптовая формация				
201/1	Лейкократовый субщелочной габбро-долерит	29		25
	Интрузивы таксито-офитовых габбро-долеритов р.Ханья			
203/1а	Таксито-офитовый габбро-долерит	38		48
204/1а	То же	43		50
	Интрузив призматически-офитовых габбро-долеритов Большого Порога, р.Ханья			
226/1а	Пойкилоофитовый долерит	48	130	25
227/1б	Пойкилоофитовый долерит, переходный к офитовой разности, h = 250 м *	46	110	23
224/1б	То же, h = 236 м	42	110	20
224/1в	" " h = 246 м	48	90	25
224/1г	Призматически-офитовый габбро-долерит, h = 258 м	49	90	20
224/1д	То же, h = 269 м	54	80	19
224/1е	" " h = 280 м	39	100	23
225/1в	" " h = 335 м	53	163	26
225/1г	" " h = 350 м	39	135	22
225/1д	" " h = 330 м	48	160	39
Верхнепалеозойская - нижнемезозойская траптовая формация				
Эрбейэкская дифференцированная интрузия				
71/II	Пойкилоофитовый долерит, 3-5 м **		140	33
71/1	Толейтовый габбро-долерит, 5-15 м	58	180	39
73/0	Феррогаббро, около 40 м	46	160	13
74/1г	Кварцевое щелочное габбро, около 40 м	39	170	14
73/1г	То же	37	120	14
280/1г	" " около 70 м	39	100	28
280/1д	Пойкилоофитовый долерит, около 50 м	49	160	23
280/1в	То же, 90 м	47	140	19
280/1а	Долерит, переходный от пойкилоофитового к призматически-офитовому, 110 м	50	140	26
Интрузив горы Туой-Хая				
1/II	Аподолеритовый метасоматит	10	66	7
1/I	Слабо измененный долерит			23
Биллээкская дифференцированная интрузия				
53-1е	Офитовый габбро-долерит, 3 м	46	85	
53-1г	То же, 4 м	56	88	
54-4б	" " 12 м	40	95	12

Таблица 8 (окончание)

№ обр.	Порода	Sc, г/т		
		в породе	в клинопироксене	в титаномагнетите
54-4 в	Офитовый габбро-долерит, 15 м	47	135	15
54-4 г	Анортозитовый габбро-долерит, 21 м	36	130	
54-4 д	То же, 25 м	33	135	14
54-4 е	Безоливиновый офитовый габбро-долерит, 32 м	44	150	15
54-4 ж	Габбро-пегматит, 32 м	41	93	
54-4 з	То же, 38 м	44	140	
54-4 и	Пойкилоофитовый долерит, 42 м	46	130	28
54-4 к	То же, 72 м	49	130	17
54-4 л	105 м	42	130	23
Боллугурасская слабо дифференцированная интрузия				
8- III	Безоливиновый призматически-офитовый палагонитовый габбро-долерит из верхней части разреза тела	81	150	32
8- II	Пойкилоофитовый палагонитовый долерит из средней части разреза тела	48	80	38
8- I	Пойкилоофитовый палагонитовый долерит из нижней части разреза тела	44	110	29
Ыгыаттинская интрузия				
101-I	Призматически-офитовый габбро-долерит из верхней части разреза интрузива	46	130	25
149-I	Призматически-офитовый габбро-долерит	46		26
101-II	Пойкилоофитовый долерит из средней части разреза интрузива	42	125	27
149-II	Пойкилоофитовый оливиновый долерит	48		31
101-III	Пойкилоофитовый долерит из нижней части разреза интрузива	46	90	29
149-III	Таксито-офитовый до пойкилоофитового оливиновый долерит	48		27

* Абсолютная высота взятия пробы.

** Расстояние от кровли тела.

Достаточно четкая связь между ростом железистости моноклинных пироксенов и содержанием в них скандия наблюдается в интрузиве Бушвелд (Atkins, 1969). Увеличению FeO от 4,61 в авгите габбро до 21,91% в ферроавгите ферродиорита соответствует повышение концентрации скандия от 59 до 208 г/т (см. табл. 9). Причины, вызвавшие резкое обеднение скандием пироксена из ферросиенодиорита, будут рассмотрены ниже. Для сравнения отметим, что диопсид-авгит из аподолеритовых цеолит-пироксен-плаггиоклазовых метасоматитов горы Туой-Хая имеет значительно меньше (66 г/т) скандия, чем магматические клинопироксены.

Коэффициент корреляции между содержаниями FeO и Sc в магматических клинопироксенах (см. табл. 9) равен 0,675, а Sc с MgO равен 0,717. Оба они значимы и однозначно показывают, что скандий охотнее входит в более железистые клинопироксены, возникающие на заключительной стадии главного этапа кристаллизации дифференцирующихся базитовых расплавов. Незначимая величина коэффициента корреля-

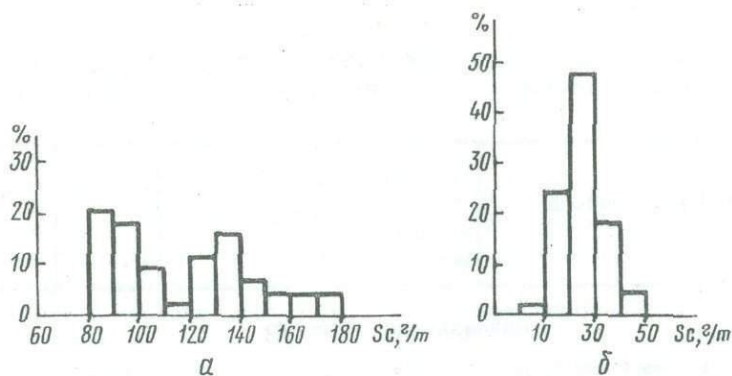
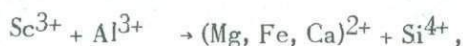


Рис. 6 Гистограмма содержаний скандия во фракциях пород трапловых интрузивов а - клинопироксеновой ($n = 43$); б - магнитной ($n = 39$). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

ции CaO и Sc ($-0,166$) в магматических клинопироксенах дает основание считать, что содержание CaO в авгитах и ферроавгитах не оказывает заметного влияния на присутствие в них скандия.

Некоторые исследователи отмечали прямую зависимость между содержанием скандия и магния в моноклинных пироксенах изверженных пород. Например, она установлена для моноклинных пироксенов щелочно-ультраосновного магматического комплекса (Кухаренко, Клер, 1962). Л.Гринланд и Дж.Ловеринг (Greenland, Lovering, 1966), основываясь на сходстве характера распределения магния и скандия в разрезе силла Грейт-Лейк, считают, что последний в пироксене охотнее замещает магний, чем железо. Однако они указывают, что подобие распределения этих элементов не дает полного основания допускать, что их структурное положение идентично.

Вхождение скандия в решетку моноклинных пироксенов возможно при реализации нескольких схем гетеровалентного изоморфизма:



Высокотемпературные пироксены из разнообразных трапловых интрузивов почти постоянно содержат переменное количество глинозема (Виленский, 1966), что облегчает возможность изоморфизма с участием Sc^{3+} по отмеченным выше схемам. В этом случае алюминий охотнее занимает позицию кремния в анионных группировках, а скандий должен занять положение одного из двухвалентных катионов. Исходя из величин ионных и ионно-атомных радиусов (см. табл. 1) кальция, магния и двухвалентного железа, трудно однозначно предположить, какой из них будет охотнее замещаться скандием. Среди исследователей на этот счет существуют разные мнения. Так, Л.Уэйджер и Р.Митчелл (Wager, Mitchell, 1951) допускали, что скандий может замещать любой из двухвалентных катионов в решетке клинопироксена, тогда как Дж.Уилкинсон (Wilkinson, 1959) полагал, что он охотнее занимает место Fe^{2+} , а А.В.Синицын (1965) указывает на предпочтительное замещение кальция на том основании, что его больше в авгите, чем в пижонитах. Однако пижониты (Дир и др., 1965) не должны содержать сколько-нибудь заметное количество глинозема, и уже поэтому вхождение в их решетку скандия затруднительно.

По величине электроотрицательности, ионности связи элемента в кислородных соединениях (Баданов, 1962) и радиусу иона Sc^{3+} больше сходен с Fe^{2+} , чем с Mg^{2+} . В железисто-магнезиальных силикатах трапловых пород он предпочтительнее замещает железо. На это косвенно указывает характер корреляционной зависимости между Sc и FeO , MgO и CaO в магматических клинопироксенах базитовых пород, рассмотренный выше. Недавние исследования Фрондела (Frondel, 1968) показали, что

Таблица 9

Содержание скандия, железа, магния и кальция в клинопироксенах пород трапových интрузивов восточной части Сибирской платформы и интрузива Бушвельд

№ обр.	Минерал, порода	Удаление от подошвы тела, м	Sc, г/т	Fe ₂ O ₃ , %	FeO, %	CaO, %	MgO, %
Биллээхская интрузия							
54/4в	Авгит, офитовый габбро-долерит	108	140	1,73	6,12	21,35	13,65
54/4д	Авгит, анортозитовый габбро-долерит	98	130	1,88	8,64	20,61	12,57
54/4е	Авгит, пегматоидный габбро-долерит	90	150	2,43	12,60	17,30	12,78
54/4з	То же	84	140	1,38	14,20	15,83	11,41
54/4и	Авгит, кварцевый пятнисто-пойкилоофитовый долерит	80	140	1,11	8,99	18,47	14,91
54/4к	То же	51	130	2,19	5,86	21,46	13,90
Эрбейэкская интрузия *							
71-I	Авгит, толеитовый габбро-долерит		180		16,7	18,5	12,9
71-II	Авгит, пойкилоофитовый долерит		140		11,4	17,0	12,0
280/1д	То же		160		12,6	20,8	13,5
280/1г	" "		100		11,7	20,4	12,9
280/1в	" "		140		10,4	22,3	14,2
280/1а	" "		140		10,7	21,5	14,0
74/1г	Ферроавгит, кварцевое щелочное габбро		170		19,4	17,6	9,8
Недифференцированная интрузия *							
101-I	Авгит, призматически-офитовый габбро-долерит		130		10,4	22,3	14,0
101-II	Авгит, пойкилоофитовый долерит		125		9,0	17,4	13,0
101-III	То же		90		10,4	17,8	12,3
Интрузив Бушвельд (Atkins, 1969)							
3	Диопсид-авгит, габбро	1890	71	1,03	5,10	21,46	16,18
4	" "	2260	59	1,07	4,61	21,55	16,55
6	Авгит, габбро	3410	73	1,10	6,15	21,14	16,04
8	" "	3780	95	1,33	9,73	19,48	14,50
10	Авгит, феррогаббро	6070	112	1,69	16,18	17,93	11,15
11	Ферроавгит, ферродиорит	7130	125	2,71	19,03	15,52	11,13
12	" "	7140	165	2,00	21,25	16,94	8,75
14	" "	7220	208	2,31	21,92	18,99	6,35
15	Феррогеденбергит, ферро-сиенодиорит	7320	82	2,34	29,21	18,82	0,15

* Содержание окислов в клинопироксенах определено количественным спектральным анализом.

ионный радиус скандия в шестерной координации — в среднем $0,73 \text{ \AA}$ или даже меньше. В связи с этим допустима возможность замещения Sc^{3+} иона Fe^{3+} в клинопироксенах, содержащих эгириновую молекулу, и ферроавгитах. Кристаллохимические характеристики иона Sc^{3+} (см. табл. 1) показывают, что замещение им Ca^{2+} в клинопироксенах должно встречать больше трудностей, чем замещение ионов Mg^{2+} и Fe^{2+} .

Итак, возможны различные варианты осуществления схем гетеровалентного изоморфизма скандия в клинопироксенах магматических пород. Скандий представляет собой относительно сильное основание, не обладающее амфотерными свойствами. Поэтому можно допускать, что содержание его в минералах, в первую очередь, определяется режимом кислотности — щелочности кристаллизующихся расплавов. Приведенные выше примеры показывают, что скандий реагирует на изменение кислотно-основных свойств расплава быстрее, чем происходит связанное с этим процессом изменение железистости или магнезиальности кристаллизующихся клинопироксенов. Это приводит к тому, что в клинопироксенах щелочно-ультраосновных комплексов (Кухаренко, Клер, 1962) скандий предпочтительно накапливается в ранних, наиболее магнезиальных клинопироксенах, а в случае нормальных толеитовых трапповых образований максимальные его содержания фиксируются в более железистых разностях пироксенов, возникших в заключительную стадию главного этапа кристаллизации, когда повышается щелочность расплава вследствие проявления процессов кристаллизационной и диффузионной дифференциации.

Оливин из пород трапповых интрузивов содержит значительно меньше скандия (табл. 10), чем сосуществующий с ним клинопироксен. В целом оливины траппов более обогащены им, чем оливины дунитов (Борисенко, 1964) или пород щелочно-ультраосновных массивов (Кухаренко, Клер, 1962). Как клинопироксены, так и оливины представляют собой железо-магнезиальные силикаты, и в этом отношении составы их близки, а изоморфная емкость этих минералов в отношении скандия разная. Последнее объясняется (De Vore, 1955; Борисенко, Шербина, 1959; Кухаренко, Клер, 1962) особенностями структуры данных минералов. Вхождение Sc^{3+} в решетку оливина вместо Mg^{2+} или Fe^{2+} должно сопровождаться вхождением иона, компенсирующего разность зарядов. В моноклинных пироксенах замена части Si^{4+} в анионных группировках на Al^{3+} происходит сравнительно легко, тогда как в оливине она весьма ограничена и возможна лишь на стадии протокристаллизации (Адамян, 1968). Однако тех небольших количеств Al^{3+} или Fe^{3+} , которые фиксируются в оливинах разнообразных горных пород (Дир. и др., 1965), в принципе достаточно, чтобы обеспечить компенсацию разницы зарядов при вхождении в оливин небольшого количества скандия. Повышенные содержания скандия, отмеченные в умеренно-железистых и железистых оливинах, возможно, косвенно свидетельствуют о предпочтительном замещении скандием положения двухвалентного железа в решетке оливина.

Сравнение коэффициентов (табл. 11) распределения скандия между клинопироксеном и оливином показывает тенденцию роста этой величины для парагенезисов, возникающих в заключительную стадию основного этапа кристаллизации. В эту стадию, в условиях повышающейся активности скандия, он предпочтительнее входит в решетку клинопироксена, чем в начальную и среднюю стадии основного этапа кристаллизации.

Титаномагнетит постоянно содержит скандий в количестве, близком к таковому в оливине, но резко пониженном по сравнению с сосуществующим клинопироксеном. По данным 39 определений скандия в магнитных фракциях пород различных трапповых интрузивов, среднее содержание его равно 26 г/т, а пределы колебания от 12 до 50 г/т. Не обнаружена какая-либо четко проявленная закономерность изменения количества скандия в титаномагнетитах (см. табл. 8) по разрезу трапповых интрузивов, но видно, что титаномагнетиты Боллугурасской и Ыгыаттинской интрузий содержат больше скандия, чем, например, титаномагнетиты Биллээхского интрузива. В магнетите из аподолеритовых метасоматитов горы Туой-Хая в 3 раза меньше скандия, чем в титаномагнетите слабо измененных исходных долеритов. Максимальное содержание элемента обнаружено в магнитной фракции из таксито-офитовых габбро-долеритов среднего течения р. Ханьи, минимальное — в породах Биллээхского траппового интрузива. Гистограмма распределения скандия в магнитной фракции интрузивных

Таблица 10

Содержание скандия в оливинах магматических пород

№ обр.	Порода, месторождение	Состав оливина	Sc, г/т	Литературный источник
101-II	Пойкилофитовый долерит из средней части разреза Ыгыаттинского интрузива		29	
54/4к	Кварцевый пятнисто-пойкилофитовый долерит из средней части разреза Биллээхского интрузива	Fa ₄₃₋₅₂	30	Материалы авторов
280/1д	Пойкилофитовый долерит из верхней части разреза Эрбей-экского интрузива	Fa ₆₁	24	
225/1г	Призматически-офитовый габбро-долерит из верхней части разреза хонолита Большого Порога, р.Ханья Долерит, Грузия	Fa ₅₈	27	
		Fa ₇₃	10*	С.Ш.Саркисян, Р.Л.Шубладзе (1965)
	Оливиновый базальт	-	10*	H.R.Cornwall, H.J. Rose, (1957)
	Тешенит, Австралия	-	10	J.F.G.Wilkinson (1959)
	Гортонолитовый дунит, интрузив Бушвелд, Южная Африка	24,2% FeO	36	Материалы Liebenberg
		36,8% FeO	50	Цит. по V.C.Fryklund, M.Fleischer (1963)
	Дуниты, Урал	-	3-10	Л.Ф.Борисенко (1964)
	Оливиниты из щелочно-ультраосновных массивов, Кольский п-ов	-	Сл.-5	А.А.Кухаренко, М.М.Клер (1962)

*Спектральные полуколичественные определения.

траплов (см. рис.6,б) свидетельствует о соответствии распределения содержания скандия нормальному закону.

Постоянное присутствие ванадия в титаномагнетите трапловых интрузивов позволяет допустить, что вхождение скандия в этот минерал осуществляется по схеме $Fe^{2+} + Ti^{4+} \rightarrow Sc^{3+} + V^{3+}$. Такой механизм замещения принимали А.А.Кухаренко и М.М.Клер (1962) в качестве возможного варианта объяснения присутствия скандия в титаномагнетитах щелочно-ультраосновных пород. Титаномагнетиты трапловых пород содержат также и другие трехвалентные ионы, например Cr^{3+} , Al^{3+} , которые могут компенсировать разницу зарядов по отмеченной выше схеме замещения.

Палагонитовое вещество долеритов и толейтовых габбро-долеритов обособляется на самой заключительной стадии кристаллизации богатых водой остаточных трапловых расплавов. Концентрация скандия в нем мала. Так, в палагонитовом агрегате толейтовых габбро-долеритов Эрбейэкской дифференцированной трапловой интрузии и толейтовых габбро-пегматитов Боллугурасского интрузива присутствуют лишь следы скандия, т.е. его содержание близко к 5-7 г/т. Следовательно, скандий не накапливается

Таблица 11

Коэффициенты распределения скандия в сосуществующих минералах

№ обр.	Порода	Sc, г/т			Коэффициент распределения		
		в клино-пироксене	в оли-вине	в титано-магнетите	$\frac{Sc_{Py}}{Sc_{Ol}}$	$\frac{Sc_{Ol}}{Sc_{Mgt}}$	$\frac{Sc_{Py}}{Sc_{Mgt}}$
101-III	Пойкилофитовый долерит из нижней части разреза интрузива	90	29	29	3,1	1,0	3,1
54/4к	Кварцевый пятнисто-пойкилофитовый долерит из средней части разреза интрузива	130	30	17	4,3	1,7	7,7
280/1д	Пойкилофитовый долерит из верхней части разреза интрузива	160	24	23	6,7	1,0	7,0
225/1г	Призматически-офитовый габбро-долерит из верхней части разреза интрузива	135	27	22	5,0	1,2	6,1

в самых заключительных остаточных поровых расплавах, а практически весь входит в породообразующие минералы основного этапа кристаллизации.

Плагиоклазовые фракции из 12 различных дифференциатов разных трапповых интрузивов проанализированы на скандий, и ни в одной пробе он не был обнаружен в количестве выше предела чувствительности анализа, т.е. содержание его в полевом шпате меньше 4 г/т. При использовании более чувствительных методов анализа скандий был установлен в плагиоклазе анортозитов - до 6 г/т (Fryklund, Fleischer, 1963), гранодиоритов - 2 г/т (Мельниченко, Могаровский, 1968). Следы скандия наблюдались в плагиоклазах из долеритов Кольского п-ова (Синицын, 1965). Чтобы оценить возможную роль плагиоклаза в общем балансе скандия в различных дифференциатах трапповых интрузивов, нами условно принято считать, что плагиоклазы трапповых пород Сибирской платформы содержат 2 г/т скандия.

Другие минералы траппов на скандий нами не анализировались. Хотя известно, что апатит из феррогаббро интрузива Скаергард содержал 30 г/т (Wager, Mitchell, 1951), в апатите из офитового базальта установлено лишь 9 г/т скандия (Cornwall, Rose, 1957).

Данные табл. 12 показывают, что 80-90% общего количества скандия в различных дифференциатах трапповых интрузивов концентрируется в клинопироксене, приблизительно 2-6% приходится на титаномagnetит и оливин, и лишь 1,5-3,0% - на полевой шпат. Остальные неучтенные минералы содержат от 1,5 до 15% общего количества этого элемента. Наибольший дефицит скандия установлен в офитовом габбро-долерите (обр. 54/4в), содержащем 6-7% амфибола, который также является одним из главных минералов-концентраторов и носителей скандия в горных породах (Кухаренко, Клер, 1962; Мельниченко, Могаровский, 1968). Ориентировочный расчет показывает, что концентрация скандия в автометасоматическом амфиболе обр. 54/4в должна составлять 140-150 г/т, что соответствует содержанию его в амфиболах интрузивных пород (Борисенко, 1964 и др.).

Таблица 12

Распределение скандия в породообразующих минералах интрузивных траппов восточной части Сибирской платформы

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание Sc в минерале, г/т	Количество Sc в минерале при пересчете на 1 т породы	Количество Sc породы, приходящееся на минерал, %	Общее содержание Sc в породе, г/т
Офитовый габбро-долерит, обр. 54/4в					
Плагиоклаз	53,5	2	1,1	2,3	
Клинопироксен	27,8	135	37,5	80,1	
Титаномагнетит	7,4	15	1,1	2,1	
			39,7	84,5	47,0
Анортозитовый габбро-долерит, обр. 54/4д					
Плагиоклаз	56,5	2	1,1	3,3	
Клинопироксен	22,2	135	30,0	91,0	
Титаномагнетит	8,6	14	1,2	3,6	
			32,3	97,9	33,0
Толитовый габбро-долерит, обр. 71/1					
Плагиоклаз	40,0	2	0,8	1,4	
Клинопироксен	29,0	180	52,3	90,0	
Титаномагнетит	8,7	39	3,4	5,9	
Палагонитовый агрегат	15,0	5	0,6	1,0	
			57,1	98,6	58,0
Кварцевое щелочное габбро, обр. 73/1г					
Полевые шпаты	58,7	2	1,2	3,2	
Клинопироксен	26,6	120	31,8	86,0	
Титаномагнетит	6,7	14	1,0	2,8	
			34,0	91,9	37,0
Призматически-офитовый габбро-долерит, обр. 101/1					
Плагиоклаз	48,1	2	1,0	2,2	
Клинопироксен	32,6	130	42,5	92,5	
Титаномагнетит	6,7	25	1,7	3,7	
			45,2	98,4	46
Кварцевый пятнисто-пойкилоофитовый долерит, обр. 54/4к					
Плагиоклаз	50,1	2	1,0	2,0	
Клинопироксен	34,0	130	44,2	90,0	
Оливин	2,6	30	2,6	5,3	
Титаномагнетит	5,4	17	0,9	1,8	
			48,7	99,1	49
Пойкилоофитовый долерит, обр. 280/1в					
Плагиоклаз	57,1	2	1,0	2,1	

Таблица 12 (окончание)

Минерал	Содержание минерала в породе, вес, %	Содержание Sc в минерале, г/т	Количество Sc в минерале при пересчете на 1 т породы	Количество Sc породы, приходящееся на минерал, %	Общее содержание Sc в породе, г/т
Клинопироксен	31,0	140	43,5	92,6	
Титаномагнетит	5,3	19	1,2	2,6	
			45,7	97,3	47
Пойкилофитовый долерит, обр. 280/1д					
Плагиоклаз	57,8	2	1,2	2,4	
Клинопироксен	25,4	160	40,7	83,0	
Оливин	4,0	24	1,0	2,0	
Титаномагнетит	8,5	23	2,0	4,1	
			45,9	91,5	49

ПОВЕДЕНИЕ СКАНДИЯ ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ ТРАППОВ

Данные по содержанию скандия в разнообразных гидротермально-измененных траппах Сибирской платформы (табл. 13) показывают, что в различных аподолеритовых метасоматитах его, как правило, меньше, чем в неизмененных долеритах и габбро-долеритах. Особенно интенсивно вынос скандия идет при процессах щелочного метасоматоза как в высокотемпературную (скаполитизацию, альбитизацию), так и в низкотемпературную (цеолитизацию и анальцимитизацию) стадии. С уменьшением щелочности постмагматических растворов подвижность скандия уменьшается от стадии скарнирования (образование гранат-пироксеновых эндоскарнов) к более поздней эпидотизации, когда скандий остается на месте и входит в эпидот. Мономинеральные эпидозиты содержат его столько же, сколько исходный пойкилофитовый долерит. Процесс амфиболитизации долеритов сопровождается увеличением количества скандия в амфиболитизированных породах. Это происходит потому, что амфиболитизация развивается на фронте полосы альбитизации траппов, а этот процесс идет с выносом скандия из альбитизированных пород. Высвобождающийся в нижней части метасоматической колонки скандий входит в роговые обманки, обладающие высокой изоморфной емкостью относительно этого элемента, что ведет к повышению его концентрации в амфиболитизированных долеритах. Низкотемпературная хлоритизация, сопровождающаяся развитием цеолитов, также обуславливает вынос скандия из основных пород.

Таким образом, поведение скандия при процессах гидротермального преобразования пород трапповой формации предопределяется режимом кислотности-щелочности воздействующих растворов и, вероятно, меньше зависит от температурных условий метасоматоза. Во всяком случае такие явления, как высокотемпературная скаполитизация и низкотемпературная цеолитизация, сопровождаются выносом скандия из возникающих аподолеритовых метасоматитов.

ПОВЕДЕНИЕ СКАНДИЯ ПРИ ПРОЦЕССАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ТРАППОВОЙ МАГМЫ

Поведение скандия при процессах внутрикамерной дифференциации можно рассмотреть, сопоставляя концентрации элемента в породах зоны закалики тел и средних по интрузивам, а также анализируя изменения его содержаний в различных дифферен-

Таблица 13

Содержание скандия в аподолеритовых метасоматитах и гидротермально-измененных долеритах

Тип метасоматического процесса	Содержание Sc в неизменном долерите, г/т	Содержание Sc в аподолеритовом метасоматите или гидротермально-измененном долерите, г/т	Метасоматит	Приближенная оценка количества вынесенного (-) и привнесенного (+) Sc, %
Скаполитизация	36	10	Скаполит-пироксеновая порода	-72,0
	-	5	То же	-
	-	12	" "	-
Альбитизация	40	19	Альбитит	-52,0
	44	19	Олигоклазит	-58,0
Амфиболлизация	44	72	Амфиболизированный габбро-долерит	+63,0
	38	57	Амфиболизированный долерит	+50,0
Скарнирование	50	27	Эндоскарн	-46,0
Эпидотизация	42	42	Эпидозит	-0,0
Цеолитизация	44	12	Анальцимизированный долерит	-73,0
	41	10	Цеолит-пироксен-плагиоклазовый метасоматит	-76,0
Хлоритизация	32	14	Хлоритизированный долерит	-56,0

циатах траптовых интрузивов. Фактический материал (табл. 14) показывает, что породы эндоконтакта подошвы тел постоянно содержат больше скандия, чем в среднем по интрузиву. Краевые долеритовые порфириты и микродолериты кровли, наоборот, характеризуются пониженным содержанием по сравнению со средним значением. Более удаленные от границ траппового тела мелкозернистые долериты могут иметь как больше скандия, чем в целом по интрузиву (кровля Эрбейэкской интрузии), так и меньше (мелкозернистые долериты внутренних частей краевых зон Биллээхской интрузии). Отмеченные особенности дают основание утверждать, что при кристаллизации трапповой магмы часть скандия выносится из нее и рассеивается в породах экзоконтакта. Если принять за первоначальное количество скандия в расплаве содержания его в краевых долеритовых порфиритах и микродолеритах подошвы тел, возникших, как известно, в условиях быстрой кристаллизации еще недифференцированного расплава, то можно ориентировочно оценить (см. табл. 14), что 10-30% элемента было удалено из траппового расплава. Трудно допустить, что треть первоначального количества скандия вынесена при кристаллизации, но 10-15% может быть вполне реальной величиной. Поведение скандия в экзоконтактовых зонах трапповых тел не изучено детально. В качестве примера, иллюстрирующего вынос скандия во

Таблица 14

Содержание скандия в породах краевых зон трапповых тел

Интрузив	Содержание Sc в породах краевой зоны, г/т	Среднее содержание Sc в интрузиве, г/т
Северо-западная часть Сибирской платформы		
Интрузивы верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации		
Интрузив трахидолеритов, оз.Аномальное, кровля, обр. О-101-2а	16	27
Интрузив трахидолеритов, р.Горбичин, кровля, обр. О-51/1а	25	28
То же, микротрахидолерит подошвы, обр. О-42/9а	38	
Дифференцированная интрузия горы Подковы, долерит подошвы, обр. О-109-1	70	40
Дифференцированное тело руч.Двуозерного, краевой долеритовой порфирит подошвы, обр. О-300/1а	63	44
Восточная часть Сибирской платформы		
Интрузивы среднепалеозойской трапповой формации		
Силл таксито-офитовых габбро-долеритов, микродолерит подошвы, обр. 203/1г	56	37
Дайка таксито-офитовых долеритов, краевой долеритовый порфирит, обр. 205/1г	55	46
Дайка офитовых габбро-долеритов, краевой долеритовый порфирит, обр. 209/2а	43	38
Дайка офитовых габбро-долеритов, обр. 219/1д	55	40
Трещинный интрузив Цепочечный, долерит из краевой зоны дайки подводящего канала, обр. 235/1а	41	50
То же, долерит подошвы хонолита, обр. 234/1г	65	
Усть-Ханьинская трещинная интрузия, краевой долеритовый порфирит, кровля хонолита, обр. 242/1а	43	
То же, краевой долеритовый порфирит висячего бока дайки, обр. 243/1а	54	46
То же, лежащий бок дайки, обр. 243/1к	42	
Накынская интрузия призматически-офитовых габбро-долеритов, микродолерит кровли, обр. 251/1а	38	46
То же, краевой долеритовый порфирит подошвы, обр. 251/1и	50	
Интрузивы верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации		
Ыгваттинская интрузия, долерит подошвы, обр.152/1а	54	49
Биллаэхская интрузия, долерит кровли, обр. 53/1а	32	43
То же, долерит подошвы, обр. 54/4м	41	43
Боллугурасская интрузия, долерит кровли, обр. 5/1в	47	54
Эрбейэкская интрузия, долерит кровли, среднее из трех проб (171/1г, 82/3а, 282/1д)	54	44
Интрузив горы Туой-Хая, краевой долеритовый порфирит кровли, обр. 1/5а	38	41

вмещающие породы, приведем пироксеновые роговики из экзоконтакта Оленекской дайки. Они вблизи контакта (1–3 м) содержат 16–21 г/т скандия, а на удалении 5 м от границы с трапловым телом ороговикованные осадочные породы имеют только следы этого элемента.

Содержание скандия в различных дифференциатах трапловых интрузий (табл. 15) показывает, что минимальные количества его обнаружены в кислых разностях пород: гранофире, лейкократовых пегматоидных габбро-долеритах, кварцевом щелочном габбро, максимальные – приурочены к внутренним частям краевых зон трапловых интрузивов и продуктам заключительной стадии главного этапа кристаллизации – толеитовым габбро-долеритам (Эрбейэкская интрузия), безоливиновым габбро-долеритам (Боллугурасская интрузия), феррогаббро (интрузив руч. Двуозерного). Наблюдаемые повышенные содержания скандия в мелкозернистых долеритах эндоконтактных зон иллюстрируют хорошо известную "пирophilность" элемента. Однако в целом применительно к трапловым образованиям это свойство его не имеет решающего значения в распределении элемента.

К сожалению, нет прямых аналитических данных по оценке коэффициентов распределения скандия между продуктами кристаллизации и сосуществующими с ними основными расплавами толеитового состава. Определение содержаний микроэлементов в щелочном базальте (Onuma Naoki et al., 1968) показывает, что коэффициент распределения скандия между авгитом и расплавом равен $2,98 \pm 0,12$. Это дает основание утверждать, что даже стадия протокристаллизации основных расплавов повышенной щелочности (3,47% Na_2O , 1,97% K_2O) характеризуется высокой активностью скандия, и он предпочтительно входит в продукты протокристаллизации.

В случае нормальных толеитовых расплавов, которыми образовано подавляющее большинство трапловых тел, положение несколько иное. Ранние дифференциаты трапловых интрузивов, включая породы, обогащенные оливином, обеднены скандием по сравнению со средним содержанием его в интрузиве. Это видно на примере оливиновых таксито-офитовых габбро-долеритов Эрбейэкской интрузии, которые содержат 25–35 г/т скандия, против 44 г/т по интрузиву в целом. В оливиновом габбро-долерите Второго порога р. Курейки 32 г/т скандия, а в среднем 37 г/т. Дифференциаты нижней части разреза Боллугурасской интрузии также содержат меньше его (46 г/т) по сравнению со среднезвешенным – 54 г/т. В других же интрузивах не наблюдается обеднения скандием нижних горизонтов тел, например интрузивов порога Биллээх. Очень показателен в этом отношении интрузив Грейт-Лейк, Тасмания (Greenland, Lovering, 1966). Здесь распределение скандия в большей части разреза залежи по скв. 5123 относительно равномерное. Небольшое обогащение отмечается в центральной части интрузии и резкое обеднение – в горизонте гранофиров.

Анализ изменения содержаний скандия по разрезу дифференцированных трапловых тел толеитового состава позволяет утверждать, что для одной группы интрузивов (Эрбейэкский, Боллугурасский, руч. Двуозерного и др.) коэффициент распределения скандия между твердой фазой и равновесным с ней остаточным расплавом на начальной стадии кристаллизационной дифференциации был меньше единицы. Это обусловило увеличение концентрации элемента в расплаве и образование на последующих стадиях главного этапа кристаллизационной дифференциации более обогащенных скандием пород. В другой группе тел (Биллээхская интрузия, силл Грейт-Лейк) коэффициент распределения скандия между твердой фазой и расплавом был практически равен единице, что привело к почти равномерному распределению его в породах, возникающих в основную стадию процесса кристаллизационной дифференциации. Во всех случаях в заключительную стадию кристаллизационной дифференциации, предшествующую появлению кислых дифференциатов (лейкократовых долерит-пегматитов, кварцевого щелочного габбро или гранофиров), коэффициент распределения скандия между твердой фазой и остаточным расплавом был заметно больше единицы, что вело к обеднению им последних порций остаточных расплавов. Поэтому названные породы, возникшие при кристаллизации этих расплавов, характеризуются минимальными содержаниями скандия.

Кристаллизационная дифференциация в вертикальных камерах приводит к возникновению разницы в содержании скандия в породах краевых зон и центральных частей

Таблица 15

Содержание скандия в породах дифференцированных трапповых интрузивов восточной части Сибирской платформы

Порода	Мощность горизон- та, м	Число анали- зов	Sc, г/т	
			пределы колебаний	среднее
Эрбейакская интрузия, р.Вилой				
Мелкозернистый долерит зоны эндокон- такта кровли тела	3	3	44 - 65	54
Толейтовый габбро-долерит	30	6	36 - 65	53
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит	65	9	36 - 55	43
Феррогаббро (шлиры)	2 *	3	30 - 46	38
Кварцевое щелочное габбро (шлиры)		4	37 - 42	38
Таксито-офитовый габбро-долерит (в верху горизонта породы, переходные к пойкило- офитовому долериту)	50	9	36 - 57	46
Офитовый габбро-долерит с ромбическим пироксеном	35	2	38 - 45	42
Оливиновый таксито-офитовый габбро- долерит	15	2	25 - 35	30
Биллээхская интрузия, р.Вилой				
Долерит кровли тела	4	3	32 - 57	44
Офитовый долерит	3	4	46 - 56	50
Призматически-офитовый габбро-долерит	10	2	40 - 47	44
Анортозитовый габбро-долерит	10	2	33 - 34	34
Пегматоидный габбро-долерит	12	4	12 - 44	33
Кварцевый пятнисто-пойкилоофитовый до- лерит	40	2	46 - 49	48
Пойкилоофитовый долерит	42	2	42 - 42	42
Долерит подошвы тела	3	1		41
Боллугурасская интрузия, р.Чона				
Толейтовый пойкилоофитовый долерит кровли тела	5	1		47
Безоливиновый толейтовый габбро-долерит	25	4	57 - 85	72
Толейтовый призматически-офитовый габбро- долерит	25	5	44 - 60	52
Толейтовый пятнисто-пойкилоофитовый до- лерит	45	6	28 - 61	46
Интрузив руч.Двуозерного (р.Горбичин, северо-западная часть платформы)				
Кислый гранофир (шлиры)		1		10
Феррогаббро (шлиры)		2	48 - 49	48
Призматически-офитовые габбро-доле- риты с кварцем и биотитом		4	31 - 41	38
Краевой долеритовый порфирит		1		63

* Условное значение мощности, принятое для вычисления средневзвешенного со-
держания.

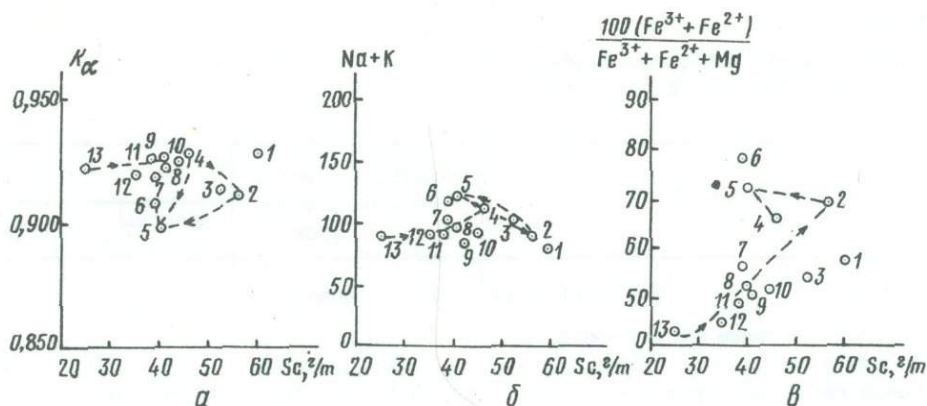


Рис. 7. Диаграмма зависимости содержания скандия в различных дифференциатах Эрбейэкской трапповой интрузии от изменения кислотности-щелочности (а), содержания щелочей (б), железистости трапповых расплавов в ходе внутрикамерной дифференциации (в)

Цифры на рисунке: 1 - краевой долерит кровли; 2 - толеитовый габбро-долерит; 3, 4 - пойкилофитовый долерит; 5 - феррогаббро; 6 - кварцевое щелочное габбро; 7 - пойкилофитовый долерит; 8-10 - таксито-офитовые габбро-долериты; 11 - офитовый габбро-долерит с ортопироксеном; 12, 13 - оливиновые таксито-офитовые габбро-долериты. Стрелками показана последовательность возникновения дифференциатов

даек, например дайки обн. 205 и 219 (см. табл. 14). Дифференциация в достаточно протяженных вертикальных каналах трапповых даек обуславливает образование в центральных частях тел лейкократовых пород, содержащих почти вдвое меньше скандия, чем породы эндоконтактных участков, а в конечном итоге образуются жилки кислых пород с содержанием скандия 5 г/т. Примером служат дайки траппов протерозойского возраста южной части Анабарского щита (см. табл. 3).

Таким образом, распределение скандия в продуктах внутрикамерной дифференциации толеитовых расплавов определяется рядом факторов, из которых, по-видимому, решающее значение имеет изменение режима щелочности остаточных расплавов в ходе кристаллизационно-гравитационной и кристаллизационно-диффузионной дифференциации. Кроме того, наблюдаемая картина усложняется, во-первых, наличием у скандия "пиррофильных" свойств, т.е. определенной тенденцией охотнее входить в высокотемпературные продукты внутренних частей краевых зон трапповых тел, и, во-вторых, неодинаковым распределением его между основными породообразующими минералами сходного состава, в частности между клинопироксеном и оливином. Кристаллохимические свойства Sc^{3+} позволяют ему в принципе замещать любой из двухвалентных петрогенных элементов. Хотя, по-видимому, в случае толеитовых расплавов он охотнее входит в обогащенные железом продукты кристаллизации. Это проиллюстрировано на графиках, построенных по данным 13 химических анализов пород Эрбейэкской дифференцированной интрузии (рис. 7). За показатель изменения режима кислотности-основности расплава взят коэффициент $K_{\alpha} = \frac{Si + Al}{Si + Al + Na + K}$, предложенный Л.С.Бородиным (Бородин, Гладких, 1967). На рис. 7,а видно, что незначительное уменьшение кислотности дифференциатов сопровождается постепенным увеличением скандия в последовательно кристаллизующихся трапповых образованиях. Начавшееся быстрое уменьшение кислотности расплава в заключительную стадию главного этапа кристаллизации ведет к образованию пород с максимальным содержанием элемента. На рис. 7,б отражено уменьшение количества скандия в породах с увеличением в них наиболее сильных оснований. Наконец, из рис. 7,в следует, что содержание скандия растет с увеличением железистости расплавов только до определенного предела, выше которого в обстановке повышенной щелочности его концентрация в самых заключительных порциях расплавов уменьшается.

Менее отчетливая картина поведения скандия, сходного с отмеченным выше, является при анализе данных по дифференцированному силлу Грейт-Лейк, Австралия (Greenland, Lovering, 1966). Так, по разрезу скв. 5123 максимальная концентрация скандия (59 г/т) приурочена к железистым дифференциатам нижней зоны интрузива, выше она медленно падает и резко уменьшается при переходе от долеритов верхней зоны к гранофирам — 20 г/т. В целом более кислый состав этой интрузии и относительно высокое содержание в ней щелочей по сравнению с составом траптовых интрузивов Сибирской платформы, видимо, отразилось в относительно равномерном распределении скандия по разрезу и нечетком проявлении максимумов.

Итак, изменение режима кислотности-щелочности среды предопределяет различную концентрацию скандия в последовательно изменяющихся в ходе внутрикамерной дифференциации траптовых расплавах, и это контролирует содержание его в различных породах и слагающих их минералах.

Информацию о поведении скандия при процессах глубинной дифференциации можно получить, анализируя изменение его средних содержаний по отдельным интрузивам, различающимся особенностями петрохимического состава. Эти различия, несомненно, отражают также и неодинаковые физико-химические условия первичного магмообразования, которые влияют на содержание рассеянных элементов в родоначальном расплаве. Решающее значение имеет изменение режима кислотности-основности магматических расплавов. На основании данных (табл.16) по среднему составу различных среднепалеозойских и верхнепалеозойских — нижнемезозойских траптовых интрузивов, который условно отождествлен с составом траптовой магмы соответствующего тела, построены диаграммы, иллюстрирующие зависимость содержания скандия от кислотности-щелочности, концентрации натрия и калия и железистости расплавов.

Как видно на рис. 8, количество скандия растет с увеличением коэффициента кислотности-основности, т.е. менее щелочные расплавы имели больше скандия. В траптовых образованиях повышенной основности количество скандия уменьшается. При величине коэффициента кислотности-основности $K_{\alpha} = 0,900 \pm 0,005$ оно составляет 30 г/т и менее. В группу тел, образованных расплавами с $K_{\alpha} = 0,900 \pm 0,005$, входят интрузивы трахидолеритов и субщелочных титан-авгитовых долеритов верхнепалеозойской — нижнемезозойской траптовой формации северо-западной части Сибирской платформы и дайки субщелочных габбро-долеритов среднепалеозойского возраста северной части Виллойско-Мархинской зоны разломов.

Большинство траптовых интрузивов на диаграмме рис. 8 занимают поле, диапазон изменения кислотности-основности в котором охватывает интервал $K_{\alpha} = 0,915 - 0,935$. В пределах этого поля, образованного нормальными толеитовыми расплавами, увеличение кислотности соответствует повышению содержания скандия. Пунктирная кривая на рис. 8 приблизительно показывает характер отмеченной закономерности. Наиболее удаленные от нее точки принадлежат интрузивам Второго порога р.Курейки и горы Подковы, характеризующимися повышенной магниальностью, а также базальтам кучугунурской свиты.

Приблизительно тождественную направленность изменения концентрации скандия в расплавах иллюстрирует и рис.9. Отчетливо видно, что с повышением количества щелочей, т.е. с ростом основности траптовых расплавов, количество скандия в них уменьшается.

Изменение концентрации скандия в траптовых расплавах в зависимости от их железистости носит сложный характер. Концентрация как скандия, так и железа в расплавах зависит от основности последних. Выше подчеркивалось, что на повышение щелочности эти элементы реагируют неодинаково. В обстановке незначительного повышения концентрации щелочей, когда этот рост компенсируется увеличением кремнекислотности, одновременно с повышением железистости расплавов фиксируется постепенное небольшое накопление в них скандия. Но по достижении определенного уровня концентрации натрия и калия в расплаве ($K_{\alpha} = 0,900$) содержание скандия резко уменьшается, тогда как железистость расплавов продолжает еще увеличиваться. Эти расплавы имеют высокий коэффициент железистости ($K_{ж} = 65$ и выше) и характеризуются низкой концентрацией скандия. Эти обе тенденции схематично изображены на рис.10. Линия а показывает одновременный рост содержания скандия и железа, а линия б — низкие концентрации скандия в расплавах высокой щелочности и высокой железистости.

Таблица 16

Средние содержания скандия и некоторых петрогенных элементов в разновозрастных трапповых интрузивах Сибирской платформы

Интрузив	Число определений скандия число анализов пород	Sc, г/т	SiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	Fe ₂ O ₃ , %	FeO, %	Fe ₂ O ₃ +Fe, ат. колич. +FeO, %	MgO, %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	Na+K, ат. колич.	100(Fe ³⁺ +nFe ²⁺)/Fe ³⁺ +Fe ²⁺ +Mg (K _ж)	Si+Al	
													Si+Al+Na+K (K _α)	
Среднепалеозойская трапповая формация														
Дайка субщелочных таксито-офитовых габбро-долеритов, водораздел Муны и Тюнга	8	29	49,35	14,98	4,90	7,64	12,54	166	4,38	2,55	1,91	122	60,4	0,902
То же, водораздел Ханьни и Тюкена, обн. 201	2	28	48,22	13,69	2,24	9,38	11,62	159	4,42	3,07	2,86	159	59,6	0,882
Силл таксито-офитовых габбро-долеритов, среднее течение р.Ханьни, обн. 203	3	37	48,75	14,22	3,00	9,60	12,60	172	5,72	1,94	1,75	100	55,2	0,918
Дайка таксито-офитовых габбро-долеритов, среднее течение р.Ханьни, обн.205	5	46	49,10	13,40	2,48	10,96	13,44	185	5,09	2,28	0,92	94	59,2	0,919
Дайка призматически-офитовых габбро-долеритов, обн.207-208	10	41	47,20	12,40	2,75	13,35	16,10	219	4,98	2,01	1,02	86	63,9	0,923
Хонолит-призматически-офитовых габбро-долеритов, р.Ханьня, обн. 216	6	36	47,25	12,24	2,24	13,34	15,58	213	6,00	1,91	1,10	86	58,8	0,923
Дайка призматически-офитовых габбро-долеритов, р.Ханьня, обн. 219-222	15	41	46,40	12,60	3,47	11,70	15,17	206	6,56	1,74	1,94	97	55,8	0,915
Хонолит долеритов и габбро-долеритов Большого Порога р.Ханьни, обн. 224-227	22	44	47,93	13,59	2,82	11,01	13,83	187	6,75	1,85	0,63	73	53,7	0,936
Интрузив Цепочечный, р.Ханьня, обн. 232-237	17	50	47,54	12,28	3,36	13,11	16,47	224	5,76	1,74	1,19	81	61,2	0,927
Усть-Ханьнинский трещинный интрузив, обн. 242-243	13	46	47,32	13,64	3,68	11,54	15,22	206	5,03	1,91	1,32	90	60,9	0,921
Накынский силл, р.Марха, обн. 251-252	12	46	48,95	13,41	3,44	9,97	13,41	180	6,30	1,96	1,02	88	53,6	0,924
Дайка призматически-офитовых габбро-долеритов, р.Ыгытта, обн. 129-130	7	41	49,37	14,11	8,17	7,65	15,82	208	4,75	2,09	1,33	96	63,8	0,918
Базальты аппалинской свиты	39	45	48,47	13,96	5,54	6,85	12,39	165	7,21	2,06	0,73	81	47,9	0,929
Базальты кучугунурской свиты	5	26	48,20	15,10	8,06	3,83	11,89	154	6,59	2,33	1,25	100	48,4	0,917
Верхнепалеозойская - нижнемезозойская трапповая формация Северо-западная часть Сибирской платформы														
Интрузивы трахидолеритов, реки Горбичин, Курейка	22	27	44,80	15,30	3,21	11,92	16,13	206	4,32	3,63	2,22	164	65,8	0,864
Интрузивы субщелочных титанавтитовых долеритов, р.Курейка	8	28	48,00	11,47	4,91	10,10	15,01	201	2,99	3,12	1,70	137	73,1	0,881
Интрузивы пойкилоофитовых долеритов р.Горбичин	6	41	48,20	14,57	4,09	8,89	12,98	174	6,56	2,30	0,74	90	51,8	0,925
Интрузивы такситовых (гломеропорфировых) габбро-долеритов, р.Курейка	8*	36	48,00	16,2	2,3	10,7	13,0	177	8,1	2,0	0,5	74	46,8	0,938
Дифференцированный интрузив Второго порога, р.Курейка	5**	37	47,64	13,41	3,0	12,48	15,48	214	9,56	2,06	0,57	77	47,5	0,932
Кислые гибридные породы, р.Горбичин	26	9	63,47	12,35	3,75	3,86	7,61	104	1,15	3,36	4,08	196	78,7	0,862
Восточная часть Сибирской платформы														
Ыгыттинская интрузия	47	49	48,88	14,72	3,01	10,28	13,29	180	6,41	2,23	0,64	83	53,1	0,029
Эрбейэкская интрузия	37	44	49,16	15,00	3,19	8,14	11,33	153	5,55	2,52	0,57	92	52,6	0,924
Биллээкская интрузия	18	45	48,79	14,76	4,35	7,78	12,13	164	6,45	2,27	0,61	85	50,6	0,928
Интрузив горы Туой-Хая	7	41	48,18	13,62	9,39	5,09	14,48	189	6,55	3,15	0,52	112	53,8	0,906
Боллугурасская интрузия	5	54	49,23	14,90	3,88	8,52	12,40	166	6,48	2,28	0,56	84	50,8	0,936

* По данным М.Л.Лурье и В.Л.Масайтиса (1966),

** Данные Г.Н.Кавардина и др., цит. по А.М.Вилевскому (1967).

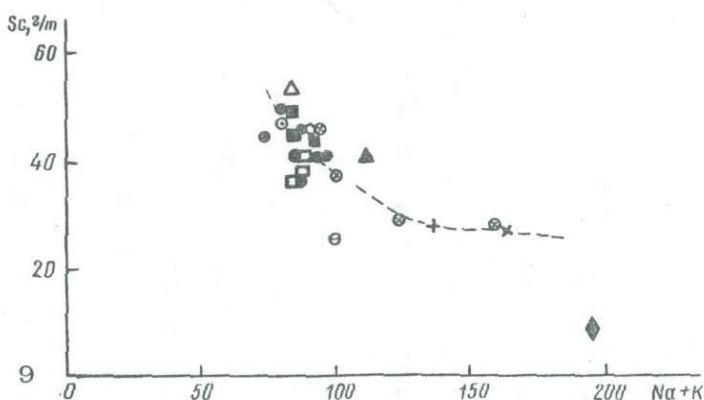
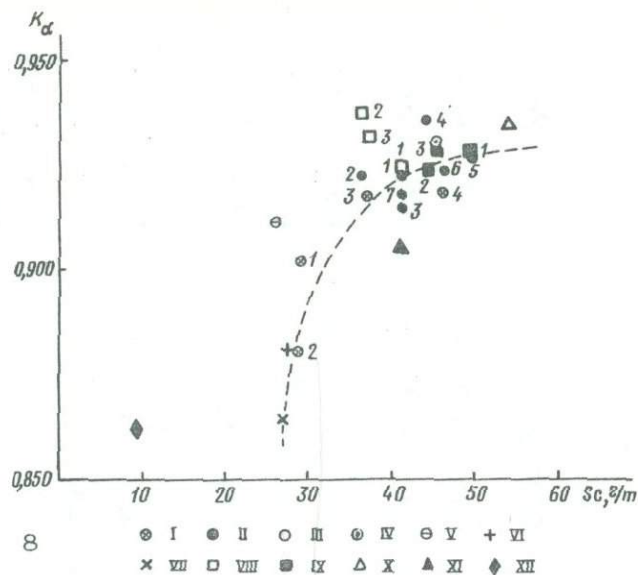


Рис. 8. Диаграмма зависимости содержания скандия от изменения кислотности-щелочности трапповых расплавов

Среднепалеозойская трапповая формация: I - интрузивы субщелочных и нормальных таксито-офитовых габбро-долеритов (1 - дайки субщелочных габбро-долеритов водораздела рек Муна и Тюнг, 2 - дайка субщелочных габбро-долеритов на водоразделе рек Тюкен и Ханья, обн. 201, 3 - силл таксито-офитовых габбро-долеритов, обн. 203, 4 - дайка таксито-офитовых габбро-долеритов, обн. 204); II - интрузивы призматически-офитовых габбро-долеритов (1 - дайка, обн. 207 - 208, 2 - хонолит, обн. 216, 3 - дайка Большепорожского трещинного интрузива, обн. 219-222, 4 - хонолит того же интрузива, обн. 224-227, 5 - трещинный интрузив Щепочный, обн. 232-237, 6 - Накынский силл, обн. 251-252, 7 - Эркютейская дайка, обн. 129-130); III - Усть-Ханьинский трещинный интрузив; IV - базальты аппаинской свиты; V - базальты кочугунурской свиты. Верхнепалеозойская - нижнемезозойская трапповая формация. Северо-западная часть Сибирской платформы: VI - интрузивы субщелочных титан-авгитовых долеритов; VII - интрузивы трахидолеритов; VIII - интрузивы долеритов и габбро-долеритов (1 - пойкилоофитовые долериты, 2 - таксито-офитовые габбро-долериты, 3 - интрузив Второго порога р.Курейки). Восточная часть Сибирской платформы: IX - интрузии (1 - Ыгы-аттинская, 2 - Эрбейакская, 3 - Биллээхская); X - Боллугурасская интрузия; XI - интрузив горы Туой-Хая; XII - кислые гибридные породы р.Горбиачин

Рис. 9. Диаграмма зависимости содержания скандия от концентрации щелочей в трапповых расплавах

Условные обозначения те же, что на рис. 8

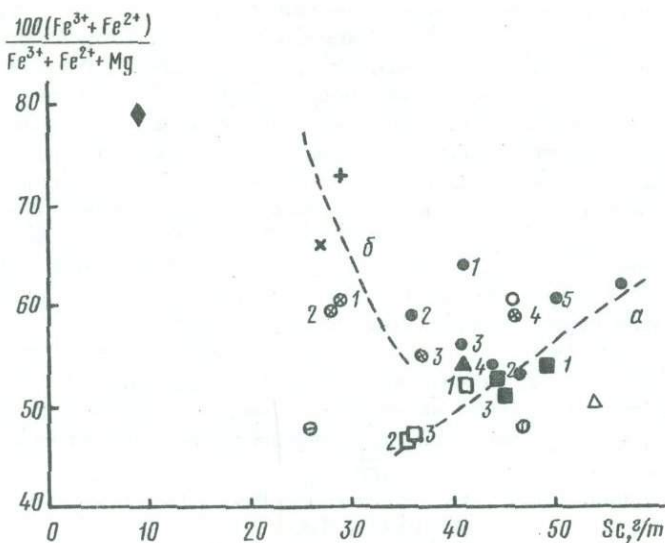


Рис. 10. Диаграмма зависимости содержания скандия от железистости траптовых расплавов

Условные обозначения те же, что на рис. 8.

Обособленно на всех рассмотренных выше диаграммах расположена фигуративная точка, соответствующая кислому гибридному расплаву, давшему тела диорит-пегматитов в районе среднего течения р. Горбиачин. Это отражает сложный характер генезиса названных образований, на который наложили отпечаток не только процессы дифференциации траптовой магмы, но и явления ассимиляции и метасоматоза (Золотухин, Олейников, 1963). По содержанию скандия (пределы колебаний 7–20, среднее 10 г/т) эти породы отличаются от диоритов и гранитов (см. табл. 2), генетически не связанных с проявлениями трапсового магматизма платформенных регионов. Это косвенное доказательство того, что кислые гибридные породы района р. Горбиачин – производные основной магмы. Именно это и обусловило высокую по сравнению с продуктами гранитоидного магматизма концентрацию скандия в кислых дифференциатах. Содержание в них скандия, повышенное против кларка для диоритов и гранитов (Виноградов, 1962) позволяет предположить, что средние и кислые горные породы, образование которых генетически связано с процессами дифференциации основных магм, должны содержать больше скандия, чем аналогичные горные породы, образованные кислыми магмами. Следовательно, содержание скандия в породах может служить дополнительной информацией для суждения о формационной принадлежности изучаемых тел.

Указанные выше положения о поведении скандия при кристаллизации траптовых расплавов подтверждаются парными коэффициентами корреляции скандия с некоторыми петрогенными компонентами и связанными с ними петрохимическими коэффициентами. Расчет осуществлялся для двух групп выборок. Первая состояла из 95 проб разнообразных интрузивных траппов, кислых гибридных пород из района р. Горбиачин и базальтов среднепалеозойского возраста. Вторая выборка обрабатывалась позднее, и в нее вошли 93 анализа лишь интрузивных траппов северо-западной и восточной частей Сибирской платформы, исключая гибридные породы. Вычисления выполнены на ЭЦВМ "Сетунь" Н.Н. Саввиным в Якутском университете. Оценка величины парного коэффициента корреляции проводилась при помощи Z-трансформации Фишера и $r_{\text{знач}} \geq 0,204$ для первой выборки и $r_{\text{знач}} \geq 0,206$ для второй. В обоих случаях установлена положительная значимая корреляция между коэффициентом кислотности-основности (K_{α}) и содержанием скандия, и r по выборкам соответственно равны +0,436 и +0,492, т.е. с ростом кислотности траптовых образований содержание скандия в них увеличивается, а с повышением щелочности – уменьшается. Это находится в полном соответствии со значимой отрицательной корреляцией

скандия со щелочами. В первой выборке вычислялся лишь парный коэффициент корреляции скандия с суммой $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, он равен $-0,539$, во второй определены коэффициенты парной корреляции с Na_2O ($-0,606$), K_2O ($-0,341$), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ($-0,456$). Отсюда видно, что скандий обладает более ярко выраженной отрицательной корреляцией с натрием, чем с калием. Так как обе выборки включали породы различной железистости и щелочности (нормальные траппы, трахидолериты, в первой группе — и кислые гибридные породы), а железо и скандий в разной степени реагируют на изменение щелочности среды, то и в этих выборках не выявились корреляционные зависимости, какие видны, например, на рис. 7, в и 10, когда выборка генетически строго связана. В первой выборке коэффициенты корреляции скандия с Fe_2O_3 , FeO и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ соответственно $+0,037$ (незначимый) и $+0,266$ и $+0,360$ — значимые. Во второй группе парные коэффициенты скандия с Fe_2O_3 ($+0,024$), FeO ($+0,030$), $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ($+0,044$) и $\langle \text{Fe} \rangle$ ($0,060$) значимо не отличаются от нуля. Геохимически такой характер парных коэффициентов корреляции для второй выборки отражает неодинаковое изменение активностей скандия и двух- и трехвалентного железа в расплавах различной щелочности. Коэффициент корреляции скандия и коэффи-

циент фракционирования $\left[f = \frac{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) \cdot 100}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \text{ вес. \%} \right]$ в обоих случаях значимый

отрицательный и соответственно равен $-0,240$ и $-0,534$, т.е. в магнезиальных трапповых расплавах содержание скандия меньше. Коэффициент корреляции скандия с MgO во второй выборке находится ниже предела значимости ($+0,112$). В этой же выборке парный коэффициент корреляции скандия с CaO равен $+0,368$, но дать ему геохимическую интерпретацию трудно, так как рост CaO в основном осуществляется за счет роста плагиоклаза I генерации, а этот минерал содержит скандий в количествах ниже чувствительности метода.

Можно предполагать, что субщелочные трапповые тела, в частности трахидолеритовые силлы, обладающие высокой концентрацией щелочей, низкой кремнекислотностью, высоким содержанием титана, т.е. несущие черты щелочно-базальтоидных образований, и обычные трапповые интрузивы толеитового состава возникли при кристаллизации расплавов, отличающихся условиями первичного магмообразования. Это предопределяет наличие заметных различий в содержаниях в них редких и рассеянных элементов. На основе современных представлений можно допустить, что трахибазальтовые расплавы на большой глубине в верхней мантии вследствие специфики их вещественного состава уже первоначально содержали вдвое меньше скандия, чем зародившиеся на более высоком уровне толеитовые расплавы. Последующая эволюция последних как во внекамерной обстановке, так и во внутрикамерных условиях благоприятствовала заметному изменению концентраций скандия в последовательно возникающих в ходе кристаллизационной дифференциации остаточных расплавах и в продуктах их кристаллизации. Расплавы, обладающие приблизительно равной основностью, но различающиеся по содержанию в них железа и магния, характеризуются разными концентрациями скандия, причем более магнезиальные трапповые расплавы толеитового состава имеют меньше скандия по сравнению с железистым.

Вероятно, с таких позиций целесообразно рассматривать генетические причины региональных различий средних содержаний скандия в однотипных вулканических породах, обнаруженных недавно В.К.Фрукледом и М.Флейшером (Fryklund, Fleischer, 1963). Эти же авторы высказали предположение, что различное содержание скандия в базальтах и андезитах отражает гетерогенность распределения скандия в мантии. Весь наш фактический материал позволяет предполагать, что неодинаковые содержания скандия в первоначальных расплавах скорее всего обусловлены различиями первичного магмообразования, из которых решающую роль имеет режим кислотности-основности возникающих расплавов.

Фактический материал, полученный по другим регионам основного магматизма, не исключает подобную интерпретацию наблюдаемых средних содержаний скандия. Так, М.Принц (Prinz, 1967) в обзоре геохимии рассеянных элементов в базальтах и долеритах земного шара констатировал, что кварц-нормативные толеиты содержат больше скандия, чем оливин-нормативные разности, толеиты в целом имеют его больше, чем щелочные разности, которые особенно бедны скандием и часто содержат его в меньшем количестве, чем можно обнаружить спектральным анализом. Кварцсодержа-

шие долериты силла Грейт-Лейк содержат в среднем 47 г/т скандия (Greenland, Lovering, 1966), тогда как в субщелочных траптовых образованиях силла Блэк-Джек спектральным анализом (чувствительность 10 г/т) скандий в породах не был обнаружен (Wilkinson, 1959). Таким образом, среди юрских траптовых образований Австралии кварцевые толеиты более богаты скандием, чем щелочно-оливин-базальтоидные образования. Подобная картина характерна и для траптов Карру, где отмечено существование геохимических провинций (Cox et al., 1967). Концентрация скандия в покровах базальтов из различных районов Южной Африки изменяется в пределах 20-80 г/т. Анализ цифрового материала показывает, что более щелочные разновидности базальта содержат меньше скандия, а в случае одинаковой щелочности пород в магнезиальных разновидностях, в свою очередь, он присутствует в меньшем количестве, чем в железистых.

Следовательно, установленные закономерности изменения содержания скандия в продуктах траптового магматизма Сибирской платформы в зависимости от изменения кислотности, щелочности и железистости расплавов подтверждаются анализом материалов по другим регионам проявления траптового магматизма.

ВЫВОДЫ

1. Содержание скандия в породах разновозрастных траптовых интрузивов неодинаково. Субщелочные разновидности траптовых образований различных конкретных траптовых формаций характеризуются минимальными концентрациями скандия. В крайне кислых дифференциатах толеитовых расплавов количество его изменяется в пределах 5-20 г/т.

2. Концентрируется скандий в клинопироксене траптовых пород, но присутствует также в оливине и титаномagnetите. Максимальные количества скандия установлены в более железистых разновидностях моноклинных пироксенов, кристаллизовавшихся в заключительную стадию основного этапа кристаллизации толеитового расплава.

3. Приблизительно 10-15% первоначального количества скандия в толеитовом расплаве выносятся во вмещающие породы, где входит в состав контактовых образований.

4. Поведение скандия при внутрикамерной дифференциации толеитового расплава регулируется изменением режима кислотности-щелочности кристаллизующихся расплавов.

5. Породы, обладающие приблизительно равной основностью, но различающиеся по содержанию в них железа и магния, характеризуются разными концентрациями скандия, причем более магнезиальные траптовые образования содержат меньше скандия, чем железистые.

6. Предполагается, что неодинаковые содержания скандия в первоначальных расплавах обусловлены различиями первичного магмообразования, из которых, вероятно, решающую роль имеет режим кислотности-основности возникающих расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамян А.А. Оливины из верхнеплиоценовых эффузивов Лорийского плато. - Изв. АН Арм.ССР, серия наука о Земле, 1968, 21, № 3.
- Алексеева В.М., Русанов А.К., Хитров В.Г. Количественное спектральное определение редких и рассеянных элементов. Госгеолтехиздат, 1960.
- Бацанов С.С. Электроотрицательность элементов и химическая связь. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Бойкий Г.Б. Кристаллохимия. Изд-во МГУ, 1960.
- Борисенко Л.Ф. О распределении скандия в изверженных породах на примере некоторых массивов Советского Союза. - Геохимия, 1959₁, № 7.
- Борисенко Л.Ф. Скандий в редкоземельных минералах. - Труды ИМГРЭ, 1959₂, вып. 2.

- Борисенко Л.Ф., Скандий. - В кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. Геохимия редких элементов". Изд-во "Наука", 1964.
- Борисенко Л.Ф., Щербина В.В. Закономерности распределения скандия и ванадия в изверженных горных породах и слагающих их минералах. В кн. "Геология редких элементов в связи с проблемой петрогенеза". Изд-во АН СССР, 1959.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях. - Геохимия, 1967, № 10.
- Виленский А.М. Фазовые равновесия и эволюция химизма пироксенов интрузивных траппов Сибирской платформы. - В кн. "Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1966.
- Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1967.
- Виленский А.М., Кавардин Г.И., Кравцова Л.И., Старицына Г.Н. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. Изд-во "Наука", 1964.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.
- Дир У.А., Хаум Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1, 2. Изд-во "Мир", 1965.
- Дмитриев Ю.Н. Траппы и исландский шпат реки Чоны. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 88.
- Дудыкина А.С. К геохимии скандия. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 46.
- Золотухин В.В., Олейников Б.В. О кислых гибридных породах с р. Горбиахин (Сибирская платформа). - Материалы по экспериментальной и генетической минералогии, 1963, вып. 1.
- Кухаренко А.А., Клер М.М. К геохимии скандия в щелочно-ультраосновных породах Кольского полуострова и Карелии. - Записки Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 5.
- Лебедев В.И. Ионно-атомные радиусы и их значение для геохимии и химии. Изд-во МГУ, 1969.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Верхнепалеозойские - нижнемезозойские долериты и базальты трапповой формации. - В кн. "Геология Сибирской платформы". Изд-во "Недра", 1966.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. - В кн. "Петрография Восточной Сибири". Т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Масайтис В.Л. Девонский вулканизм на Сибирской платформе. - Информ. сообщ. ВСЕГЕИ, серия геол. и месторожд. полезн. ископ. регион. геол., 1966, вып. 1.
- Машак М.С. Сульфидные медно-никелевые рудопоявления в протерозойских дайках диабазов южного склона Анабарского щита. - Геол. рудн. месторожд., 1969, № 6.
- Машак М.С. Трапповый магматизм южного склона Анабарского щита. - В кн. "Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1970.
- Мельниченко А.К., Могаровский В.В. Скандий в породообразующих минералах гранитоидов Южного Гиссара (Таджикистан). - Геохимия, 1968, № 1.
- Нокколдс С.Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. ИЛ, 1958.
- Олейников Б.В. Трахидолеритовые интрузии западной части Сибирской платформы. - Изв. Томск. политехн. ин-та, 1964, 127, вып. 1.
- Олейников Б.В., Саввинов В.Т. Новые данные по геологическому строению горы Туой-Хая (бассейн р. Чоны). - В кн. "Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1970.
- Саркисян С.Ш., Шубладзе Р.Л. Оливин из долеритов южной Грузии. - Записки Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, № 2.
- Синицын А.В. О распределении микроэлементов в дифференцированной интрузии Губы Ивановской (Восточно-Мурманское побережье). - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.
- Щербина В.В. Факторы, определяющие геохимическое распределение скандия. - Геохимия, 1959, № 8.

- Шербина В.В. Особенности геохимии скандия и типы его месторождений. - Геол. месторожд. редких элементов, 1960, вып. 8.
- Ahrens L.H. The use of ionization potentials, Part I. Ionic radii of the elements. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1952, 2.
- Ahrens L.H. The significance of the chemical bond for controlling the geochemical distribution of the elements. Part 1. - *Phys. Chem. Earth*, 1964, 5.
- Atkins F.B. Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. - *J. Petrol.*, 1969, 10, N 2.
- Corwall H.R., Rose H.I. Minor elements in Keweenawan lavas, Michigan. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1957, 12.
- Cox K.G., Macdonald R., Hornung G. Geochemical and petrographic provinces in the Karroo basalts of Southern Africa. - *Amer. Mineralogist*, 1967, 52, N 9-10.
- De Vore G.W. Crystal growth and the distribution of elements. - *J. Geol.*, 1955, 63, N 5.
- Fron del C. Cristal chemistry of scandium as a trace element in minerals. - *J. Kristallogr.*, 1968, 127, N 1-4.
- Frynk lund V.C., Fleischer M. The abundance of scandium in volcanic rocks a preliminary estimate. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1963, 27.
- Greenland L., Lovering J. E. Fractionation of fluorine chlorine and other trace elements during differentiation of a tholeiitic magma. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, 30, N 9.
- Muir I.D., Telley C. E., Scoon I.H. Basalts from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlanti ridge. - *J. Petrol.*, 1964, 5, pt 3.
- Onuma Naoki, Higuchi Hidco, Wakita Hiroshi, Nagasawa Hiroshi. Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. - *Earth and Planet Sci. Letters*, 1968, 5, N 1.
- Prinz M. *Geochemistry basaltic rocks trace elements. Basalts. V.1.* New York - London. - Sydney, I. Wiley & Sons, 1967.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the trace elements in some major units of the earth's crust. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, 72.
- Wager L.R., Mitchell R.L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basaltic magma - a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1951, 6, N 1.
- Wilkinson J.F.G. The geochemistry of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, NSW. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1959, 16.

А.Г.Копылова, Б.В.Олейников

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НИКЕЛЯ, КОБАЛЬТА, ХРОМА, ВАНАДИЯ И МЕДИ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВОВ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время накопилось много сведений о распределении элементов семейства железа в различных фациальных группах пород основного состава (Wager, Mitchell, 1951; Corwall, Rose, 1957; Нокколдс, Аллен, 1958; Уэйджер, Браун, 1970). Распределение Ni, Co, Cr, V и Cu неоднократно рассматривалось и в работах по трапповым образованиям Сибирской платформы (Ляхович, 1957; Гоньшакова, 1961; Нестеренко и др., 1964; Феоктистов, 1965; Смирнова и др., 1968 и др.). В результате установлены основные закономерности поведения этих элементов при процессах внутрикамерной дифференциации на примере определенных типов трапповых интрузивов.

В последние годы в восточной части Сибирской платформы доказано существование нескольких разновозрастных трапповых формаций. Распределение микроэлементов, в том числе и семейства железа, в продуктах более древних, чем пермо-триасовый, этапов траппового магматизма детально еще не изучено. В настоящей работе основное внимание уделено сравнительному изучению особенностей распределения Ni, Co, Cr, V и Cu в среднепалеозойских и верхнепалеозойских - нижнемезозойских трапповых интрузивах и слагающих их минералах. Такой анализ распространения микроэлементов может дать дополнительные геохимические критерии, которые совместно с петрографическими и петрохимическими признаками целесообразно использовать при расчленении разновозрастных трапповых образований в районах их совместного развития.

Элементы анализировали по методике количественного спектрального анализа, применяемой в Институте геохимии СО АН СССР А.Д.Глазуновой. Относительная ошибка определения Ni, Co, Cr и V ± 15 , а Cu $\pm 20\%$. Чувствительность для Ni, V 0,0005%, для Cr - 0,001 и для Co и Cu 0,0001%. При анализе проб минералов использовали те же стандарты, что и для пород. Поэтому точность определения элементов в окисных минералах несколько ниже из-за существенных различий в составе анализируемых объектов и эталонов.

Мономинеральные фракции выделяли путем магнитной и электромагнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Окончательный отбор проводили под биноклем. Вес навесок минералов 30-50 мг. В данной работе использованы 281 анализ пород, 27 - оливинов, 45 - плагиоклазов, 66 - пироксенов, 67 - титаномангнетитов, 12 - ильменитов, 4 - пиритов и по одному анализу анальцима и стекла.

ИНТРУЗИВЫ СРЕДНЕПАЛЕЗОЙСКОЙ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Среди среднепалеозойских трапповых интрузивов доминируют тела призматически-офитовых габбро-долеритов, подчиненное значение имеют интрузивы таксито-офитовых габбро-долеритов, тела с горизонтом аортозитовых габбро-долеритов, дайки пятнисто-пойкилоофитовых долеритов и субщелочных габбро-долеритов. Подробно вещественный состав всех этих тел охарактеризован в статье Б.В.Олейникова, В.Т.Саввинова и М.А.Погудиной (см. наст. сборник). Распределение рассматриваемых микроэлементов изучено в породах всех перечисленных выше групп тел.

Среднее содержание никеля в породах среднепалеозойской трапповой формации 110 г/т, что соответствует среднему значению (110 г/т) для траппов Тунгус-

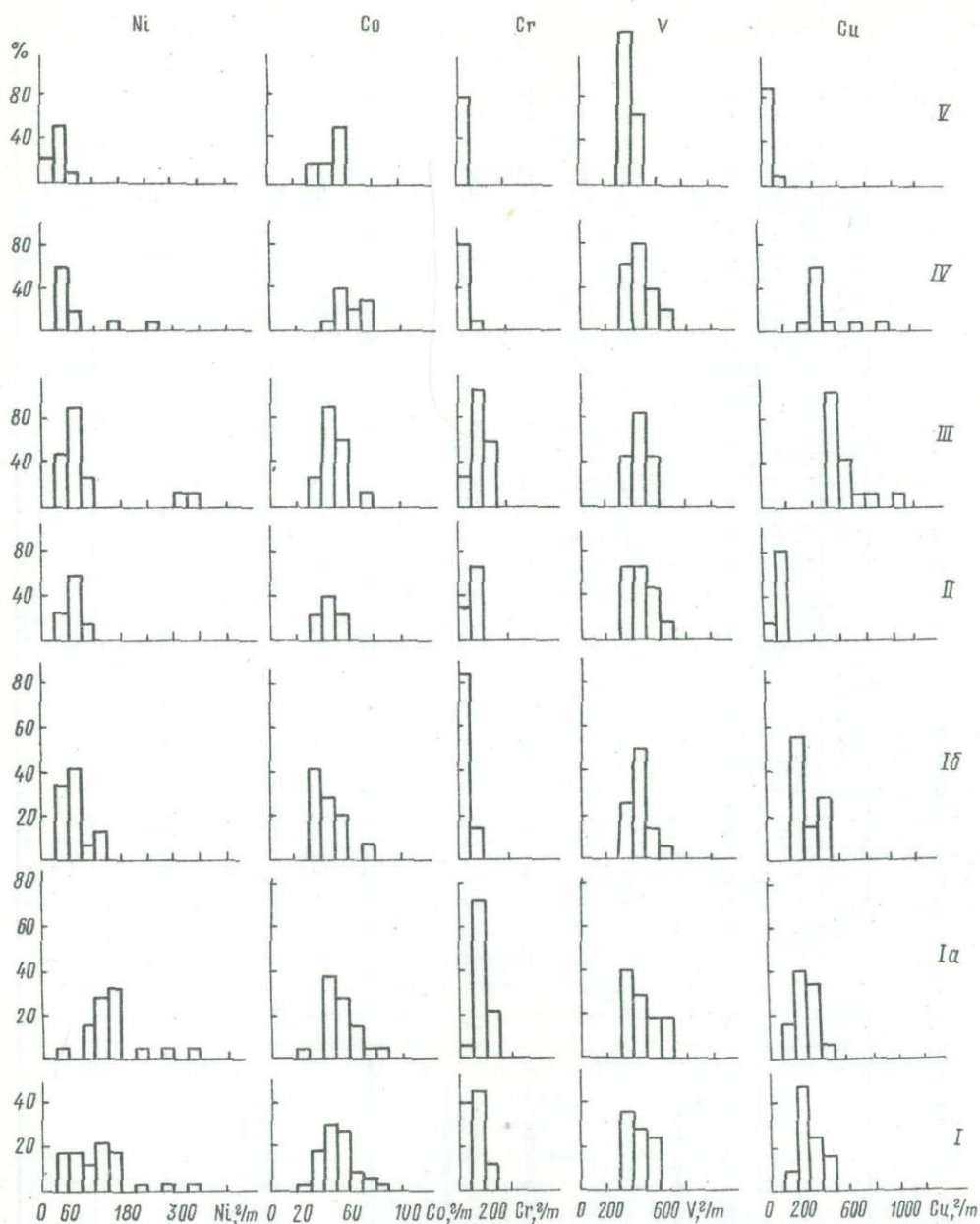


Рис. 1. Гистограмма содержаний Ni, Co, Cr, V и Cu (в г/т) в породах траптовых интрузивов среднепалеозойской трапповой формации

I - интрузив призматически-офитовых габбро-долеритов Большого порога района р.Ханья (n = 32); Ia - породы хонолита этого тела (n = 18); Ib - породы дайки подводящего канала этого тела (n = 14); II - дайки пятнисто-пойкилофитовых долеритов р.Марха (n = 12); III - Усть-Ханьинский трещинный интрузив (n = 13); IV - тела таксито-офитовых габбро-долеритов, р.Ханья (n = 10); V - дайки субшелочных габбро-долеритов северной части Виллойско-Мархинской зоны разломов (n = 10). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

ской синеклизы (Нестеренко и др., 1964) и несколько ниже кларка базитов - 160 г/т (Виноградов, 1962). Данные табл.1 и гистограммы содержания никеля в различных телах среднепалеозойской трапповой формации (рис.1) показывают, что в

Таблица 1

Средние содержания Ni, Co, Cr, V и Cu (в г/т) в породах различных интрузивов среднепалеозойской трапповой формации Вилойско-Мархинской зоны разломов

Интрузив	Место-нахождение	Породы	Число анализов	Никель		Кобальт		Хром		Ванадий		Медь	
				пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Хонолит Большого Порога	Р.Ханья, обн.224-227	Пятнисто-пойкилоофитовые долериты и призматически-офитовые габбро-долериты	18	60 - 340	160	29 - 85	55	80 - 260	150	340 - 610	440	120 - 430	270
Дайки района Большого Порога	Р.Ханья обн. 219-222	Призматически-офитовые габбро-долериты	14	60 - 140	80	32 - 76	46	50 - 190	90	340 - 680	470	210 - 470	320
Накынский силл	Р.Марха, обн.251,254	То же	5	76 - 450	210	37 - 46	43	80 - 220	140	370 - 480	430	130 - 220	170
Дайки	Р.Марха обн.224-247	Пятнисто-пойкилоофитовые долериты	12	55 - 100	78	40 - 58	46	30 - 160	140	240 - 640	450	70 - 170	125
Усть-Ханьинский трещинный интрузив	Р.Ханья, обн.242 Р.Марха, обн.243	Анортозитовые габбро-долериты, призматически-офитовые габбро-долериты	13	36 - 300	120	32 - 76	51	70 - 270	170	380 - 590	460	500 - 1010	650
Силл	Р.Ханья, обн.203	Таксито-офитовые габбро-долериты	4	40 - 260	100	48 - 79	65	50 - 90	80	390 - 600	470	460 - 1000	600
Дайка	Р.Ханья, обн.204-205	То же	6	38 - 130	60	52 - 79	62	50 - 100	70	350 - 550	450	350 - 860	520
"	Водораздел р.Ханья и Тюкена, обн. 201	Субщелочные лейкократовые габбро-долериты	2	15 - 24	20	32 - 33	32	30 - 30	30	300 - 320	310	50 - 190	180
"	Водораздел Муны и Тюнга	Субщелочные габбро-долериты	8	32 - 70	50	41 - 60	52	50 - 90	70	360 - 420	400	30 - 98	55
Среднее содержание в интрузивных траппах среднепалеозойского возраста (82 анализа)					110		51		110		440		320
Среднее содержание в основных горных породах (Виноградов, 1962)					100		45		200		200		100

габбро-долеритах, слагающих хонолиты и силлы, концентрации его выше, чем в породах даек. Максимальное среднее содержание никеля зафиксировано для Накынско-го силла (210 г/т), минимальное — в дайках субщелочных габбро-долеритов (20–50 г/т). Породы дайки подводящего канала Большепорожской трапповой интрузии обеднены никелем вдвое (80 г/т) по сравнению с долеритами и габбро-долеритами хонолита этого тела (160 г/т). Уменьшение количества никеля в породах крутопадающих даек этого интрузива обусловлено тем, что верхние части разреза дайковой колонны не содержат оливин ранней генерации, который, кристаллизуясь первым, погрузился в более глубокие части камер. Отсадка оливина I генерации фиксируется в более пологой (50°) дайке Усть-Ханьиньского интрузива. Здесь в породах лежачего бока, содержащих хризолит состава Fe_{9-12} , количество никеля увеличивается до 330 г/т по сравнению с преобладающим значением 60–90 г/т в габбро-долеритах центральной части тела, где он отсутствует. Аналогичная тенденция устанавливается и в других интрузивах.

Концентрация кобальта в породах различных, как секущих, так и субпластовых тел среднепалеозойского возраста изменяется слабо и, как правило, не выходит за пределы двукратных колебаний (см. табл.1, рис.1). Среднее содержание элемента в этой группе пород 51 г/т, что близко к кларку базитов (45 г/т) и заметно выше, чем в траппах Тунгусской синеклизы — 34 г/т (Нестеренко и др., 1964). Пониженное среднее содержание кобальта (20 г/т) фиксируется в лейкократовых субщелочных габбро-долеритах, что связано с уменьшением здесь количества темноцветных силикатов — основных носителей кобальта в траппах (Смирнова и др., 1968).

Изменение средних содержаний хрома в разнообразных трапповых интрузивах рассматриваемой формации в целом подчиняется закономерностям, установленным для никеля. Колебания концентрации в пределах конкретных тел (см. табл.1) достигают пятикратной величины. Среднее содержание элемента в долеритах и габбро-долеритах — 110 г/т, что вдвое меньше кларка базитов (Виноградов, 1962). В ходе внутрикамерной дифференциации в апикальной части вертикальных подводящих каналов происходит потеря хромсодержащей фазы, в результате чего породы этих частей разреза дайковых тел заметно беднее хромом по сравнению с породами связанными с ними хонолитов. Например, в Большепорожском трещинном интрузиве породы хонолита содержат в среднем 150 г/т хрома, а габбро-долериты даек подводящего канала — лишь 83 г/т. Минимальное количество (30 г/т) элемента зафиксировано в лейкократовых субщелочных габбро-долеритах.

Среднепалеозойские интрузивные траппы содержат вдвое больше ванадия, чем в среднем для базитов (Виноградов, 1962). В разных типах трапповых интрузивов средние концентрации элемента изменяются незначительно (см. табл.1). Максимальное количество (680 г/т) его зафиксировано в породах дайки подводящего канала Большепорожского интрузива. Обеднены им лейкократовые субщелочные габбро-долериты (310 г/т) и субщелочные габбро-долериты, слагающие дайки на водоразделе рек Тунга и Муны (400 г/т). Видимо, заметное повышение щелочности базитового расплава способствует уменьшению концентрации в нем ванадия.

Медь в породах тел рассматриваемой трапповой формации распространена неравномерно. Среднее содержание ее 320 г/т, что втрое выше кларка базитов — 100 г/т (Виноградов, 1962). Пределы колебаний концентрации элемента в различных типах тел не превышают трехкратной величины (см. табл. 1). В значительной степени это обусловлено неравномерным распределением по разрезу изученных тел сульфидов — основных минералов-концентраторов и носителей меди в траппах (Смирнова, Альмухамедов, 1967).

Заканчивая общую характеристику распределения микроэлементов в породах трапповых интрузивов среднепалеозойского возраста, следует подчеркнуть, что по сравнению с кларковыми значениями для группы базитов они обладают повышенным содержанием ванадия и меди, отчетливо пониженной долей хрома и меньше никеля. Количество кобальта в них практически близко к кларку базитов.

ИНТРУЗИВЫ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ – НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Эта группа представлена как телами, прошедшими стадию внутрикамерной дифференциации, так и практически недифференцированными *in situ* интрузивами. Кроме того, есть группа интрузивов, расплавы которых до поступления в камеру прошли стадию протокристаллизации в глубинном очаге или имели остановку в близповерхностной промежуточной камере. В составе этой формации присутствуют также секущие тела субшелочных долеритов натровой фации щелочности. Распределение Ni, Co, Cr, V и Cu изучено в породах всех названных типов трапповых интрузивов. Полученные данные суммированы в табл. 2 и на гистограммах (рис. 2).

Представление о содержании рассматриваемых элементов в слабо дифференцированных и недифференцированных телах дают данные по Ыгыаттинской интрузии (см. табл. 2). Средние содержания Ni = 130, Co = 51, Cr = 250 г/т в Ыгыаттинском интрузиве близки к кларку базитов (Виноградов, 1962), а V = 370 и Cu = 260 г/т превосходят его почти вдвое. Среди недифференцированных трапповых интрузивов базитовой субформации пермо-триасового возраста по содержанию микроэлементов семейства железа и меди обособленное положение занимают пойкилоофитовые долериты Оленекской дайки. По данным небольшого числа проб, для них характерно повышенное количество элементов (Ni = 220, Co = 71, Cr = 380 г/т) по сравнению как с кларковыми величинами, так и со средними значениями для различных интрузивов траппов данной возрастной группы района среднего течения р. Вилой. Это либо объясняется наличием определенных различий в условиях возникновения толеитовых расплавов в разных магмоподводящих зонах (Ахтарандинско-Ботубинской и Средне-Оленекской), либо тем, что на современном уровне среза вскрыты более глубинные части дайки, где произошло накопление некоторого количества фаз, обогащенных никелем и хромом.

Изменение концентрации Ni, Co, Cr, V и Cu в дифференцированных трапповых интрузивах пермо-триасового возраста неоднократно рассматривалось исследователями, в том числе и на примере тел восточной и юго-восточной части Сибирской платформы (Нестеренко, Смирнова, 1964^{1,2}; Феоктистов, 1965). Нами изучено распределение этих элементов в Эрбейэкской дифференцированной интрузии, обнаженной по р. Вилой в районе пос. Чернышевск. Из табл. 2 видно, что средние содержания элементов изменяются закономерно. Как было установлено ранее и вновь подтверждается на примере Эрбейэкской интрузии, максимальные концентрации Ni, Co и Cr приурочены к продуктам ранних этапов внутрикамерной кристаллизационной дифференциации – оливиновым таксито-офитовым габбро-долеритам и габбро-долеритам с ромбическим пироксеном. Ванадий испытывает тенденцию медленного накопления, и наиболее высокое содержание его отмечается в толеитовых габбро-долеритах (690 г/т), которые образовались на поздней стадии основного этапа кристаллизации. Для меди характерно существование двух максимумов, приуроченных к наиболее ранним образованиям (330 г/т) и к кварцевому щелочному габбро (860 г/т), возникшему на заключительной стадии кристаллизационной дифференциации. Средневзвешенные содержания Co, Cr, V и Cu Эрбейэкского интрузива практически тождественны средним для этих элементов в Ыгыаттинской залежи. Небольшой дефицит никеля вызван тем, что при расчете средневзвешенного содержания обогащенный оливином горизонт учтен не по истинной мощности, которая неизвестна, а лишь по вскрытой части разреза. Следовательно, для единой магмоподводящей зоны характерно тождество концентрации Ni, Co, Cr, V и Cu в расплавах, сформировавшихся как дифференцированные *in situ*, так и недифференцированные тела верхнепалеозойской – нижнемезозойской формации, если они до поступления в приповерхностную камеру не имели продолжительных остановок в промежуточных камерах, сопровождавшихся потерей протокристаллических фаз.

Примером тела, образованного расплавом, который имел остановку и претерпел протокристаллизацию в глубинном промежуточном очаге, служит Биллээкский интрузив. В составе слагающих его пород зафиксировано две генерации плагиоклаза, оливина и титаномагнетита. Породы нижних горизонтов разреза тела содержат оливин и титаномагнетит стадии протокристаллизации. Это обуславливает почти двукратное

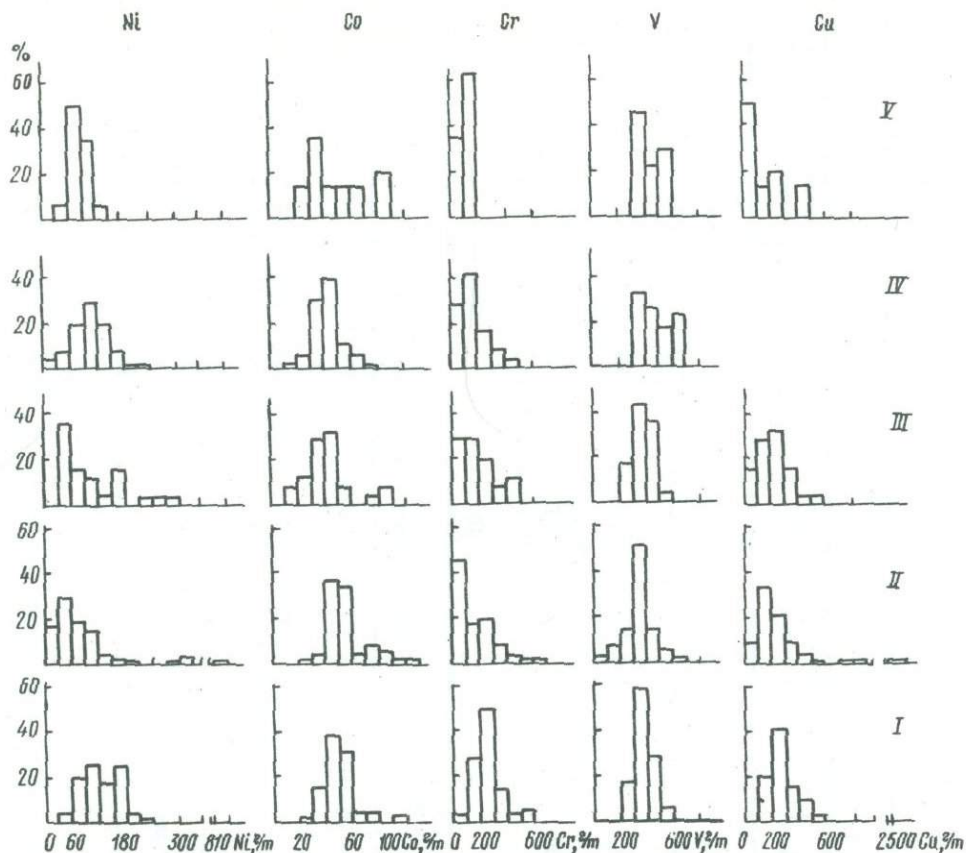


Рис. 2. Гистограмма содержаний Ni, Co, Cr, V и Cu (в г/т) в породах трапových интрузивов верхнепалеозойской - нижнемезозойской траповой формации района среднего течения р. Вилюй

I - Ыгыаттинский (n = 60); II - Эрбейэкский (n = 63); III - Биллээхский (n = 27); IV - Боллугурасский (n = 32); V - тело горы Туой-Хая (n = 14). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

обогащение этой части разреза никелем и хромом по сравнению со средневзвешенным содержанием их в интрузиве (см. табл. 2). Нужно подчеркнуть, что процессы внутрикамерной дифференциации в этом теле проявились слабо и в существенной мере свелись к перераспределению продуктов докамерного этапа кристаллизации. В результате концентрации никеля и хрома по разрезу изменяются наиболее существенно: никеля - от 47 до 290 и хрома - от 50 до 420 г/т. Средневзвешенное содержание Ni, Co, Cr в интрузиве близко к кларку базитов, а V и Cu - вдвое больше его. Наблюдается тождество средних содержаний рассматриваемых микроэлементов в Биллээхском теле с содержаниями в недифференцированной Ыгыаттинской интрузии. Это свидетельствует о том, что в данном случае кристаллизация в промежуточном очаге не сопровождалась потерей минеральных фаз, обогащенных никелем или хромом.

Боллугурасский интрузив толеитовых долеритов и габбро-долеритов образован из расплава, который в близповерхностном промежуточном очаге обогатился водой. Средние содержания Ni, Co и V в породах этого тела (см. табл. 2) близки к таковым Ыгыаттинской интрузии и кларку базитов (Виноградов, 1962). Единичные определения меди позволяют предположить, что Боллугурасский интрузив обогащен ею по сравнению с недифференцированными телами этой же формации. В то же время хрома в нем практически вдвое меньше, чем в Ыгыаттинском, Биллээхском и Эрбейэкском телах. Подобный по вещественному составу Сильгишский интрузив также характеризуется пониженным содержанием хрома (Наумов, Гурин, 1967). Это дает

Таблица 2

Содержание Ni, Co, Cr, V и Cu (в г/т) в породах различных интрузивов верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации восточной части Сибирской платформы

Порода	Мощность горизонта, м	Число анализов	Никель		Кобальт		Хром		Ванадий		Медь	
			пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Ыгыаттинская интрузия, р. Ыгыатта												
Краевой долерит кровли		3	60 - 90	76	48 - 59	53	90 - 200	140	280 - 490	360	160 - 330	330
Призматически-офитовые габбро-долериты		9	60 - 160	100	28 - 95	48	200 - 500	290	250 - 520	380	160 - 450	330
Пятнисто-пойкилоофитовые и пойкилоофитовые долериты		24	80 - 230	140	34 - 79	50	40 - 760	290	260 - 600	370	130 - 550	270
Оливиновые долериты		20	80 - 180	140	32 - 100	53	120 - 380	220	260 - 470	360	60 - 300	230
Краевой долерит подошвы		4	90 - 140	115	37 - 51	43	120 - 260	200	340 - 560	450	300 - 435	370
Среднеарифметическое по интрузии		60		130		51		250		370		260
Оленекская дайка, р. Оленек												
Пойкилоофитовые долериты		8	170 - 260	220	50 - 89	71	200 - 960	380	260 - 370	320	170 - 420	300
Эрбейжская интрузия, р. Виллой												
Мелкозернистый долерит зоны эндоконтакта кровли тела	3	4	30 - 120	103	48 - 66	57	170 - 330	240	340 - 580	430	240 - 320	280
Толейтовый габбро-долерит	30	5	40 - 60	48	28 - 61	39	20 - 80	50	160 - 690	420	130 - 830	370
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит	65	21	10 - 180	73	22 - 80	49	5 - 240	100	310 - 550	400	2 - 720	190
Феррогаббро (шлиры)	2	4	10 - 100	45	33 - 41	39	5 - 270	90	330 - 420	370	70 - 210	140
Кварцевое щелочное габбро (шлиры)		6	2 - 20	14	17 - 46	34	5 - 5	5	80 - 240	150	190 - 250	1860
Таксито-офитовый габбро-долерит (вверху горизонта породы, переходные к пойкилоофитовому долериту)	50	14	50 - 120	85	23 - 79	41	70 - 660	290	190 - 450	310	95 - 330	180
Офитовый габбро-долерит с ромбическим пироксеном	35	2	80 - 90	85	47 - 52	49	320 - 500	410	310 - 320	310	150 - 150	150
Оливиновый таксито-офитовый габбро-долерит	15	2	300 - 320	310	86 - 100	93	280 - 330	305	330 - 380	330	250 - 410	330
Средневзвешенное по интрузии	200	58		90		49		220		360		220
Биллээхская интрузия, р. Виллой												
Долерит кровли тела	4	4	100 - 170	140	34 - 52	43	180 - 250	220	310 - 490	410	65 - 430	240
Офитовый долерит	3	4	80 - 170	120	25 - 79	50	110 - 380	210	350 - 540	440	13 - 260	160
Призматически-офитовый габбро-долерит	10	3	140 - 250	190	35 - 46	41	70 - 620	360	300 - 400	360	58 - 300	140
Анортозитовый габбро-долерит	10	6	40 - 120	70	18 - 50	28	80 - 230	135	220 - 360	290	37 - 210	130
Пегматоидный габбро-долерит	12	3	40 - 50	47	44 - 55	49	40 - 60	50	400 - 500	430	200 - 1000	480
Кварцевый пятнисто-пойкилоофитовый долерит	40	5	50 - 180	90	33 - 57	42	60 - 440	210	330 - 430	390	160 - 360	300
Пойкилоофитовый долерит	42	1	-	240	-	72	-	420	-	420	-	250
Долерит подошвы тела	3	1	-	290	-	90	-	400	-	490	-	290
Средневзвешенное по интрузии	124	27		150		55		270		400		270
Боллугурасская интрузия, р. Чона												
Толейтовый пойкилоофитовый долерит кровли тела	5	8	100 - 170	130	40 - 64	49	100 - 370	170	320 - 590	410	-	-
Безоливиновый толейтовый габбро-долерит	25	7	30 - 100	64	27 - 52	39	5 - 76	40	240 - 630	460	-	480
Толейтовый призматически-офитовый габбро-долерит	25	7	40 - 140	85	18 - 55	40	60 - 360	200	220 - 500	370	250 - 630	440
Толейтовый пятнисто-пойкилоофитовый долерит	45	10	70 - 220	142	36 - 72	46	40 - 280	140	230 - 680	390	200 - 290	250
Средневзвешенное по интрузии	100	32		108		43		130		400		370*
Интрузив горы Туой-Хая, р. Чона												
Субщелочные долериты и микродолериты		14	60 - 120	92	25 - 78	47	10 - 200	120	370 - 520	450	11 - 500	180
Среднее содержание в породах верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации района среднего течения р. Виллой (191 анализ)				110		49		220		380		230
Среднее содержание в основных горных породах (Виноградов, 1962)				160		45		200		200		100

* Рассчитано по данным 5 определений.

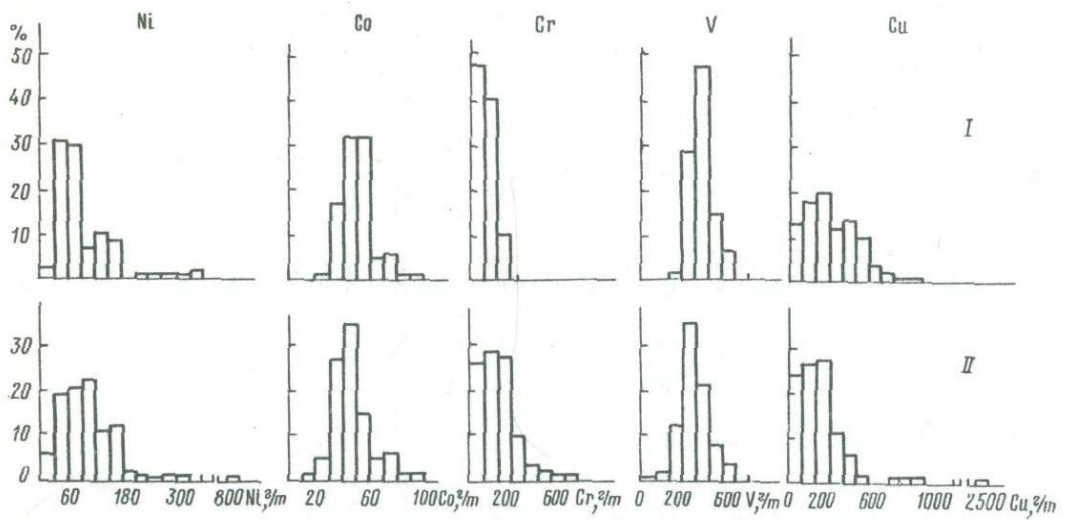


Рис. 3. Гистограмма содержаний Ni, Co, Cr, V и Cu (в г/т) в долеритах и габбро-долеритах траптовых формаций восточной части Сибирской платформы

I - среднепалеозойской (n = 82); II - верхнепалеозойской - нижнемезозойской (n = 199). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

Таблица 3

Средние содержания Ni, Co, Cr, V и Cu (в г/т) в интрузивных траппах восточной части Сибирской платформы г/т

Порода, местоположение	Число анализов	Ni	Co	Cr	V	Cu
Долериты и габбро-долериты среднепалеозойской траптовой формации Виллюско-Мархинской магмоподводящей зоны	82	108	51	110	440	320
Долериты и габбро-долериты интрузивов верхнепалеозойской - нижнемезозойской траптовой формации Ахтардинско-Ботубицской магмоподводящей зоны	191	114	49	220	380	235
Пермо-триасовые долериты Средне-Оленекской магмоподводящей зоны	8	220	71	390	320	300
Среднее содержание в группе базитов (Виноградов, 1962)		160	45	200	200	100
Среднее содержание в базитах (Turekian, Wedepohl, 1961)		130	48	170	250	87
Среднеарифметическое в базальтах и долеритах различных районов земного шара (Prinz, 1967)		88-90	40	162-168	247	119-123

основание допустить, что во время остановки расплава в близповерхностном очаге произошла кристаллизация фазы, обогащенной хромом, с последующим погружением ее в более глубокие части этого очага. Принимая во внимание повышенную концентрацию воды в расплавах, сформировавших эти тела, можно предполагать, что хром вошел в состав протокристаллов титаномагнетита, образование которого мы вправе предположить в условиях высокого парциального давления паров воды.

Субщелочные долериты и микродолериты, слагающие апикальную часть секущего интрузива горы Туой-Хая, обладают пониженным содержанием $Ni = 90$ г/т, $Cr = 120$ г/т, $Cu = 180$ г/т и повышенным $V = 450$ г/т (см. табл.2) по сравнению с недифференцированными телами долеритов и кларковыми величинами базитов.

Резюмируя фактический материал по верхнепалеозойской – нижнемезозойской трапповой формации, следует сказать, что среднее содержание кобальта и хрома в породах интрузивов района среднего течения р.Вилкой соответствует кларку базитов, никеля в них в целом немного меньше, а ванадия и меди почти вдвое больше. Породы Оленекской дайки, внедрение которой контролировалось другой зоной разломов, заметно отличаются по содержанию Ni, Co и Cr от аналогичных по составу пород тел, становление которых происходило по разломам Ахтарандинско-Ботубинской зоны. Данные по средним содержаниям в амплитуде изменения концентраций элементов в породах разновозрастных трапповых формаций обобщены в табл. 3 и на рис. 3. Наиболее существенно разновозрастные траппы восточной части Сибирской платформы различаются по содержанию хрома. Показательно, что интрузивные траппы обладают повышенными концентрациями ванадия и меди по сравнению со средними значениями для базитовой группы пород, вычисленными различными авторами.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Ni, Co, Cr, V И Cu В СОСУЩЕСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ДОЛЕРИТОВ И ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ

Микроэлементы семейства железа и меди определены в 213 фракциях порообразующих минералов пород Эрбейкского, Биллээхского, Ыгыаттинского, Боллугурасского интрузивов верхнепалеозойской – нижнемезозойской трапповой формации. Из числа тел среднепалеозойского возраста в массовом количестве проанализированы минералы Большепорожского интрузива. По другим телам имеются единичные определения. Все данные по содержанию микроэлементов в клинопироксене, титаномагнетите и ильмените обобщены на гистограммах. Отдельные примеры, иллюстрирующие концентрации Ni, Co, Cr, V и Cu в сосуществующих минералах, приведены в табл.4.

Никель. Концентрация никеля убывает в ряду оливин – титаномагнетит – ильменит – клинопироксен – плагиоклаз. Содержание элемента в оливине $140-820$ г/т, но в большинстве проб оно колеблется в пределах $300-500$ г/т. При повышенном содержании оливина в породе он – ведущий минерал-носитель никеля, например, в долеритах нижней части разреза Боллугурасского интрузива (табл. 5, обр. 8/1а). Максимальная концентрация никеля в оливине установлена в обр. 149/III из нижней части разреза Ыгыаттинской интрузии (см. табл.4). В его составе присутствует интрателлурический хризолит (Fe_27), что обуславливает заметное повышение никеля. Распределение никеля в железомagneзиальных силикатах и окисно-рудных минералах в процессе кристаллизационной дифференциации трапповых расплавов рассматривалось неоднократно (Wager, Mitchell, 1951; Wilkinson, 1959; Синицын, 1965; Смирнова и др., 1969; Генкин и др., 1970). В результате было установлено последовательное уменьшение содержания никеля в оливинах и пироксенах с ростом железистости этих минералов. Характер распределения никеля в оливинах изученных интрузивов подчиняется этой закономерности (рис.4). Это подтверждается также значимой отрицательной величиной коэффициента корреляции содержания никеля в оливине с изменением железистости последнего ($r = -0,549$ при $n = 27$). В Эрбейкской дифференцированной интрузии диапазону железистости оливина Fe_{43-65} соответствует уменьшение концентрации в нем никеля от 490 до 170 г/т. В Ыгыаттинской интрузии (см. табл.4) разница в содержаниях никеля в оливинах различных пород менее существенна. В хорошо дифференцированной интрузии Скаергард (Уэйджер, Браун, 1970) концентрация никеля в оливинах уменьшается от пикритов (2000 г/т) к ферродиоритам (5 г/т). Следовые содержания никеля зафиксированы в фаялите гранофиров силла Ивановской губы (Синицын, 1965).

Таблица 4

Распределение Ni, Co, Cr, V и Cu в сосуществующих породообразующих минералах

Породы, № обр.	Никель				Кобальт			
	оли- вин	клино- пиро- ксен	пла- гио- клаз	тита- номаг- нетит	оли- вин	клино- пиро- ксен	пла- гио- клаз	тита- номаг- нетит
Среднепалеозойская трапповая формация								
Большепорожский интрузив								
Офитовый долерит, обр. 219/1д		140		200		76		230
То же, обр. 221/1б		100		180		81		140
Пятнисто-пойкилофитовый долерит, обр. 224/1б		120		210		78		180
То же, обр. 226/4б	420	170	Не обн.	400	140	91	1	110
Призматически-офитовый габбро-долерит, обр. 225/1г	180	160	" "	260	130	87	1	152
То же, обр. 224/1д		160		440		89		230
" " обр. 224/1е		200		620		76		180
Лейкократовый субшелоч- ной габбро-долерит, обр. 201/1		50	10	72		67	Не обн.	70
Таксито-офитовый габбро- долерит, обр. 204/1е		130	7	130		91	" "	100
Анортозитовый габбро-до- лерит, обр. 243/1е		145	2	240		50	1	150
Верхнепалеозойская - нижнемезозойская трапповая формация								
Ыгыаттинская интрузия								
Призматически-офитовый габбро-долерит, верхняя часть разреза, обр. 149/1	690	170	2	340	210	47	1	150
Оливиновый долерит, сред- няя часть разреза, обр. 149/II	540	210	5	430	140	42	2	150
То же, нижняя часть разреза, обр. 149/III	820	200	2	400	220	48	1	160
Призматически-офитовый габбро-долерит, верхняя часть разреза, обр. 101/1	260	140	8	150	120	44	Не обн.	150
Оливиновый долерит, средняя часть разреза, обр. 101/II	530	150	5	190	120	45	" "	140
То же, нижняя часть раз- реза, обр. 101/III	420	160	2	320	120	55	" "	140

Пироксен имеет в 2-3 раза меньше никеля, чем сосуществующий с ним оливин. Из гистограмм распределения никеля в пироксенах (рис. 5) следует, что авгиты и титанистые авгиты долеритов обычно содержат его 100-200 г/т. Максимальное

долеритов и габбро-долеритов (в г/т)

Хром				Ванадий				Медь			
оли- вин	клино- пиро- ксен	пла- гио- клаз	тита- номаг- нетит	оли- вин	клино- пиро- ксен	пла- гио- клаз	тита- номаг- нетит	оли- вин	клино- пиро- ксен	пла- гио- клаз	тита- номаг- нетит
	190		470		570		2900		420		420
	130		460		550		2800		93		250
	810		50		480		4300		56		83
60	860	Не обн.	580	60	600	Не обн.	3500	100	76	46	860
Не обн.	580	" "	5	20	660	" "	4400	100	30	11	100
	530		5		660		4800		29		120
	780		100		520		4200		63		180
	60	" "	90		440	20	1660		190	13	40
	460	" "	70		590	10	2700		28	5	450
	390	" "	3240		760	5	3100		5	22	790
Не обн.	1000	Не обн.	5	50	950	10	2000	16	18	10	240
100	1100	" "	5	60	840	20	2300	89	3	14	320
100	1600	" "	5	80	620	7	2100	25	7	6	400
Не обн.	1300	" "	56	30	500	10	2000	35	26	2	170
80	1200	30	60	80	600	30	3400	37	10	42	250
70	1700	10	80	70	570	20	3800	44	18	15	370

количество элемента обнаружено в авгите ($W_{020}En_{47}Fs_{13}$) оливиновых таксито-офитовых габбро-долеритов Эрбейэкской интрузии (320 г/т), тогда как клинопироксен ($W_{040}En_{41}Fs_{13}$) пойкилофитовых долеритов этого тела имеет 160 г/т, а

Таблица 5

Распределение Ni, Co, Cr, V и Cu по минералам долеритов и габбро-долеритов восточной части

Порода, интрузив	Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Никель			Кобальт			
			содержание минерала	количество, приходящееся на минерал	доля элемента, приходящаяся на минерал, %	содержание в породе	содержание в минерале	количество, приходящееся на минерал	доля элемента, приходящаяся на минерал, %
Среднепалеозойская трапповая формация									
Большепорожский трещинный интрузив, р. Ханья									
Призматическо-офитовый габбро-долерит, дайка, обр. 222/2г	Плагиоклаз	46,0	Нет	0,0	0,0	1	0,5	0,9	
	Пироксен	31,2	130	40,0	50,0	76	24,0	42,1	
	Титаномагнетит	8,0	230	18,0	22,5	162	13,0	22,8	
	Ильменит	3,4	100	4,0	5,0	186	6,5	11,4	
				62,0		80		44,0	
То же, хонолит, обр. 224/1ж	Плагиоклаз	46,1	10	9,0	7,0	1	0,4	0,7	
	Пироксен	37,1	170	64,5	49,6	95	35,2	64,0	
	Оливин	2,7	210	5,6	4,3	262	5,5	10,0	
	Титаномагнетит	4,0	300	12,0	9,0	152	7,0	12,7	
	Ильменит	2,4	140	3,0	2,3	250	6,0	10,9	
				94,1		130		54,1	
То же, обр. 225/1д	Плагиоклаз	47,2	2	1,0	0,8	1	0,4	0,7	
	Пироксен	34,8	160	52,0	43,3	89	31,0	51,7	
	Оливин	2,7	330	9,0	7,5	239	6,0	10,0	
	Титаномагнетит	4,4	380	17,0	14,2	178	8,0	13,3	
	Ильменит	2,3	170	6,0	5,0	198	4,0	6,6	
				85,0		120		49,4	
То же, обр. 227/1б	Плагиоклаз	47,8	2	1,0	1,7	1	0,4	0,8	
	Пироксен	40,7	110	45,0	75,0	89	36,0	70,6	
	Оливин	1,4	140	2,0	3,3	214	3,0	5,9	
	Титаномагнетит	4,7	210	10,0	16,7	144	7,0	13,7	
	Ильменит	2,4	80	2,0	3,3	182	4,0	7,8	
				60,0		60		50,4	
Пятнисто-пойкилофитовый долерит, хонолит, обр. 226/1е	Плагиоклаз	44,8	5	2,0	1,2	3	1,0	1,6	
	Пироксен	34,4	190	65,0	38,2	83	29,0	45,3	
	Оливин	7,6	550	40,0	23,5	204	15,0	23,4	
	Титаномагнетит	8,5	300	24,0	12,9	138	12,0	18,8	
				131,0		170		57,0	
Верхнепалеозойская трапповая формация									
Эрбейкская интрузия, р. Вилкой									
Пятнисто-пойкилофитовый долерит, обр. 280/1г	Плагиоклаз	58,2	5	2,0	3,3	Нет	0,0	0,0	
	Пироксен	24,2	160	38,8	64,7	81	19,6	51,0	
	Оливин	2,4	370	18,9	31,5	347	8,3	21,8	
	Титаномагнетит	7,2	190	13,7	22,8	126	9,0	2,3	
				63,4		60		36,9	
Кварцевое щелочное габбро, обр. 73/1г	Плагиоклаз	58,7	5	2,0	16,6	0,5	0,3	1,2	
	Пироксен	26,6	15	4,0	33,3	70	18,7	74,9	
	Титаномагнетит	6,7	20	1,5	12,5	80	5,3	21,2	
	Пирит	1,0	4	Сл.	-	70	0,7	2,8	
				7,5		12		25,0	

Сибирской платформы (в г/т)

Содержание в породе	Хром				Ванадий				Медь			
	содержание в минерале	количество, приходящееся на минерал	доля элемента, приходящаяся на минерал, %	содержание в породе	содержание в минерале	количество, приходящееся на минерал	доля элемента, приходящаяся на минерал	содержание в породе	содержание в минерале	количество, приходящееся на минерал, %	доля элемента, приходящаяся на минерал, %	содержание в породе
Нет	0,0	0,0	55	2,0	0,3	17	7,0	2,8				
50	16,0	20,0	500	156,0	25,2	62	19,0	7,6				
600	48,0	60,0	5250	420,0	64,8	300	24,0	9,5				
130	5,0	6,2	1450	49,0	7,9	1000	34,0	13,5				
57	69,0	80	627,0	620	84,0	251						
Нет	0,0	0,0	5	2,3	0,4	35	16,1	5,6				
320	119,1	91,6	630	232,0	43,0	80	30,0	11,0				
10	0,0	0,0	26	1,2	0,2	1090	29,4	10,2				
135	5,0	3,8	4700	193,0	35,7	300	12,0	4,7				
170	4,0	3,1	200	48,0	8,9	120	3,0	1,1				
55	128,1	130	476,5	540	90,5	283						
Нет	0,0	0,0	5	2,0	0,4	50	24,0	7,1				
630	219,0	99,5	590	205,0	41,0	31	11,0	3,2				
10	0,3	0,1	40	1,0	0,2	126	3,0	0,9				
Нет	0,0	0,0	5010	220,0	44,0	190	8,0	2,3				
125	3,0	1,4	2340	54,0	9,0	520	12,0	3,5				
60	222,3	220	482,0	500	58,0	339						
Нет	0,0	0,0	5	2,0	0,4	38	18,0	8,0				
370	151,0	116,2	500	203,5	49,5	50	23,0	8,5				
10	0,1	-	36	0,5	0,1	575	8,0	3,5				
90	4,0	3,1	3630	170,0	41,5	200	9,0	4,0				
120	3,0	2,3	910	21,0	5,2	260	6,0	2,7				
51	158,1	130	397,0	410	62,0	224						
			Нет	0,0	0,0	17	8,0	2,3				
			710	244,0	47,0	32	11,0	3,2				
			40	3,0	0,6	46	3,0	0,9				
			3200	272,0	52,3	371	31,0	8,9				
64			519,0	520	53,0	340						
Нет	0,0	0,0	6	3,0	0,7	2	1,0	0,5				
330	80,0	100,0	520	125,4	28,4	8	2,0	1,0				
Сл.	Сл.	-	13	0,6	0,1	10	0,5	0,2				
"	"	-	3160	280,0	63,5	209	15,0	7,6				
38	80	80	409,0	440	18,5	200						
Нет	0,0	0,0	Нет	0,0	0,0	8	5,0	1,1				
6	1,5	-	200	53,2	48,4	170	41,0	10,9				
<1	1,0	-	490	32,8	30,0	115	8,0	2,1				
Нет	0,0	0,0	Нет	0,0	0,0	50	0,5	0,1				
25	2,5	5	86,0	110	54,5	370						
296	12											

Таблица 5 (продолжение)

Порода, интрузив	Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Никель			Кобальт		
			содержание минерала	количество, приходящееся на минерал	доля элемента, приходящаяся на минерал, %	содержание в породе	количество, приходящееся на минерал	доля элемента, приходящаяся на минерал, %
Пягнисто-пойкилоофитовый долерит, обр. 280/1в	Плагиоклаз	59,5	6	3,0	6,0	Нет	0,0	0,0
	Пироксен	23,6	130	30,7	60,4	79	18,6	49,0
	Оливин	1,6	320	5,1	10,2	288	4,6	12,1
	Титаномагнетит	7,0	130	9,1	18,0	130	9,1	23,9
				47,9		50		32,3
Таксито-офитовый габбро-долерит, обр. 280/1а	Плагиоклаз	52,8	10	5,3	6,1	Нет	0,0	0,0
	Пироксен	34,0	130	48,0	55,2	72	24,5	50,0
	Оливин	5,8	250	14,5	16,4	178	10,3	21,0
	Титаномагнетит	5,1	240	12,2	14,0	138	7,0	14,3
				80,0		87		41,8
Офитовый габбро-долерит с ортопироксеном, обр. 77/1б	Плагиоклаз	52,7	5	2,6	2,9	1	0,5	1,1
	Пироксен	33,6	130	43,3	48,1	51	17,1	36,5
	Оливин	7,0	280	19,6	21,8	250	18,5	39,4
	Титаномагнетит	4,8	320	15,4	16,9	85	4,1	8,7
				80,9		90		40,2
Оливиновый гаксито-офитовый габбро-долерит, обр. 77/1г	Плагиоклаз	48,3	10	5,0	1,7	1	0,4	0,5
	Пироксен	31,7	320	101,3	33,4	100	31,7	35,7
	Оливин	14,6	490	71,5	23,8	250	36,6	42,5
	Титаномагнетит	4,5	830	38,0	12,7	145	6,5	7,5
				215,8		300		75,2
Болдугурасская интрузия, р. Чона								
Призматиче-ски-офитовый безоливиновый толеитовый габбро-долерит, обр. 8/1з	Плагиоклаз	48,9	2	1,0	2,0	2	1,0	2,0
	Пироксен	24,4	140	34,2	47,5	63	15,4	32,7
	Стекло	14,0	100	14,0	19,4	100	14,0	29,7
	Титаномагнетит	6,6	140	9,2	12,7	130	8,7	18,5
				58,9		72		39,1
Пягнисто-пойкилоофитовый долерит, обр. 8/1г	Плагиоклаз	52,4	5	2,5	1,8	3	1,5	4,4
	Пироксен	28,6	170	48,5	35,2	45	12,9	38,0
	Оливин	6,8	600	41,0	29,7	140	9,6	28,3
	Титаномагнетит	4,7	490	22,1	16,0	180	8,6	5,4
				103,5		138		32,6
То же, обр. 8/1а	Плагиоклаз	57,5	2	1,0	0,5	1	0,6	1,3
	Пироксен	19,7	220	43,3	19,6	55	10,8	24,5
	Оливин	12,4	740	91,7	41,7	160	20,1	45,7
	Титаномагнетит	6,4	500	32,0	14,5	155	9,9	22,5
				168,0		220		41,4

Содержание в породе	Хром			Ванадий			Медь				
	содержание в породе	количество, приходящееся на минерал	доля элемента, приходящаяся на минерал, %	содержание в породе	количество, приходящееся на минерал	доля элемента, приходящаяся на минерал, %	содержание в породе	содержание в породе	количество, приходящееся на минерал, %	доля элемента, приходящаяся на минерал, %	содержание в породе
Нет	0,0	0,0		7	4,0	1,0	22	12,0	7,6		
590	139,5	126,3		600	123,6	38,2	9	2,1	1,3		
Нет	0,0	0,0		16	0,2	-	14	0,2	0,1		
5	0,5	0,5		3200	224,0	60,6	490	35,0	21,6		
38	140,0			110	369,8		370		49,3		160
10	5,3	1,5		10	5,3	2,0	10	5,3	2,5		
1050	357,0	99,1		460	156,0	57,6	8	2,7	1,2		
10	0,5	0,1		20	1,1	0,4	11	0,6	0,3		
60	3,1	0,9		2180	111,0	41,0	602	30,7	13,8		
49	365,9			360	272,4		270		39,3		210
Нет	0,0	0,0		5	2,6	0,5	10	7,4	5,0		
900	302,4	94,5		530	174,9	40,3	36	12,9	8,7		
10	0,7	0,2		24	1,7	0,3	54	3,8	1,9		
360	17,4	5,4		500	240,0	49,9	915	43,9	29,7		
47	320,5			320	414,9		400		68,0		150
Нет	0,0	0,0		5	2,3	0,6	46	22,2	9,0		
1000	317,0	96,0		470	149,0	40,2	34	10,8	4,4		
144	21,0	6,3		50	7,3	1,8	219	31,9	12,9		
360	16,0	4,6		4000	180,0	48,6	514	22,0	8,9		
86	354,0			330	338,6		350		86,9		246
Нет	0,0	0,0		20	10,0	1,9	3	1,4	0,6		
170	41,5	9,9		830	202,0	38,8	30	7,3	2,9		
Нет	0,0	0,0		260	37,0	7,1	309	43,0	17,2		
5	0,3	0,7		3050	201,0	38,6	407	26,8	10,7		
47	41,8			42	450,0		520		78,5		250
Нет	0,0	0,0		20	10,0	3,2	10	5,0	2,4		
600	171,0	95,0		470	134,0	43,1	3	1,0	0,5		
Нет	0,0	0,0		60	4,0	1,3	91	6,2	3,0		
5	0,2	0,1		3400	160,0	51,6	360	17,2	8,2		
34	171,2			180	308,0		310		29,4		209
Нет	0,0	0,0		10	5,7	1,8	5	2,9	0,9		
950	187,0	98,4		810	160,2	50,8	5	1,0	0,3		
Нет	0,0	0,0		50	6,2	1,9	150	18,4	6,2		
5	0,3	0,1		2350	150,0	46,9	425	27,2	9,2		
44	187,3			190	322,1		320		49,5		296

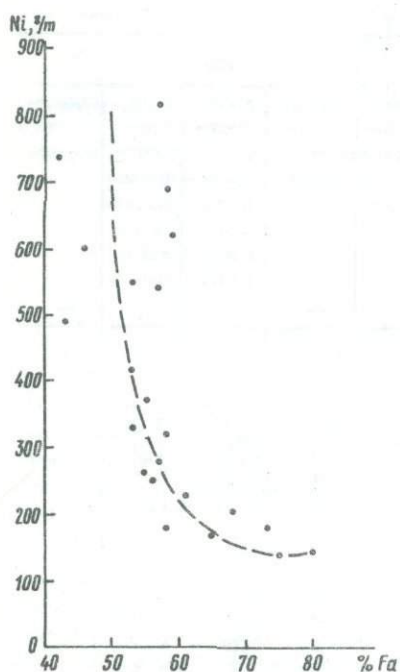


Рис. 4. Изменение содержания никеля в оливинах в зависимости от железистости

ферроавгиты ($Wo_{39}En_{32-35}Fs_{25-28}$) кварцевого щелочного габбро — лишь 20 г/т (обр. 73/1г). Клинопироксены пегматоидных габбро-долеритов Биллээхской интрузии также обеднены никелем (120 г/т, среднее из четырех определений) по сравнению с авгитами (190 г/т, среднее из восьми анализов) начальной и средней стадий основного этапа кристаллизационной дифференциации. Следует отметить низкое (50 г/т) содержание никеля в пироксене ($Wo_{40}En_{42}Fs_{18}$) субщелочных габбро-долеритов, хотя содержание ферросиллитовой молекулы в нем остается достаточно высоким. Постмагматическая перекристаллизация клинопироксена сопровождается уменьшением концентрации никеля. Так, в пироксене гидротермально-измененных офитовых габбро-долеритов Биллээхской интрузии содержится 70–110 г/т никеля против 200 г/т в минерале неизмененных пород. Низкая концентрация никеля (50 г/т) зафиксирована и в пироксенах аподолеритового метасоматита горы Туой-Хая.

Титаномагнетит содержит обычно в 1,5–2 раза больше никеля, чем сосуществующий с ним авгит, иногда количества его в этих минералах тождественны. Пределы колебания концентрации элемента в титаномагнетитах различных интрузивов 20–830 г/т при наиболее часто встречающихся значениях 100–300 г/т для титаномагнетитов пород среднепалеозойского возраста и 100–200 г/т для магнитной фракции пермо-триасовых пород (рис. 6). В титаномагнетитовом концентрате офитовых габбро-долеритов Биллээхской интрузии зафиксировано максимальное количество никеля (2300 г/т), что в какой-то мере обусловлено присутствием сульфидов. Не исключено наличие сульфидов и в других концентратах, так как мельчайшие округлые выделения их нередко приурочены к титаномагнетиту (Вахрушев, 1969). Фазовый анализ (Смирнова и др., 1968) показал, что из титаномагнетита извлекается больше неизоморфного никеля, чем из других породообразующих минералов. В серии магнетитов комплекса Скаергард в ходе фракционной кристаллизации количество никеля уменьшается от 300 до 5 г/т (Wager, Mitchell, 1951). Сходная тенденция установлена и для титаномагнетитов из силла долеритов Кольского п-ова, где содержание никеля в них падает от 330 г/т до следовых концентраций (Синицын, 1965). Принципиально подобная картина обнаружена и в породах Эрбейкской дифференцированной трапповой интрузии (см. табл. 5). Среднее содержание никеля в титаномагнетите долеритов и габбро-долеритов хонолита Большепорожского интрузива среднепалеозойской трапповой формации 340 г/т (13 анализов), что вдвое больше (190 г/т, по четырем анализам), чем в том же минерале пород подводящего канала этого тела. В титаномагнетитах других интрузивов среднепалеозойского возраста содержание элемента изменяется в тех же пределах, что и в Большепорожском, и лишь в титаномагнетите дайки субщелочных габбро-долеритов зафиксировано минимальное (72 г/т) количество никеля.

Концентрация никеля в ильменитах долеритов и габбро-долеритов среднепалеозойского возраста находится в пределах 80–170 г/т при среднем содержании 110 г/т. Такое же количество никеля (100–200 г/т) установлено в ильменитах Скаергардской интрузии (Wager, Mitchell, 1951).

В пирите кварцевого щелочного габбро (табл. 6) установлено 2–30 г/т никеля, а в пирите из жидки по трещине отдельности пойкилоофитового долерита его значительно больше — 150 г/т.

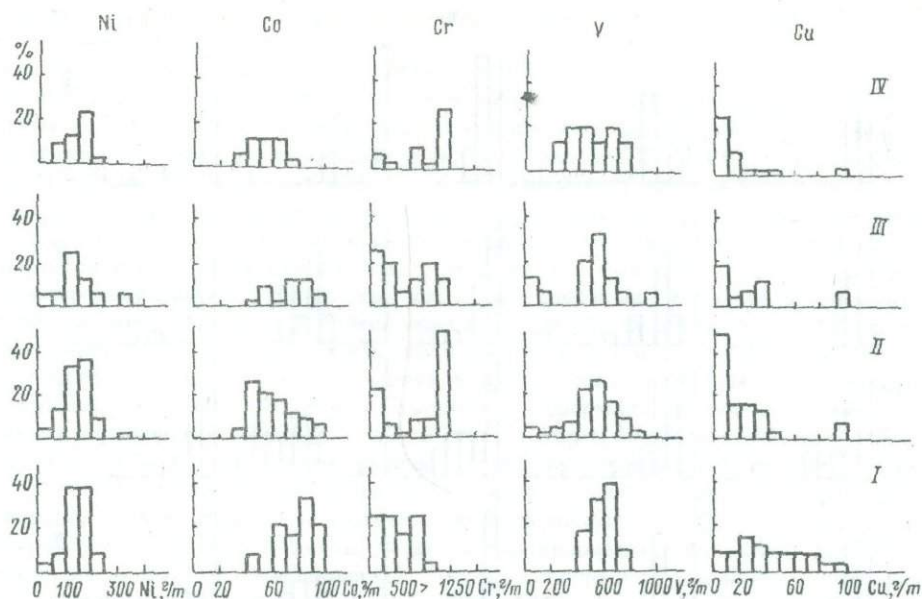


Рис. 5. Гистограммы содержаний Ni, Co, Cr, V и Cu (в г/т) в пироксенах пород трапповых интрузивов

I - среднепалеозойского ($n = 23$); II - верхнепалеозойского - нижнемезозойского ($n = 42$) возраста; III - Эрзейкской ($n = 15$); IV - Биллээхской ($n = 15$) интрузий. На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

Таблица 6

Содержание Ni, Co, Cr, V, Cu в пиритах пород Эрзейкской интрузии (в г/т)

Порода, № обр.	Ni	Co	Cr	V	Cu
Кварцевое щелочное габбро, обр. 73/0	30	73	Нет	30	1600
То же, обр. 73/1г	5	70	"	35	1070
То же, обр. 74/1г	2	4	"	Нет	79
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит, обр. 73/1а	150	52	"	500	10

В плагиоклазах никель большей частью находится в следовых содержаниях. Условно при расчете минерального баланса элемента (см. табл. 5) такая концентрация - принята за 2 г/т. В шести образцах никель вообще не был зафиксирован, и лишь в трех из 45 содержание его достигало 10 г/т (см. табл. 5, обр. 77/1г).

В тешенитах силла Елак-Джек проанализировано семь анализов (Wilkinson, 1959). Ни в одном из них в пределах чувствительности метода не были обнаружены Ni, а также и Co, Cr, V и Cu. Нами в анализе из интрузива горы Туой-Хая эти элементы не установлены.

В сосуществующих минералах содержание никеля падает в ряду оливин - ромбический пироксен - моноклинный пироксен (Wager, Mitchell, 1951 и др.). Э.Н.Елисеев (1959) полагает, что никель и кобальт в оливинах и пироксенах траппов присутствуют преимущественно в виде тонкодисперсной сульфидной вкрапленности. Исследования Н.П.Смирновой и др. (1968) показали, что в интрузивных траппах сульфидная форма нахождения никеля и кобальта имеет подчиненное значение. Наши расчеты

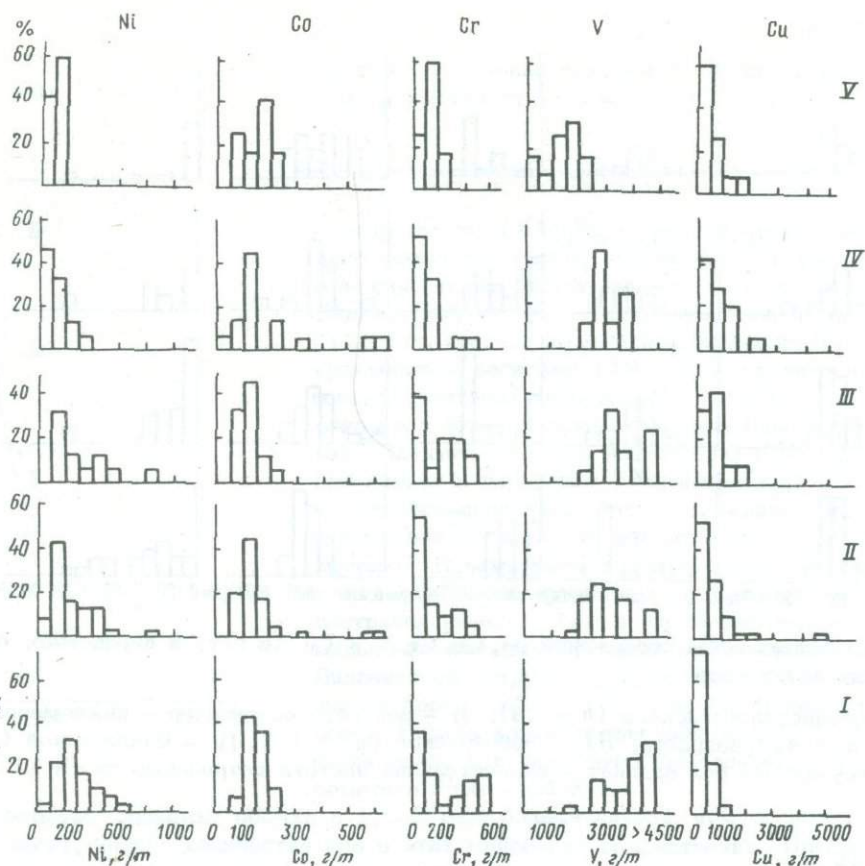


Рис. 6. Гистограмма содержаний Ni, Co, Cr, V и Cu (в г/т) в титаномагнетите долеритов и габбро-долеритов

I - среднепалеозойской ($n = 27$); II - верхнепалеозойской - нижнемезозойской ($n = 40$) трапповых формаций; III - Эрбейэкской ($n = 15$); IV - Биллээхской ($n = 15$) трапповых интрузивов; V - в ильменитах пород среднепалеозойской трапповой формации ($n = 12$). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

(см. табл. 5) подтверждают последнее положение и также дают основание говорить о преимущественно силикатной и окисной формах нахождения никеля в породах изученных тел. На долю окисной формы приходится обычно 12-14% элемента, и только в некоторых пробах при общем повышенном содержании окисно-рудных минералов она достигает 20-25%.

Радиус иона никеля близок к радиусам магния и железа. Содержание никеля увеличивается в более магнезиальных разностях породообразующих силикатов. На основании сходства его поведения с магнием считалось, что никель в железо-магнезиальных силикатах замещает магний (Vogt, 1923 и др.). Принимая во внимание размеры ионного радиуса, величины электроотрицательности и температуру плавления ортосиликатов соответствующих элементов, А.Рингвуд (Ringwood, 1955) высказал предположение, что Ni^{2+} входит в структуру минералов более охотно, чем Fe^{2+} , но менее, чем Mg^{2+} . Он считает, что в составе оливина никель замещает преимущественно железо, а не магний. Высокое содержание никеля в окисных минералах подтверждает, что он может замещать в них двухвалентное железо.

Кобальт. Распределение кобальта между сосуществующими минералами во многом подобно никелю. Содержание его убывает в ряду оливин - титаномагнетит и ильменит - клинопироксен - плагиоклаз. Хотя основная часть кобальта в породах связана с пироксеном, при высоком содержании оливина последний может также быть

его ведущим минералом-носителем (например, обр. 8/1а, 77/1б, 77/1г, в которых до 50% элемента приходится на оливин; см. табл.5). Доля окисно-рудных минералов в балансе кобальта обычно составляет 15-25%.

Максимальное содержание кобальта в оливине 340, минимальное 120 г/т. По разрезу интрузивов в этом минерале он распределен более равномерно, чем никель. В оливине пород интрузива Большого Порога (район р.Ханьни) среднее содержание кобальта 200 г/т. В Ыгыаттинской слабо дифференцированной интрузии пермо-триасового возраста проанализированы оливины из пород двух разрезов. В минерале пород обн. 101 содержание кобальта постоянно, а в оливине пород обн. 149 оно слабо понижается в средней части разреза (см. табл.4). Нужно отметить, что даже в четко дифференцированной Эрбейэкской интрузии содержание кобальта в оливинах существенно снижается только в пойкилоофитовых долеритах верхней трети разреза.

В моноклинном пироксене кобальта в 3-4 раза меньше, чем в сосуществующем с ним оливине. Концентрация элемента в клинопироксене 42-100 г/т, среднее из 66 определений - 68 г/т. Это соизмеримо с содержаниями его в моноклинных пироксенах интрузива Скаергард - 20-60 г/т (Wager, Mitchell, 1951) и близко к значениям (15-50 г/т), установленным в авгитах долеритов Кольского п-ова (Синицын, 1965). Среднее содержание его в авгитах Эрбейэкской интрузии 75 г/т (10 анализов), причем несколько обогащен им клинопироксен (100 г/т) оливиновых таксито-офитовых габбро-долеритов. Ферроавгиты кварцевого щелочного габбро содержат его меньше - 67 г/т (три анализа). Среднее содержание кобальта в клинопироксенах пород Ыгыаттинской интрузии заметно ниже (45 г/т, шесть анализов). Еще меньше содержание его в моноклинном пироксене из аподолеритовых метасоматитов интрузива горы Туой-Хая - 33 г/т.

В титаномагнетите кобальта значительно больше, чем в сосуществующем пироксене. Его содержание колеблется от 72 до 610 г/т, но подавляющее большинство проб имеет 100-200 г/т кобальта (см. рис.6). Минимальное количество его установлено в титаномагнетитах субщелочных габбро-долеритов, максимальное (335 - 610 г/т) - в магнитной фракции офитовых габбро-долеритов Биллээхской интрузии, содержащей сульфиды. Не исключено, что такое резкое обогащение этих проб кобальтом связано именно с присутствием его в сульфидах. Такая возможность допускается для магнетитов тасманских долеритов (Greenland, Lovering, 1966). В Эрбейэкской интрузии кобальтом слабо обогащаются ранние титаномагнетиты (130 г/т). Содержание его практически стабильно в минералах из пород средней и верхней частей разреза (110 г/т) и уменьшается до 80 г/т только в шпихрах кварцевого щелочного габбро. В магнетитах Скаергардской интрузии содержание кобальта в ряду последовательной серии дифференциатов изменяется от 80 до 3 г/т.

Содержание кобальта в ильменитах 80-250, в среднем 152 г/т (табл. 7). В пиритах кобальт по сравнению с никелем присутствует в несколько повышенном количестве (см. табл. 6). Концентрация кобальта в плагиоклазах часто находится на границе чувствительности метода анализа (1-2 г/т), что ограничивает возможности его определения. Максимальное содержание элемента в этом минерале 5 г/т.

Хорошее соответствие между количеством кобальта, определенным в породе, и суммой содержаний элемента по породообразующим минералам (см. табл. 5) свидетельствует, что большая часть его заключена в силикатах и окисных минералах. Недостающее количество кобальта следует отнести за счет нахождения некоторой его части как во вторичных образованиях, так и в сульфидах. Сходство кристаллохимических параметров Co^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} объясняет нахождение значительного количества кобальта в железо-магнезиальных и окисно-рудных минералах. Л.Уэйджер и Р.Митчелл (Wager, Mitchell, 1951) показали, что в интрузиве Скаергард он больше связан с Fe^{2+} , чем с Mg^{2+} . Дж.Мак-Даугалл и Дж.Ловеринг (McDongall, Lovering, 1963) указывают на отчетливую связь Co^{2+} с Fe^{2+} и отсутствие связи с Mg^{2+} для пород интрузива Ред-Хилл. Другие исследователи полагают, что поведение кобальта контролируется суммой Mg^{2+} и Fe^{2+} (Turekian, Carr, 1960) или допускают тесную связь его с магнием (Корняков и др., 1965; Greenland, Lovering, 1966). Естественно допустить предпочтительное замещение кобальтом Fe^{2+} вследствие большего сходства их кристаллохимических свойств. По-видимому, этим следует объяснить факт, что кобальт дольше задерживается в расплаве, чем никель.

Таблица 7

Содержание никеля, кобальта, хрома, ванадия и меди в ильменитах из долеритов и габбро-долеритов среднепалеозойской трапповой формации (в г/т)

Порода	Ni	Co	Cr	V	Cu
Таксито-офитовый габбро-долерит, силл, обр. 203/1	80	110	30	1860	200
То же, дайка, обр. 204/1а	70	150	60	1120	1650
Призматически-офитовый габбро-долерит, дайка подводящего канала Большепорожского трещинного интрузива, обр. 222/2г	100	186	130	1450	1000
То же, обр. 223/1	140	40	30	1090	1260
" " обр. 223/II	140	160	170	2240	490
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит, хонолит того же интрузива, обр. 227/1б	80	180	120	910	260
Призматически-офитовый габбро-долерит, хонолит, того же интрузива, обр. 224/1ж	140	250	170	2000	120
То же, обр. 225/1д	170	190	125	2340	520
Пятнисто-пойкилоофитовый долерит, дайка, обр. 239/1	80	80	150	2090	180
То же, дайка, обр. 241/1	160	230	220	4700	1260
Анортозитовый габбро-долерит, дайка Усть-Ханьинского интрузива, обр. 243/1	80	80	150	1900	795
Призматически-офитовый габбро-долерит, то же тело, обр. 243/II	100	155	220	1690	280
Среднее из 12 анализов	112	152	130	1950	669

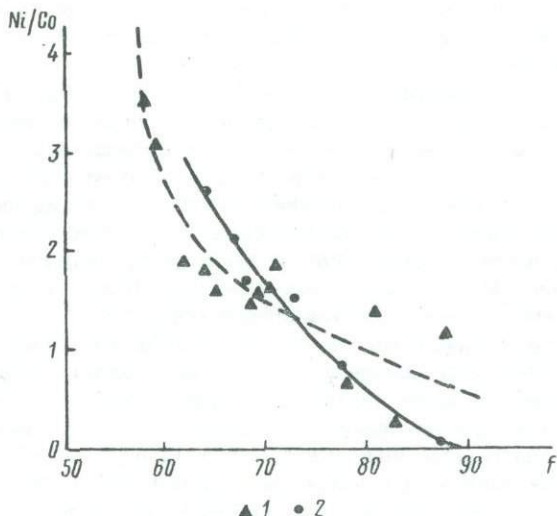
Коэффициенты корреляции Co с MgO, CaO, MnO и FeO при $n = 29$, в клинопироксенах меньше предельно допустимой величины для доверительного уровня 95%. Он не обнаруживает значимой корреляции и с Ni, V и Cu. В выборке из 65 анализов авгитов различных пород разновозрастных трапповых интрузивов установлена значимая, но незначительная по абсолютной величине отрицательная корреляция его с хромом ($r = -0,362$). В титаномагнетитах кобальт значимо коррелируется только с никелем ($r = +0,896$ при $n = 61$). В оливинах элемент обнаруживает отрицательную связь с ванадием ($r = -0,449$, $n = 27$). Таким образом, результаты корреляционного анализа свидетельствуют в целом об относительно равномерном распределении кобальта в породообразующих минералах траппов. Поэтому отсутствует большое число значимых связей с элементами и окислами, содержания которых закономерно изменяются в ходе дифференциации.

Величина отношения Ni/Co в ходе кристаллизации закономерно уменьшается и может служить показателем степени дифференциации расплава (Fleischer, 1968). На рис. 7 показаны вариации отношения Ni/Co в последовательных сериях пород Эрбейэкской и Сильгишской (Наумов, Гурин, 1967) интрузий. В Эрбейэкской интрузии минералы ранней стадии кристаллизационной дифференциации отчетливо обогащены никелем по сравнению с кобальтом, в результате отношение Ni/Co в этих дифференциатах достигает максимальной величины.

Хром. В существенных количествах элемент входит только в клинопироксен, с которым практически связан весь хром породы. При кристаллизационной дифференци-

Рис. 7. Изменение отношения Ni/Co в породах, образованных в ходе внутрикамерной дифференциации трапповых расплавов

Породы интрузивов: 1 - Эрбей-экского; 2 - Сильгишского



шии концентрация его быстро уменьшается. В пироксенах последовательных серий пород Скаергардского интрузива содержание хрома снижается с 3000 до 5 г/т (Wager, Mitchell, 1951), в моноклинных пироксенах интрузива Норильск- I - от 6000 до 10 г/т (Генкин и др., 1970), в клинопироксенах долеритов губы Ивановской - от 2860 г/т до следов (Синицын, 1965). Максимальные концентрации элемента определены в авгитах пород нижних частей разреза дифференцированных интрузий и Ыгыаттинского тела (см. табл. 4,5). В этом отношении поведение его сходно с никелем, который охотно входит в минералы ранних дифференциатов, что отражено в значимой положительной ($r = +0,518$, $n = 65$) корреляции этих элементов в пироксенах трапповых пород. В этой же выборке хром отрицательно коррелируется с кобальтом ($-0,361$) и ванадием ($-0,328$), что связано с уменьшением его концентрации в ходе процессов внутрикамерной дифференциации, тогда как кобальт и ванадий не проявляют этой тенденции, а чаще, наоборот, концентрация ванадия увеличивается до поздней стадии основного этапа кристаллизационной дифференциации.

Нет прямой зависимости между изменением состава авгита и содержанием в нем хрома. Уменьшение концентрации элемента фиксируется начиная со средней стадии внутрикамерной дифференциации, и затем происходит резкое соединение им ферроавгитов шлировых обособлений. Клинопироксены пород, возникших на заключительном этапе кристаллизационной дифференциации, имеют низкие концентрации элемента. Минерал из пегматоидных габбро-долеритов Биллээхского интрузива содержит 80-120 г/т хрома, т.е. много меньше по сравнению с авгитами пойкилоофитовых долеритов нижней части разреза этого тела (980 г/т, среднее из трех анализов). Мало хрома и в клинопироксенах из шлиров габбро-пегматитов - 150 г/т. Низкие содержания хрома установлены в титанистом авгите субщелочных габбро-долеритов (60 г/т) и в клинопироксене метасоматических аподолеритовых пород горы Туой-Хая (30 г/т).

В исследованных титаномагнетитах содержание хрома чаще всего колеблется в пределах 50-150 г/т (см. рис. 6). Повышенное количество его в этом минерале наблюдается в габбро-долеритах дайки подводящего канала Большепорожского трещинного интрузива - 400 г/т (среднее из четырех определений), где его концентрация в титаномагнетите выше, чем в сосуществующем клинопироксене. В титаномагнетитовой фракции из пород нижней части разреза Эрбей-экской интрузии содержится 360-960 г/т хрома. Возможно, присутствием высокотемпературного титаномагнетита стадии протокристаллизации следует объяснить необычайно высокую (3000 г/т) концентрацию хрома в магнитной фракции из анортозитового габбро-долерита дайки Усть-Ханьинского интрузива. В большинстве других пород разновозрастных трапповых интрузивов концентрация хрома в клинопироксенах выше, чем в

титаномагнетитах. Особенно показателен в этом отношении Ыгыаттинский интрузив (см. табл. 4), а также толеитовые долериты и габбро-долериты Болдугурасского тела (см. табл. 5), где в титаномагнетитах установлены лишь следовые содержания элемента.

В ильменитах количество хрома (см. табл. 7) чаще идентично содержанию его в сосуществующих титаномагнетитах, т.е. он не обнаруживает тенденции предпочтительного вхождения в один из этих окислов. В плагиоклазе элемент практически отсутствует. Мало его и в оливине, причем совершенно отчетливо наблюдается увеличение его концентрации в более магнезиальных разностях оливина. Максимальная концентрация (280 г/т) хрома установлена в оливиновом концентрате из нижней части разреза Биллээхского интрузива, где наряду с Fe_{52} присутствует оливин-стадии протокристаллизации - Fe_{38} . В гортонолите Fe_{43} оливиновых таксито-офитовых габбро-долеритов Эрбейэкского тела концентрация элемента достигает 140 г/т, тогда как оливины пегмато-офитовых долеритов и толеитовых габбро-долеритов верхней части разреза этого тела содержат лишь 10 г/т хрома. Все это наглядно свидетельствует о том, что хром в заметном количестве входит лишь в высокотемпературные разности оливина. В этом отношении весьма показательна значимая отрицательная величина ($r = -0,6456$, $n = 27$) коэффициента корреляции железистости оливина (% фаялитовой компонента) и содержания в нем хрома и положительная корреляция ($r = +0,749$) хрома и ванадия в той же выборке при 95%-ном доверительном уровне. Следовательно, как хром, так и ванадий в сколько-нибудь существенном количестве входят только в более магнезиальные оливины. Форма нахождения этих элементов в оливине нуждается в специальном исследовании.

Максимальное обогащение хромом минералов начальной стадии кристаллизации и уменьшение его содержания в ходе фракционирования - хорошо известное явление (Wager, Mitchell, 1951; Феоктистов, 1965; McDougall, Lovering, 1963; Наумов, Гурин, 1967 и др.). В железо-магнезиальных минералах Cr может замещать оба главных элемента. Радиус Cr^{3+} равен 0,63 Å, т.е. меньше, чем у Mg^{2+} и Fe^{2+} , и хром входит в решетку минералов. Компенсация зарядов при осуществлении гетеровалентного изоморфизма $\text{Cr}^{3+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$ и $\text{Cr}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ происходит за счет замены Si^{4+} на Al^{3+} в четверной координации, что хорошо увязывается с обогащением ранних оливинов и клинопироксенов базитовых пород алюминием (Рашин, 1959; Виленский, 1966; Адамян, 1968). В титаномагнетитах хром замещает трехвалентное железо, не требуя компенсации заряда, причем в силу своих свойств он и здесь также охотнее входит в наиболее ранние высокотемпературные разности. Самостоятельные минералы хрома в базитовых породах известны как продукт интрателлурической стадии кристаллизации (Babkine et al., 1965; Уэйджер, Браун, 1970). В изученных нами траппах хромит не был обнаружен. Однако его присутствие можно ожидать в интрузивах, расплавы которых прошли стадию интрателлурической кристаллизации, например, в Биллээхском интрузиве.

Ванадий. Главные минералы-носители ванадия в траппах: клинопироксен и основные рудные минералы (см. табл. 5). В титаномагнетите пород исследованных интрузивов содержание ванадия изменяется в пределах 490-6000 г/т, чаще концентрация его в магнитной фракции составляет 2500-3500 г/т. Эти значения выше данных Л.Уэйджера и Р.Митчелла (Wager, Mitchell, 1951) для магнетитов Скаергардского интрузива (5-2000 г/т). В магнетитах трапповых пород Тунгусско-Ленского комплекса В.И.Гоньшаковой (1970) определено 1000 г/т ванадия. Гистограммы (см. рис. 6) показывают, что среднее содержание ванадия в титаномагнетитах пород среднепалеозойского возраста выше, чем в минерале более молодых пород. Так, среднее содержание ванадия в титаномагнетитах хонолита Большого Порога (р.Ханьни (4700 г/т, 14 анализов) выше, чем в титаномагнетитах Ыгыаттинской (2600 г/т, шесть анализов) и Эрбейэкской (3400 г/т, 9 анализов) интрузий. Минимальное количество ванадия (490 г/т) установлено в титаномагнетите кварцевого шелочного габбро Эрбейэкской интрузии. Здесь в титаномагнетитах таксито-офитовых оливиновых габбро-долеритов присутствует 5000 г/т (три анализа) ванадия. В средней и верхней части разреза интрузива титаномагнетиты пойкилоофитовых долеритов и толеитовых габбро-долеритов содержат в среднем 3050 г/т (пять анализов). Таким образом, распределение ванадия в титаномагнетитах Эрбейэкской интрузии указывает на его накопление в титаномагнетитах ранних дифферен-

шатов и резкое обеднение им титаномагнетитов, кристаллизующихся из остаточных расплавов. В титаномагнетитах установлена значимая положительная корреляция хрома и ванадия ($r = 0,311$, $n = 61$). Ильмениты пород среднепалеозойской грапповой формации (см. табл. 7) содержат вдвое меньше ванадия, чем титаномагнетиты тех же пород.

Пироксены имеют в 3-4 раза меньше ванадия, чем титаномагнетиты. Концентрация его в клинопироксенах изменяется в пределах 80-90 г/т, но в основном минералы содержат 400-800 г/т ванадия (см. рис. 5). В пироксенах интрузива Скаергард концентрация ванадия уменьшается от 300 до 5 г/т (Wager, Mitchell, 1951). По данным А.Д.Генкина и др. (1970), в моноклинных пироксенах интрузии Норильск-1 содержание ванадия изменяется в пределах 100-700 г/т. В авгитах Эрбейкской интрузии количество ванадия слабо варьирует, увеличиваясь от 470 г/т в нижней части разреза до 790 г/т в породах, содержащих шпирь поздних дифференциатов. Ферроавгиты этих шпиров имеют до 200 г/т элемента. Корреляция между ванадием и хромом в моноклинных пироксенах отрицательная, значимая как для выборки 27 проб ($r = -0,397$; пироксены дифференцированных Эрбейкской и Биллээхской интрузий), так и для выборки, включающей все 65 проанализированных проб ($r = -0,329$).

Содержание ванадия в оливинах невысокое (10-100 г/т), причем низкие концентрации элемента установлены в более железистых разностях минерала. Например, в Эрбейкской интрузии количество его в оливине снизу вверх по разрезу тела понижается от 46 до 10 г/т, в Ыгыаттинской - от 80 до 30 г/т. В оливинах фиксируется значимая положительная связь никеля и ванадия ($r = 0,448$, $n = 27$). В плагиоклазах содержание ванадия редко достигает 10-20 г/т.

Закономерности распределения ванадия в минералах определяются как кристаллохимическими особенностями его трехвалентного иона, в виде которого он входит в эндогенные минералы, так и физико-химическими условиями становления интрузивов. Радиус иона ванадия (0,74 Å) близок к радиусам ионов Fe^{3+} (0,64 Å), Ti^{4+} (0,68 Å), Al^{3+} (0,51 Å), в минералах которых он рассеивается. Л.Ф.Борисенко и В.В.Щербина (1959) допускают в пироксенах изоморфное замещение Al^{3+} ванадием в шестерной координации. Высокие содержания ванадия в титаномагнетите обусловлены возможностью изоморфного замещения $V^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$. В условиях заметного избытка FeO над Fe_2O_3 имеет место компенсационный изоморфизм, когда V^{3+} заменяет недостающее количество Fe^{3+} . Видимо, такая обстановка создавалась на начальной стадии кристаллизации Эрбейкской интрузии, когда в условиях низкого парциального давления кислорода ванадий, компенсируя нехватку трехвалентного железа, обогащает ранний титаномагнетит. В противоположность этому титаномагнетит из нижней части разреза Боллугурасской интрузии, расплав которой содержал заметно больше воды, имеет меньше ванадия, чем титаномагнетит из более поздних дифференциатов этого тела.

В решетке оливина ванадий не может в сколько-нибудь существенном количестве замещать двухвалентные элементы. Это ограничивает возможность вхождения его в оливин, и ванадий наблюдается только в высокотемпературных разностях минерала, когда необходимая при этом компенсация разницы заряда, видимо, достигается одновременной заменой кремния на алюминий.

Л.Ф.Борисенко и В.В.Щербина (1959) высказали предположение, что рост щелочности расплава благоприятствует повышению содержания в нем ванадия. Как показывает эволюция грапповых расплавов, эта тенденция справедлива до определенного предела. Наглядно это видно на примере Эрбейкской дифференцированной интрузии (рис. 8), где концентрация ванадия увеличивается по мере повышения щелочности расплава в ходе кристаллизационной дифференциации. В результате имеет место небольшое накопление ванадия от начальной к средней и, что нагляднее видно, к поздней стадиям дифференциации, и затем содержание его резко уменьшается в дифференциате, из которого образовалось кварцевое щелочное габбро. Поведение ванадия в этом интрузиве очень сходно с поведением скандия. Поэтому возможно, что подобно скандию и трехвалентный ион ванадия ведет себя в расплаве как основание. На проявление слабых основных свойств этого элемента указывает и уменьшение концентрации ванадия в более щелочных расплавах среднепалеозойских грапп-

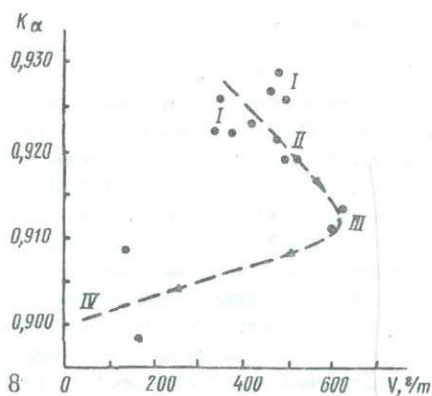


Рис. 8. Диаграмма зависимости содержания ванадия от изменения кислотности-щелочности различных дифференциатов Эрбейкской дифференцированной интрузии. Пунктирной линией показана последовательность возникновения различных пород в ходе внутрикамерной кристаллизационной дифференциации: породы начальной (I), средней (II), поздней (III) и заключительной (IV) стадий кристаллизационной дифференциации

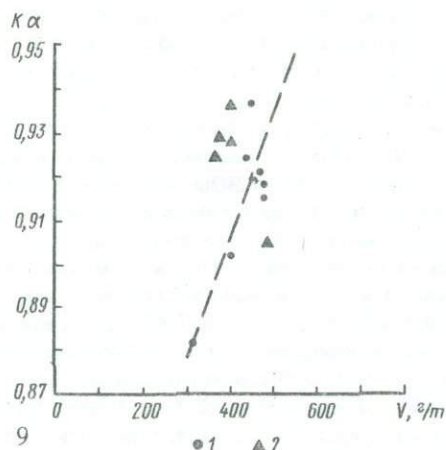


Рис. 9. Диаграмма зависимости содержания ванадия от изменения кислотности-щелочности трапповых расплавов

Интрузивы трапповых формаций: 1 – среднепалеозойской, 2 – верхнепалеозойской – нижнемезозойской. Пунктирной линией показано направление изменения концентрации ванадия в трапповых интрузивах среднепалеозойского возраста

повых интрузивов (рис. 9) по сравнению с менее щелочными расплавами, сформировавшими тела этой же возрастной группы.

Таким образом, вхождение ванадия в минералы и соответствующая концентрация его в них предопределяются температурой кристаллизации, величиной парциального давления кислорода и изменением характера кислотности-щелочности кристаллизующихся расплавов.

Медь обнаружена во всех исследованных минералах. Наиболее значительное содержание ее зафиксировано в магнитной фракции (см. табл. 4 и 5). Максимальное количество элемента (1700 г/т) установлено в титаномагнетите офитовых габбро-долеритов Биллээхской интрузии, обогащенных сульфидами. В оливине содержание меди несколько выше, чем в сосуществующих с ним клинопироксене и плагиоклазе. В минералах пород нижней части разреза Эрбейкской дифференцированной интрузии и шпиров кварцевого щелочного габбро обнаружены повышенные концентрации меди, что фиксирует наличие двух максимумов концентрации меди в стратифицированных трапповых интрузиях (Смирнова, Альмухамедов, 1967; Альмухамедов, Нестеренко, 1970). С сульфидами связана основная часть меди трапповых пород. По данным табл. 5, на долю силикатных и окисных минералов приходится 10–30% общего количества меди породы. Называя эту цифру, следует еще раз оговориться, что мы не исключаем наличия в проанализированных минералах тонкодисперсной вкрапленности сульфидов, отликвировавшихся от силикатного расплава на ранних стадиях его эволюции. Возможность существования таких капелек сульфидов убедительно доказана на примере различных магматических образований (Вахрушев, Лапин, 1967; Вахрушев, 1969; Вахрушев, Кутюлин, 1970). Именно с этих позиций вероятно, и следует объяснять повышенные концентрации меди в оливине. Интересно повышенное содержание меди в ильмените (см. табл. 7) по сравнению с титаномагнетитом. Чистота отбора фракций ильменита исключает возможность большего засорения их сульфидами, чем магнитной фракции. Это дает осно-

вание считать, что значительная часть меди в ильменитах присутствует в изоморфной форме.

Большинство авторов допускают возможность изоморфизма Cu^{2+} и Fe^{2+} в темноцветных силикатах, магнетите и ильмените и замещение Cu^+ иона Na^+ в полевых шпатах (Wager, Mitchell, 1951; Ringwood, 1965 и др.). При фазовом анализе медь частично выщелачивалась из окисно-рудных минералов и полностью извлекалась из силикатов (Смирнова, Альмухамедов, 1967). Это дало им основание считать, что медь в изоморфном виде присутствует только в окисно-рудных минералах, а в силикатах она заключена в микроскопических включениях сульфидов. Однако возможно, что при выщелачивании извлекалась не только сульфидная, но и атомарно рассеянная и слабо связанная в изоморфной форме медь (Злобин, 1969). Таким образом, преобладающая форма нахождения меди в интрузивных траппах сульфидная, и лишь небольшая часть элемента присутствует в них в изоморфном виде, в форме атомарного рассеяния в дефектах кристаллов породообразующих минералов или сорбированная на поверхности зерен минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение распределения никеля, кобальта, хрома, ванадия и меди в породах и минералах интрузивных траппов показало, что содержание в них данных микроэлементов отражает различные условия зарождения и последующей эволюции трапповых расплавов в пределах различных очаговых зон. Установлено, что траппы среднепалеозойского возраста, внедренные в Вилюйско-Мархинской зоне, содержат меньше хрома и никеля и больше ванадия, чем долериты и габбро-долериты пермо-триасового возраста, становление которых контролировалось Ахтарандинско-Ботуобинской зоной. Максимальные концентрации Ni, Co, Cr обнаружены в траппах, локализованных в пределах Средне-Оленекской магмоподводящей зоны. Таким образом неодинаковые условия магмообразования в пределах разных магмоподводящих зон предопределяют провинциальные различия однотипных пород.

Распределение никеля и хрома в породах и минералах различных интрузивов четко фиксирует интенсивность процессов как внутрикамерной, так и глубинной (внекамерной) кристаллизации. Потеря расплавом минералов, образованных на стадии протокристаллизации, ведет к заметному обеднению хромом и никелем возникших из него пород и минералов.

Распределение никеля и кобальта между сосуществующими минералами однотипно. Содержание их убывает в рядах оливин - титаномагнетит и ильменит - клинопироксен - плагиоклаз. Однако никель более охотно входит в продукты начальной стадии кристаллизации, чем кобальт, что ведет к закономерному уменьшению величины отношения Ni/Co в ходе внутрикамерной кристаллизации. Оба элемента присутствуют в траппах в основном в силикатной и окисной формах.

Хром в траппах практически весь связан с клинопироксеном, причем не наблюдается прямая зависимость между изменением состава авгита и содержанием в нем хрома. Высокая концентрация хрома установлена также в титаномагнетитах пород нижних частей разрезов дифференцированных интрузивов.

Основные минералы-носители ванадия в траппах: клинопироксен и титаномагнетит. Концентрация ванадия в минералах базитов регулируется физико-химическими условиями эволюции расплава, из которых большое значение имеют температура кристаллизации, кислотно-основное свойства расплава и величина парциального давления кислорода. Последний параметр оказывает лишь косвенное влияние на концентрацию ванадия в титаномагнетите. Установлено повышенное содержание ванадия во всех разновозрастных трапповых образованиях восточной части Сибирской платформы по сравнению с платформенными базитами других районов. Это дает основание говорить о геохимической специализации на ванадий траппов района исследования.

Распределение меди в траппах контролируется халькофильными свойствами элемента.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамян А.А. Оливины из верхнеплиоценовых эффузивов Лорийского плато. — Изв. АН Арм. ССР, серия наука о Земле, 1968, 21, № 3.
- Альмухамедов А.И., Нестеренко Г.В. О двух максимумах содержания сульфидных минералов в дифференцированных траппах Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1970, № 7.
- Борисенко Л.Ф., Щербина В.В. Закономерности распределения скандия и ванадия в изверженных горных породах и слагающих их минералах. — В кн. "Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза". Изд-во АН СССР, 1959.
- Вахрушев В.А. Петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части. — Геол. рудн. месторожд., 1969, № 1.
- Вахрушев В.А., Кутюлин В.А. Сульфиды во включениях ультраосновных пород из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины. — Докл. АН СССР, 1970, 192, № 5.
- Вахрушев В.А., Лапин Б.Н. Первично магматические сульфидные образования в лавах Камчатки и Курильских островов. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 3.
- Виленский А.М. Фазовые равновесия и эволюция химизма пироксенов интрузивных траппов Сибирской платформы. — В кн. "Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1966.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Генкин А.Д., Дудыкина А.С. Телешова Р.Л. Некоторые данные о составе породообразующих пироксенов и оливинов габбро-долеритового интрузива Норильск-2. — В кн. "Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса". Изд-во "Наука", 1970.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 61.
- Гоньшакова В.И. Геохимические особенности магнетитов ультраосновных-щелочных и трапповых комплексов Сибирской платформы. — В кн. "Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса". Изд-во "Наука", 1970.
- Елисеев Э.Н. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР. — В кн. "Проблемы геохимии. Вып. 1. Львов, 1959.
- Злобин Б.И. О формах нахождения меди в изверженных горных породах. — Записки Всес. мин. об-ва, 1969, ч. 98, вып. 5.
- Корнаков Ю.Н., Нестеренко Ю.Н., Смирнова Н.П. Петрография Кайерканской интрузии траппов и особенности распределения в ней некоторых элементов-примесей. — В кн. "Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири". Изд-во "Наука", 1965.
- Ляхович В.В. О распределении микроэлементов в Сибирских траппах. — Труды ИМГРЭ, 1957, вып. 1.
- Наумов В.А., Гурин П.А. Распределение ванадия, хрома, кобальта, никеля и меди в дифференцированной интрузии палагонитовых траппов в верхнем течении Нижней Тунгуски. — Геохимия, 1967, № 2.
- Нестеренко Г.В., Смирнова Н.П. Распределение редких элементов в дифференцированной Падунской интрузии траппов. — В кн. "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах". Изд-во "Наука", 1964₁.
- Нестеренко Г.В., Смирнова Н.П. Хром-ванадиевые отношения как поисковый признак рудоносных дифференцированных траппов Норильского типа. — Докл. АН СССР, 1964₂, 154, № 6.
- Нестеренко Г.В., Авилова Н.С., Смирнова Н.П. Редкие элементы в траппах Сибирской платформы. — Геохимия, 1964, № 10.
- Нокколдс С.Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. ИЛ, 1958.
- Рашин Г.А. Роль алюминия в минералообразовании при кристаллизации основных силикатных расплавов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Синицын А.В. О распределении микроэлементов в дифференцированной интрузии гуды Ивановской (Восточно-Мурманское побережье). — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.

- Смирнова Н.П., Альмухамедов А.И. Поведение меди в процессах камерного этапа дифференциации трапповой магмы. – *Геохимия*, 1967, № 12.
- Смирнова Н.П., Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. О форме нахождения никеля и кобальта в основных породах. – *Геохимия*, 1968, № 4.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. Изд-во "Мир", 1970.
- Феоктистов Г.Д. Типы трапповых интрузий южной части Сибирской платформы и распределение в них элементов группы железа. – В кн. "Петрография Восточной Сибири". Т. III. Изд-во "Наука", 1965.
- Bakke I., Conguere F., Vilminot I., Phan K.D. Les spinells des basaltes de Monistrol d'Allier. – *Bull. Soc. franc. mineral et cristallogr.*, 1965, 88, N 3.
- Corwall H.R., Rose H.J. Minor elements in Keweenaw lavas, Michigan. – *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1957, 12.
- Fleischer M. Variation of the ration Ni/Co in igneous rock series. – *J. Wash. Acad.Sci.*, 1968, 58, N 5.
- Greenland L., Lovering I.E. Fractionation of fluorine chlorine and other trace elements during differentiation of a tholeiitic magma. – *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, 30, N 9.
- McDougall J. Lovering I.F. Fractionation of chromium, nickel, cobalt and copper in a differentiated dolerite-granophyre sequence an Red Hill, Tascmania. – *J. Geol. Soc. Austral*, 1963, 10, N 2.
- Prinz M. Geochemistry basaltic rocks: trace elements. Basalts. V.1. New York-London-Sydney, J. Wiley & Sons, 1967.
- Ringwood A.E. The principles governing trace-element distribution during magmatic differentiation Part I. The influence of electronegativity. – *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1965, 7.
- Turekian K.K., Carr M.H. The geochemistry of chromium, cobalt and nickel. – Rep. XXI, Int. geol. Congr. Copenhagen, 1960, Pt. 1.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of trace elements in some major units of the earth's crust. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, 72.
- Vögt I.H.L. Nickel in igneous rocks. – *Econ. Geol.*, 1923, 18.
- Wager L.R., Mitchell R.L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma – a further study of the skaergaard intrusion, East Greenland. – *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1951, 1.
- Wilkinson I.F.G. The geochemistry of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, NSW. – *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1959, 16.

Б.В.Олейников

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЩЕЛОЧЕЙ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
ТРАППОВОГО РАСПЛАВА ВО ВНУТРИКАМЕРНОЙ
И ГЛУБИННОЙ ОБСТАНОВКЕ

ВВЕДЕНИЕ

Геохимии редких щелочных элементов в магматическом процессе посвящено много работ, причем большинство их касается закономерностей поведения элементов в разнообразных гранитоидах и щелочных породах. Работы по геохимии щелочей в базитах немногочисленны. Некоторые вопросы распределения щелочей в продуктах траппового магматизма Сибирской платформы рассмотрены Г.В.Нестеренко и Л.П.Фроловой (1965) и А.И.Зайцевым и др. (1968). Однако до настоящего времени отсутствуют данные о характере распределения редких щелочей в различных типах трапповых интрузивов и породообразующих минералах долеритов. Еще мало материалов для оценки изменения содержания редких щелочей в процессе внутрикамерной и глубинной дифференциации толеитовых расплавов. Представляет определенный интерес информация о концентрации редких щелочей в разновозрастных трапповых интрузивах. В настоящей статье рассматриваются данные по поведению щелочей в дифференцированном интрузиве порога Биллээх, р.Виллой, относящемся к верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации, и в трещинных телах среднепалеозойского возраста Виллойско-Мархинской зоны разломов.

Определение щелочных металлов выполнено методом пламенной фотометрии в химико-аналитической лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР Э.А.Саборадаховой. Чувствительность анализа для рубидия - 7, для лития - 5 г/т, относительная ошибка 10-15%. Низкая чувствительность используемого метода на цезий ($1 \cdot 10^{-3}\%$) не позволила оценить особенности его распределения в породах и минеральных фракциях. Этот элемент не был обнаружен ни в одной из анализируемых проб.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЩЕЛОЧЕЙ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ
ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВАХ

Трещинные интрузивы траппов среднепалеозойского возраста, развитые в северной части Виллойско-Мархинской зоны разломов, нередко обладают сложной формой. Наряду с многочисленными дайками здесь имеются интрузивы неправильной формы, состоящие из крутопадающих подводных каналов и хонолита- и силлоподобных тел с невыдержанным по простиранию положением поверхности кровли и подошвы. Изучение распределения щелочей в таких телах дает возможность получить информацию о поведении их при кристаллизации магмы как в камере хонолита, так и вертикальном дайкообразном канале.

Среднее содержание натрия в породах среднепалеозойского возраста 1,44% (табл. 1). Минимальная концентрация элемента обнаружена в породах подводных даек Большепорожского интрузива, причем она несущественно отличается от количества натрия в породах хонолита.

Калий показывает трехкратное изменение среднего содержания в различных интрузивах среднепалеозойского возраста (см. табл.1). В ряде тел усановлено повышение количества калия в породах эндоконтакта, особенно в краевых долеритовых порфиритах. Это четко фиксируется в краевых зонах силлов и хонолитов, слабее в полого-

падающих (до 60°) дайках и проявляется нечетко либо вообще не выражается в крутопадающих телах. В последней группе в целом наблюдается повышенное содержание калия, превышающее кларковое значение для базитов вплоть до двукратной величины. Особенно это характерно для даек, служивших подводящими каналами крупных хонолитов. Отношение Na/K в породах этих тел обычно ниже 1,5 и нередко даже меньше единицы, что отражает различную миграционную способность породообразующих щелочей, ведущую к накоплению калия в верхней части подводящего канала при практически инертном состоянии натрия.

Количество лития в долеритах и габбро-долеритах интрузивов среднепалеозойской граптовой формации изменяется в пределах 5 – 60 г/т. Среднее содержание его соответствует кларку основных пород (Виноградов, 1962). Максимальные концентрации элемента установлены в краевых зонах траптовых тел, сложенных долеритовыми порфиритами, микродолеритами и офитовыми долеритами. В большинстве пород даек (см. табл.1) литий обнаруживается в пределах 10–30 г/т. В долеритах и габбро-долеритах значительной части разреза хонолита Большепорожского интрузива он присутствует в количестве ниже чувствительности метода. Среднее содержание элемента в этом теле 11 г/т, что в 3 раза ниже, чем в породах даек подводящих каналов хонолита. Таким образом, в распределении лития отчетливо проявляется тенденция накопления его в краевых частях траптовых тел и в верхних частях секущих камер.

Распределение рубидия в породах траптовых интрузивов среднепалеозойского возраста подчиняется тем же закономерностям, которые отмечены для калия и лития. Среднее содержание его (19 г/т) вдвое ниже кларкового (45 г/т) для базитов (Виноградов, 1962) и меньше среднего (30 г/т) для основных горных пород (Turekian, Wedepohl, 1961). В значительной части анализируемых проб рубидий обнаружен не был, т.е. он присутствует в этих породах в количестве менее 7 г/т. Элемент не установлен в большинстве габбро-долеритов из хонолита Большепорожского интрузива, но фиксируется в повышенном количестве в породах даек подводящих каналов. Среднее содержание рубидия в хонолите 7 г/т (см. табл.1). Если допустить, что в габбро-долеритах хонолита, где он не был обнаружен, элемент присутствует в количестве 3–4 г/т, то среднее составит 9–10 г/т, тогда как в габбро-долеритах даек этого интрузива оно равно 52 г/т. Этот факт, наряду с постоянной более высокой концентрацией рубидия в породах краевых зон траптовых тел, свидетельствует о наибольшей миграционной способности рубидия по сравнению с другими щелочами.

Следует обратить внимание на повышенную концентрацию рубидия в телах таксито-офитовых габбро-долеритов. Петрологическое изучение этих тел свидетельствует о том, что расплав, из которого они сформированы, имел остановку в относительно неглубоко расположенном промежуточном очаге. Результатом такой остановки было накопление наиболее подвижного щелочного элемента за счет привноса его из нижней части магматической колонны.

Отличительная особенность Биллээхской дифференцированной траптовой интрузии – присутствие горизонта анортозитовых габбро-долеритов. Наличие его свидетельствует о том, что магма, образовавшая данное тело, имела остановку в глубинной промежуточной камере. Средневзвешенное содержание натрия в нем больше (табл.2), чем в силле и хонолите среднепалеозойского возраста (см. табл.1). Оно превышает среднюю концентрацию натрия в наиболее распространенных группах траптовых интрузивов Путоранской траптовой субпровинции (Виленский, 1967), куда входит большая часть территории бассейна верхнего и среднего течения Вилюя. Средневзвешенное содержание калия 0,62%, что тоже выше среднего для интрузивных траппов Сибирской платформы – 0,47% (Нестеренко, Фролова, 1965). Он накапливается в поздних дифференциатах тела – пегматоидных габбро-долеритах (до 1,06–1,03%), но распределен в них неравномерно, отражая неодинаковре присутствие калиевого и фемического компонентов породы.

Концентрации лития и рубидия в различных дифференциатах интрузива Биллээх испытывают трехкратные колебания. Средневзвешенное содержание лития в интрузиве Биллээх (14 г/т) близко к кларковому значению для основных горных пород (Виноградов, 1962), а рубидия (13 г/т) – ниже этой величины. Максимальное количество лития установлено в долеритах кровли и горизонте пегматоидных габбро-долеритов. Последний характеризуется и максимальной концентрацией (23–27 г/т) рубидия. Отличительная особенность распределения лития и рубидия в рассматриваемом теле –

Таблица 1

Содержание щелочей в породах различных трапповых интрузивов
среднепалеозойского возраста района р.Ханьни

№ обр.	Порода, тип интрузива	Содержание элементов в породе							
		Na, %	K, %	Li, г/т	Rb, г/т	Mg, %	Mg/Li	Na/K	K/Rb
Дайка субщелочных габбро-долеритов									
201/1а	Лейкократовый субщелочной габбро-долерит, дайка	2,18	2,38	40	10	2,68	670	0,92	2380
Тела таксито-офитовых габбро-долеритов									
203/1а	Таксито-офитовый габбро-долерит, силл	1,48	0,91	10	Не обн.	3,16	3160	1,63	-
203/1б	То же	1,46	0,88	20	" "			1,66	-
203/1в	Микродолерит, силл	1,51	1,13	10	50			1,34	226
203/1г	Краевой долеритовый порфирит, почва силла	1,28	2,01	50	50	3,78	755	0,64	402
204/1а	Таксито-офитовый габбро-долерит, дайка	1,61	0,80	Не обн.	Не обн.			2,01	-
204/1б	То же	1,61	0,87	10	" "			1,85	-
205/1а	" "	1,61	0,80	Не обн.	" "	3,04		2,01	-
205/1б	" "	1,58	0,73	" "	50			2,16	146
205/1в	" "	1,64	0,85	20	40			1,93	212
205/1г	Краевой долеритовый порфирит, дайка	1,64	0,72	20	50	3,12	1560	2,32	144
Среднее из 10 анализов		1,53	0,98	14	24			1,76	
Дайка призматически-офитовых габбро-долеритов									
207/1а	Офитовый габбро-долерит	1,44	0,75	Не обн.	Не обн.	3,18		1,92	
207/1б	Призматически-офитовый габбро-долерит	1,36	1,17	30	30			1,16	390
207/1в	То же	1,65	1,15	30	20			1,43	576
207/1г	" "	1,42	0,92	10	Не обн.	2,86	2860	1,55	-
207/1д	Микродолерит	1,38	1,00	10	" "			1,38	-
Среднее из 5 анализов		1,45	1,00	16	5			1,48	
Трещинный интрузив долеритов и габбро-долеритов района Большого Порога									
Дайка подводящего канала									
220/1а	Серицитизированный офитовый габбро-долерит	0,86	3,26	60	50			0,26	652
221/1а	Офитовый габбро-долерит	1,29	1,15	30	60			1,12	192
222/2г	Призматически-офитовый габбро-долерит	1,40	0,94	20	40	3,76	940	1,49	234
223/1а	То же	1,24	1,30	30	60			0,95	217
Среднее из 4 анализов		1,20	1,66	35	52			0,96	

Таблица 1 (окончание)

№ обр.	Порода, тип интрузива	Содержание элементов в породе							
		Na, %	K, %	Li, г/т	Rb, г/т	Mg, %	Mg/Li	Na/K,	K/Rb
Хонолит									
227/1а	Пойкилоофитовый долерит, переходный к офитовому долериту, h = 210 м	1,42	0,49	10	30			2,90	163
224/1б	То же, h = 236 м	1,41	0,53	Не обн.	Не обн.	4,21		2,72	-
224/1в	" " h = 246 м	1,51	0,62	20	" "			2,43	-
227/1б	" " h = 250 м	1,52	0,57	20	" "			2,67	-
224/1г	Призматически-офитовый габбро-долерит, h = 258 м	1,36	0,50	Не обн.	Не обн.			2,70	-
224/1д	То же, h = 269 м	1,38	0,48	" "	" "			2,86	-
224/1е	" " h = 280 м	1,34	0,43	" "	" "	4,56		3,12	-
224/1и	" " h = 291 м	1,39	0,50	" "	" "			2,78	-
224/1ж	" " h = 313 м	1,44	0,54	" "	" "	3,50		2,66	-
225/1а	Офитовый габбро-долерит, h = 300 м	1,43	0,52	10	" "			2,75	-
225/1б	Призматически-офитовый габбро-долерит, h = 320 м	1,46	0,57	20	" "			2,56	-
225/1в	То же, h = 335 м	1,41	0,46	Не обн.	" "			3,07	-
225/1г	" " h = 350 м	1,38	0,48	10	40			2,87	120
225/1д	Серицитизированный призматически-офитовый габбро-долерит, h = 330 м	0,90	3,41	60	60			0,26	568
Среднее из 14 анализов		1,38	0,72*	11	7			2,62	
Среднее из 18 анализов пород Большепорожской трещинной интрузии		1,34	0,93	16	19				
Среднее из 34 анализов пород интрузивов среднепалеозойской трапповой формации		1,44	1,00	16	19				
Кларковое содержание для основных горных пород (Виноградов, 1962)		1,94	0,83	15	45				
Среднее по группе базитов (Wedepohl, Turekian, 1961)		1,80	0,83	17	30				

* Включая обр. 225/1д, без него - 0,59 %.

постоянное присутствие их в количестве 10 г/т и выше во всех частях разреза. Это, как и наблюдаемая обогащенность пород натрием и калием, следствие накопления щелочей в расплаве во время остановки его в промежуточной камере.

Интрузивы, аналогичные телу порога Биллээх, на Сибирской платформе распространены ограниченно. Для сравнения содержания щелочей в разновозрастных трапповых интрузивах лучше воспользоваться нашими данными по среднепалеозойским траппам и результатами Г.В.Нестеренко и Л.П.Фроловой (1965) по породам интрузивов верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации. Они показывают, что инт-

Таблица 2

Распределение щелочей в породах Биллээхской трапповой интрузии

№ обр.	Порода, местонахождение ее от кровли, м	Содержание элементов в породе			
		Na, %	K, %	Li, г/т	Rb, г/т
54/4a ¹	Долерит, 1*	1,67	0,49	28	10
54/4а	" 4 м	1,63	0,47	32	18
54/4б	Офитовый габбро-долерит, 12 м	1,65	0,58	10	10
54/4в	То же, 15 м	1,75	0,66	15	18
53/1в	Габбро-пегматит, 5 м	1,94	0,76	12	10
54/4г	Анортозитовый габбро-долерит, 21 м	1,93	0,65	15	18
54/4д	То же, 25 м	1,58	0,56	12	10
54/4е	Пегматоидный габбро-долерит, 32 м	1,54	0,60	12	18
54/4ж	То же, 34 м	1,92	1,06	22	23
54/4з	" " 38 м	2,70	1,03	23	27
54/4и	Кварцевый пойкилоофитовый долерит, 42 м	1,76	0,48	12	10
54/4к	То же, 72 м	1,82	0,68	9	10
54/4л	Пойкилоофитовый долерит, 105 м	1,54	0,58	15	14
54/4м	Долерит подошвы тела, 123,5 м	1,79	0,71	20	10
	Средневзвешенное содержание	1,71	0,62	14	13
53/1е	Анальцимизированный офитовый габбро-долерит	2,80	0,40	12	10

* Расстояние от кровли тела по разрезу.

рузивные образования среднепалеозойского возраста, в первую очередь различные дайковые тела этой группы, обогащены калием, что подчеркивал В.Л. Масайтис (1966). Величина отношения Na/K в породах этих тел обычно меньше 2,0, а иногда и меньше 1,0, в то время как для наиболее распространенных разновидностей долеритов и габбро-долеритов верхнепалеозойской - нижнемезозойской трапповой формации это отношение равно 2,5 и больше. Крупные хонолиты среднепалеозойского возраста, в которых основная часть разреза сложена породами, имеющими отношение Na/K больше 2,5, распространены весьма ограниченно. Поэтому хонолит интрузива Большого Порога р.Ханьни - исключение из числа тел траппов среднепалеозойского возраста. Последнее подтверждается тем, что породы, слагающие хонолит Цепочечного интрузива (район р.Ханьни), Накынский силл (правобережье р.Мархи, против устья р.Накын) и другие тела, имеют отношение Na/K около 2 и меньше.

Отсутствие межлабораторного стандарта, который обеспечил бы должную надежность сопоставления результатов определения редких щелочей, полученных в разных лабораториях, затрудняет сравнение наших данных с другими. С этой оговоркой можно утверждать, что содержание лития в траппах среднепалеозойского возраста и более молодых интрузивных образованиях (Нестеренко, Фролова, 1965) Сибирской платформы практически одинаково, хотя в некоторых дайковых телах первой возрастной группы, являющихся подводящими каналами крупных хонолитов, концентрация лития повышается в 2 раза. Дайковые тела среднего палеозоя характеризуются большими содержаниями рубидия, чем наиболее распространенные разновидности интрузивных траппов пермо-триасового возраста Сибирской платформы.

Суммированные М.Принцем (Prinz, 1967) сведения по микроэлементам в различных базитах показывают, что содержание лития в породах толеитовой серии различных районов земного шара одинаково, тогда как рубидий обладает заметным диапазоном колебаний среднего содержания. Так, среднее содержание его в долеритах Карру, по данным 16 определений, - 11,3 г/т (Erlank, Hofmeyr, 1966), а среднее из 41 траппов Антарктиды - 39 г/т (Gunn, 1965).

Некоторые данные о распределении редких щелочей в минералах трапповых пород дают результаты анализов клинопироксеновой и полевошпатовой фракции (табл.3). К сожалению, невозможно освободиться от мельчайших чешуек биотита, развивающегося по пироксену некоторых трапповых пород, а также от серицита, замещающего полевые шпаты. Известно, что слюды – основные минералы-носители и минералы-концентраторы лития и рубидия в горных породах (Таусон, 1961; Некрасов, 1966). Максимальное количество лития (табл.3) обнаружено во фракциях пород, где, хотя и очень слабо, но проявлена биотитизация клинопироксена. Неизмененные клинопироксены траппов содержат лития не более 25 г/т. Какой-либо закономерности между содержаниями калия и лития в клинопироксеновой фракции траппов не обнаружено. Отношение Mg/Li в клинопироксенах интрузива Биллээх изменяется в пределах 3000–4500 со слабой тенденцией уменьшения его в пегматоидных габбро-долеритах, Л.Уэйджер и Р.Митчелл (Wager, Mitchell, 1951) обнаружили в клинопироксене из фаялитового феррогаббро интрузива Скаергард 50 г/т лития; что значительно выше, чем в клинопироксене (3 г/т) из оливинового габбро того же тела. Дж. Уилкинсон (Wilkinson, 1959) установил, что содержание лития в клинопироксенах изменяется в пределах 6–10 г/т, уменьшаясь по разрезу тела. А.В. Сеницын (1967) обнаружил заметное увеличение концентрации лития в клинопироксенах поздних дифференциатов долеритовой интрузии Кольского п-ова.

Литий постоянно присутствует в полевошпатовой фракции траппов. Максимальные количества его установлены в серицитизированных разностях плагиоклазов. Содержание элемента в чистых плагиоклазовых концентратах изменяется в пределах 8–30 г/т. В плагиоклазах тешенита силла Блэк-Джек (Wilkinson, 1959) элемент практически отсутствует.

Возможность кристаллохимического рассеяния лития в породообразующих минералах траппов обусловлена близостью ионных радиусов лития (0,68 Å), магния (0,66 Å) и двухвалентного железа (0,74 Å). Замещение названных ионов литием имеет место при вхождении его в клинопироксены. Компенсация заряда при гетероэквивалентном изоморфизме в этом случае достигается одновременным вхождением ионов Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} . Постоянное присутствие лития в плагиоклазах габбро-долеритов свидетельствует о замещении им натрия в этом минерале.

Рубидий установлен в большинстве проб клинопироксеновой и практически не фиксируется в полевошпатовой фракции (см. табл.3). Последнее следует объяснить преимущественно плагиоклазовым составом этой фракции, исключая обр.201/1а, 220/1а, 221/1а. В лейкократовых субщелочных габбро-долеритах дайки обн.201 рубидий концентрируется в калиевом полевошпате (см. табл.3, обр. 201/1а). Интересно, что в породах этого тела практически нет биотита. В полевошпатовой фракции обр.220/1а и 221/1а рубидий не фиксируется, хотя она также существенно сложена калиевым полевым шпатом. Остается предположить, что он накапливается в биотите, так как валовое содержание его в этих пробах составляет 50–60 г/т. При отсутствии рубидия в биотите, развивавшемся по моноклинному пироксену, следует объяснить частое обнаружение его в клинопироксеновом концентрате. Практически отсутствует рубидий в плагиоклазах тешенитов, но значительно чаще отмечается в анальците при содержании 1–3 г/т (Wilkinson, 1959). Таким образом, плагиоклаз и клинопироксен – основные минералы-носители лития в долеритах и габбро-долеритах. Рубидий, по-видимому, накапливается в магматических и постмагматических слюдах, а при их отсутствии – в щелочном полевошпате.

ПОВЕДЕНИЕ ЩЕЛОЧЕЙ В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ ТРАППОВОЙ МАГМЫ

Роль натрия и калия в эволюции трапповой магмы, влияние их на парагенезисы породообразующих минералов и характер эндогенной минерализации, связанной с этим магматизмом, подробно рассмотрены А.М.Виленским (1967). Полученный фактический материал позволяет подчеркнуть важность процессов газового переноса в изменении концентрации калия в различных частях трапповых тел. Об этом свидетельствует прямая зависимость между содержаниями калия и фтора для интрузивных

Таблица 3

Распределение щелочей в клинопироксеновой и полевошпатовой фракциях пород разновозрастных трапповых интрузивов

№ обр.	Порода, тип интрузива	Содержание элемента в клинопироксеновой фракции				Содержание элемента в плагиоклазовой фракции			
		Na, %	K, %	Li, г/т	Rb, г/т	Na, %	K, %	Li, г/т	Rb, г/т
Интрузивы среднепалеозойской трапповой формации									
201/1а	Лейкократовый субщелочной габбро-долерит, дайка					3,92	4,38	40	20
203/1а	Таксито-офитовый габбро-долерит, силл	0,37	0,34	13	30	2,30	0,33	15	Не обн.
204/1а	То же, дайка	0,33	0,31	25	Не обн.	2,32	0,32	7	" "
220/1а	Серицитизированный офитовый габбро-долерит, дайка					1,32	5,04	90	" "
221/1а	Офитовый габбро-долерит, дайка					1,27	5,50	60	" "
222/2г	Призматически-офитовый габбро-долерит, дайка	0,21	0,24	16	10	2,41	0,61	5	" "
223/1а	То же	0,25	0,38	20	10	2,38	0,65	30	" "
227/1б	Пойкилоофитовый долерит, переходный к офитовому долериту, хонолит	0,39	0,23	16	Не обн.	2,52	0,59	10	" "
224/1ж	То же	0,18	0,18	8	10	2,68	0,52	7	" "
225/1б	Призматически-офитовый габбро-долерит, хонолит	0,24	0,24	17	30	2,28	1,09	40	" "
Биллээхская трапповая интрузия									
54/4б	Офитовый габбро-долерит, 12 м*	0,33	0,39	50	Не обн.	2,45	0,37	10	Не обн.
54/4в	То же, 15 м					2,82	0,30	13	" "
54/4г	Анортозитовый габбро-долерит, 21 м	0,48	0,28	40	20				
54/4д	То же, 25 м	0,31	0,16	25	Не обн.	1,92	0,18	10	" "
54/4е	Пегматоидный габбро-долерит, 32 м	0,35	0,33	25	20	2,97	0,29	16	" "
54/4ж	То же, 34 м	0,45	0,73	25	30	3,22	0,49	10	" "
54/4з	" " 38 м					3,51	0,39	28	" "
54/4и	Кварцевый пойкилоофитовый долерит, 42 м	0,34	0,12	20	Не обн.	2,66	0,31	20	" "
54/4к	То же, 72 м	0,50	0,22	27	20	2,48	0,35	10	" "
54/4л	Пойкилоофитовый долерит, 105 м	0,51	0,30	14	7				

* Расстояние от кровли тела по разрезу скважины.

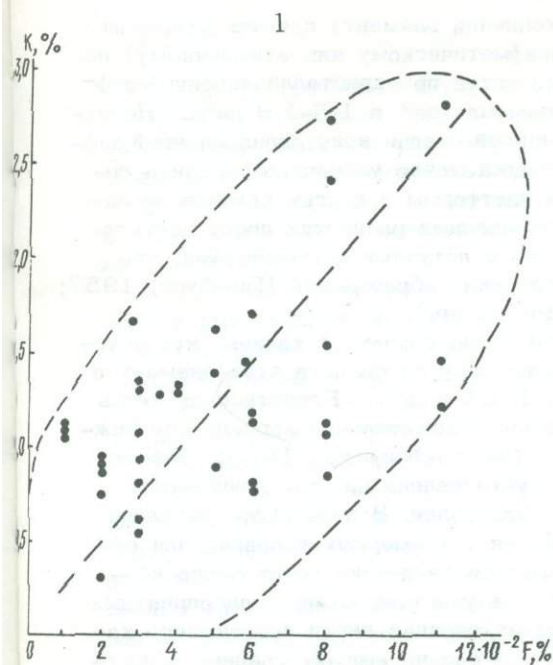


рис. 1. Соотношение содержаний калия и фтора в долеритах и габбро-долеритах среднепалеозойской трапповой формации северной части Вилуйско-Мархинской зоны разломов

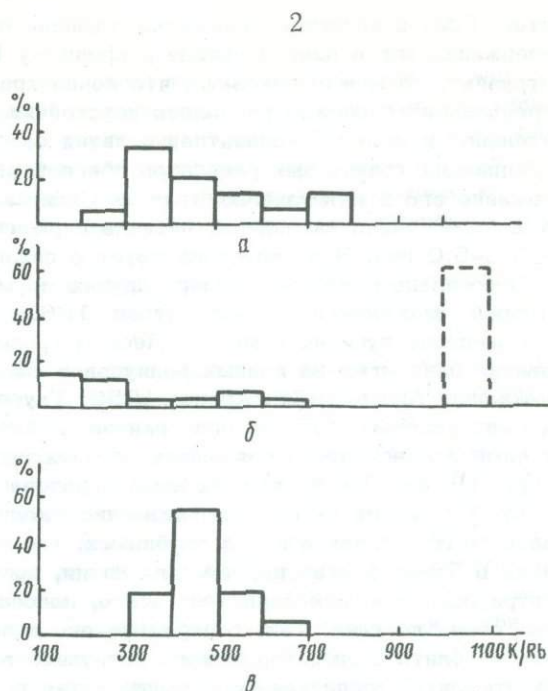


рис. 2. Гистограмма распределения отношения K/Rb в породах

а - интрузива Биллээх ($n = 14$); б - долеритах и габбро-долеритах среднепалеозойского возраста р.Ханьни ($n = 34$); в - долеритах Карру ($n = 16$). На оси ординат - относительная частота встречаемости (в %)

траппов среднепалеозойского возраста (рис. 1). Кроме того, наблюдаемое иногда резкое увеличение калия в породах эндоконтактных зон обусловлено экранирующим действием микродолеритов и краевых долеритов порфиров, задерживающих уход летучих соединений, несущих щелочные элементы. Повышение содержания калия в породах эндоконтакта в какой-то мере отражает и существование кристаллизационно-диффузивной дифференциации расплава в камере. Однако нет четких критериев, по которым можно было бы оценить роль этого процесса в изменении концентраций калия при внутрикамерной дифференциации. Наконец, рост содержания калия в породах подводящих каналов трещинных интрузивов дополнительно свидетельствует о действии иного, чем только кристаллизационная дифференциация, процесса обогащения этим элементом верхней части вертикальных магматических камер.

Во многих чертах схожий характер распределения лития и рубидия в продуктах траппового магматизма дает основание полагать, что повышенные концентрации редких щелочей в долеритовых порфиритах и автотасоматических измененных разностях долеритов и габбро-долеритов отражают остаточное концентрирование, по Л.В.Тасуоцу (1967), лития и рубидия с участием летучих компонентов магмы. В этом отношении показательно постоянное присутствие редких щелочей во всех частях разрезов Биллээхской трапповой интрузии, кристаллизовавшейся из расплава, который содержал повышенное количество летучих и имел четко зафиксированную остановку в промежуточной камере, где могло произойти накопление этих элементов. Отсутствие четкого изменения концентрации лития с изменением магнезиальности трапповых пород, а также с колебанием в них количества FeO или суммарной величины FeO + MgO свидетельствует о том, что процессы кристаллизационной дифференциации не обуславливают появление дифференциатов с аномально высоким содержанием

лития. Если в качестве показателя степени накопления элемента принять отношение содержания его в данной породе к среднему (арифметическому или взвешенному) по интрузиву, то можно показать, что концентрация лития при кристаллизационной дифференциации траптовых расплавов неустойчиво повышается в 1,5–1,6 раза. Незначительное изменение концентрации лития на основной стадии кристаллизационной дифференциации толеитовых расплавов обеспечивает достаточно устойчивое среднее содержание его в интрузивных трапах Сибирской платформы и других районов земного шара. Степень накопления лития в серицитизированных разностях пород достигает 3,5–5,0 раз. Это свидетельствует о связи его с летучими компонентами, что было показано ранее на примере других магматических образований (Гинзбург, 1957; Ставров, Знаменский, 1961; Таусон, 1961, 1967 и др.).

Поведение рубидия в магматическом процессе тесно связано с калием, что обусловлено близостью их ионных радиусов и сходством других свойств этих элементов (Нокколдс, Аллен, 1958; Аренс, 1959; Таусон, 1961 и др.). Естественная связь рассматриваемых щелочей подчеркивается значимой положительной корреляцией между ними в генетически связанных группах пород (Беус, Ойзерман, 1965; Зайцев и др., 1968). Для изученных нами образований установлена прямая зависимость роста содержания рубидия с повышением количества калия. В ходе дифференциации толеитовых расплавов как в глубинных, так и во внутрикамерных условиях для рубидия в большей степени, чем для лития, проявляется тенденция остаточного концентрирования и, как следствие этого, накопление в участках камер, благоприятных для сбора летучих. Так, содержание его в породах верхней части подводящего канала хонолита Большепорожского интрузива в 7–10 раз превышает среднее в породах хонолита, тогда как содержание лития возрастает в 3,5–5 раз, а калия – только 2–3 раза.

Величина отношения K/Rb в породах интрузива Биллэах изменяется в пределах 260–720 (рис. 2), а среднее значение его находится в интервале 400–500 и близко к таковому в долеритах Карру (Erlank, Hofmeyr, 1966). В то же время величина этого отношения в долеритах Антарктиды (Gunn, 1965) испытывает небольшие колебания в различных телах интрузивов, а среднее для них приблизительно равно 240, что заметно ниже, чем в верхнепалеозойских – нижнемезозойских трапах Сибирской платформы и мезозойских долеритах Южной Африки. Различные породы трещинных интрузивов характеризуются непостоянством данной величины (см. табл. 1), что отражает особенности поведения щелочных металлов в расплавах с различным содержанием летучих компонентов и превалирующее накопление рубидия относительно калия на самых заключительных стадиях остаточного концентрирования. Это необходимо учитывать при использовании K/Rb отношения для различных петрологических построений и применения его в качестве показателя комагматичности эффузивных, дайковых и других гипабиссальных интрузивов. В случае задержки подъема магматической колонны и остановки магмы в промежуточных камерах должно происходить избирательное накопление рубидия относительно калия. Возможно, что такая остановка магмы в протяженных кругопадающих каналах и зафиксирована в долеритах Антарктиды, характеризующихся пониженной величиной калий–рубидиевого отношения.

Таким образом, фактический материал дает основание допускать разную подвижность щелочных металлов в ходе эволюции толеитовых расплавов в различной фазисальной обстановке. Повышенное присутствие в расплаве летучих компонентов усиливает неравномерное распределение щелочей в магматических образованиях в сторону более интенсивного накопления рубидия и меньше лития относительно калия и натрия. Подвижность щелочных металлов при дифференциации толеитовых расплавов возрастает в ряду $Na < K < Li < Rb$, причем решающую роль в превалирующем накоплении редких щелочей над породообразующими должна играть способность их вступать в соединения с летучими компонентами (вероятно, со фтором) и сохраняться во флюидной фазе до самых заключительных стадий существования остаточных расплавов и затем участвовать в аутометасоматическом преобразовании долеритов и габбро–долеритов. Аномально высокое содержание редких щелочей в интрузивных трапах служит дополнительным критерием проявления в долеритах постмагматических процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Породы траптовых интрузивов среднепалеозойского возраста, как правило, имеют величину отношения Na/K , изменяющуюся в пределах 1-2, а иногда она меньше единицы, тогда как для большинства долеритов и габбро-долеритов тел верхнепалеозойской и нижнемезозойской траптовой формации это отношение равно 2,5 и более.
2. Содержание лития в породах разновозрастных траптовых интрузивов, не подвергнутых постмагматической переработке, практически одинаково и близко к кларку базитов.
3. Дайковые тела среднепалеозойского возраста характеризуются большими содержаниями рубидия, чем наиболее распространенные разности траппов пермо-триасового возраста.
4. Плаггиоклаз и пироксен - основные минералы-носители лития в долеритах и габбро-долеритах. Рубидий накапливается в магматических и постмагматических слюдах, а при их отсутствии - в щелочном полевом шпате.
5. В ходе эволюции толеитового расплава щелочные элементы обнаруживают неодинаковую подвижность и способность концентрироваться на различных этапах кристаллизации магмы. Присутствие в последней повышенных количеств летучих компонентов усиливает разделение щелочных металлов в сторону более интенсивного накопления рубидия и меньше лития относительно калия и натрия. Подвижность щелочных элементов падает в ряду рубидий - литий - калий - натрий. При остановке магмы в промежуточном очаге, в первую очередь, происходит накопление рубидия как наиболее подвижного щелочного элемента, выносимого в верхние части камеры одновременно с перемещением летучих компонентов расплава в области с меньшим внешним давлением. Этот процесс слабее выражен для лития и калия.

ЛИТЕРАТУРА

- Аренс Л.Х. Возможное значение редких щелочных металлов для понимания происхождения изверженных пород. - В кн. "Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза". Изд-во АН СССР, 1959.
- Беус А.А., Ойзерман М.Т. О распределении рубидия в магматических породах и корреляционной связи между рубидием и калием. - Геохимия, 1965, № 11.
- Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1967.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
- Гинзбург А.И. Некоторые особенности геохимии лития. - Труды Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
- Зайцев А.И., Шилин А.И., Сабордахова Е.Э. Щелочные элементы в породах основного состава некоторых районов Якутии. - Геохимия, 1968, № 11.
- Масайтис В.Л. Девонский вулканизм на Сибирской платформе. - Информ. сообщ. ВСЕГЕИ, серия геол., месторожд. полезн. ископ., регион. геол., 1966, вып. 1.
- Некрасов И.Я. Геохимия олова и редких элементов Верхоянско-Чукотской складчатой области. Изд-во "Наука", 1966.
- Нестеренко Г.В., Фролова Л.П. Литий и рубидий в графах. - Геохимия, 1965, № 3.
- Нокколдс С.Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. ИЛ, 1958.
- Синицын А.В. О распределении микроэлементов в дифференцированной интрузии губы Ивановской (Восточно-Мурманское побережье). - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 7.
- Ставров О.Д., Знаменский Е.Б. Распределение редких щелочей и элементов минерализаторов (В, F) в гранитоидах Калбинского массива (Восточный Казахстан). - Геохимия, 1961, № 12.
- Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Таусон Л.В. Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе. - Геохимия, 1967, № 11.

- Erlank A.I., Hofmeyr P.K. K/Rb and K/Cs ratios in Karroo dolerites from south Africa. – J. Geophys. Res., 1966, N 22, 71.
- Gunn B. M. K/Rb and K/Ba ratios in Antarctic and New Zealand tholeiites and alkali basalts. J. Geophys. Res., 1965, 70, N 24.
- Prinz M. Geochemistry bsaltic rocks: trace elements Basalts. V. 1. Wiley & Sons, New York – London – Sydney, 1967.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of trace elments in some major units of the earth's crust. – Geol. Soc. Amer. Bull. 1961, 72.
- Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of trace elments during strong fractionation of basic magna- a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1951, 1.
- Wilkinson J. F. G. The geochemistry of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, NSW. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1959, 16.

К ВОПРОСУ О МАГНЕЗИАЛЬНОМ СКАРНООБРАЗОВАНИИ
В СВЯЗИ С ИНТРУЗИЯМИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТРАППОВ

Проблема магнезиального скарнообразования в связи с базальтоидным магматизмом платформ представляет большой интерес и еще мало разработана. Сообщения о магнезиальных скарнопроявлениях в связи с траппами Сибирской платформы появились в литературе в последние годы (Олейников, 1960, 1963; Надеждина и др., 1962; Юдина, 1965, 1970; Голубков, 1970; Додин и др., 1971 и др.).

На Талнахском и Октябрьском медно-никелевых месторождениях Норильского района породы этой формации проявлены весьма широко и представляют практический интерес, так как являются рудовмещающими. С ними связан основной объем метасоматических прожилково-вкрапленных никелево-медных руд. Они изучались здесь Г.Н.Осиповой, Д.М.Туровцевым, И.Н.Горяиновым, Г.И.Кавардиным, Б.Н.Батуевым, С.А.Гулиным, И.А.Наторхиным и др. Накопившийся в ходе разведки месторождений фактический материал по геологическим взаимоотношениям пород и их вещественному составу позволяет в настоящее время более обоснованно выделить формацию магнезиальных скарнов, очертить ее границы, отделив от других магнезиальных метасоматических пород, разобрать особенности зональности и поставить некоторые генетические вопросы. Настоящая статья написана по материалам многолетних исследований авторов с учетом данных всех перечисленных исследователей.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Талнахское и Октябрьское медно-никелевые месторождения, связанные, как известно, с дифференцированными трапповыми интрузиями норильского типа, содержащими ультраосновные дифференциаты (Егоров, Суханова, 1963 и др.), расположены непосредственно в зоне Норильско-Харлахацкого разлома глубокого заложения. Крупные пологосекущие никеленосные хонолиты находятся в стратиграфическом интервале от нижнего девона до нижнего триаса среди лагунно-морских и континентальных отложений различного состава.

Все метасоматические образования Талнахского поля являются инфильтрационными и связаны с многочисленными послепостинтрузивными сбросо-сдвиговыми нарушениями и окружающими их зонами дробления и трещиноватости. Магнезиальные скарны приурочены к местам залегания интрузивов в доломитах и доломитовых мергелях девона, ороговикованных и мраморизованных в течение предшествовавшего прогрессивного термального метаморфизма на магматическом этапе становления интрузивных тел (Туровцев, 1970). Они контролируются в основном пологими нарушениями, параллельными верхнему и нижнему контакту интрузивов. Собственно магнезиальные скарны возникают в контактах интрузива с однородной толщей апопериклазовых бруситовых мраморов, развитых по доломитам D_3 . Магнезиальные скарноиды развиты по тонкослойной ангидрит-роговиковой толще D_2 , по долеритам и габбро-долеритам¹ интрузивных тел, а также на контакте этих сред. Эта группа пород преобладает.

¹ Напомним, что состав аподолеритовых метасоматитов тесно связан с составом вмещающих интрузив пород на данном участке. В местах залегания талнахских интрузивов в песчаниках тунгусской серии высокотемпературные инфильтрационные

Все метасоматические тела зональны. Пространственное развитие зональности зависит от многих факторов, в том числе от размеров трещин и продолжительности протекания по ним растворов (флюидов). Судя по этому признаку, на Талнахском и Октябрьском месторождениях существовали самые различные условия инфильтрации, осложненные диффузионными явлениями. Наблюдаются все случаи – от колонок с хорошим развитием всех зон и четкими границами между ними до полного телескопирования минеральных парагенезисов с сохранением реликтовых структур и минералов. Большей частью встречаются колонки с преимущественным развитием внешних или внутренних зон и постепенными переходами между зонами. Весьма обычно возникновение зональности вокруг кальцит-ангидритовых жил.

Тела магнизиальных скарнов имеют простое строение, они состоят из одной метасоматической колонки с хорошо развитыми зонами, выдержанными на значительные расстояния. Таково наиболее крупное тело скарнов в подошве северо-восточного хонолита. Простая морфология этого тела осложняется брекчиевидными текстурами, развитыми на участках дробления.

Тела магнизиальных скарноидов обладают более сложным строением. Их морфология целиком определяется узором трещиноватости. Среди них выделяются тела типа "слоеного пирога", включающие несколько параллельных метасоматических колонок мощностью от сантиметров до метров, разделенных слабо преобразованными роговиками или долеритами. Общая мощность тел значительная – до 30–40 м. Этот тип преимущественно развит как в экзоконтактах северо-западного хонолита, так и внутри этого интрузива на его северо-западном фланге. Характерно разнообразие в строении отдельных метасоматических колонок, неравномерное развитие некоторых зон вплоть до их выпадения и т.д.

Другой морфологический тип тел магнизиальных скарноидов – тела брекчиевидной текстуры, в которых зональные жилы и прожилки метасоматитов различной мощности развиваются по густой сети трещин, оставляя незамещенными участки – "островки" роговиков и траппов. Значительные по мощности тела такого строения широко распространены в верхней части северо-западного хонолита, особенно на его северо-западном фланге, а также присутствуют в различных частях месторождений.

Все известные нам в настоящее время варианты метасоматических колонок, слагающих тела магнизиальных скарнов и скарноидов, различных по набору пород и развитию тех или иных зон¹, приведены в табл. 1. Как видно из этих данных: 1) колонка магнизиальных скарнов не имеет симметричного строения; 2) колонки магнизиальных скарноидов имеют симметричное строение; 3) экзоскарноиды отличаются наиболее разнообразным набором пород, среди них выделяются три типа зональности – зональность форстеритового (оливинового) типа – наиболее распространенная и более редко встречающаяся – зональность флогопитового и монтичеллитового типов. Расшифровку первоначальной зональности магнизиальных скарнов и скарноидов осложняют широко развитые разноматемпературные минеральные ассоциации сопутствующих и последующих процессов – многостадийного рудообразования, известкового скарнирования, низкотемпературной гидратации, карбонатизации, ангидритизации и т.д., связанные с продолжительной деятельностью остывающих послемагматических растворов в условиях интенсивной трещинной тектоники. Общий список минералов приведен в табл. 2 (включая и реликтовые минералы субстрата).

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ

Существенно магнизиальный состав исходных пород – как граппов, так и доломитовых мергелей – обусловил появление таких магнизиальных минералов, как оливин, флогопит, шпинель, пироксен и др. в результате различных высокотемпературных

(окончание сноски)

аподолеритовые метасоматиты во всех горизонтах, за исключением пикритового, представлены волластонит-гроссуляр-везувиановыми известковыми скарноидами (Юдина, 1970).

¹ Не рассматриваются магнизиальные скарноиды, содержащие гиперстен и кордиерит, образующиеся в контактах северо-западного хонолита с кордиеритовыми роговиками по доломитовым D_2^1 .

Таблица 1

Типы метасоматической зональности магнезиальных скарнов и скарноидов Талнахского рудного поля

Геологическое положение метасоматического гела	Тип метасоматической колонки	Номера зоны	Породы, слагающие метасоматические колонки
На контакте габбро-долеритов и бруситовых апопериклазовых мраморов		0	Магнезиальные скарны Долерит (габбро-долерит) Шпинель-фассаитовая порода Серпентиновая (апофорстеритовая) порода Офикальцит (иногда с бруситом) Бруситовый (апопериклазовый) мрамор
		1	
		2	
		2a	
		00	
В роговиках по глинисто-карбонатным породам с пластинами ангидрита	Форстеритовый	0	Магнезиальные скарноиды Экзоскарноиды Кальцит-ангидрит-шпинель-диопсидовый роговик (с форстеритом и магнетитом) Шпинель-фассаитовая порода Серпентиновая (апофорстеритовая) порода Бруситовая (апопериклазовая) порода
		1	
		2	
		3	
		Монтчеллитовый	
	1		
	2		
	3		
	Флогопитовый	0	Кальцит-ангидрит-шпинель-диопсидовый роговик Шпинель-фассаитовая порода Флогопитовая порода Серпентиновая порода*
		1	
		2	
		3	
	Зональность вокруг кальцит-ангидритовых жил	0	Роговик Шпинель-фассаитовая порода Фассаитовый кальцит-ангидритофир Кальцит-ангидритовая жила
		1	
		2	
		3	
0		Роговик Шпинель-фассаитовая порода Серпентиновая порода Серпентиновый (апофорстеритовый) кальцит-ангидритофир Кальцит-ангидритовая жила	
1			
2			
3			
В недифференцированных долеритах и безоливиновых габбро-долеритах		0	Аподолеритовые скарноиды Долерит (габбро-долерит) (Шпинель) - фассаитовая порода Фассаитовый кальцит-ангидритофир Кальцит-ангидритовая жила
		1	
		2	
		3	
		0	Долерит (габбро-долерит) (Шпинель) - фассаитовая порода Флогопитовая порода с ангидритом
		1	
2			

Таблица 1 (окончание)

Геологическое положение метасоматического гела	Тип метасоматической колонки	Номера зоны	Породы, слагающие метасоматические колонки
В оливковых и пикритовых габбро-долеритах		0	Габбро-долерит
		1	Фассаит-оливиновая порода
		2	Оливиновый кальцит-ангидритофир
		3	Кальцит-ангидритовая жила*
		0	Габбро-долерит
		1	Фассаит-оливиновая порода
		2	Оливиновая порода
		3	Бруситовая (апопериклазовая) порода*

Примечание. В перечислении опущены зоны околоскарновых пород.

*Редко встречающиеся зоны.

процессов: кристаллизации магматического расплава, прогрессивного термального контактового метаморфизма и магнезиального скарнообразования (см. табл.2). Для выделения магнезиальных скарнов важно выявление различий в составе минералов этих групп, особенно клинопироксенов и оливинов.

Клинопироксен представлен фассаитом – типоморфным минералом магнезиальных скарнов гипабиссальной фации глубинности (Шабынин, 1969 и др.), разновидностью с максимальным содержанием минала Чермака. Фассаит легко определяется в шлифах по сильной дисперсии всех оптических элементов и характерному блоковому погасанию. В породах зерна этого минерала имеют различные размеры и морфологию, но отчетливо выделяются два типа – мелкозернистые агрегаты, составляющие основную массу собственно скарнов и скарноидов, и крупные зональные кристаллы в кальцит-ангидритофирах.

Оптические свойства фассаитов из собственно скарнов и скарноидов типичны для этого минерала и отличаются постоянством: $N_g = 1,720-1,726$; дисперсия $2V_g > V$, равная $3-6^\circ$. На диаграмме $N_g - fm$ (Шабынин, 1969) измеренные величины образуют тесный рой точек, ограниченный значениями $fm = Fe / (Fe + Mg) \cdot 100 \text{ ат} = 14-17$. Эти значения почти вдвое ниже железистости магматических клинопироксенов¹ ($fm = 24-30$), иначе говоря, фассаитизация трапповых клинопироксенов сопровождается не только их десиликацией (понижением SiO_2 / Al_2O_3), но и выносом железа. Повышенная глиноземистость фассаитов $al = Al / (Al + Si) = 15-20\%$ объясняется вхождением в их структуру части алюминия, освобождающегося при растворении плагиоклаза в процессе метасоматоза.

Для крупных зональных с бурыми ядрами призматических и ложнодипирамидальных кристаллов фассаитов из кальцит-ангидритофиров установлен значительный разброс величин всех оптических констант, что отражает в основном разницу в составе клинопироксенов субстрата, по которому развивались кальцит-ангидритовые жилы. Химический состав фассаитов (табл.3) отражает главные особенности состава этого клинопироксена – повышенное содержание глинозема и кальция при пониженном содержании кремнезема и высокую степень окисления железа. В содержаниях железа и магния наблюдаются вариации. Отмечена хорошая сходимость в определении железистости по замерам показателей преломления и химическим анализам.

¹ Напомним, что фассаиты, содержащие меньше Fe, чем клинопироксены траппов, в то же время характеризуются большими показателями преломления, что объясняется высокой степенью окисления в них железа.

Таблица 2
 Минеральный состав тел магнезиальных скарнов
 и скарноидов Талнахского рудного поля

Этап минерало-образования	Минерал	Скарн	Аподолеритовый скарноид	Экзоскарноид
Реликтовые минералы замещаемых пород (габродолеритов, роговиков и мраморов)	Плагиоклаз, Ap_{65-90}	◇	◇	
	Клинопироксен $fm = 30$	◇	◇	
	Оливин fa_{17-25} и fa_{34-37}	◇	◇	
	Титаномагнетит	◇	◇	
	Пирротин	◇	◇	
	Пентландит	◇	◇	
	Халькопирит	◇	◇	
	Диопсид-салит			◇
	Форстерит			◇
	Гроссуляр			◇
	Флогопит			◇
	Периклаз	◇		
	Ангидрит белый			◇
	Кальцит			◇
	Брусит	◇		
Минералы магнезиально-скарнового этапа	Фассаит, $fm = 14-17$	●	●	●
	Оливин, fa_{0-13}	●	●	●
	Периклаз	○	○	●
	Шпинель	○	○	●
	Флогопит	□	○	●
	Монтichelлит			●
	Ангидрит фиолетовый		●	●
	Кальцит голубой	●	○	○
	Роговая обманка		○	
	Пирротин	○	○	
	Пентландит	○	○	○
	Халькопирит	○	○	○
	Магнетит	○	○	○
Апатит	□	□	□	
	Волластонит			○
	Гранат-грандит, $fm = 20-50$	●	○	●
	Гидрогранат-грандит, $fm = 50$	●	○	●
	Везувиан	○	○	●
	Эпидот		●	○

Таблица 2 (окончание)

Этап минерало-образования	Минерал	Скарн	Аподолеритовый скарноид	Экзоскарноид
Минералы известково-скарнового этапа	Клиноцоизит	○		○
	Пренит		○	
	Пумпеллиит		○	
	Халькопирит	○	○	○
	Магнетит	○	○	○
	Ангидрид фиолетовый		●	●
	Кальцит голубой	○		
Минералы послескарнового этапа	Серпентины	●	●	●
	Магнезиальный хлорит	○	○	●
	Брусит	○	○	●
	Актинолит		○	
	Ангидрит голубой		○	○
	Кальцит белый	○	○	○
	Халькопирит	○	○	○
	Пирит	○	○	○
	Марказит	○	○	○
	Магнетит	○	○	○
	Датолит	□	□	□
	Апофиллит	□	□	□

Примечание. ● - главные минералы (40%); ○ - второстепенные минералы (10-40%); □ - минералы-примеси (10%); ◇ - реликтовые минералы.

Фассаит весьма устойчив по отношению к вторичным процессам и обычно сохраняется в виде реликтов в низкотемпературных ассоциациях водусодержащих минералов. Лишь в некоторых случаях в аподолеритовых скарноидах встречается массовое замещение фассаита зеленой роговой обманкой, но этот процесс, по-видимому, связан не с падением температуры, а с локальным увеличением парциальной доли H_2O во флюидах сложного состава.

Оливин магнезиальных скарнов и экзоскарноидов, сохранившийся в виде редких реликтов в центральных частях серпентиновых псевдоморфоз или зерен монтчичеллига, представлен чистым форстеритом ($N_g = 1,668-1,670$) и по составу не отличается от форстерита роговиков. Состав оливинов из аподолеритовых скарноидов весьма постоянен ($N_g = 1,694-1,698$) и отвечает Fa_{11-13} , т.е. магнезиальному хризолиту. Таким образом, метасоматический оливин более магнезиальный, чем даже оливин пикритовых габбро-долеритов, средний состав которого колеблется в пределах Fa_{17-25} . Эти его особенности отражают общую направленность процесса изменения траппов - десиликацию и вынос железа.

Монтчичеллит кристаллизуется в виде изометричных боченкообразных бесцветных кристаллов размером 0,2 - 2 мм. Зерна обладают несовершенной спайностью, которая маскируется грубой трещиноватостью. Оптические свойства монтчичеллита: $-2V = 80^\circ$; $N_g = 1,658-1,661 \pm 0,002$; $N_p = 1,648-1,650 \pm 0,0002$; они

Таблица 3

Химический состав (в вес.%) фассаитов из магнезиальных скарнов и скарноидов

Компоненты	593/529	591/711,5	591/766,7	593/606	54/114	51/530	104	1	2	3
SiO ₂	48,0	46,74	45,0	42,0	41,8	44,5	39,92	46,33	40,26	50,85
TiO ₂	0,47	1,62	0,50	1,0	1,5	1,4	3,87	0,26	2,96	0,89
Al ₂ O ₃	8,0	11,62	8,0	9,1	9,5	6,7	11,53	7,68	12,90	3,15
Fe ₂ O ₃	4,3	7,44	10,0	2,27	6,2	8,02	4,85	5,11	6,19	0,50
FeO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	8,23	1,7	4,02	7,25	1,22	1,23	8,86
MnO	0,12	" "	0,10	0,3	0,2	0,1	0,23	0,04	Нет	0,22
MgO	13,0	12,76	12,0	13,0	13,2	14,3	7,10	13,59	11,65	14,19
CaO	26,0	25,89	24,0	24,0	25,4	20,08	24,00	25,26	24,73	20,41
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,25	Не опр.	0,3	0,18	0,45	0,22	0,17	Не опр.
K ₂ O	" "	" "	Не обн.	" "	Не опр.	0,42	0,12	0,02	0,02	" "
H ₂ O ⁺	" "	" "	Не опр.	" "	" "	Не опр.	0,38	Нет	Нет	0,96
Сумма	99,89	96,07	99,75	99,9	99,8	99,72	99,71	99,85	100,11	100,20
fm	14	22	17,7	30,6	23,8	30,5	48	19	24	
Компоненты (в мол.%)										
Волластонит	40	37	41		29	28	33	37	30	37
Энстатит	36	41	40		36	40	20	37	32	44
Ферросилит	3	} 22	19		2,5	6	12	2	2	19
Компонент Чермака	21					30	26	33	24	36
Эгириин	-		-		2	-	2	-	1	

Анализы выполнены в микрохимической и спектральной лабораториях ЦНИГРИ. Аналитики А.И.Буханова и Е.Е.Стулова
 1 - фассаит из бассейна р.Виллой; 2 - титанистый фассаит из бассейна р.Виллой; 3 - клинопироксен из оливниного габбро-долерита северо-восточного хонолита Талнахского месторождения.

показывают, что минерал почти не содержит железа. Монтичеллит довольно устойчив к серпентинизации.

Шпинель выделяется преимущественно в виде мелких (0,1 мм и меньше) идиоморфных октаэдрических зерен, реже они достигают 0,5 мм, в единичных случаях встречаются крупные хорошо образованные кристаллы. Цвет зеленый, в более крупных зернах наблюдается потемнение окраски к краю зерна вплоть до коричневой и непрозрачной. Судя по показателям преломления (1,720–1,730), составы колеблются от почти чистой шпинели до содержаний 10% герцинита.

Флогопит в породе имеет синевато-зеленый цвет, в шлифах совершенно бесцветен и не плеохроирует. Размеры шестиугольных табличек обычно не превышают 1 мм, редко встречаются скопления более крупных пластинок до 3–5 мм. Показатели преломления: $N_g = 1,579 \pm 0,002$; $N_p = 1,549 \pm 0,002$. Химический анализ (микрхимическая и спектральная лаборатория ЦНИГРИ) дает почти чистый флогопит ($f_m = 0,06$) с некоторым избытком отношения $Al/Mg = 1:3$, что указывает на принадлежность его к ряду истонита (Дир и др., т.3, 1966):

SiO ₂	39,6	K ₂ O	7,56
TiO ₂	0,8	H ₂ O	4,00
Al ₂ O ₃	15,0	F	0,3
Fe ₂ O ₃	3,7	MnO	0,17
MgO	29,5		
CaO	0,3	Сумма	100,66

$$(K_{1,34}Ca_{0,04})_{1,34}(Mg_{5,88}Fe_{0,36})_{6,24}(Si_{5,28}Al_{2,4}Ti_{0,08})_{7,76}(OH)_3,64F_{0,4}O_{20}$$

Флогопит часто замещается пластинчатым клинохлором вплоть до полных псевдоморфоз. При известковом скарнировании флогопит охотно замещается везувианом.

Ангидрит — чрезвычайно характерный и широко распространенный минерал как экзоконтактовых, так и аподолеритовых магнезиальных скарноидов. Выполняя многочисленные послойные и секущие трещины в виде прожилков и жил мощностью в десятки сантиметров, ангидрит проникает далеко в стороны, развиваясь в породах метасоматически в виде скелетных зерен и пойкилобластов, включающих фассаит, оливин, периклаз. В породах ангидрит выделяется бледно-фиолетовой окраской, в шлифах обнаруживает полисинтетическое двойникование по (011); $N_g = 1,612$; $N_p = 1,570$; $+2V = 41-43^\circ$. Наиболее характерные элементы-примеси: Sr — O, n; Y, Ti, Cu — O, n; Fe, Ni, Co, Cr, Mn — 0,00n.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД

Все типы пород по содержанию ангидрита и кальцита можно условно разделить на две группы: 1) собственно скарны и скарноиды (менее 50 объемн.% этих минералов) и 2) кальцит-ангидритофиры. Ко второй группе отнесены также офикальциты (апофорстеритовые кальцифиры) без ангидрита.

Собственно магнезиальные скарны и скарноиды

Описание пород проводится от внешних (передовых зон) метасоматической колонки к внутренним (тыловым). Соответствующие минеральному составу зоны экзо- и аподолеритовых скарноидов часто довольно сильно различаются по структурным и текстурным особенностям, так что целесообразно рассматривать их отдельно.

Существенно фассаитовые и шпинель-фассаитовые породы. По микроструктурному шпинель-гроссуляр-диопсидовому роговиковому агрегату развиваются экзоконтактовые фассаитовые породы, они имеют различную мощность — от десятков сантиметров до метра. Внешне это плотные, мелкозернистые породы зеленоватого-серого цвета, участками довольно однородные, иногда с пятнистой текстурой, пронизанные прожилками позднего серпентина, кальцита и гипса. В штуфах границы их с роговиками и серпентиновыми породами довольно расплывчатые. Микроструктура в основном гранобластовая, участками лепидогранобластовая, сидеронитовая или коррозийная.

Минеральный состав (в объемн. %): фassaит 45-80, ангидрит 0-15, кальцит 0-18, шпинель 0-17, флогопит 0-5, серпентин 0-40, гидрогранат 0-10, хлорит 0-8, магнетит 0,3, сульфиды 0-10. Разновидности с существенным содержанием серпентина являются переходными к серпентиновым породам. Основной структурный рисунок породы создается мелкозернистым агрегатом изометричных или субидiomорфных зерен фassaита размером 0,2-0,4 мм, включенных в крупные пойкилобласты ангидрита. Среди этого агрегата местами сохраняются участки не до конца замещенного роговикового агрегата. Реликты этого агрегата образуют также мутные ядра, часто встречающиеся в центре зерен фassaита. Шпинель, флогопит и магнетит занимают межзерновые промежутки. Сульфиды обычно развиваются вместо ангидрита. Псевдоморфозы серпентина по форстериту образуют как автономные выделения, так и пойкилобласты, включающие мелкие зерна фassaита, которые постепенно "заплывают" (растворяются) по мере увеличения количества псевдоморфоз.

Анодolerитовые фassaитовые породы отличаются от описанных меньшей мощностью (сантиметры или первые десятки сантиметров). Они весьма неоднородны - участки плотных темно-синевато-серых мелкозернистых пород перемежаются с более крупнозернистыми и светлоокрашенными. Микроструктура такситовая - чередуются гетерогранобластовые, пойкилогранобластовые и бластопойкилоофитовые участки, зависящие от степени преобразования габбро-долерита. В минеральном составе пород, по сравнению с описанными, почти исчезают гидрогранат, кальцит и хлорит, но добавляются до 10 объемн. % пренит (по плаггиоклазу) и ильменит (продукт распада титаномагнетита). Основную ткань породы также составляет фassaит, но здесь он образует ксеногранобластовый агрегат неправильных зерен размером 0,2 - 1 мм. Обычные контакты зерен - бухтообразные внедрения одного в другое. Шпинель и флогопит расположены в интерстициях, ангидрит (в эндоконтактных зонах магнезиальных скарнов он отсутствует) обычно образует крупные пойкилобласты. Изредка встречаются геновые реликты ойкокристаллов первоначального траппового пироксена со следами пойкилитовых ростков пренитизированного или разложенного плаггиоклаза.

При постепенном переходе к неизменному габбро-долериту таких реликтов становится все больше, фassaит здесь развивается только по первичному пироксену, который, сохраняя форму ойкокристалла, приобретает оптические свойства фassaита и блоковое погасание. В шлифах видны различные стадии распада такого ойкокристалла на "блоки" - зерна фassaита. Результаты химических анализов 10 образцов существенно фassaитовых пород приведены в табл. 4.

Существенно оливиновые и шпинель-оливиновые породы. Наиболее распространенный тип пород - это *шпинель-форстеритовые скарны и экзоскарноиды*, своим обликом определяющие внешний вид тел магнезиальных скарнов и экзоскарноидов. Мощность форстеритовых скарнов доходит до 10 м, суммарная мощность форстеритовых скарноидов достигает 15-20 м, хотя мощность зоны в каждой колонке не превышает десятков сантиметров.

Первоначальные форстеритовые скарны, судя по сохранившимся реликтам, обладали панидиоморфнозернистой или пойкилобластовой структурой и состояли из идиоморфных зерен форстерита размером 0,3-0,5 мм (65-70%), фиолетового ангидрита и голубого кальцита (около 30%) в виде ксеноморфных зерен в интерстициях или крупных пойкилобласт, шпинели (3-5%), развивающейся в межзерновых швах, а также флогопита, магнетита и сульфидов.

Неизмененные форстеритовые скарны почти не встречаются. Обычно они полностью серпентинизированы, при этом серпентин неоднократно перестлагался. Серпентиновые породы макроскопически весьма неоднородны. Это афанитовые мягкие породы серовато- и желтовато-зеленые, сине-серые вплоть до черных (на оруденелых участках), пятнистые, полосчатые, плейчатые, обычно с тонкорассеянной рудной минерализацией. Наиболее распространена петельчатая и четковидная структура. Негативные структуры, представляющие собой вторичные псевдоморфозы мелкозернистого карбоната по оливиноу, погруженные в войлокоподобную массу хризотила, подчеркивают первичную структуру пород. Помимо названных минералов, в породах присутствуют гидрогранат, хлорит, брусиг, серпофит, низкотемпературные ангидрит и кальцит, гипс и рудные минералы. Заметные содержания графита отмечены В.В.Ершовым, Г.Б.Поповой, И.Н.Горяиновым, И.А.Наторхиным.

Существенно оливиновые и фассаит-оливиновые аподолеритовые скарноиды сильно отличаются от описанных выше пород как по масштабам распространения, структурам, так и по внешнему облику. Наиболее широко они развиваются при скарнировании оливиновых и пикритовых габбро-долеритов, образуя линзы, полосы и прожилки. Это либо плотные темно-зелено-серые меланократовые породы, либо более светлые на серпентинизированных участках, местами на сколах видны блестящие плоскости крупных пойкилобласт ангидрита. Структура пород гетерогранобластовая и пойкилобластовая, оливин и фассаит могут присутствовать одновременно или давать пятнистые и полосовые обособления. Кроме перечисленных минералов, в породах могут присутствовать шпинель (2-4%), магнетит и сульфиды. Оливин обычно имеет овальную и округлую форму и небольшие размеры (0,1 - 0,5 мм). Здесь значительно чаще встречаются свежие зерна, затронутые серпентинизацией только по грешинкам. *Сплошная серпентинизация оливина* распределяется в породе как бы полосами и, по-видимому, приурочена к макротрещинам.

При наблюдении в шлифах удается проследить все стадии преобразования магматического оливина в метасоматический. Степень этого преобразования, как и фассаитизация пироксена, возрастает вместе с интенсивностью ангидритизации.

Начальные стадии метасоматоза фиксируются по грануляции магматического оливина, причем часто единое зерно состоит из агрегата разновременных угасающих участками зерен. Наряду с этими зернами в породе развиты мелкие (0,1 мм и менее) округлые зернышки оливина, расположенные кучками или вытянутые в прожилки, переслаивающие границы пироксена и плагиоклаза. Обычно в таких породах присутствуют мелкие ксеноморфные зерна ангидрита, занимающие интерстиции. В более преобразованных породах, где плагиоклаз уже полностью растворен и структура перестроилась в гранобластовую (с пойкилобластами ангидрита), для оливина характерен гетерогранобластовый агрегат совместно с фассаитом или без него. В оливин-фассаитовых агрегатах наблюдаются любые соотношения: зерна обоих минералов равны по величине и примыкают друг к другу, более мелкие зерна оливина включены в более крупные метакристаллы фассаита и, наоборот, крупные идиоморфные зерна оливина переполнены мелкими *изомеричными зернышками фассаита*. Все эти соотношения свидетельствуют о близко одновременной кристаллизации обоих минералов.

Химические анализы 11 образцов (ан. 11-20) серпентиновых пород экзоконтакта, в разной степени оруденелых, и фассаит-оливиновых аподолеритовых пород приведены в табл. 4.

Шпинель-монтichelлитовые экзоскарноиды занимают среди магнезиальных скарноидов Талнаха особое место. Они развиваются на отдельных участках вместо форстеритовых пород, образуя линзы, в которых среди монтichelлитового агрегата почти всегда встречаются реликты форстерита, не до конца замещенного монтichelлитом. Это плотные, мелкозернистые, светло-серые породы гетерогранобластовой и пойкилогранобластовой структуры. Порода состоит из идиоморфных зерен монтichelлита размером 0,2 - 2 мм (40 - 70%), мелких (около 0,1 мм) кристалликов зеленой шпинели (3,5-4%), ангидрита (18-19%), кальцита (2-5%), фассаита (0-40%) и единичных корродированных зерен реликтового форстерита. В краевых участках зоны часто присутствует фассаит в виде пойкилоофитовых вростков в монтichelлите.

Монтichelлитовые породы легко подвергаются последующему известковому скарнированию. Вместо парагенезиса шпинель + монтichelлит здесь развивается парагенезис *волластонит + везувиан*. Серпентинизация проявлена слабо.

Химический состав шпинель-монтichelлитовых пород, по данным пересчета из молекулярного состава, приведен в табл. 4 (ан. 21-23).

Бруситовые породы в экзоконтактах Талнаха распространены довольно широко, однако несравненно меньше, чем серпентиновые. Аподолеритовые оруденелые бруситовые породы пока были найдены нами только в одном случае (скв. 593, гл. 640 м). Бруситовые породы экзоконтакта детально изучены Д.М. Туровцевым (1969). Они образуют отдельные "прослой", линзы и секущие прожилки среди серпентиновых пород, обычно с постепенными переходами, но иногда с резкими контактами. Внешне они выделяются более светлой пепельной буровато-серой окраской.

Существенно бруситовые разности содержат до 90-95% этого минерала. Он образует концентрически-зональные радиально-лучистые агрегаты размером 0,3-1,5 мм. Какие-либо признаки унаследования первичной структуры периклаза в них отсутствуют.

ют. Однако в единичных случаях все же встречаются реликты псевдоморфных структур, указывающие на образование брусита за счет периклаза на участках, менее затронутых процессами повторного переотложения. Судя по наблюдавшимся участкам, первоначальные периклазовые породы содержали не более 50-60% периклаза, остальной объем породы был занят ангидритом. По-видимому, замещение низкотемпературным многократозональным бруситом всего объема породы происходит за счет расширения последнего.

Флогопитовые породы как самостоятельные образования известны пока только в экзоконтактах, хотя флогопит почти постоянно присущствует в аподолеритовых скарноидах, развивающихся по безоливиновым дифференциатам.

В штуде флогопитовые породы - свежло-зеленые, желтовато- или серовато-зеленые, массивные, иногда полосчатые или мелкопятнистые, мелкозернистые. Полосчатость обусловлена чередованием фассаитовых и флогопитовых прослоев. Общая мощность таких полосчатых тел может превышать 30 м (в скв. 593) при мощности отдельных зон в несколько сантиметров. Оруденелые разности флогопитовых пород приобретают темно-сине-серый цвет. Структура пород лепидогранобластовая. Флогопит составляет 60-80% породы. Его вытянутые пластинки размерами около 1, редко 3-5 мм обычно образуют неориентированный агрегат, реже отмечаются случаи ориентировки вдоль полосчатости. Края пластинок часто расщеплены. В породах присутствуют в небольшом количестве ангидрит, кальцит, магнетит, сульфиды, гранат и везувиан, последний корродирует и замешает флогопит. Мелкие округлые пятнышки, выделяющиеся более светлой окраской, сложены укрупненными пластинками флогопита, скелетными кристаллами везувиана и пойкилообластами ангидрита.

Вторичные изменения флогопита заключаются в хлоритизации. Полное замещение флогопита пластинчатым клинохлором обычно приурочено к определенным пластовым трещинам. Химический состав четырех образцов флогопитовых пород приведен в табл. 4.

Кальцит-ангидритофиры

Эти породы составляют достопримечательность Талнахского рудного поля, так как широкое участие ангидрита в метасоматических процессах начиная с самых высокотемпературных его этапов - довольно редкое явление. Здесь оно связано с наличием в девонской осадочной толще многочисленных ангидритовых прослоев, составляющих до 40-50% объема свит. Среди кальцит-ангидритофиров выделяются фассаитовые, форстеритовые (оливиновые), реже монтичеллитовые и периклазовые разности. Они развиты в зальбандах кальцит-ангидритовых жил, состав цветных минералов зависит от типа метасоматической колонки. Мощность кальцит-ангидритофиров не превышает десятков сантиметров. Внешне это светло-фиолетовые и голубоватые массивные грубозернистые породы. В них неравномерно разбросаны включения цветных минералов. Структура гранобластовая, пойкилогранобластовая, мозаичная, зубчатая. Порода состоит из изометричных зерен ангидрита и кальцита в различных количественных соотношениях размером от 5 мм до 2-3 см, часто образующих диаблассические сростания. Для обоих минералов характерны полисинтетические двойники. Цветные минералы обладают наибольшими размерами и идиоморфизмом по сравнению с соответствующими минералами скарноидов. Количество цветных минералов возрастает по направлению к зальбанду жилы, однако граница между кальцифирами и скарноидами обычно видна отчетливо именно из-за различия их структур.

Вторичные низкотемпературные изменения выражаются в огипсовании ангидрита вдоль межзерновых швов и полной серпентинизации оливина. Химический состав восьми образцов кальцит-ангидритофиров приведен в табл. 4.

Офикальциты (апофорстеритовые кальцифиры) образуют внешнюю зону экзоконтактной части колонки магнезиальных скарнов. Мощность их обычно невелика (1-2 м), и они связаны постепенными переходами как с серпентиновыми породами, так и с бруситовыми мраморами. Серпентиновые породы также часто образуют линзы и прожилки среди офикальцитов. Офикальциты - это обычно мелкозернистые, серые, со свежло-зеленым оттенком мелкопятнистые или полосчатые породы. Размер минеральных зон не превышает 0,2-0,4 мм. Они состоят из агрегата изометричных зерен

Таблица 4

Результаты химических анализов магнезиальных скарнов и скарноидов Талнахского рудного

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	171/636	43,34	1,20	11,21	3,33	5,48	0,28	9,17	21,67
2	56/114	36,10	1,20	10,19	7,61	1,80	0,16	10,07	25,26
3	56/116	35,80	0,70	11,75	3,18	1,09	0,07	9,35	29,92
4	56/112	39,14	1,45	11,08	5,37	3,95	0,43	10,35	24,59
5	171/610	38,74	1,30	11,34	5,41	5,99	0,33	13,12	15,81
6	591/767	41,08	0,46	11,13	3,73	3,22	0,28	14,16	21,28
7	591/710	42,14	0,90	9,54	2,38	2,24	0,14	10,14	24,92
8	593/595	44,50	0,80	13,89	3,14	7,20	0,16	9,60	15,15
9	593/575	40,28	1,00	11,23	3,46	6,48	0,17	10,49	21,88
10	591/756	30,04	0,42	7,42	10,11	0,97	0,12	14,34	22,40
11	421/575	23,82	0,18	3,18	7,54	7,70	0,08	24,05	12,21
12*	421/581	12,54	0,19	1,48	27,55	7,44	0,14	14,07	5,27
13	171/675	18,10	0,10	3,71	1,60	0,54	0,10	26,13	16,93
14	238/90	28,50	0,10	6,89	2,48	0,65	0,07	35,51	4,44
15	171/622	27,40	0,40	6,36	1,64	6,26	0,15	20,64	16,17
16	171/603	37,59	0,83	12,46	3,92	5,67	0,17	18,47	12,12
17	591/753	28,20	0,35	6,49	4,02	1,19	0,18	22,76	15,82
18	591/709	25,78	0,61	6,22	2,84	2,43	0,14	18,01	19,13
19	591/733	33,70	0,65	11,28	7,56	5,63	0,16	11,45	14,85
20	593/603	33,00	0,90	10,06	5,01	3,60	0,14	12,42	21,26
21	166/542	29,10	0,50	6,43	5,79	2,29	0,07	15,86	28,99
22	166/543	23,07	0,46	3,38	1,92	0,54	0,05	16,96	32,89
23	166/544	33,20	0,11	6,23	2,26	0,54	0,02	15,20	30,87
24	593/460	30,94	0,20	10,33	1,80	2,01	0,12	24,29	12,79
25	593/468	37,00	0,52	11,78	2,93	2,30	0,11	27,29	8,47
26	51/549	26,74	0,42	6,33	22,13	6,46	0,11	22,31	1,57
27	51/552	27,74	0,34	5,58	11,45	6,34	0,18	24,40	2,35
28	593/640	10,06	0,10	2,65	0,34	6,72	0,12	38,37	10,50
29	421/582	0,44	0,10	0,53	9,58	21,42	0,07	36,63	2,38
30	51/530	22,22	0,72	3,35	4,01	2,01	0,05	6,72	35,84
31	421/590	19,96	0,31	5,20	2,16	0,93	0,05	10,64	27,70
32	421/519	4,08	0,05	1,06	4,52	2,83	0,04	4,92	34,85
33	421/580	-	-	-	0,92	1,51	0,03	1,20	38,85
34	421/511	0,10	0,01	-	0,84	0,14	0,02	-	54,31
35	171/668	7,40	0,02	2,12	5,88	4,02	0,08	5,77	32,66
36	593/680	16,74	0,28	5,52	0,83	1,44	0,08	18,20	21,54
37	593/662	4,00	0,14	0,92	4,10	1,47	0,06	1,01	36,67
38	238/95	18,43	0,09	2,65	1,04	0,23	0,09	19,35	28,39
39	61/210	26,68	0,10	1,32	1,85	0,65	0,95	27,93	17,20
40		34,66	0,57	9,23	3,91	3,08	0,19	14,49	20,83
41		47,42	1,02	15,18	3,78	7,68	0,25	6,65	11,12
42		37,53	0,55	8,30	5,17	10,77	0,22	23,29	5,58

Анализы проведены в химических лабораториях ЦНИГРИ и ТОМЭ ЦНИГРИ.

*Определено 21,51% потери при прокаливании.

1 - 5 - шпинель-фассаитовые породы из эндоконтактных зон магнезиальных скарнов; 6 - 10 - аподолеритовые фассаитовые породы; 11 - 16 - серпентиновые породы экзоконтакта; 17 - 20 - аподолеритовые фассаит-оливиновые породы; 21 - 23 - шпинель-монтчеллитовые породы; 24 -

кальцита (40-60%), среди которого равномерно или скоплениями распределены глобулы тонковолокнистого серпентина (30-40%), обычно сохраняющие форму замещенного форстерита. Тонкая сыпь магнетита (около 3-4%) присутствует почти постоянно, как и мелкие листочки хлорита (по флогопигу). В породе также часто присут-

поля (в вес.%)

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	SO ₃	S ²⁻	Cu	Ni	H ₂ O ⁻	Сумма	Объемный вес
0,28	Не обн.	0,09	3,34	0,60	-	0,18	0,10	0,07	0,39	100,28	3,08
0,48	0,15	Сл.	2,09	0,65	0,47	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,26	98,77	2,65
0,62	-	0,08	4,98	1,55	1,90	0,10	0,02	0,03	2,91	100,28	2,60
0,67	0,12	Сл.	1,32	0,75	0,48	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,35	100,50	
0,81	0,26	0,10	4,74	0,71	0,36	1,01	-	" "	0,69	99,61	3,10
0,20	-	0,05	2,28	0,42	1,64	0,99	0,29	0,27	-	100,60	
0,43	0,10	0,07	2,50	0,29	4,96	1,98	0,01	0,03	-	100,70	
1,48	0,28	-	3,00	-	Сл.	0,71	0,05	0,04	0,08	100,12	
0,22	0,02	-	2,20	-	1,41	0,52	0,06	0,02	-	99,40	
0,18	-	0,02	4,10	0,54	7,40	6,35	1,35	0,66	0,63	100,90	
0,16	0,09	0,04	9,84	9,02	0,75	1,62	0,80	Не обн.	1,52	100,27	2,71
0,20	0,09	0,02	Не обн.	Не обн.	7,41	9,97	2,20	>1	0,90	100,17	3,50
0,10	0,05	0,11	11,16	5,71	15,00	0,28	0,02	0,01	1,33	100,48	2,54
0,10	0,09	0,05	15,58	4,58	0,31	0,18	0,02	0,01	1,31	99,46	2,32
0,10	0,09	0,02	9,10	1,65	6,93	2,29	1,85	0,70	1,26	99,90	3,04
0,69	0,17	0,05	6,90	0,28	0,62	1,58	0,49	0,01	0,67	101,22	3,01
0,10	0,10	0,03	7,23	0,68	13,03	5,94	0,07	0,28	0,73	100,90	
0,33	0,10	0,04	6,20	0,56	18,31	7,46	0,01	0,02	1,30	99,80	
0,95	0,26	0,06	4,03	0,33	7,62	6,00	0,68	0,25	1,01	100,96	
0,17	0,02	-	3,50	0,76	7,60	1,52	0,16	0,09	0,10	100,33	
0,10	-	-	3,00	1,37	6,70	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	100,00	3,15
0,08	-	-	2,99	0,92	6,55	" "	" "	" "	" "	100,00	3,09
0,10	0,01	-	1,45	2,00	8,39	" "	" "	" "	" "	100,00	3,16
0,13	0,98	-	6,28	0,16	8,15	1,09	0,04	0,02	-	99,33	2,70
0,17	0,35	-	8,00	0,44	0,06	1,27	0,11	0,03	-	100,80	
0,20	3,60	0,12	5,11	0,56	0,82	4,01	0,06	Не обн.	0,69	107,27	
0,13	1,34	1,25	8,95	8,10	2,26	Не обн.	Не обн.	" "	1,25	100,36	
0,10	0,10	0,05	-	8,44	14,73	1,93	0,73	0,16	1,27	100,35	
0,10	0,09	0,02	-	4,44	16,65	9,00	1,56	0,70	0,68	100,21	2,85
0,09	0,24	0,14	1,47	16,10	7,55	Не обн.	0,03	Не обн.	1,45	102,01	
0,12	0,12	0,21	3,60	0,23	29,74	0,30	0,06	0,01	0,86	99,33	3,03
0,10	-	1,18	2,86	9,83	32,39	2,99	Не обн.	Не обн.	1,02	100,21	2,76
0,10	0,09	0,06	3,14	0,98	53,52	0,64	0,10	" "	1,26	100,72	2,75
0,16	0,08	0,01	0,92	40,00	4,73	0,42	0,01	0,003	0,65	101,16	2,71
0,16	0,09	0,01	2,92	11,95	22,15	5,64	2,38	~1	0,30	100,43	3,01
0,08	0,06	-	6,08	-	29,29	Сл.	0,04	0,01	-	100,19	
0,10	-	0,26	0,64	0,88	49,26	0,01	0,02	0,16	0,16	100,00	
0,10	0,55	0,05	7,20	22,35	0,17	0,09	Сл.	Сл.	0,48	100,64	2,61
0,10	0,09	0,55	9,34	13,36	0,27	0,66	0,02	Не обн.	0,54	99,84	2,58
0,53	1,06	0,15	-	1,46	6,64	Не обн.	Не обн.	" "	Не обн.	100,00	
2,31	0,95	0,16	2,32	-	Не обн.	" "	0,03	0,02	0,33	100,05	
0,69	0,36	0,10	5,60	-	" "	1,50	0,40	0,23	0,88	101,44	

27 - флогопитовые породы; 28 - 29 - бруситовые породы; 30 - 37 - кальцит-ангидритиферы; 38 - 39 - офикальциты; 40 - пироксеновый роговик среднее из 15 анализов (по Д.М. Туровцеву); 41 - безоливиновый габбро-долерит северо-западного интрузива, среднее из 18 анализов; 42 - пикритовый габбро-долерит северо-западного интрузива, среднее из 11 анализов.

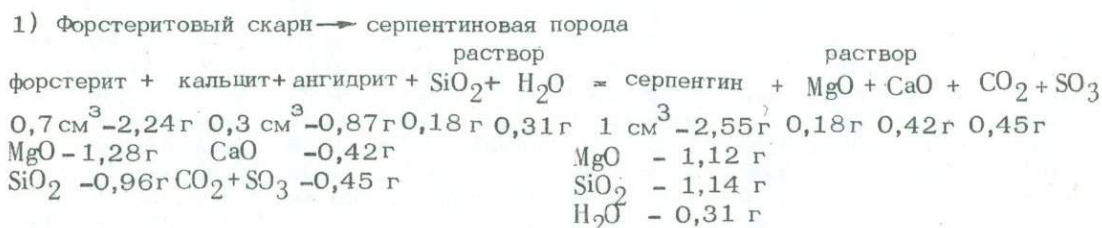
ствуется в небольшом количестве брусит (псевдоморфозы по периклазу). Полосчатость обусловлена распределением серпентиновых глобул. В оруденелых разностях сульфиды обычно развиваются вместо кальцита, образуя сидеронитовый цемент.

Химический состав двух образцов офикальцитов приведен в табл. 4.

ЗОНАЛЬНОСТЬ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ И СКАРНОИДОВ И Р - Т. УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Соответствие химического состава пород, слагающих зоны метасоматических колонок, минеральному составу этих пород выявляется при нанесении анализов (см. табл. 4) на обычную диаграмму состав - парагенезис для магнезиальных скарнов (рис. 1). Существенно фассаитовые породы группируются около коннды фассаит - шпинель. Сюда же попадают анализы аподолеритовых оливин-фассаитовых пород. Серпентиновые породы часто расположены вблизи точки форстерита, частично сдвинуты к стороне треугольника $\text{SiO}_2 - 1/2 \text{Al}_2\text{O}_3$ из-за присутствия реликтового фассаита и наложенного гидрограната. По той же причине сдвинуты вправо и шпинель-монтichelлитовые скарноиды. Наиболее тесный рой точек образуют флогопитовые породы. Кальцит-ангидритофиры занимают на диаграмме места, соответствующие составу их цветных минералов. Бруситовые породы расположены вблизи вершины MgO .

Для количественной оценки химических изменений в каждой зоне применяли окисно-объемный метод пересчета данных химических анализов. Однако учитывая глубокое преобразование некоторых метасоматитов низкотемпературными процессами, полностью уничтожившими первичную структуру пород, необходимо предварительно сделать обратные пересчеты, например по следующей схеме:



Реакция идет с выносом 0,56 г на 1 см³ вещества или около 17% первоначальной массы, что согласуется с пониженным объемным весом и повышенной пористостью этих пород (Юдина, Власова, 1970). Однако количество вынесенного MgO составляет всего 6%, и им можно в первом приближении пренебречь. Основной вынос идет за счет растворения высокотемпературных кальцита и ангидрита.

Аналогичный пересчет реакции бруситизации периклаз-ангидритовых пород показывает, что этот процесс также идет со значительным выносом в основном за счет растворения кальцита и ангидрита (и рудных компонентов в оруденелых разностях). Дефицит MgO составляет около 16% первоначальной массы, что необходимо учитывать. При обратных пересчетах приходится пользоваться удельным весом (минералогической плотностью) пород, определенным из количественных подсчетов в шлифах.

Расчеты изменения химического состава пород по зонам и общего баланса вещества для главных типов метасоматических колонок с применением исправленных анализов приведены в табл. 5. Пересчитывали анализы, характеризующие отдельные колонки, в некоторых случаях брали усредненные цифры.

Эти данные позволяют сделать следующие выводы о химической направленности процесса магнезиального скарнообразования.

1. Главные процессы, обеспечивающие образование симметрично-зональных метасоматических тел, - это вынос из первоначальных пород кремнезема и глинозема и привнос в них CaO , CO_2 и SO_3 . Хотя в приведенных примерах по образованию экзоскарноидов не всегда отмечается значительный привнос кальция, однако нужно учитывать изобилие жил высокотемпературного фиолетового ангидрита с кальцитом и кальцит-ангидритофиром в их зальбандах, которые в сумме составляют едва ли не четверть всего объема метасоматитов.

2. Количество привнесенного кальция зависит не от первоначального состава пород, а только от интенсивности процесса.

3. Масштабы выноса кремнезема и глинозема в некоторой степени зависят от их первоначального содержания в породе, и с этим связано разнообразие типов зональности - появление флогопита вместо форстерита, отсутствие оливиновых зон в

полностью связывается в кальцит и ангидрит¹. Геологические соотношения тел магнезиальных и известковых скарнов и скарноидов – их постоянное пространственное совмещение, приуроченность к одним и тем же трещинам, телескопирование минеральных парагенезисов, последовательность замещений минералов и т.д. подтверждают сделанный выше вывод.

Основываясь на всех приведенных материалах, следует отказаться от предположения о ювенильном магнезиальном метасоматозе со всеми вытекающими отсюда следствиями генетического порядка (Горяинов, 1966, 1968).

Перейдем к выяснению относительной подвижности компонентов при магнезиальном скарнообразовании. Для этого проанализируем строение метасоматических колонок, применяя правило фаз (Коржинский, 1957).

Известно, что при метасоматозе, идущем в изохорических условиях, $\phi = k_i + 1$. Интенсивными параметрами такой системы являются $T, P_{\text{ж}} = P_{\text{CO}_2} + P_{\text{SO}_3} + P_{\text{H}_2\text{O}}, C_{k_i}$.

Маломинеральность неизмененных магнезиальных скарнов и скарноидов свидетельствует о малом числе инертных компонентов (табл. 6). Кальцит и ангидрит, присутствующие во всех зонах, являются избыточными вполне подвижными минералами, заполняющими свободный объем породы. Их появление зависит только от активностей привносимого флюидами CaO и составляющих флюида – CO₂ и SO₃. Число остальных минералов в зонах не превышает два², в состав их входят SiO₂, Al₂O₃ и MgO, содержащиеся во всех первоначальных породах, по которым образовались скарноиды, т.е. заданные экстенсивным параметром – массой. Они являются инертными компонентами системы. Однако по правилу фаз число инертных компонентов $k_i = \phi - 1$ не может превышать два. Соответственно все три компонента одновременно не могут быть инертны ни в одной зоне.

Для выяснения ряда подвижности рассмотрим наиболее полную колонку магнезиальных скарноидов (см. табл. 6). В тыловой зоне, состоящей из ангидрита и кальцита, все компоненты подвижны, в следующей, периклазовой зоне единственный инертный компонент – MgO, в двух следующих зонах (шпинель-форстеритовой и шпинель-фассаитовой) инертны два компонента, из них один – Al₂O₃, другой – либо MgO, либо SiO₂. Учитывая наличие переходной зоны между периклазовой и форстеритовой, где устойчивы оба минерала, следует инертным компонентом, ответственным за появление форстерита, считать кремнезем. Эти же компоненты – SiO₂ и Al₂O₃ – инертны во внешней шпинель-фассаитовой зоне. Изменение минерального состава на границе форстеритовой и фассаитовой зон обусловлено изменением содержания SiO₂ в породе и, соответственно, его концентрации в воздействующем флюиде, например в результате реакции $\phi c \rightleftharpoons \phi o + \text{Ilm} + (\text{CaO}) + (\text{SiO}_2)$. Такое распределение инертных компонентов по зонам в общем отражает процесс постепенного приспособления состава воздействующего флюида к составу первоначальной породы, где все четыре компонента (CaO + MgO, SiO₂, Al₂O₃) являются инертными.

Аналогичным образом распределены инертные компоненты по зонам колонки магнезиальных скарнов. Исходная порода – бруситовый мрамор – характеризуется инертным поведением как MgO, так и CaO. В первой внешней зоне экзоконтакта – бруситсодержащим офикальците – инертными являются MgO и SiO₂ (кальцит – избыточный минерал). В зоне форстеритового скарна инертен SiO₂, наконец, в экзоконтактной шпинель-фассаитовой зоне инертны SiO₂ и Al₂O₃. В данном случае флюид, протекающий вдоль контакта интрузива и бруситовых мраморов, вступает в реакцию с обеими средами. При этом в зону экзоконтакта привносится SiO₂, а в

¹ Однако спорадическое появление монтчеллитовых пород вместо форстеритовых показывает, что $P_{\text{CO}_2 + \text{SO}_3}$ во флюиде, по-видимому, приближается к нижнему пределу, необходимому для равновесия форстерит – монтчеллит при данных температурах. Этот вопрос рассмотрен ниже.

² Появление в породах сопутствующего магнетит-сульфидного оруденения связано с другими процессами – привнесом тяжелых металлов, изменением активностей O₂, S²⁻, F, Cl, K и др. В настоящей работе эти процессы не рассматриваются.

Таблица 5

Изменение химического состава пород по зонам (в г/100 см³) при образовании магнезиальных скарнов и скарноидов

Метасоматиты	Тип зональности	№ зоны	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	SO ₃	Сумма	
Экзокарноиды	Форстеровый	0	125,00	-	32,00	13,80	-	57,50	70,05	-	-	21,40	1,92	321,67	
		1	129,00	-	36,20	17,00	12,80	34,10	81,00	2,40	0,37	2,32	1,48	316,77	
		1 ^a	84,18	0,40	35,15	16,77	18,57	94,00	36,60	2,51	0,71	2,20	5,66	296,75	
		2	66,20	-	8,80	-	-	91,40	51,50	-	-	25,20	28,00	271,10	
		3	-	-	-	-	-	175,70	74,50	-	-	37,00	42,10	329,30	
	Баланс	-125,00	-	-32,00	-13,80	-	+118,20	+4,45	-	-	+15,60	+40,18	+7,63		
	Флогопитовый	0	125,00	-	32,00	13,80	-	57,50	70,05	-	-	21,40	1,92	321,67	
		1	129,00	-	36,20	17,00	12,80	34,10	81,00	2,40	0,37	2,32	1,48	316,77	
		2	83,5	-	28,00	4,85	5,42	63,50	34,10	0,35	2,64	0,43	22,40	245,19	
		Баланс	-41,50	-	-4,00	-3,53	+5,42	+6,00	-35,95	+0,35	+2,64	-20,97	+20,48	-76,48*	
Аподолеритовые скарноиды	по беззольным виновым габбро-долеритам	0	135,00	6,60	38,00	19,80	35,85	14,65	24,03	10,20	3,06	0,87	0,87	288,06	
		1	123,24	1,38	33,39	11,19	9,66	42,48	63,84	0,60	-	1,26	4,92	291,96	
		1 ^a	90,12	0,90	22,24	24,00	9,27	35,80	69,21	0,42	-	1,62	22,20	274,78	
		Баланс	-44,48	-5,7	-15,76	+4,20	-26,58	+21,15	+45,18	+9,78	-3,06	+0,75	+22,20	-13,28	
	по пикритовым габбро-долеритам	0	112,00	0,93	21,00	25,00	29,90	81,00	14,00	1,40	0,62	0,51	0,13	286,49	
		1	90,24	1,12	20,77	12,80	3,81	62,84	50,62	0,32	0,32	2,18	41,69	286,77	
		1 ^a	82,50	1,95	19,80	9,09	7,78	56,63	61,22	1,06	0,32	1,79	58,59	300,73	
		2	51,89	0,86	17,11	2,57	4,46	56,42	66,77	0,25	0,18	-	90,80	291,31	
		Баланс	-60,11	-0,07	-3,89	-22,43	-25,44	-24,58	+52,77	-1,15	-0,44	-0,51	+90,67	+4,82	
Магнезиальные скарны	в эндоконтакте	0	135,00	6,60	38,00	19,80	35,85	14,65	24,03	10,20	3,06	0,87	-	288,06	
		1	123,24	1,38	33,39	11,19	9,66	42,48	63,84	0,60	-	1,26	4,92	291,96	
		Баланс	-11,76	-5,22	-4,61	-8,61	-26,19	+27,83	+39,81	-9,60	-3,06	+0,39	+4,92	+3,90	
			+50,46	-0,03	+9,22	+4,22	+0,59	+34,57	-78,85	-0,19	-0,02	-60,77	+0,20	-40,60	
	в экзоконтакте	2	66,12	0,23	15,98	5,75	1,51	82,38	10,30	0,23	0,21	10,63	0,72	194,06	
		2 ^a	48,10	0,23	6,92	2,71	0,60	44,50	71,46	0,26	1,44	58,33	0,44	234,99	
		00	15,66	0,26	6,76	1,53	0,92	47,81	89,15	0,42	0,23	71,40	0,52	234,66	

Примечание. № зон см. в табл. 1; знаком 1^a обозначены составы пород, переходных между 1 и 2 зонами.

* Не учтен привнос воды.

Таблица 6

Подвижность компонентов при образовании
магнезиальных скарноидов и скарнов

Зона	Минералы	Инертные компоненты	Подвижные компоненты
Экзоскарноиды			
I			
	<i>Рог</i>	$Al_2O_3, SiO_2, (Mg, Fe)O, CaO$	$H_2O, CO_2, SO_3, K_2O, Na_2O$
1	$\Phi c + Шп + Ка + Анг$	Al_2O_3, SiO_2	$H_2O, CO_2, SO_3, K_2O, Na_2O, CaO, MgO$
2	$\Phi o + Шп + Ка + Анг$	Al_2O_3, SiO_2	$H_2O, CO_2, SO_3, K_2O, Na_2O, CaO, MgO$
3	$Пер + Ка + Анг$	MgO	$H_2O, CO_2, SO_3, K_2O, Na_2O, CaO, MgO, SiO_2, Al_2O_3$
4	$Еа + Анг$	-	
II			
0	<i>Рог</i>	$Al_2O_3, SiO_2, (Mg, Fe)O, CaO$	$H_2O, CO_2, SO_3, K_2O, Na_2O$
1	$\Phi c + Шп + Ка + Анг$	Al_2O_3, SiO_2	$H_2O, CO_2, SO_3, K_2O, Na_2O, CaO, MgO$
2	$\Phi л + Ка + Анг$	Al_2O_3	$H_2O, CO_2, SO_3, K_2O, Na_2O, CaO, MgO, Al_2O_3$
Аподолеритовые скарноиды			
0	<i>Гп</i>	$Al_2O_3, SiO_2, (Mg, Fe)O, CaO$	H_2O, K_2O, Na_2O
1	$\Phi c + Ол + Ка + Анг$	Al_2O_3, SiO_2	$H_2O, CO_2, SO_3, K_2O, Na_2O, CaO, MgO$
2	$Ол + Ка + Анг$	SiO_2	$H_2O, CO_2, SO_3, K_2O, Na_2O, CaO, MgO, Al_2O_3$
Скарны			
0	<i>Гбо</i>	$Al_2O_3, SiO_2, (Mg, F)O, CaO$	H_2O, K_2O, Na_2O
1	$\Phi c + Шп + Ка$	Al_2O_3, SiO_2	$H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O, CaO, MgO$
2	$\Phi o + Ка$	SiO_2	$H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O, CaO, MgO, Al_2O_3$
3	$\Phi o + Пер + Ка$	SiO_2, MgO	$H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O, CaO, Al_2O_3$
00	Бруситовый мрамор	MgO, CaO	H_2P, CO_2

Примечание. *Рог* - роговик, *Фс* - фассанит, *Шп* - шпинель, *Фо* - форстерит, *Фл* - флогопит, *Пер* - периклаз, *Ка* - кальцит, *Анг* - ангидрит, *Гп* - пикритовый габбро-долерит, *Гбо* - безоливиновый габбро-долерит.

зону эндоконтакта - CaO , т.е. вновь наблюдается тенденция к выравниванию составов. Эта тенденция хорошо иллюстрируется изменением кислотно-основных характеристик (Жариков, 1967) новообразованных парагенезисов (табл. 7), в целом более основных, чем габбро-долериты.

Закономерности появления трех типов зональности магнезиальных скарноидов хорошо объясняются при анализе зависимости парагенезисов от химических потенциалов SiO_2 и CaO (последний косвенно отражает парциальное давление CO_2 и SO_3 во флюиде). Рассчитана парагенетическая диаграмма для системы $SiO_2-Al_2O_3-MgO-CaO$ (рис. 2). Система, содержащая шесть минералов, является двариантной мультисистемой, но она имеет всего три стабильные четырехфазные инвариантные точки из-за наличия трех вырожденных равновесий. Матрица для расчета приведена в табл. 8. На диаграмме выделяются три области устойчивости парагенезисов: с монтичеллитом, с форстеритом и с флогопитом, а также поле устойчивости периклаза. Парагенезисы с участием монтичеллита устойчивы при наиболее высоких μ_{CaO} . Линия моновариантного равновесия монтичеллит - форстерит $2CaMgSiO_4 \rightleftharpoons Mg_2SiO_4 + (2CaO) + (SiO_2)$ расположена полого к оси μ_{SiO_2} . Образование монтичеллита вместо форстерита в основном зависит от изменения μ_{CaO} (т.е. $P_{CO_2} +$

Таблица 7

Кислотно-основные характеристики (условные потенциалы ионизации) исходных пород и магнезиальных скарнов и скарноидов

Порода	Y, ккал/моль
Существенно пироксеновый роговик *	189,3
Бруситовый апопериклазовый мрамор *	168,5
Габбро-долерит безоливиновый	201-198
Габбро-долерит пикритовый	193
Шпинель-фассаитовая порода	188,5
Флогопитовая порода	187
Шпинель-форстеритовая порода	180,8
Периклазовый кальцит-ангидритифир	165,5
Кальцит-ангидритовая жила	186-192

* По Д.М.Туровцеву.

Таблица 8

Матрица для расчета многопучковой диаграммы в системе $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-CaO}$

Минерал	Формула	Mg	Al	Ca	Si
Фассаит	$\text{Ca}(\text{Mg}_{0,74}\text{Fe}_{0,04}^{3+}\text{Al}_{0,07})_2\text{O}_6[\text{Si}_{1,72}\text{Al}_{0,27}\text{Ti}_{0,01}]_2\text{O}_6$	0,75	0,34	1	1,7
Форстерит	Mg_2SiO_4	2	0	0	1
Шпинель	MgAl_2O_4	1	2	0	0
Монтichelлит	CaMgSiO_4	1	0	1	1
Периклаз	MgO	1	0	0	0
Флогопит	$\text{KMg}_3(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{F}, \text{OH})_2$	3	1	0	3

Однако воспользоваться этими данными нельзя, так как они, во-первых, относятся к сухим метаморфическим системам, во-вторых, не учитывают повышенный потенциал SiO_2 при реакции замещения форстерит \rightleftharpoons монтichelлит. Р.Керн и А.Вайсброд (1966), разбирая реакцию кальцит + кварц \rightleftharpoons волластонит + CO_2 , отмечают, что температура равновесия тем выше, чем слабее химический потенциал SiO_2 . Этот вывод, по-видимому, можно распространить на все метаморфические (и метасоматические) реакции с участием кремнезема. Во всяком случае это справедливо для реакций образования монтichelлита. Действительно, реакция периклаз + кальцит + $(\text{SiO}_2) \rightleftharpoons$ монтichelлит + CO_2 (см. рис. 3, г), для осуществления которой необходимо наибольшее количество SiO_2 , при $P_{\text{CO}_2} = 500$ атм достигает равновесия уже при температуре около 250°C , т.е. на 700° ниже, чем реакция Уолтера (см. рис. 3, а) Поэтому в качестве исходной была рассчитана¹ кривая равновесия форстерит +

¹ Термохимические данные взяты из справочников У.Д.Верятина и др. (1965) и М.Х.Карапетьянци и М.Л.Карапетьянци (1968).

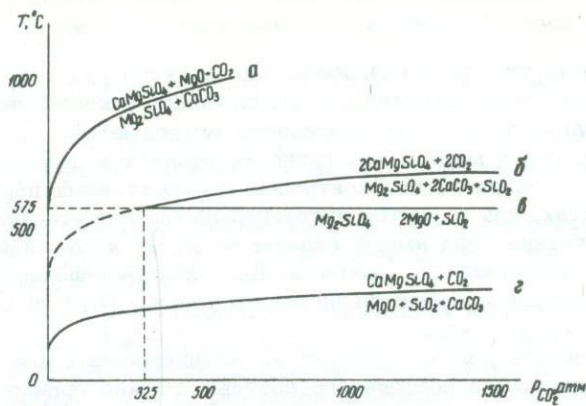


Рис. 3. P-T-диаграмма равновесий монтичеллит - форстерит и форстерит - периклаз

+ 2 кальцит + (SiO₂) ⇌ 2 монтичеллит + 2CO₂ (см. рис. 3,б), на которой в месте пересечения ее с прямой 2 периклаз + (SiO₂) ⇌ форстерит (см. рис.3, в) и находится искомая неинвариантная точка.

Полученные параметры (P_{CO₂} = 325 атм, T = 575°С) определяют P-T-условия устойчивости монтичеллита совместно с периклазом. Этот парагенезис, как отмечалось выше, на Талнахе не встречен. Следовательно, реакция монтичеллит ⇌ форстерит идет при более высоких температурах.

Однако реальная температура ненамного превышает расчетную. Дело в том, что при расчете реакции рис. 3,б не учитывалось присутствие во флюиде H₂O и SO₃. Известно, что присутствие H₂O существенно снижает нижнюю границу температурной устойчивости монтичеллита (Ревердатто, 1968). Влияние парциальной доли труднолетучего, но весьма агрессивного соединения SO₃ на равновесие реакции рис. 3,б пока неясно. Наличие больших количеств ангидрита в исходных породах свидетельствует как будто о большой парциальной доле SO₃ в метасоматизирующем флюиде. Однако приблизительный термодинамический расчет реакции форстерит + 2 ангидрит + (SiO₂) = 2 монтичеллит + 2 SO₃ (по методике В.В.Доливо-Добровольского, 1965) показывает, что монтичеллит является крайне неустойчивой фазой в температурном интервале от 300 до 1200°С даже при незначительных давлениях SO₃·ΔZT реакции > 0. Следовательно, присутствие ангидрита, вернее SO₃, во флюиде должно резко повышать как температуру равновесия $\Phi_0 \rightleftharpoons M_0$, так и равновесное парциальное давление CO₂. Скорее всего, газ SO₃ сколько-нибудь значительной роли во флюиде не играет, так как его давление регулируется кальцийсодержащими минералами, например кальцитом. Реакция кальцит + SO₃ → ангидрит + CO₂ идет в одном направлении в интервале 0 - 1000°С практически при любом реальном в гигабарических условиях давлении CO₂. Лучше всего это подтверждается резко меняющимся количественным соотношением кальцита и ангидрита в рассмотренных породах.

Таким образом, расчетные температуры образования магнезиальных скарнов на Талнахе, по-видимому, несколько выше 600°С. Непосредственное измерение температур гомогенизации первичных газовой-жидких включений в зеленом клинопироксене, находящемся в ассоциации с фиолетовым ангидритом, дает более высокие значения - 780 - 820°С (Булгакова, Рябов, 1971). Нижний предел температур кристаллизации интрузий норильского типа оценивается приблизительно в 900°С.

Строгая приуроченность тел магнезиальных скарнов и скарноидов к внутренним высокотемпературным частям контактового ореола свидетельствует о том, что основным источником тепла, необходимого для их образования, служило тепловое поле, возникавшее при кристаллизации дифференцированного интрузива.

ВЫВОДЫ

1. Магнезиальные скарны и скарноиды Талнахского рудного поля образуются на послемагматической стадии становления расслоенных никеленосных интрузивов в результате инфильтрационного околотрещинного метасоматоза.

2. Они развиваются в местах залегания интрузивов в доломитах и доломитовых мергелях девонского возраста под контролем дисъюнктивных нарушений и локализованы как в контактах, так и внутри интрузивных тел габбро-долеритов.

3. Метасоматические тела имеют различную форму и сложное строение и состоят из многократно повторяющихся колонок. Выделяются колонки оливинового (форстеритового), флогопитового и монтчеллитового типов. Первый тип является господствующим.

4. Метасоматическая колонка состоит из биминеральных или мономинеральных зон, сложенных минералами постоянного состава. Резкие границы между зонами обычно отсутствуют, широко развиты явления телескопирования. Метасоматическая зональность часто возникает вокруг кальцит-ангидритовых жил.

5. Ведущими химическими процессами при образовании магнезиальных скарноидов являются привнос флюидами CaO , CO_2 , SO_3 и вынос из пород кремнезема. При образовании скарнов происходит встречный привнос в зону экзоконтакта кремнезема, а в зону эндоконтакта — извести. В обоих случаях накопление магния обусловлено его местным перемещением. Обычный ряд подвижности компонентов при магнезиальном скарнообразовании подтверждается анализом строения метасоматических колонок с применением правила фаз. Закономерности образования трех типов колонок хорошо объясняются с помощью диаграммы химических потенциалов μ_{CaO} и μ_{SiO_2} в системе $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$.

6. Магнезиальные и известковые скарны и скарноиды Талнахского рудного поля возникают в результате единого петрогенетического процесса, идущего в условиях падения температур при вполне подвижном поведении кальция.

7. Температуры образования магнезиальных скарнов при давлении флюида, близком к литостатической нагрузке, определенные путем термодинамического расчета реакций монтчеллит \rightleftharpoons форстерит и форстерит \rightleftharpoons периклаз, несколько превышают 600°C при $P_{\text{CO}_2} = 325$ атм.

8. Геологическое положение магнезиальных скарнов и скарноидов — их локализация во внутренних частях контактового ореола интрузивов в области распространения роговиков и мраморов пироксеновой фации — заставляет предполагать генетическую связь метасоматизирующих флюидов с Талнахскими дифференцированными массивами или питающим их очагом.

9. Магнезиальные скарны и скарноиды Талнахского рудного поля — метасоматическая формация, связанная с триасовым трапвым магматизмом Сибирской платформы. По генезису и механизму образования эта формация существенно отличается от широко известной формации магнезиальных скарнов, связанных с гипабиссальными гранитоидами.

ЛИТЕРАТУРА

- Булгакова Е.Н., Рябов В.В. Первые данные по изучению включений минералообразующей среды в магматических и послемагматических минералах Талнахской дифференцированной интрузии. — В кн. "Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород". Изд-во "Наука", 1971.
- Верягин У.Д., Маширев В.П. и др. Термодинамические свойства неорганических веществ. Справочник. Атомиздат, 1965.
- Голубков В.С. Мезозойская группа формаций приразломного метасоматоза Енисейской рудной провинции. — Труды Н.-И. ин-та геол. Арктики, 1970, 162, вып. 2.
- Горяинов И.Н. Магний в метасоматизме в связи с сульфидным медно-никелевым оруденением. — Материалы ко II Конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

- Горяинов И.Н. Беербахиты северо-западной части Сибирской платформы и их связь с сульфидным оруденением. – Материалы к совещанию "Петрология и металлогения базитов." М., 1968.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Изд-во "Мир", 1966.
- Додин Д.А., Батуев Б.Н., Митенков Г.И., Изотко В.М. Атлас магматических и метаморфических пород и медно-никелевых руд Норильского района. Л., Изд-во "Недра", 1971.
- Доливо-Добровольский В.В. Термодинамический расчет реакций метаморфизма с участием воды и CO_2 . – В кн. "Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР". Изд-во "Наука", 1965.
- Егоров В.Н., Суханова Е.Н. Талнахский рудоносный интрузив на северо-западе Сибирской платформы. – Разведка и охрана недр, 1963, № 1.
- Туровцев Д.М. Контактные роговики Талнахской интрузии. – В кн. "Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1970.
- Шабынин Л.И. О фассаитовом характере клинопироксенов из магнезиальных скарнов. – Докл. АН СССР, 1969, 187, № 6.
- Юдина В.В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов. – В кн. "Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов". Изд-во "Наука", 1965.
- Юдина В.В. Известковые скарноиды центральной и юго-восточной части Талнахского месторождения. – В кн. "Геология и петрология интрузивных траппов". Изд-во "Наука", 1970.
- Юдина В.В., Власова Г.Е. Некоторые физико-механические свойства пород контактового ореола Талнахской интрузии. – Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 107.
- Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. – Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.
- Карапетьянц М.Х., Карапетьянц М.Л. Основные гермодинамические константы неорганических и органических веществ. Изд-во "Химия", 1968.
- Керн Р., Вайсброт А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. Изд-во "Мир", 1966.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Надеждина Е.Д., Юдина В.В., Яковлевская Т.А. Фассаит из метасоматического измененного траппа. – Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77.
- Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы геории процессов магматизма и метаморфизма. ГОНТИ, 1961.
- Олейников Б.В. Новая находка монтичеллитовых мраморов на Сибирской платформе. – Записки Всес. мин. об-ва, серия, 1960, ч. 89, вып.3.
- Олейников Б.В. Роль магния в контактно-метасоматическом процессе, связанном с трапповым вулканизмом. – Геол. и геофиз., 1963, № 3.
- Ревердагто В.В. О минеральных парагенезисах с монтичеллитом и меллитом в породах метаморфического и метасоматического генезиса. – Геол. и геофиз., 1968, № 1.
- Туровцев Д.М. Бруситсодержащие породы в контактовом ореоле Талнахской интрузии (Норильский район). – Записки Всес. мин. об-ва, 2 серия, 1969, ч. 98.
- Walter L. S. Experimental studies on Bowens decarbonation series: II P - T univariant equilibria of the reaction: forsterite + calcite = monticellite + periclase + CO_2 . – Amer. J. Sci., 1963, 261, N 8.

ЗОЛОТО В НЕКОТОРЫХ ПОРОДАХ МАНТИЙСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В настоящей статье приводятся данные по содержанию золота в трех группах пород мантийского происхождения: трахидолеритах, породах кровли Гулинского щелочно-ультраосновного плутона и интрузивных кимберлитах. Геохимия золота в базитах и ультрабазитах в последние годы стала объектом внимательного исследования (Моисеевко и др., 1971; Щека и др., 1971 и др.). Однако в этих работах мало сведений о содержании золота в субщелочных базитах и ультрабазитах. Золото определялось нейтронно-активационным методом В.Л.Чесноковым. Необходимые геологические сведения об объектах, в которых было определено золото, опубликованы в ряде работ с участием авторов (Васильев, 1971; Васильев, Золотухин, 1971; Золотухин, Васильев, 1970; Ковальский и др., 1969; Ковальский, Никишов, 1970; Никишов, 1966; Олейников, 1964).

Силлы трахидолеритов мощностью 15–80 м распространены в северо-западной части Сибирской платформы, где они являются наиболее ранними продуктами пермогриасового магматического цикла. Из особенностей их вещественного состава подчеркиваем лишь то, что в трахидолеритах присутствуют две генерации плагиоклаза. Первая образует крупные таблитчатые индивиды лабрадор-битовнитового состава, тогда как плагиоклаз основной массы представлен андезином. Это дает основание считать, что трахибазальтовый расплав имел остановку в промежуточной камере, где и произошла кристаллизация интрателлурического плагиоклаза. Данные по распределению золота в трахидолеритах свидетельствуют о большой дисперсии его содержания (табл. 1).

Таблица 1

Золото в трахидолеритах северо-западной части Сибирской платформы

№ обр.	Порода, интрузив	Au, мг/т
6	Трахидолерит, силл района Большого Порога р.Нижней Тунгуски	39,70
14	То же	3,06
101/2б	Трахидолерит прикровлевой части разреза силла района оз.Аномального, правобережье р.Курейки	1,81
101/2г	То же	1,91
101/2е	Лейкократовый трахидолерит, там же	0,96
51/1а	Краевой трахидолерит, силл района р.Горбиачин	12,80
54/1а	Трахидолерит, там же	2,79
427	То же	1,30

Шесть проб из восьми анализированных имеют близкие значения концентраций элемента, и эти содержания заметно ниже количества золота в породах интрузивов траппов среднепалеозойской и верхнепалеозойской – нижнемезозойской трапповых формаций (см. статью Б.В.Олейникова, А.Ф.Коробейникова и В.Л.Чеснокова в настоящем сборнике). Минимальная концентрация установлена в шпировых сегрегациях лейкократовых трахидолеритов пегматоидного облика. Высокое содержание в обр.51/1а и 6 в настоящее время нельзя однозначно объяснить из-за отсутствия данных по

содержанию золота в породообразующих минералах и сведений о составе и распределении аксессуарных сульфидов. Можно только констатировать, что в первом образце содержится больше лабрадор-битовнита, чем в других, а расположение второго отвечает уровню второго максимума локализации сульфидов в слабо расслоенных графитовых телах. Содержание прогокристаллов плагиоклаза в нем неизвестно, так как авторы располагали уже раздробленным образцом, но вообще к данному уровню могли быть приурочены флотуруемые таблицы плагиоклаза ранней генерации, что наблюдалось нами в ряде траптовых тел.

Гулинский плутон образует мощное гипабиссальное пластиноподобное тело. Все ультраосновные породы плутона (меймечиты, перидотиты, дунит-перидотиты) сформировались в процессе гравитационной отсадки кристаллов оливина из гетерогенного ультраосновного расплава, отвечающего по составу меймечиту. Последний слагает эндоконтактную зону интрузива. Порфириовидные перидотиты пространственно расположены между меймечитами и дунит-перидотитами, образуя с теми и другими постепенные переходы. Дунит-перидотиты, перидотиты и меймечиты имеют сходный минеральный и близкий химический состав. Главные породообразующие минералы - форстерит-хризолит и титанистый авгит. В небольшом количестве присутствуют хромит, ильменит, магнетит. Соотношения между главными породообразующими минералами и структурные особенности предопределяют положение породы в ряду меймечит - перидотит - дунит - перидотит.

Таблица 2

Золото в породах прикровлевой зоны Гулинского плутона и гипербазитах других типов

Порода	Число анализов	Содержание Au, мг/г	
		пределы колебаний	среднее
"Туф" меймечита	3	1,37 - 8,14	4,32
Меймечит, слагающий дайковые тела	3	7,12 - 8,60	8,02
Меймечит краевой части плутона	10	2,44 - 14,20	5,43
Порфириовидные перидотиты	4	3,93 - 24,40	10,40
Дунит-перидотиты	3	3,80 - 11,60	6,85
Все породы верхней зоны плутона	23	1,37 - 24,40	6,68
Меймечит, Сихотэ-Алинь (Моисеенко и др., 1971)	1		10,8
Гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации (Щека и др., 1971)	42	1,4 - 63,0	21,3
Гипербазиты габброидного ряда (Щека и др., 1971)	86	0,2 - 12,0	3,1
Оливиновые включения в щелочных базальтах (Щека и др., 1971)	87	6,0 - 14,0	10,4

Несмотря на значительный диапазон изменения содержания золота в отдельных пробах (табл. 2), средние содержания его в меймечитах, порфириовидных перидотитах и дунит-перидотитах близки. Концентрация золота в породах прикровлевой зоны Гулинского интрузива промежуточная между таковой в гипербазитах габброидного ряда и в оливиновых включениях в щелочных базальтах, но ниже, чем в гипербазитах дунит-гарцбургитовой формации (Щека и др., 1971). Этот факт следует связывать не только с разницей первичных условий возникновения щелочно-ультраосновного расплава Гулинской интрузии, но и с эволюцией его в промежуточной камере. Гетерогенный ультраосновной расплав, из которого в гипабиссальной обстановке сформировались породы верхней зоны плутона, фиксирует четкую остановку в промежуточной камере, где произошла кристаллизация форстерит-хризолита. Эта остановка мог-

ла сопровождаться накоплением золота за счет привноса его из более глубоких частей камеры-очага. Более высокие содержания элемента в породах Гулинского плутона, чем в гипербазитах габброидного ряда, косвенно указывают на независимое происхождение расплава этого тела от габброидных магм Северо-Востока Сибирской платформы.

Наряду с кимберлитовыми брекчиями, слагающими трубчатые тела, в северо-восточной части Сибирской платформы широко распространены интрузивы альнеитов и кимберлитов, возникающие в ходе интрузивного этапа кимберлитового магматизма. Слагают они как дайковые, так и штоковидные тела максимальной протяженностью или диаметром в первые сотни метров. Изучение их позволило показать, что кимберлиты массивного (интрузивного) облика формируют апикальные части интрузивных тел, тогда как альнеитами образованы их нижние прикорневые участки. Иными словами, обе эти разновидности пород представляют два крайних члена непрерывного ряда образований. Ранее породы этого ряда назывались интрузивными кимберлитами. Вместе с телами кимберлитовых брекчий они образуют единую кимберлитовую формацию.

Для альнеитов характерен оливин-монгичеллитовый состав. Оливин слагает порфиновые выделения, часто поликристаллического типа с единичными зернами шпинели. Основная масса имеет существенно монгичеллитовый состав с подчиненным количеством перовскита и магнетита. Позднемагматические флогопит и карбонат и постмагматический серпентин в этой разновидности распространен резко подчиненно.

Вторая группа пород — собственно кимберлиты — обладает мелкопорфировым сложением, массивной текстурой и сложена в основном реликтами оливина, флогопитом, карбонатом и серпентином.

Таблица 3

Золото в интрузивных кимберлитах северо-восточной части Сибирской платформы

№ обр.	Порода, тело и его местонахождение	Au, мг/т
797	Монгичеллитовый альнеит, дайка Тамах, северное продолжение Куранахского поля	1,20
ПО-28	То же, тело Оригинальное, Лукачанское поле	1,70
КМ-210	То же, дайка Монгичеллитовая, Куойское поле	3,28
КМ-211	То же	2,25
КМ-215	" "	1,30, 2,02
КМ-217	" "	2,09
КМ-221	" "	2,46
КМ-223	" "	2,09
КМ-224	" "	2,13
КМ-227	" "	2,44
ЛУ-145	Кимберлит, дайка Улахан Лучакан, Лучаканское поле	1,56
УД-195	То же, дайка Укуит-1, Средне-Оленекское поле	2,05
Э-93	" " шток Эгиэнтэй, Средне-Оленекское поле	10,40
КВ-234	" " шток Великан, Куойское поле	3,04
КВ-30*	" " дайка Великан, Куойское поле	6,0 - 6,0
ОСО-4*	" " дайка Сопка, Чомурдахское поле	1,0 - 1,0
КЧ-4*	Кимберлитовая брекчия, трубка Чолбон, Куонапское поле	1,0 - 2,0
КГ-4/1*	Включение гранатового перидотита, там же	1,0 - 4,0
	Среднее из 10 анализов монгичеллитовых альнеитов	2,04
	Среднее из 6 анализов кимберлитов	2,52

*Анализы выполнены в ДВГИ спектрохимическим методом, приведены результаты двух параллельных определений.

Таблица 4

Среднее содержание золота в базитах, субщелочных базитах и субщелочных гипербазитах Сибирской платформы

Интрузивная группа	Число анализов	Au, мг/т
Долериты и габбро-долериты среднепалеозойской грапповой формации восточной части Сибирской платформы	20	11,7
Долериты и габбро-долериты верхнепалеозойской - нижнемезозойской грапповой формации восточной части Сибирской платформы	23	7,7
Долериты и габбро-долериты верхнепалеозойской - нижнемезозойской грапповой формации западной и центральной частей Сибирской платформы (Аношин, Золотарев, 1971)	82	7,4
Трахидолериты северо-западной части Сибирской платформы	6	1,97
Меймечиты, порфиновые перидотиты, дунит-перидотиты прикровлевой части Гулинской интрузии	23	6,68
Альнейты северо-восточной части Сибирской платформы	10	2,04
Кимберлиты северо-восточной части Сибирской платформы	6	2,52

Данные о содержаниях золота в альнеитах и кимберлитах (табл. 3) свидетельствуют о близких значениях его концентрации в обеих группах пород. Для кимберлитов были получены две цифры, превышающие среднее содержание более чем в 2 раза. В обоих случаях первичные минералы кимберлитов интенсивно замешены серпентином, а в составе пород штока Эгизентэй не обнаружены даже признаки первичного оливина, и порода сложена в основном флогопитом, серпентином и карбонатом. Это дает основание допускать, что апикальные части интрузивных тел возникли из расплава, обогащенного летучими, и претерпели затем интенсивные постмагматические преобразования. Именно с проявлениями постмагматического преобразования предположительно можно связывать аномально повышенную против средней концентрацию золота в кимберлитах.

В табл. 4 суммированы данные о средних содержаниях золота в различных группах базитов и гипербазитов Сибирской платформы. Средние величины по трахидолеритам и кимберлитам рассчитаны без учета аномально высоких содержаний. Эти данные показывают наличие существенной разницы в содержаниях золота в трапповом (толеитовом) и трахибазальтовом расплавах, что, вероятнее всего, отражает различные термодинамические условия возникновения этих двух групп мантийных расплавов. Низкое содержание золота в трахидолеритах косвенно свидетельствует о генетической независимости появления трахидолеритового расплава от траппового и указывает на формационную самостоятельность этой группы магматических образований Сибирской платформы.

Привлекает внимание отчетливая разница средних содержаний золота в гипербазитах Гулинского плутона и в интрузивных кимберлитах, хотя обе эти группы пород принадлежат к щелочно-ультраосновному семейству. Это также косвенно свидетельствует о том, что, вероятно, первичные условия возникновения щелочно-ультраосновных выплавок, сформировавших затем эти две группы тел, значительно различались. Кроме того, последующая история эволюции обеих групп расплавов была также неодинакова. Здесь следует еще раз подчеркнуть, что магма Гулинского плутона имела остановку в глубинном промежуточном очаге, о чем свидетельствует гетерогенный состав краевой фации этого тела и его многофазовое строение с участием щелочных серий пород.

Следовательно, как показывает фактический материал по различным телам долеритов и габбро-долеритов грапповой формации, трахидолеритам и образованиям Гулинского плутона, четкая и, видимо, достаточно продолжительная остановка базитовой, субшелочной базитовой и щелочно-ультраосновной магмы в промежуточном очаге-камере сопровождалась повышением концентрации золота. Такая закономерность геохимии золота наряду с привнесом его растворами на постмагматической стадии изменения гипербазитов (Щека и др., 1971) позволяет положительно оценить возможность парагенетической связи золоторудных проявлений с эволюцией базитового и ультрабазитового расплава в глубинных промежуточных очагах, где могло происходить отделение флюидной фазы, осуществляющей перенос золота.

ЛИТЕРАТУРА

- Аношин Г.Н., Золотарев Б.П. Распределение золота в траппах Сибирской платформы. - В кн. "Траппы Сибирской платформы и их металлогения". Иркутск, 1971.
- Васильев Ю.Р. Петрология ультрабазитов Гулинского плутона. - В кн. "Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород". Изд-во "Наука", 1971.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Меймечиты Гулинского плутона. - Геол. и геофиз., 1971, № 3.
- Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Новые данные о так называемых "туфах" меймечитов. - Докл. АН СССР, 1970, 192, № 3.
- Ковальский В.В., Никишов К.Н. Закономерности размещения и формирования интрузивных кимберлитовых тел северной части Якутской алмазонасной провинции. - В кн. "Геология, петрология и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1970.
- Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склона Анабарской антеклизы. Изд-во "Наука", 1969.
- Моисеенко В.Г., Щека С.А., Фатьянов И.И., Иванов В.С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. Изд-во "Наука", 1971.
- Никишов К.Н. Интрузивные монгичеллиговые кимберлиты и некоторые вопросы их генезиса. - Геол. и геофиз., 1966, № 6.
- Олейников Б.В. Трахидолеритовые интрузии западной части Сибирской платформы. - Изв. Томск. политехн. ин-га, 1964, 127, вып. 1.
- Щека С.А., Моисеенко В.Г., Фоминых В.Г. Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах. - Докл. АН СССР, 1971, 201, № 2.

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Б.В.Олейников, В.Т.Саввинов, М.А.Погудина. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВОВ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ И ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ - НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ТРАППОВЫХ ФОРМАЦИЙ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ТУНГУССКОЙ И ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗ .	4
М.С. Машак ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ДАЕК ДИАБАЗОВ И ДОЛЕРИТОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АНАБАРСКОГО ЩИТА	76
Б.В. Олейников. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БАЗИТОВ ЫГЫАТТИНСКОЙ ВПАДИНЫ	87
Л.В. Никишова, Б.В.Олейников, М.А.Погудина. ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ И ОПТИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПАЛАГОНИТОВОГО ВЕЩЕСТВА ТРАППОВ РАЙОНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р.ВИЛЮЙ	92
М.Д.Томшин, Ф.Ф.Брахфогель, Б.В.Олейников, А.Г.Копылова. ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ КСЕНОЛИТОВ ТРАППОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ БРЕКЧИЙ И ВОЗРАСТ ТРУБОК МАЛО-БОТУОБИНСКОГО РАЙОНА	96
Б.В.Олейников, А.Ф.Коробейников, В.Л.Чесноков. К ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА В ТРАППОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	105
Б.В. Олейников, В.М.Одинцова, Л.С. Сукнева. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СВИНЦА В БАЗИТАХ И РУДОГЕНЕРИРУЮЩИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ТОЛЕИТОВЫХ РАСПЛАВОВ	120
Б.В.Олейников, М.С.Машак, В.М.Одинцова, Л.С.Сукнева. СКАНДИЙ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ПОВЕДЕНИЯ ПРИ ГЛУБИННОЙ И ВНУТРИКАМЕРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ТРАППОВОЙ МАГМЫ	129
А.Г.Копылова, Б.В. Олейников. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НИКЕЛЯ, КОБАЛЬТА, ХРОМА, ВАНАДИЯ И МЕДИ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВОВ	164
Б.В.Олейников. ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЩЕЛОЧЕЙ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ТРАППОВОГО РАСПЛАВА ВО ВНУТРИКАМЕРНОЙ И ГЛУБИННОЙ ОБСТАНОВКЕ	192
В.В.Юдина, В.К.Степанов К ВОПРОСУ О МАГНЕЗИАЛЬНОМ СКАРНООБРАЗОВАНИИ В СВЯЗИ С ИНТРУЗИЯМИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТРАППОВ	203
Б.В.Олейников, Ю.Р.Васильев, А.Ф.Коробейников, К.Н.Никишов, В.Л.Чесноков ЗОЛОТО В НЕКОТОРЫХ ПОРОДАХ МАНТИЙСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ	226

Основные типы грапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской – нижнемезозойской грапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз. Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А. – В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

В составе среднепалеозойской и верхнепалеозойской – нижнемезозойской трапповых формаций описаны по пять типов грапповых интрузивов, для которых подробно рассмотрен вещественный состав пород, характер дифференциации и петрохимические особенности. В пределах формаций установлено наличие образований базитовой и субщелочной базитовой субформаций, среди которых в среднепалеозойской грапповой формации встречаются тела с нормальной и калиевой специализацией щелочей, а в верхнепалеозойской – нижнемезозойской – интрузивы нормальной и натровой фаций щелочности. В обеих формациях доминируют тела, магма которых поступила в верхний структурный ярус, не имея остановок в промежуточных очагах. Остановка магмы в глубинном промежуточном очаге обусловила появление интрузивов с горизонтом анортозитовых габбро-долеритов, тогда как остановка в близповерхностной промежуточной камере ведет к возникновению "гидрофильной" субмагмы, из которой формируются тела с повышенным содержанием толейгового вещества. В среднепалеозойское время магмоподводящим каналом послужила Вилюйско-Мархинская зона разломов, а внедрение трапповых интрузивов в пермогriasовое время шло по Ахтарандинско-Богубинской зоне разломов. Табл. 30. Библ. 30 назв. Илл. 22.

УДК 552.322.91

Петрохимические особенности разновозрастных даек диабазов и долеритов южной части Анабарского щита. Машак М.С. – В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

Изучены дайки основного состава средне-, верхнепротерозойского и пермо-гriasового возраста. Выявлено, что каждая возрастная группа даек обладает своими особенностями, огражающими эволюцию магматических очагов. Изменение химизма расплава во времени нашло антидромный, а в пределах каждой возрастной группы – гомодромный характер. Установленные различия в петрохимических особенностях являются одним из дополнительных критериев их возрастного расчленения. Табл. 3. Библ. 6 назв. Илл. 1.

УДК 552.323.5

Особенности состава и фациальные условия образования базальтов Ыгыаттинской впадины. Олейников Б.В. – В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

Рассмотрен состав и условия формирования палагонитовых базальтов. Показано, что излияние расплава шло в морской бассейн. Результатом этого явилось образование в породах большого количества палагонитового агрегата переменного химического состава, характеризующегося специфическими особенностями. Взаимодействие морской воды с базитовым расплавом обеспечило интенсивное окисление железа в палагонитовом агрегате, вынос из него Ti, Al, Mn, и избирательное извлечение им калия из морской воды. Табл. 1. Библ. 15 назв.

УДК 549.623.7 (571.56)

Электронно-микроскопическое и оптическое изучение палагонитового вещества граппов района среднего течения р.Вилюй. Никишова Л.В., Олейников Б.В., Погудина М.А. – В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

В интрузивных траппах палагонитовый агрегат представлен стеклом различной степени гидратации. В базальтах наряду со стеклом в сложении палагонитового агрегата участвуют хлорит, нонтрсинит, глауконит. Приведены фотографии этих минералов и их электронограммы. Табл. 2. Библ. 7 назв. Илл. 1.

Фациальный состав ксенолитов траппов из кимберлитовых брекчий и возраст трубок Мало-Ботубинского района. Томшин М.Д., Брахогель Ф.Ф., Олейников Б.В., Копылова А.Г. - В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

Впервые рассмотрен фациальный состав ксенолитов траппов в трубках "Мир", "Спутник" и "Интернациональная". На основании петрографических, петрохимических и геохимических данных показано наличие среди них как ксенолитов долеритов и габбро-долеритов, так и базальтов среднепалеозойской трапповой формации. Доминирующим развитием пользуются измененные ксенолиты палагонитовых базальтов апаинской свиты среднедевонского возраста. Приведены результаты химического изучения ксенолитов и данные по содержанию в них Ni, Co, Cr, V и Cu.

Табл. 3. Библ. 9 назв. Илл. 2.

УДК 350.42:549. 283

К геохимии золота в трапповых образованиях восточной части Сибирской платформы. Олейников Б.В., Коробейников А.Ф., Чесноков В.Л. - В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

Золото определено в породах и минералах трапповых тел нейтронно-активационным анализом. Содержание золота в интрузивных траппах среднепалеозойского возраста 8,9-16,8 мг/т, в базальтах 8,3, в интрузивах нижнепалеозойского возраста - 6,7-9,1 мг/г. Ни в одном из породообразующих минералов не происходит избирательное накопление золота, и содержание его в пироксене, плагиоклазе и титаномагнетите зависит от концентрации элемента в расплаве. Наблюдается неустойчивый рост концентрации золота на начальной и средней стадиях внутрикамерной дифференциации. Повышенное количество летучих способствует концентрации части золота в породах с повышенным присутствием сульфидов меди. Незначительная часть золота выносятся из расплава, причем коэффициент распределения золота между твердой и флюидной фазами близок к единице. Рост концентрации золота имеет место и при дифференциации расплава в промежуточной камере. В целом небольшое накопление золота при внутрикамерной и глубинной дифференциации подтверждается значимой положительной корреляцией его с мафическим индексом. Однако накопление золота в более железистых дифференциатах не сопровождается последующим концентрированием его и дальнейшим обособлением. На связь некоторого количества золота с сульфидами указывает и положительная корреляция его с медью. В целом тенденция атомарного рассеяния золота в продуктах траппового магматизма резко доминирует над процессами концентрирования и обособления его вместе с сульфидами меди. Последние указывают на проявление у золота халькофильных свойств на позднем этапе кристаллизации толеитовых расплавов. Табл. 8. Библ. 26 назв. Илл. 3.

УДК 550.42:549.252

Геохимическая история свинца в базитах и рудогенерирующие возможности толеитовых расплавов. Олейников Б.В., Одинцова В.М., Сукнева Л.С. - В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

Количественное спектральное определение свинца показало, что он в разных трапповых интрузивах независимо от их возраста присутствует в количестве 3-7 г/г. Не наблюдается закономерное изменение содержания элемента в различных дифференциатах трапповых интрузивов. Содержание его в плагиоклазе и клинопироксене 2-3 г/г. Ионный характер решеток породообразующих минералов и заметно иные кристаллохимические свойства свинца по сравнению со свойствами ведущих породообразующих элементов предопределяют преимущественно неизоморфную форму нахождения его в траппах. Нет какой-либо зависимости между концентрациями калия и свинца в продуктах толеитового магматизма. Основным минералом-концентратом, а в породах с повышенным количеством элемента и основным минералом-носителем свинца в траппах, является галенит. Он первичный минерал долеритов. Преимущественно сульфидная форма нахождения свинца в траппах показывает, что элемент обладает хорошей способностью концентрироваться и обособляться от силикатной части. Это благоприятно для перехода части свинца во флюидную фазу и дает основание допустить, что крупные объемы кристаллизующейся базитовой магмы могут явиться источником свинцовой минерализации. Табл. 4. Библ. 25 назв.

Скандий в разновозрастных трапповых интрузиях Сибирской платформы и особенности его поведения при глубинной и внутрикамерной дифференциации трапповой магмы. Олейников Б.В., Машак М.С., Одинцова В.М., Сукнева Л.С. – В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

Количественным спектральным анализом скандий определен в породах и минералах протерозойских, среднепалеозойских и нижнемезозойских трапповых интрузивов. Содержание его в породах разновозрастных тел неодинаково. Субщелочные разновидности траппов характеризуются пониженными концентрациями. В крайне кислых дифференциатах количество элемента уменьшается до 5 г/т. Около 10–15% первоначального содержания скандия в расплаве выносятся при его кристаллизации и рассеивается в минералах контактовых пород. При метасоматическом преобразовании долеритов содержание скандия в них уменьшается. Концентрируется скандий в моноклинном пироксене (80–180 г/г), причем максимальное количество его в этом минерале наблюдается в породах, возникших на поздней стадии основного этапа кристаллизации дифференциации. Содержание элемента в оливине 24–30 г/т, в титаномагнетите – 12–50 г/т, в плагиоклазе он не обнаружен. Обсуждаются возможные схемы изоморфного вхождения скандия в минералы долеритов. На поведение скандия как элемента, обладающего основными свойствами, при внутрикамерной и глубинной дифференциации решающее влияние оказывает изменение кислотности–щелочности кристаллизующегося расплава. Установленные закономерности изменения содержания скандия в продуктах траппового магматизма Сибирской платформы в зависимости от изменения кислотности, щелочности и железистости расплавов подтверждаются анализом материалов по другим регионам проявления траппового магматизма. Табл. 16 Библ. 8 назв. Илл. 10.

УДК 550.42:(549.26+549.281)

Распределение никеля, кобальта, хрома, ванадия и меди в породах и минералах разновозрастных трапповых интрузивов. Копылова А.Г., Олейников Б.В. – В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

Количественным спектральным анализом установлено, что содержание Ni, Co, Cr, V в породах и минералах различных трапповых интрузивов отражает различные условия зарождения и последующей эволюции трапповых расплавов в пределах различных очаговых зон, что предопределяет провинциальные различия однотипных интрузивов. Изменение содержаний Ni и Cr четко фиксирует интенсивность процессов как внутрикамерной, так и глубинной кристаллизации. Потеря расплавом минералов стадии протокристаллизации ведет к заметному обеднению Cr и V возникших из него минералов и пород. Распределение Ni и Co между сосуществующими минералами однотипно, но Ni быстрее входит в продукты начальной стадии кристаллизации, чем Co. Оба элемента присутствуют в изученных траппах в основном в силикатной и окисной формах. Распределение их контролируется температурным режимом остывающего расплава. Хром в траппах практически весь связан с клинопироксеном, много его и в титаномагнетитах пород нижних частей разреза дифференцированных тел. Концентрация ванадия в минералах предопределяется температурой кристаллизации, кислотно–основными свойствами расплава и величиной парциального давления кислорода. Последний параметр оказывает лишь косвенное влияние на концентрацию V^{3+} в титаномагнетите. Ванадий примерно поровну распределен между клинопироксеном и окислами долеритов. Распределение меди в траппах контролируется халькофильными свойствами этого элемента. Табл. 7. Библ. 38 назв. Илл. 7.

УДК 550.42:546.3:552.323

Особенности поведения щелочей при кристаллизации траппового расплава во внутрикамерной и глубинной обогатке. Олейников Б.В. – В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

Породы интрузивов среднепалеозойского возраста чаще имеют величину Na/K в пределах 1–2 и иногда меньше единицы, для большинства пород тел верхнепалеозойской – нижнемезозойской трапповой формации это отношение 2,5 и больше. Содержание лития в породах разновозрастных траппов интрузивов практически одинаково и близко к кларку базитов. Дайковые тела среднепалеозойского возраста характеризуются большими содержаниями рубидия, чем тела траппов пермо–триасового возраста. Плагиоклаз и пироксен – основные минералы–носители лития в траппах. Рубидий накапливается в магматических и постмагматических слюдах, а при их отсутствии – в щелочном полево шпате. В ходе эволюции толеитового расплава щелочные

элементы обнаруживают неодинаковую подвижность и способность концентрироваться на различных этапах кристаллизации магмы. Присутствие в ней повышенных количеств летучих компонентов усиливает разделение щелочных металлов в сторону более интенсивного накопления рубидия и меньше лития относительно калия и натрия. Подвижность щелочных элементов падает в ряду $Rb - Li - K - Na$. При остановке магмы в промежуточном очаге в ней происходит прежде всего некоторое накопление рубидия. Табл. 3. Библ. 20 назв. Илл. 2.

УДК 552.18

К вопросу о магнезиальном скарнообразовании в связи с интрузиями верхнепалеозойских граптов. Юдина В.В., Степанов В.К. - В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

Магнезиальные скарны Талнахского поля образуют в контакте с апопериклазовыми бруситовыми мраморами, скарноиды возникают за счет ангидрит-роговиковой толщи. Метасоматическая колонка состоит из би- или мономинеральных зон, сложенных минералами постоянного состава. Резкие границы между зонами обычно отсутствуют, широко развиты явления телескопирования. В состав пород входят магнезиальный оливин - форстерит или хризолит, монтичеллит, фассаит, шпинель, флогопит, периклаз, ангидрит, кальцит. При образовании магнезиальных скарнов наблюдается привнос флюидами CaO , CO_2 , SO_3 и вынос из пород кремнезема. При давлении флюида, близком к литостатической нагрузке, температура образования магнезиальных скарнов несколько превышает $600^\circ C$ при $P_{CO_2} = 325$ атм. Допускается генетическая связь метасоматизирующих флюидов с Талнахским массивом или питающим его очагом. Табл. 8. Библ. 25 назв, Илл. 3.

УДК 553.411

Золото в некоторых породах мантийного происхождения. Олейников Б.В., Васильев Ю.Р., Коробейников А.Ф., Никишов К.Н., Чесноков В.Л. - В кн. "Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы". "Наука", 1973 г.

Золото определено нейтронно-активационным анализом. Среднее его содержание в трахидеритах 1,97 мг/т, в породах прикровлевой части Гулинского плутона 6,68, в альеитах 2,04, в кимберлитах 2,52 мг/т. Остановка магмы базитового и щелочно-ультраосновного состава в промежуточном очаге приводит к повышению концентрации золота в продуктах, возникающих из таких частично раскристаллизованных расплавов, и обуславливает значительную дисперсию содержаний золота. Табл. 4. Библ. 10 назв.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ БАЗИТОВ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ

Утверждено к печати
Институтом геологии Якутского филиала
Сибирского отделения АН СССР

Редактор Я. А. Галушко
Художник Э.Л. Эрлан
Технический редактор Л.М. Сурикова

Подписано к печати 21/V - 73 г.
Формат бумаги 60 X 108 1/16.
Усл. - печ. л. 20,65 + 0,35 (1 вкл.),
Уч. - изд. л. 23,28. Т - 04868.
Бумага офсетная №1. Тираж 850 экз.
Цена 2р.64 к. Тип. зак. 296.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука"
Ленинград, 199034, 9-я линия, 12

20.64x

839

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY