

**В**ОПРОСЫ  
МАГМАТИЗМА  
ЦЕНТРАЛЬНОГО  
КАЗАХСТАНА

НЕДРА

1968

МИНИСТЕРСТВО ~~ГЕОЛОГИИ~~ СССР  
ТРУДЫ ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (ВСЕГЕИ)

---

Новая серия

Том 157

ВОПРОСЫ МАГМАТИЗМА  
ЦЕНТРАЛЬНОГО  
КАЗАХСТАНА

Издательство «НЕДРА»  
Ленинградское отделение  
Ленинград · 1968



В сборнике содержится большой новый фактический материал по строению, вещественному составу, условиям образования и формационной принадлежности отдельных интрузивных и вулканогенных комплексов, пополняющий наши знания о закономерностях развития магматизма Центрального Казахстана. Некоторые статьи посвящены методике геолого-геофизических исследований магматических образований.

Книга представляет интерес не только для геологов Казахстана, но и для петрологов, работающих в других регионах Советского Союза.

Научный редактор *М. В. ТАЩИНИНА*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник содержит статьи с новым фактическим материалом по петрологии разновозрастных интрузивных и вулканогенных образований, который был получен в результате многолетних детальных исследований сотрудниками ВСЕГЕИ, геологами Агадырской группы партий Центрально-Казахстанского геологического управления и ВАГТ.

Характеристика магматических комплексов в статьях дается с позиций формационного анализа и сопровождается детальным петрографическим описанием. В некоторых статьях приводятся результаты совместных геолого-петрографических и геофизических исследований магматических комплексов. Наряду с петрографической характеристикой пород в статьях рассматриваются вопросы условий и времени образования комплексов, принадлежности их к той или иной формации и делаются выводы о характере связи магматизма с тектоникой.

В статье Е. В. Шаркова приводятся новые данные по пегматитовым телам Златогорского дифференцированного плутона основных и ультраосновных пород. Описания минералов сопровождаются большим количеством определений оптических констант.

Впервые для Казахстана детально описываются габбро-плагио-гранитные интрузии (Иняхин М. В.) для Джекказган-Улутауского района.

В статье В. С. Малявкина, посвященной интрузиям гранит-гранодиоритовой формации, большое место отводится рассмотрению связи тектонических движений с магматизмом.

Эффузивный магматизм отражен в статьях по пермской базальтовой формации (Г. Л. Добрецов и др.), игнимбрикам Северо-Восточного Прибалхашья (В. В. Ковалева и др.). В последней статье описывается вулканический аппарат, продуктом которого являются игнимбриты.

Впервые для Казахстана дается детальное описание субвулканической интрузии монцонитондов, которые являются комагматичными

со среднекарбонowymi эффузивами (Л. Н. Шарпенюк). На фактическом материале автор показывает, что формирование интрузии происходило в три фазы и большое значение в гетерогенности ее состава имели процессы ассимиляции и гибридизма.

В статье Ю. Л. Семенова приводится новый материал по эссекситовым и шонкинитовым порфиритам, амфиболовым и слюдястым перидотитам Улутавского района. Описываемые интрузии щелочных и субщелочных пород автор относит к комплексу малых интрузий конечных стадий развития подвижных поясов.

Новые данные по изучению палеомагнетизма магматических пород и о связи намагниченности пород с их минералогическим составом приводятся в статьях Б. Ш. Русинова, Е. И. Маркеловой и др.

## ПЕГМАТИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗЛАТОГОРСКОГО ПЛУТОНА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Пегматиты основных и ультраосновных интрузий до настоящего времени еще слабо изучены, поэтому проведенное нами исследование своеобразных пегматитовых образований Златогорского плутона может представить некоторый интерес.

Златогорский массив, расположенный в центральной части древней Кокчетавской глыбы, был впервые описан в 1937 г. Е. Д. Шлыгиным и М. В. Тащининой и более детально изучен в 1941 г. Н. А. Елисеевым и Э. Е. Федоровым, которые составили геологические и структурные карты массива и дали подробное петрографическое описание слагающих его пород. В последние годы благодаря большому объему буровых работ, проведенных Кокчетавской экспедицией Северо-Казахстанского геологического управления, и новым геологическим исследованиям, выполненным автором совместно с группой геологов ВСЕГЕИ, удалось значительно уточнить представления о строении плутона.

Он является дифференцированной интрузией платформенного типа с близким к воронкообразному вертикальному сечением. В плане плутон представляет собой крупное почти изометричное тело площадью 80 км<sup>2</sup>, залегающее среди гнейсов, кварцитов и амфиболитов уялинской свиты верхнего архея. С востока и северо-востока плутон прорван позднесилурийскими гранитами и гранодиоритами зерендинского комплекса, срезающими значительную часть его восточной половины.

В результате дифференциации массив псевдостратифицирован с падением слоев к центру интрузии и с постепенным выполаживанием в том же направлении. Сверху вниз в центре интрузии или от центра к периферии на поверхности наблюдается следующий разрез (мощность, м):

1. *Верхняя зона.* Сильно эродирована, сохранилась лишь ее нижняя часть, сложенная габбро-норитами и меланократовыми оливиновыми габбро-норитами. Свыше 200.

2. *Критическая зона.* Чередование анортозитов, лейкократовых битовнитовых норитов и оливиновых норитов, пироксенитов, троктолитов, перидотитов и дунитов. Последние образуют мощное (св. 750 м) линзовидное тело в центральной части плутона. 1000—1500.

3. *Нижняя зона.* Нориты, габбро-нориты, бронзититы. В ее основании отмечается расслоенная серия, состоящая из чередования амфиболлизированных перидотитов, пироксенитов, норитов. 800—1000.

4. *Донная зона.* Однообразные мелкозернистые габбро и габбро-нориты. 100—600.

Вмещающие породы		Типы пегматитов			
		Ультраосновные	Основные	Средние	Кислые
Критическая зона	Оливиновые нориты	—	—	—	Пегматиты с ортитом
	Переславские перидотиты и норитов Дуниты	—	Габбро-пегматиты	—	Пегматиты с гиперстеном
Расслоенная серия нижней зоны	Переславские плагиоклазовых перидотитов и норитов	Пироксенит-пегматиты	Габбро-пегматиты	Длорит-пегматиты	Пегматиты с цирконом
		Горнблендит-пегматиты (?)			

## Оптические свойства важнейших пород

Минералы	Горнблендит-пегматиты			Пироксенит-пегматиты			Габбро-пегматиты		
	$Ng'$	$Np'$	$2V$	$Ng'$	$Np'$	$2V$	$Ng'$	$Np'$	$2V$
Ромбический пироксен	—	—	—	$1,695 \pm 0,002$	$1,683 - 694 \pm 0,002$	—	$1,706 \pm 0,002$	$1,696 \pm 0,002$	—
Моноклинный пироксен	$1,715 \pm 0,002$	$1,685 \pm 0,002$	$+60 \div +62^\circ$	$1,705 \pm 0,002$	$1,686 \pm 0,002$	$+58^\circ$	$1,700 \div +1,710 \pm 0,002$	$1,677 - 1,687 \pm 0,002$	$+55 - 56$
Роговая обманка	$1,694 \pm 0,002$	$1,672 \pm 0,002$	$+80^\circ$	—	—	—	$1,690 \pm 0,002$	$1,658 \pm 0,002$	—
Плагиоклаз	—	—	—	$1,568 - 571 \pm 0,001 \pm 0,002$	$1,559 \div +1,562 \pm 0,001$	—	$1,562 \div +1,568 \pm 0,001$	$1,555 - 558 \pm 0,001$	—
Блотит ( $Ng \approx Nm$ )	—	—	—	$1,628 \pm 0,002$	—	$-12^\circ$	—	—	—
Апатит	$1,640 \pm 0,002$	$1,637 \pm 0,002$	—	$1,662 \pm 0,002$	$1,659 \pm 0,002$	—	—	—	—

При изучении Златогорского массива выявилась интересная особенность — широкое распространение в его пределах разнообразных (по форме, минеральному составу и условиям залегания пегматитовых образований). Так, в центральной части массива в дунитах выявлено целое поле закономерно ориентированных жил кислых пегматитов; в других случаях пегматиты представлены единичными телами (горнблендит-пегматиты, сегрегации и жилы кислых пегматитов в южной части массива и т. д.). Помимо этого, пегматиты отмечались в керне многих скважин колонкового бурения.

В связи с большим количеством и разнообразием пегматитов было предпринято их специальное изучение на материалах геологической съемки и горных работ (канавы и шурфы), а также изучение кернавого материала всех 32 пройденных к моменту составления статьи структурных и поисковых буровых скважин.

При систематизации материалов по пегматитам и их обобщении последние удалось расчленить на ряд типов, различающихся по минеральному составу и по формам залегания. Оказалось, что каждый тип встречается в связи с определенными породами, а пегматитовые образования вообще наблюдаются преимущественно среди пород критической зоны и расслоенной серии нижней зоны и мало характерны для других зон. Все это позволило дать предварительную классификацию пегматитов, которая приведена в табл. 1.

Таблица 2

дообразующих минералов пегматитов

Диорит-пегматиты		Кварц-полевошпатовые пегматиты							
		с гиперстеном		с ортитом		с гранатом и силлиманитом		с цирконом	
$Ng'$	$Np'$	$Ng'$	$Np'$	$Ng'$	$Np'$	$Ng'$	$Np'$	$Ng'$	$Np'$
—	—	$1.706 \pm \pm 0.002$	$1.693 \pm \pm 0.002$	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	$1.714 \pm \pm 0.002$	$1.690 \pm \pm 0.002$	—	—	—	—
$1.672 \pm \pm 0.002$	$1.653 \pm \pm 0.002$	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	$1.555 \pm \pm 0.001$	$1.546 \pm \pm 0.001$	$1.554 \pm \pm 0.001$	$1.546 \pm \pm 0.001$	$1.552 \div \div 1.555 \pm \pm 0.001$	$1.543 \div \div 1.547 \pm \pm 0.001$	$1.539 \div \div 1.541 \pm \pm 0.001$	$1.530 \div \div 1.531 \pm \pm 0.001$
$1.650 \pm \pm 0.002$	—	$1.653 \pm \pm 0.002$	—	—	—	$1.623 \div \div 1.644 \pm \pm 0.002$	—	—	—
$1.642 \pm \pm 0.002$	$1.638 \pm \pm 0.002$	$1.640 \pm \pm 0.002$	$1.637 \pm \pm 0.002$	—	—	$1.636 \pm \pm 0.002$	$1.633 \pm \pm 0.002$	$1.644 \pm \pm 0.002$	$1.641 \pm \pm 0.002$



Отмеченная закономерность основана лишь на констатации имеющих фактов, но тем не менее она может пока служить основанием для предварительных генетических выводов. Приведем краткую характеристику выделенных типов пегматитов в порядке возрастания их кислотности. Оптические свойства важнейших пороодообразующих минералов пегматитов приведены в табл. 2.

**Горнблендит-пегматиты** проявлены лишь одним крупным выходом, встреченным на небольшой сопке в северной части массива, у контакта с гранитами. Со всех сторон сопка окружена рыхлыми кайнозойскими образованиями, скрывающими взаимоотношения с вмещающими породами, по-видимому, относящимися к расслоенной серии. Эти пегматиты нуждаются в дальнейшем изучении и поэтому описываются очень кратко.

Структура пегматита гипидиоморфнозернистая, гигантозернистая, размер отдельных кристаллов достигает 10 см и более. Состоит он из зеленого амфибола, в качестве акцессориев отмечаются апатит — 3—5% и ильменит — 1—2%.

Амфибол относится к обыкновенным роговым обманкам с плеохроизмом: по *Ng* — голубовато-зеленый, по *Nm* — зеленый, по *Np* — желто-зеленый.

Апатит образует довольно крупные выделения, иногда напоминающие графические прорастания в роговой обманке, и по показателям преломления относится к фтор-апатиту.

Ильменит встречается в виде каплевидных выделений также внутри кристаллов роговой обманки. По краям он обычно замещается лейкоксером.

Горнблендит-пегматиты образуют овальные в плане тела в среднезернистых амфиболлизированных пироксенитах, залегающих среди габбро-норитов и состоящих из слабо плеохроизирующего салита, по которому развивается зеленая роговая обманка, аналогичная амфиболу пегматита. Переход между пироксенитами и горнблендит-пегматитами постепенный, путем полного замещения пироксенов крупными выделениями роговой обманки.

**Пироксенит-пегматиты.** Жилообразные тела пироксенитовых пегматитов были отмечены среди амфиболлизированных плагиоклазовых перидотитов в керне скв. 47, выше и ниже них встречались тела диорит-пегматитов. Сложены они в основном гиперстеном, причем в средней части наиболее мощных (до 1 м) жил появляется лабрадорбитовнит. Контакты пегматитовых тел рвущие, с апофизами, под углом 20—30° к оси зерна. Изучено 5 тел таких пегматитов.

Преобладающей структурой породы является гипидиоморфнозернистая, неравномернозернистая. Минеральный состав, %: ортопироксен — 70—85, диоксид-салит — 2, лабрадор — 10—30, коричневый биотит — 1, апатит — 0,5, сульфиды — 1—3; вторичные минералы: тальк — 5—10, доломит — 1—2, хлорит — 1—2. В незначительном количестве присутствует магнетит.

Ортопироксен образует крупные, длиной до 3—4 см, кристаллы, вдоль направлений призматической спайности в которых отмечаются

узкие штриховидные вроски диопсида. Из-за большого их количества зерна ромбического пироксена полностью не гаснут. По показателям преломления он относится к гиперстен-бронзиту  $Fs_{22-33}$ . Обычно разные по составу пироксены содержатся в различных пегматитовых жилах, причем преобладают гиперстеновые разновидности.

В подчиненном количестве отмечаются мелкие зерна диопсида, иногда образующего простые двойники, причем двойниковая плоскость располагается под углом  $30^\circ$  к направлению спайности.

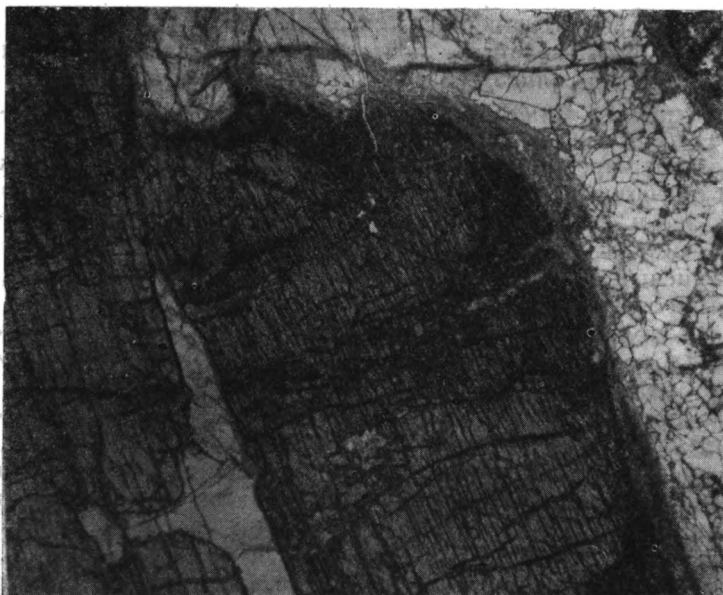


Рис. 1. Пироксенит-пегматит.  $\times 15$ ; без анализатора.

По гиперстену в небольшом количестве развиваются мелкие чешуйки коричневого биотита. В интерстициях пироксенов часто отмечаются неправильные зерна сульфидов.

Между крупными зернами ортопироксена встречаются резко ксеноморфные выделения лабрадора (№ 64—68), часто гранулированного по краям (рис. 1).

В контакте пироксена и плагиоклаза нередко наблюдается мало-мощная реакционная кайма, состоящая из волокнистых выделений тремолита, коричневого биотита и хлорита. Иногда вблизи контакта плагиоклаза и пироксена, пересекая его под прямым углом, располагаются округлые выделения хлор-апатита.

Порода пересекается тальково-хлоритовыми жилками, которые, проходя в плагиоклазе, состоят из хлорита, а попадая в пироксен, становятся почти мономинеральными тальковыми.

## Зональные сегрегации габбро-пегматитов с кислым ядром

Подобные образования встречаются среди пород расслоенной серии в обнажениях к югу от с. Златогорка, а также среди пород «критической» зоны на западном склоне сопки Копа.

Внешняя зона пегматитов часто сложена пегматоидным норитом, постепенно переходящим в пегматоидное габбро. При этом происходит эволюция состава породообразующих минералов: ромбический пироксен из бронзита  $Fs_{17-18}$  ( $Ng = 1,688$ ,  $Np = 1,678$ ,  $2V = -77^\circ$ ) переходит в бронзит-гиперстен  $Fs_{27-30}$  ( $Ng = 1,702 - 1,704$ ,  $Np = 1,690 - 1,692$ ), который, постепенно уменьшаясь в количестве, сменяется диопсид-салитом ( $Ng = 1,700 \div 1,712$ ,  $Np = 1,678 \div 1,686$ ,  $2V = +55-57^\circ$ ). Параллельно идет раскисление плагиоклаза — от № 74—75 в пегматоидном норите до № 50—60 в пегматоидном габбро. Зона, переходная к кислому ядру, сложена плагиоклазовой породой с небольшим количеством темноцветного минерала, в интерстициях зерен которой появляется мелкозернистый гранофировый агрегат состава кварц — альбитизированный калиевый полевошпат — кислый плагиоклаз. Обычно минералы этой зоны сильно изменены и поэтому трудно судить об их составе. Только в одном случае по симметричному погасанию ( $13-14^\circ$ ) удалось определить плагиоклаз как андезин № 30—31. И наконец, ядро сложено кварц-ортоклазовым агрегатом с графической структурой. Размеры этой кислой сегрегации обычно 20—30 см в диаметре, форма овальная.

Нередко сегрегации габбро-пегматитов располагаются группами, иногда образуя (как например, в обнажениях к югу от с. Златогорка) единый крупный выход габбро-пегматита с несколькими изолированными кислыми ядрами. Помимо таких полных сегрегаций, встречаются пегматиты, формирование которых закончилось на стадии норит-пегматитов, габбро-норит-пегматитов или габбро-пегматитов.

**Дифференцированные пегматиты с гиперстеном.** Одной из разновидностей зональных сегрегаций габбро-пегматитов являются пегматиты с гиперстеном, названные так из-за своей прекрасно сохранившейся промежуточной зоны, в которой вместо салита отмечается гиперстен. Они наблюдались среди оливинowych норитов скв. 50, слагаая сегрегации от 0,5 до 3 м в диаметре. Такие же породы с гиперстеном встречены в виде маломощных (3—30 см) жилков вблизи тел дифференцированных пегматитов.

Внешние зоны сегрегации представляют собой пегматоидный оливиновый норит с размером кристаллов до 2 см, по составу близкий к вмещающим среднезернистым оливиновым норитам, контакт с которыми нерезкий. Средняя зона сложена агрегатом андезина, ортопироксена, микропертитового ортоклаза и кварца с небольшим количеством красно-коричневого биотита. Внутренняя зона представлена крупными (20—30 см) выделениями ортоклаза с иктиноглиптами кварца.

В контакте жильных разновидностей с оливиновыми норитами наблюдается маломощная (1—2 мм) невыдержанная оторочка мелко-чешуйчатого биотита.

Пироксен средней зоны, составляющий ее на 5—10%, по оптическим свойствам относится к гиперстену  $Fs_{31-32}$ . По нему развиваются красно-бурый биотит, а также волокнистый тремолит и тальк. Апатит обычен в виде мелких неправильных зерен овальной формы. По показателям преломления относится к фтор-апатиту. Рутил образует резко вытянутые, густо окрашенные кристаллы с хорошо выраженной абсорбцией. По краям обычно замещается лейкоксомом. Циркон довольно редок. Образует мелкие неправильные зерна,  $N_o = 1,962$ ,  $N_e = 1,920$ , иногда зональный, Ксенотим также редок, обычно встречается в краевых частях средней зоны.  $N_o = 1,810$ ,  $N_e = 1,725$ . Ильменит весьма обычен. Образует неправильные зерна, нередко замещаемые лейкоксомом.

Ортоклаз является одним из главных минералов этих пегматитов, слагаю до 40% средней зоны и до 70% внутренней. Под микроскопом имеет микропертитовое сложение со штриховидными вростками альбита. По данным измерений на федоровском столике ( $2V = 76^\circ$ , угол  $Ng : \perp 010 = 15-16^\circ$ ) он относится к ортоклазам с упорядоченной кристаллической решеткой.

Крупные зерна ортоклаза подвергаются рекристаллизации — по периферии кристаллов, пересекая их цепочки, располагаются изометричные мелкие зерна нерешетчатого микроклина, содержащие небольшое количество зерен альбит-олигоклаза (№ 9—10), а также редкие мелкие пластинки биотита. Здесь же, в контакте этих цепочек с ортоклазом, иногда отмечаются мирмекитовые структуры, развивающиеся по последнему. Обычно с зонками грануляции связаны линзообразные выделения кварца.

Андезин № 39—40 составляет 30—35% средней зоны, образуя вытянутые кристаллы до 2 см длиной. Иногда в краевых частях крупных кристаллов наблюдаются включения калиевого полевого шпата, сохраняющие ориентировку вмещающего плагиоклаза (рис. 2), что свидетельствует о более позднем появлении ортоклаза. Вдоль контакта андезина и ортоклаза происходит взаимодействие этих минералов с образованием гранофира. На первых этапах процесса в андезине появляются микрографические вростки кварца (см. рис. 2), которые в дальнейшем увеличиваются в размерах (рис. 3), «разъедая» и отчленяя периферические участки кристалла. По ортоклазу в свою очередь развивается серия дугообразных мирмекитовых структур, которые, расширяясь в сторону андезина и смыкаясь с «разъеденными» участками последнего, образуют мелкозернистый гранофир состава кварц — микроклин — плагиоклаз (№ 15—30). В итоге ортоклаз и андезин оказываются разделенными узкой полоской гранофира, образовавшегося *in situ*.

**Габбро-пегматиты.** Встречены в виде маломощных (10—20, редко 50 см) пологопадающих жил в серпентинизированных перидотитах критической зоны, а также в керне скв. 64 и 66. Более мощные

тела (до 5—6 м) наблюдались в лейкократовых норитах юго-западного склона сопки Копа, но они редки. Всего изучено 16 жил габбро-пегматитов.

Макроскопически это крупнозернистые и гигантозернистые породы, состоящие из призматических кристаллов или шпировидных агрегатов пироксена, ориентированных параллельно контакту, и светлого лабрадора. Под микроскопом структура их гипидиоморфнозернистая, неравномернозернистая.



Рис. 2. Кислые пегматиты с гиперстеном. Появление микрпертитов на контакте андезина с микропертитовым ортоклазом. В левой части снимка виден отторжевец ортоклаза в андезине.  $\times 110$ ; ннк. +.

Минеральный состав габбро-пегматитов меняется от габбро-норита до собственно габбро-пегматитов. Здесь присутствуют, %: ортопироксен — 5—25 (часто нацело амфиболизированный), клинопироксен — 20—35, лабрадор — 40—45, роговая обманка — 5; вторичные минералы: волокнистый актинолит — до 30, цоизит — до 30, клиноцоизит — до 10, пренит — 5—15, гроссуляр — до 5, хлорит (делессит) — 5—30.

Неизменный ортопироксен (гиперстен  $Fs_{31-32}$ ) встречается обычно в виде реликтовых участков. Часто он нацело замещен волокнистым актинолитом.

Гиперстен с краев окружается более мелкими изометричными зернами диоксида-салита, в шлифе слабо плеохроирующего в бледно-зеленых тонах. Интересно, что на фоне обычно нацело амфиболизированного ромбического пироксена диоксид-салит остается свежим. Колебания в оптических свойствах моноклинного пироксена отмечаются по разным телам, внутри же одного пегматита отклонения невелики.



Рис. 3. Кислые пегматиты с гиперстеном. Каплевидные новообразования кварца в андезине в контакте с гранофиром.  $\times 50$ ; ник. + .

На границе пироксенов и плагиоклаза иногда наблюдается оторочка из короткостолбчатых выделений коричневой, замещаемой зеленой, роговой обманки.

Основной плагиоклаз представлен лабрадором № 52—57. По нему иногда развиваются длиннопризматические кристаллы цоизита ( $N_g = 1,710$ ,  $N_p = 1,707$ ). Цоизит окружен венчиком альбита (№ 7—8), замещающего по трещинкам лабрадор с сохранением первичной двойниковой структуры.

Гроссуляр встречается в наиболее измененных разностях, обычно в интерстициях цоизита, образуя ксеноморфные зерна ( $N = 1,732$ ). Пренит наблюдается в виде секущих жилок, замещающих цоизит, а иногда частично и моноклинный пироксен.

Хлорит распространен довольно широко. Он относится к делеситу, образуя расходяще-лучистые веерообразные агрегаты ( $Ng = 1,602$ ,  $Np = 1,600$ ). Удлинение положительное, угол  $2V$  невелик, отрицательный. Хлорит распространяется по жилкам, замещая доизит, а также плагиоклаз и роговую обманку. Пироксен почти не хлоритизируется.

**Диорит-пегматиты.** Своеобразная разновидность пегматитов — диорит-пегматиты — встречается в керне скв. 47, среди амфиболизированных плагиоклазовых перидотитов расслоенной серии нижней зоны. Пегматиты образуют здесь маломощные (0,3—0,5 м, редко до 1 м) тела, располагающиеся под углом 30—50° к оси керна. Контакты с вмещающими породами резкие — с небольшими апофизами и мелкими ксенолитами серпентинитов в эндоконтакте. Приконтактные изменения выражены весьма слабо — это маломощная (0,2—0,5 см) зона оталькования и доломитизации. Почти в непосредственном контакте кристаллы плагиоклаза достигают 2—3 см, а в осевой части — до 10 см. Всего изучено 5 тел пегматитов.

Структура породы гипидиоморфнозернистая неравномернозернистая с последующим наложением трещиноватости и перекристаллизации.

Минеральный состав, %: андезин — 50—80, кварц — до 4—7, бурый биотит — 3—5, роговая обманка — 1—2. Из аксессуаров присутствуют апатит, монацит; из вторичных — постепенно раскисляющийся ряд плагиоклазов от андезин-олигоклаза до альбита — от 10 до 80, соссорит — 5—10, гастингсит — 0,5, лейкоксен, магнетит, хлорит, а также жилки актинолита, хлорита, антигорита, талька, доломита, дающие в общей сложности до 2% массы породы.

В наименее измененных разностях видно, что порода сложена крупными идиоморфными кристаллами андезина № 44—45 и андезина 39—40, уже более мелкими и более ксеноморфными. Плагиоклазы содержат значительное количество пылевидных включений рудного минерала, что придает пегматитам темную окраску. В интерстициях зерен плагиоклазов отмечаются крупные, до 2—3 см в диаметре, псевдогексагональные кристаллы коричневого биотита в ассоциации с призматическими выделениями синевато-зеленой роговой обманки. Биотит и роговая обманка подверглись вторичным изменениям — с краев и вдоль направлений спайности они замещаются мелкочешуйчатым хлоритом с мелкими же выделениями вторичного магнетита и лейкоксена.

В ассоциации с темноцветными минералами встречены овальные выделения фтор-апатита, а также монацита.

Порода подверглась динамометаморфизму — крупные кристаллы плагиоклаза нередко разбиты системой параллельных трещин, более мелкие — изогнуты. Образовавшиеся отслоения заполняются весьма мелкозернистым агрегатом кальцита с хлоритом.

Вдоль трещинок катаклаза происходит интенсивное раскисление андезина — до появления альбита № 7—8, который по мере удаления от линии скола совершенно постепенно сменяется олигоклазом, затем

андезин-олигоклазом с множеством мелких соссюритовых частичек, переходящим уже в неизмененный андезин. Нередко процесс раскисления приобретает такой размах, что почти весь пегматит альбитизируется, а от первичного андезина в местах, наиболее удаленных от трещин, сохраняются лишь пятна соссюритизированного андезин-олигоклаза. В связи с альбитом отмечаются неправильные выделения амфибола ряда паргасит—гастингсита,  $N_g = 1,638$ ,  $N_p = 1,615$ ,  $2V = -34^\circ$ ,  $cN_g = 18^\circ$ , плеохроизм:  $N_g$  — темно-зеленый,  $N_m$  — зеленый,  $N_p$  — буро-зеленый или бледно-зеленый. По-видимому, это результат перекристаллизации темноцветных минералов. В целом альбитизированных разностях иногда отмечается кварц.

По характеру процесса альбитизации с постепенными переходами между разностями можно предположить наличие диффузионного метасоматоза с выносом  $\text{CaO}$ . В связи с этим интересно отметить, что наиболее измененные разности залегают в перидотитах, а наиболее свежие — в плагиоклазовых перидотитах, содержащих  $\text{CaO}$ .

Порода пересекается ветвящимися жилками актинолита и пластинчатого антигорита с хлоритом, иногда содержащими мелкие выделения халькопирита. В отличие от альбитизации эти жилки развивались в условиях приоткрывания трещин, о чем говорит их весьма прихотливая форма.

Пегматиты с ортитом встречаются исключительно среди оливковых норитов критической зоны. Они образуют жилообразные тела мощностью от 0,2 до 1,0 м, редко до 5—6 м, прослеживаемые на 40—50 м по простиранию. Макроскопически это светлые, нередко слабо зеленоватые гигантозернистые породы, часто с графической структурой. Характерной особенностью этих пегматитов является присутствие шестоватых до 5—6 см длиной кристаллов ортита со смоляным блеском. Изучено 10 тел таких пегматитов.

Минеральный состав, %: альбитизированный калиевый полевой шпат — 50—70, альбитизированный андезин — 15—25, кварц — 15—20; из второстепенных минералов отмечается клинопироксен — до 5. Аксессуары — ортит, циркон, ильменит, очень редко — апатит. В мощных телах, обычно сложенных графическим срастанием кварца и ортоклаза, большинство этих минералов встречается лишь в краевых зонах. Вторичные минералы — альбит, эпидот-цоизит, лейкоксен, актинолит, пренит, хлорит, серицит, кальцит.

Калиевый полевой шпат образует крупные слабо зеленоватые выделения с мелкими ихтиноглиптами кварца, обычно замещенные пластинчатым альбитом. В мощных телах он изменен слабее и его удается определить как микропертитовый ортоклаз с  $2V = 78-80^\circ$ .

Андезин № 36—37 отмечается в виде крупных зерен. Обычно альбитизирован. По нему иногда развивается скаполит ( $N_o = 1,565$ ,  $N_e = 1,548$ ).

Клинопироксен нередко наблюдается в краевых частях пегматитов, образуя идиоморфные кристаллы до 5 см длиной. По оптическим свойствам —  $N_g' = 1,714$ ,  $N_p' = 1,690$ ,  $cN_g = 42-43^\circ$ , плеохроизм:  $N_g$  — бледно-сине-зеленый,  $N_m$  — бледно-зеленый,  $N_p$  — очень



бледно-зеленый. Он очень напоминает салит, но угол  $2V$  определить не удалось. Обычно замещается волокнистым актинолитом.

Ортит — коричневого цвета, со смоляным блеском в изломе, слаб плеохроирует, но обычно метамиктный, с не поддающимися определению оптическими константами. Спектральный анализ ортита показал значительные содержания Ce и La, а также Y, Zr и Th. В подчиненном количестве отмечены Hf, Nb, Sc. Иногда в него включены мелкие зерна апатита.

Циркон образует небольшие кристаллы с показателями преломления выше 1,780, одноосный, положительный. Апатит отмечается лишь в редких случаях. Относится к фтор-апатиту. Ильменит встречается почти в каждом шлифе, образуя довольно крупные выделения до 1 см длиной, по краям замещается лейкоксеном.

Пегматиты пересекаются маломощными невыдержанными жилками цоизита, пренита и актинолита. С пегматитами этого типа ассоциируются кварцевые жилы с ортитом, встречаемые в двух выходах на северо-западном склоне сопки Коба среди оливиновых норитов. Эти жилы образованы радиально-лучистыми агрегатами молочно-белого кварца, формирующимися вокруг длинных (до 10 см) шестоватых кристаллов полуразложившегося ортита. По характеру кварца можно заключить, что эти жилы представляют собой низкотемпературные гидротермальные образования, видимо, генетически связанные с пегматитами рассмотренного типа.

Ортоклазовые пегматиты с гранатом и силлиманитом. Эти светлые существенно ортоклазовые пегматиты с биотитом, содержащие нередко гранат и силлиманит, широко развиты в дунитах центральной части Златогорского плутона. Они образуют жилы мощностью от 0,1—0,3 до 5—8 м, круто, под углом  $60—70^\circ$ , падающие в направлении  $200—220^\circ$  ЮЗ. Располагаются жилы кулисообразно, образуя целое поле среди дунитов. В контакте пегматитов с вмещающими дунитами наблюдаются метасоматические слюдяные оторочки. Нередко контакт пегматитов с дунитами проходит по зонам дробления с зернами скольжения, выполненными эмалевидным серпофитом, которые смещают отдельные части тел. Пегматиты пересекаются маломощными жилками актинолита, опала, кальцита, серпофита с призмами сульфидов.

Аналогичные пегматиты встречаются в керне почти всех скважин пройденных по дунитам, причем отмечаются в виде жил как в верхних частях дунитового тела, так и у его подошвы. Судя по наблюдениям в керне скважин, пегматитовые тела, как правило, имеют наибольшую мощность в средних частях и, уменьшаясь вверх и вниз заканчиваются, особенно внизу, серией ветвящихся маломощных прожилков. Всего было изучено с различной детальностью около 50 тел.

Преобладающей структурой пегматитов является пегматоидная гигантозернистая с выделениями ортоклаза до 15—30 см. Из других структур отмечаются графическая, гипидиоморфнозернистая, лепидогранобластовая. Нередки участки с гранофириковой и мирмекитовой структурами.

Минеральный состав: ортоклаз, андезин, кварц, биотит, гранат, силлиманит, апатит, монацит, ксенотим, ильменит. Редко отмечается щелочная роговая обманка, бурая титанистая роговая обманка и рутил. Из вторичных минералов обычны: альбит-олигоклаз, серицит, цоизит, иногда лейкоксен.

В верхних частях жил нередко встречаются апофиллит и сколецит в секущих жилах, а в нижних частях среди минералов пегматита иногда появляется антофиллит, а в одном случае — эгирин-авгит.

Микропертитовый ортоклаз слагает главную массу породы — до 40—60%. Измерения на федоровском столике показали:  $2V = 82-84^\circ$ , а угол  $Ng : \perp 010 = 16-17^\circ$ , что, по диаграмме А. С. Марфунина, говорит о высокой степени упорядоченности решетки.

По краям крупных зерен, а также пересекая их цепочечными выделениями, располагаются более поздние мелкие идиоморфные кристаллы микроклина с подчиненным количеством альбит-олигоклаза, т. е. наблюдается процесс рекристаллизации ортоклаза. По периферии этих новообразованных зерен, подчеркивая их форму, располагаются узкие полоски сосюритизированного альбит-олигоклаза (№ 9—11), нередко с мелкими зернами кварца. Местами эти полоски утолщаются, давая начало мирмекитовым образованиям, дугообразно растущим в калиевый шпат. С внешней стороны этих полосок обычно наблюдается тонкая кайма свежего прозрачного альбита, что, по-видимому, говорит о стадийности процесса альбитизации.

Плаггиоклаз встречается обычно в краевых частях мощных тел, слагая до 30—40% массы этих зон, а в маломощных — иногда до 80—90%, так что породу следует называть плаггиоклазитом. По показателям преломления это андезин № 33—34. Иногда хорошо видно, что вдоль ранних трещинок идет рекристаллизация первичных крупных кристаллов плаггиоклаза с образованием мелких идиоморфных зерен несколько более основного состава — № 37—39, которые по мере роста деформируют материнский кристалл, сдвигая в нем двойниковые швы.

Подобный процесс рекристаллизации плаггиоклаза описан В. В. Гордиенко [1962] для пегматитов Кольского полуострова. Он считает, что по физико-морфологическим особенностям этот процесс является метасоматическим и возникает в результате мобилизации и перераспределения вещества в уже вполне сформировавшемся твердом теле пегматита, без сколько-нибудь существенного приноса извне. Это совпадает с нашими данными, хотя, судя по появлению биотита в связи с зонками рекристаллизации, система не была полностью закрытой.

На границе ортоклаза с андезином наблюдается узкая полоска гранофира, состоящего из 30—35% микроклина, 50—55% олигоклаза и 15—20% кварца. Гранофир косо срезает примыкающие кристаллы андезина, причем близ непосредственного контакта в плаггиоклазе появляются микрографические вроски кварца. Контакт с ортоклазом представлен зигзагообразной полосой мирмекитовых

структур, постепенно переходящих в гранофир. В общем здесь наблюдается картина, аналогичная отмеченной для пегматитов с гиперстеном.

Кварц образует ихтиоглипты — обычно в осевых частях мощных жил, а также жилообразные линзовидные выделения в связи с зонами рекристаллизации в полевых шпатах, иногда их пересекая. В последнем случае в нем нередко наблюдаются включения полевого шпата, сохраняющие свою первичную ориентировку (рис. 4).

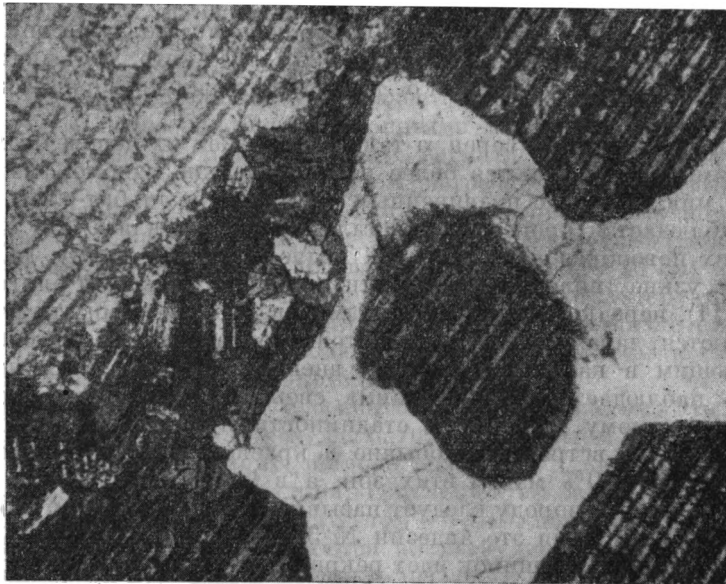


Рис. 4. Пегматит с гранатом и силлиманитом. Поздний кварц инъецирован в гранулированные по краям кристаллы андезина.  $\times 40$ ; ник. +.

Биотит очень характерен для пегматитов, составляя от 2 до 10% породы. Встречается в связи с гранулированными участками в полевых шпатах, а также вдоль круто поставленных зон и трещин, располагающихся параллельно контактам жил и придающих породе гнейсовидность. В последнем случае мелкочешуйчатые агрегаты биотита могут пересекать выделения кварца, т. е. являются довольно поздними. Нередко он содержит мелкие вrostки монацита, образующего вокруг себя плеохроичные ореолы. По биотиту иногда развивается мелкочешуйчатая бесцветная слюдка, а также хлорит.

Гранат красно-коричневого цвета, присутствует не во всех телах. Его содержание достигает иногда 10—15%, но чаще наблюдаются только единичные зерна. Преломление  $N = 1,803$ . Химический анализ мономинеральной фракции граната (табл. 3) в пересчете на глав-

ные составляющие дал следующие результаты, %: алмадин — 59,4, пироп — 21,9, спессартин — 14,9, андрадит — 2,5, гроссуляр — 1,3. При нанесении результата на тройную диаграмму, выражающую зависимость состава пиральспитов пегматита от метаморфизма вмещающих пород [Соколов и др., 1964], оказалось, что точка ложится в поле керамических пегматитов близ границы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, будучи смещена в направлении стороны пироп-спессартин. По гранату развивается бурый биотит, придающий ему коричневый тон.

Силлиманит обычно отмечается в ассоциации с гранатом, в редких случаях составляя до 5—10% породы. Образует сноповидные лучистые агрегаты с преломлением:  $N_g = 1,657$ ,  $N_p = 1,638$ ,  $2V = +25^\circ$ . По нему развивается мелкочешуйчатый серицит.

Апатит (фтор-апатит) образует мелкие округлые зерна. Монацит также встречается в виде мелких округлых зерен с  $N_g = 1,842$ ,  $N_p = 1,786$ ,  $2V = +12-16^\circ$ . Ксенотим образует тетрагональные буровато-зеленые кристаллы. Более редок, чем монацит;  $N_o = 1,810$ ,  $N_e = 1,720$ , резкая псевдоабсорбция, одноосный «+». Ильменит часто встречается в виде чешуек неправильных зерен, реже образует некрупные пластинчатые выделения.

Некоторой особенностью минерализации обладают верхние части рассматриваемых пегматитов. Количество апатита и монацита здесь достигает

Таблица 3

Номера образцов	Название породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. л. п.	Сумма
1457/41	Пегматит с гранатом и силлиманитом . . . . .	71,61	0,29	14,75	0,47	1,53	0,04	0,74	2,20	3,30	4,66	0,35	0,23	100,17
1458/15	То же . . . . .	70,43	0,05	12,82	0,62	1,39	0,03	2,50	0,80	2,10	7,53	0,87	0,56	99,70
2260	Пегматит с гипертеном . . . . .	63,36	0,41	17,05	0,48	2,59	0,09	4,02	3,86	3,10	3,99	0,22	1,40	100,57
826	Габбро-пегматит . . . . .	44,88	0,24	13,54	0,91	6,69	0,41	15,11	10,12	1,62	0,28	0,80	4,53	99,13
1457/26	Гранат из пегматита с гранатом и силлиманитом . . . . .	38,62	0,22	21,66	0,79	25,92	6,45	5,34	1,32	—	—	—	—	100,32

Примечание. Анализы образцов 826, 1457/41 и 1458/15 выполнены в химической лаборатории ВСЕГЕИ, анализы И. В. Эстерле и М. П. Филатова; анализы 2260 и 1457/26 — в химической лаборатории ЛАГЕД, анализ В. Д. Бугрова.

1—2%, а главное, весьма характерны вторичные изменения: появляются жилки апофиллита, замещающего калиевый шпат с образованием пустоток выщелачивания, выполненных по краям щеточкой прозрачных кристаллов размером до 2—4 мм. В шлифе апофиллит имеет аномальную коричневую интерференционную окраску при четко выраженном зональном строении (рис. 5). Показатели преломления:  $N_o = 1,534$ ,  $N_e = 1,532$ ; одноосный, положительный. Он встречается совместно с кальцитом или с мелкочешуйчатым преитом, развивающимся по плагиоклазу в осевой части агрегатов.

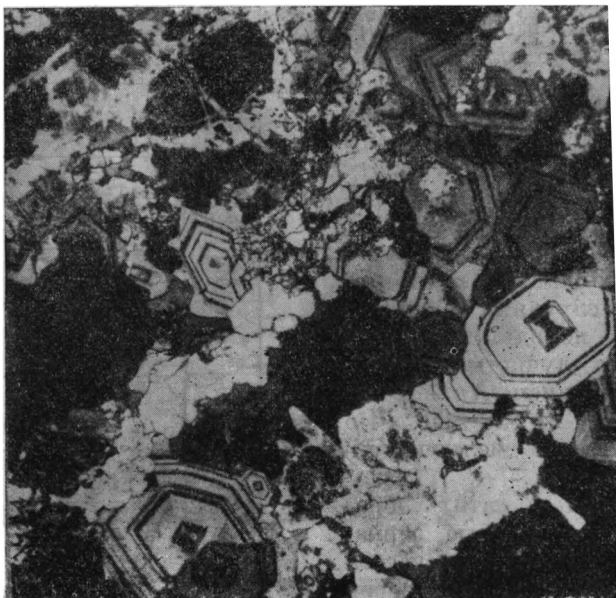


Рис. 5. Тот же пегматит (см. рис. 3). Развитие зональных кристаллов апофиллита по калиевому шпату (светлое и темное).  $\times 20$ ; ник. +.

Самым поздним минералом является цеолит-сколецит, образующий радиально-лучистые агрегаты с  $N_g = 1,516$  и  $N_p = 1,510$ , удлинение «—», оптический знак «+».

Нижние маломощные части пегматитовых тел обычно сложены андезиновыми, реже — ортоклазовыми разновидностями. Иногда отмечается антофиллит переменного состава с преломлением  $N_g = 1,628 \div 1,638$ ,  $N_p = 1,615 \div 1,623$ , погасание прямое; удлинение «+». Он замещается волокнистым тремолитом. Плагиоклаз здесь более основной, чем в средней части, — до № 40—45. Вместо биотита отмечаются крупные выделения флогопита (по данным термического анализа, выполненного в лаборатории ВСЕГЕИ В. П. Ивановой),

составляющего до 10% породы. В более мощных телах отмечаются новые минералы — рутил, находящийся в ассоциации с цирконом и зеленовато-бурой титанистой роговой обманкой с преломлением  $N_g = 1,705$ ,  $N_p = 1,690$  или очень своеобразной бледно окрашенной роговой обманкой с плеохроизмом:  $N_g$  — зеленовато-бурая,  $N_m$  — буроватая,  $N_p$  — буровато-розовая, преломление  $N_g = 1,642$ ,  $N_p = 1,622$ . В плагиоклазовых разновидностях пегматитов встречаются мелкие выделения щелочной роговой обманки ряда глаукофана, резко плеохроирующей в сине-зеленых тонах:  $N_g$  — густой сине-фиолетовый,  $N_m$  — сине-зеленый,  $N_p$  — желтовато-зеленый, не гаснет. В керне скв. 57 на глубине 747 м встречен ортоклазовый пегматит с эгирип-авгитом ( $N_g = 1,760$ ,  $N_p = 1,730$ ,  $cN_p = 5^\circ$ , удлинение «—», плеохроизм:  $N_p$  — голубовато-зеленый,  $N_m$  — зеленый,  $N_g$  — светло-зелено-желтый; содержит пойкилитовые вросстки ортоклаза). В шлифе из этого образца были обнаружены также апофиллит и цеолит, обычно характерные для верхних частей пегматитов.

Контакты пегматитов с вмещающими дунитами резкие, наблюдается ветвление тел, апофизы и т. д. Нередко сам контакт проходит по зоне брекчирования и расщепления с зеркалами скольжения, выполненными серпофитом, но в большинстве случаев здесь наблюдается слюдяная оторочка мощностью от 1 до 10—15 см. Состоит последняя на 60—70% из чешуек гидробиотита и флогопита, определенных термическим методом. Второй составляющей являются вытянутые небольшие кристаллы очень бледно окрашенного актинолита переменного состава с  $N_g = 1,643 \div 1,653$ ,  $N_p = 1,626 \div 1,637$ ,  $2V = -83-85^\circ$ . В небольшом количестве присутствуют мелкие зерна фтор-апатита, а также магнетита.

Слюдяная оторочка пронизывается многочисленными жилками серпофита и кальцита, в меньшей мере талька, составляющих до 10—15% массы породы. Эти жилки сходят на нет по мере удаления от зоны контакта.

По химическому составу (см. табл. 3) пегматиты ближе всего соответствуют докембрийскому граниту по Р. Дэли. Большие колебания в содержании различных компонентов были вызваны, вероятно, тем, что не удалось достаточно усреднить пробы этих гигантозернистых пород с весьма неравномерной структурой.

Абсолютный возраст такого пегматита, определенный калий-аргоновым методом по биотиту в лаборатории геохронологии ВСЕГЕИ Н. Н. Полевой, оказался 540 млн. лет.

Пегматиты с цирконом. Весьма обычны для расслоенной серии нижней зоны плутона. Встречаются обычно в виде жил длиной до 20 м и мощностью 0,4—0,8, редко 3—5 м, в обнажениях к югу и востоку от с. Златогорка, а также в керне скв. 47, 51 и 81.

Макроскопически это светлые до бледно-желтых породы с пре-красной пегматитовой структурой, иногда, в маломощных телах, переходящей в гранитовую.

Минеральный состав, %: кварц — 20—50, альбитизированный ортоклаз — 20—70, альбит-олигоклаз — 10—35. Из аксессуарных

минералов встречены циркон, апатит, ильменит с корочкой лейкоксена, очень редко — мелкие зерна ортита. В ряде случаев отмечался халькопирит.

Как и в ранее описанных пегматитах, плагиоклаз в большом количестве встречается лишь в маломощных телах. Мощные (3—5 м) линзовидные жилы пегматитов, встречающиеся на южной окраине с. Златогорки и в 1,5 км к югу от него, сложены почти исключительно ортоклазом и кварцем и имеют пегматитовую структуру. Весьма характерен их внешний вид — почти белый калиевый полевой шпат с черными икстиоглиптами кварца. Как показал спектральный анализ последнего, он своим цветом обязан примесям Fe (около 1,0%) и Mg (0,1%).

Калиевый полевой шпат по оптическим свойствам относится к ортоклазу с  $2V = 77^\circ$ , что говорит о высокой степени упорядоченности решетки. В отличие от ортоклаза других пегматитов он не содержит микропертитовых вростков альбита.

Альбит-олигоклаз № 10—12 обычен в маломощных телах, образует идиоморфные кристаллы. Циркон образует мелкие прекрасно ограниченные выделения, часто зональные с  $N_o = 1,960$ ,  $N_e = 1,925$ , одноосный, положительный. Иногда имеет бледно-бурую окраску. Ортит встречается очень редко, образуя мелкие ксеноморфные зерна, плеохроирующие от темного красно-коричневого цвета по  $N_g$  до бледно-зеленого по  $N_p$ ;  $N_g = 1,780$ ,  $N_p = 1,760$ ,  $2V = -75^\circ$ . Апатит образует обычно мелкие выделения и относится к фтор-apatиту.

В породе иногда попадаются выделения халькопирита, отсутствующие во вмещающих породах. Эти сульфиды не имеют каких-либо реакционных отношений с вмещающим пегматитом, однако пересекаются жилками актинолита.

Весьма любопытны контактовые явления. Сама зона непосредственного контакта сложена прерывистой полосой неправильно волокнистого плеохроирующего зеленого актинолита мощностью 1—1,5 мм. Там, где эта полоска отсутствует, наблюдаются микропегматитовые структуры с пучками длинных расходящихся цепочек и ленточек кварца в плагиоклазе. Вдоль этих цепочек располагаются мелкие волокна актинолита, подчеркивающие общую структуру. В приконтактной зоне обычно мелкозернистый габбро-норит нацело амфиболизирован, а полевой шпат пегматитов замутнен соссюритовыми частичками.

#### Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитов

Спектральный анализ пегматитов и вмещающих их пород Златогорского плутона показал, что наряду с породообразующими элементами в них присутствуют: Zr, Sc, Be, Ba, Sr, Ga, Y, La, Ce, V, Mn, Pb, Zn, Ti, Ni, Co, Cu, Ag, Ge, Mo, Sn, Nb, Yb. Среди элементов-примесей встречаются как «сквозные» элементы, характерные

для всех пород массива, в том числе и для пегматитов, так и элементы, концентрирующиеся в определенных разновидностях пород. Первую группу представляют Ni, Co, Cu, Cr, Ti, Mn, которые отмечаются почти во всех пробах, во вторую группу входят остальные.

Из пород дифференцированных зон массива наиболее бедны элементами-примесями свежие нориты, дуниты и перидотиты. В них, кроме «сквозных» элементов, присутствуют Sc, Zn, Ga, Sr, Ba, а в норитах также Ge. В амфиболитизированных перидотитах и норитах к указанным элементам добавляются Be, Zr, Mo, Pb, редко и только в габбровых породах — Y, La, Ce.

Из пегматитов ближе всего к измененным габброидам по набору элементов-примесей стоят пироксенит-пегматиты и габбро-пегматиты, которые характеризуются повышенными содержаниями Ni и присутствием Ag, но не содержат Mo, La и Ce.

Остальные типы пегматитов содержат на 2 порядка меньше Ni и Co и на порядок — Cu. Исчезают Sc, Zn, Ge, Ag, но другие элементы, отмечаемые в измененных породах главной интрузивной фазы, присутствуют повсеместно. В заметных количествах появляются редкие и рассеянные элементы. В диорит-пегматитах они представлены La и Ce. В пегматитах с гиперстеном к ним добавляются Y и Yb. Пегматиты с ортитом и с гранатом и силлиманитом обладают почти идентичным набором элементов, где, помимо вышеуказанных, встречаются также Nb и Sn. Из кислых пегматитов наиболее бедны элементами-примесями пегматиты с цирконом, где отсутствуют Cr, Y, Yb, Ce.

Несколько особняком в геохимическом отношении стоят горн-блендит-пегматиты, в которых встречаются почти все перечисленные элементы, за исключением Ge, Nb, Ag.

По-видимому, ключом к познанию генезиса пегматитовых образований Златогорского интрузива являются зональные сегрегации габбро-пегматитов с кварц-ортоклазовым ядром. Аналогичные сегрегации известны и в других существенно норитовых плутонах — Мончегорском [Челищев, 1962], одном из массивов Кольского п-ова [Евзикова, 1955], Бушвельдском [Вагнер, 1932], что позволяет сделать более общие выводы и заключения.

Изучение минеральных ассоциаций Златогорского плутона показывает, что при его формировании в первую очередь кристаллизовались породы с наибольшими содержаниями MgO и CaO, что вызвало обогащение более поздних порций расплава FeO, щелочами, SiO<sub>2</sub> и летучими компонентами. Это в конечном итоге привело к образованию кислого остатка, близко отвечающего по составу кварц-ортоклазовой эвтектике.

Кристаллизация пегматитов, по-видимому, происходила в тех местах интрузии, где расплав был обогащен летучими компонентами, замедлявшими кристаллизацию и создававшими наиболее благоприятные условия для обособления и разделения фаз, способствуя образованию зональных сегрегаций, постепенно застывавших от периферии к центру. Такая последовательная кристаллизация,



как показали Тернер и Ферхуген [1961], обычно приводит к образованию фаз, обогащенных рассеянными элементами, в данном случае кварц-ортоклазовых пегматитов, содержащих в качестве аксессуаров циркон, ортит, монацит, апатит, ильменит.

Формирование зональных сегрегаций пегматитов, судя по сравнительно низкотемпературному ядру, происходило довольно длительное время и могло закончиться на любом из промежуточных этапов из-за недостаточной концентрации летучих и легкоплавких компонентов в данном месте. В любом случае эти обособленные остаточные расплавы, естественно, застывали позже, чем вмещающие породы главной фазы интрузии. При возникновении в последних полостей и трещин (в результате контракции или тектонических подвижек) эти расплавы могли быть в них отжаты, дав начало пегматитовым жилам различного состава в зависимости от времени образования полости. При этом частично могли быть захвачены минералы промежуточных зон, что вызвало, например, появление андезина и салита в краевых частях жил кислого состава.

Интересно, что, как показали Уэйджер и Митчелл [1952], на самых поздних этапах кристаллизации Скергаардской дифференцированной интрузии (Гренландия) в гранофирах появляются  $ZrO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ , а также  $ThO_2$ ,  $Y_2O_3$ ,  $La_2O_3$ . Это как раз те элементы, которые характерны для кислых дериватов Златогорского плутона. Следовательно, появление на поздних стадиях становления расслоенных основных интрузий кислых пород, обогащенных редкими элементами, носит закономерный характер.

Таким образом, пегматитовый комплекс Златогорского плутона можно рассматривать в качестве хорошего примера фракционной кристаллизации в условиях крупной дифференцированной интрузии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Боуэн П. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
- Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Пер. с англ. Цветметиздат, НКТП, 1932.
- Гордиенко В. В. О процессах перекристаллизации в пегматитах. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 91, вып. 6, 1962.
- Евзикова Н. З. О пегматитах основных пород и механизме возникновения в них письменной структуры полевого шпата и кварца. Зап. ВМО, сер. 3, ч. 84, 1955.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
- Елисеев Н. А. и др. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Изд-во АН СССР, 1956.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 78, 1962.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ, т. 30, вып. 2, 1955.

Соколов Ю. М. и др. Гранаты как критерий выделения пегматитовых провинций. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.

Уэйджер Л. Р., Митчелл Р. Л. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергаард, Гренландия, 1943. В сб. Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. ИЛ, 1952.

Челищев Н. Ф. О двух генетических группах пегматитов Мончегорского плутона. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 8, 1962.

Шлыгин Е. Д., Тащнина М. В. Имантавский массив основных пород. Разведка недр. № 15, 1937.

## КОРЖУНКОЛЬСКИЙ СЕРПЕНТИНИТО-ГАББРОВЫЙ МАССИВ

В 1963 г. при обследовании ультраосновных и основных интрузий Ереметау-Баянаульского района мы получили существенно новые данные по Коржункольскому массиву, позволяющие уточнить его внутреннее строение, возраст и формационную принадлежность.

Коржункольский массив находится на северном окончании гор Ереметау, в 4 км к юго-западу от оз. Коржунколь, и занимает долину безымянного ручья восточнее зимовки Аргынбай. В южной части массив пересекает железная дорога Целиноград—Павлодар. Основные породы этого массива были обнаружены Г. И. Водорезовым [1938], который юго-западнее оз. Коржунколь отметил сравнительно крупный массив сосюритового габбро, залегающий среди нерасчлененных нижнепалеозойских отложений. Габбро, по мнению Г. И. Водорезова, связано с серпентинитами.

Более детально Коржункольский массив был обследован И. Ф. Трусовой [1948]. В составе этого массива, по данным И. Ф. Трусовой, преимущественным распространением пользуется крупнокристаллическое габбро, состоящее из сосюритизированного плагиоклаза — битовнита и амфиболитизированного диаллага; в отдельных разновидностях в небольшом количестве встречается кварц. С этим габбровым массивом И. Ф. Трусова связывает появление платины в золотоносных шлихах Коржункольского месторождения, что подтверждается химическими анализами, показавшими присутствие в габбро незначительного количества платины. Возраст массива И. Ф. Трусовой определяется как досилурийский, так как интрузия прорывает породы уртынджалского комплекса, а гальки габбро встречены в силурийских конгломератах. Краткое описание и схематическая карта Коржункольского массива, составленная Г. Ф. Ляпичевым, имеются в монографии Р. А. Борукаева [1955]. По данным этих авторов, метаморфизованные габброиды слагают небольшое штокообразное тело, прорывающее на западе верхнепротерозойские габбро-амфиболиты, на северо-востоке — породы телескольской свиты, а на юго-востоке — ереметауской серии.

Коржункольский массив имеет линзовидную форму (рис. 1) и вытянут в меридиональном направлении на 4 км при наибольшей ширине около 1,2 км. В восточной части он прорывает отложения ереметауской серии и, вероятно, по разлому граничит с породами телескольской свиты. В отличие от представлений Р. А. Борукаева и Г. Ф. Ляпичева мы считаем, что в западной части Коржункольский

массив прорывает не древние габбро-амфиболиты, а основные эффузивы бошекульской свиты. Последние представлены слабо метаморфизованными диабазовыми порфиритами и микродиабазамп, состоящими из амфиболизированного авгита и лейст соскритизированного плагиоклаза. В микрозернистых разностях пород часто встречаются миндалины, выполненные хлоритом.

Судя по составу и слабому метаморфизму, диабазовые порфириты и микродиабазы относятся к нижней спилито-диабазовой части бошекульской свиты, отложения которой протягиваются полосой меридионального простирания в 1,5—2 км восточнее Коржункольского

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Коржункольского массива (составлена с учетом материалов Г. Ф. Ляпичева)

1 — кайнозойские отложения; 2 — карадокские песчаники, туфопесчаники и конгломераты с линзами известняков; 3 — нижнекембрийские миндалекаменные авгитовые порфириты, туфы основного состава, яшмы и кварциты бошекульской свиты; 4 — нижнекембрийские кремнистые алевролиты, граувакковые песчаники, порфириты и конгломераты телескольской свиты; 5 — кислые эффузивы, их туфы, алевролиты, известняки и кварциты еремантауской серии; 6 — дайки плагиогранитпорфиоров; 7 — серпентиниты, серпентинизированные верлиты, плагиоклазовые пироксениты; 8 — габбро, габбро-нориты, дориты; 9 — разломы.



массива. Последний, таким образом, представляет собой типичную межформационную залежь линзовидной формы, залегающую в контакте между еремантауской и бошекульской свитами. Возраст массива устанавливается достаточно определенно: он прорывает отложения бошекульской свиты ( $См_1$ ) и попадает в разрыв уже в карадокке, толща которого несогласно перекрывает диабазовые порфириты и микродиабазы в 2 км западнее интрузии. Дополнительным подтверждением близкого возраста Коржункольской габбровой интрузии и эффузивов бошекульской свиты является, по данным Г. М. Баранова, А. А. Смылова и М. Г. Харламова [1963], одинаковое содержание в них урана, резко отличное от более молодых интрузивных и эффузивных образований. Вполне возможно, что внедрение габбровой интрузии, как это предполагает Р. А. Борукаев [1955, стр. 166], совпадает с концом формирования бошекульской свиты и приурочено к перерыву между нижним и средним кембрием.

Как уже отмечалось, Коржункольский массив занимает широкую долину безымянного ручья, соединяющего озера Телесколь и Коржунколь, вдоль левого и правого склонов которой наблюдаются многочисленные мелкие выходы серого крупнозернистого габбро.

В западной части массива, у зимовки Аргынбай, находится заболоченная депрессия размерами  $1,3 \times 0,5$  км, по окраинам которой отмечены отдельные выходы меланократовых габбро-норитов и плагиоклазовых пироксенитов, а в южной части найдены элювиальные высыпки серпентинизированных верлитов и серпентинитов.

Преимущественным распространением среди пород массива пользуются темно-серые средне- и крупнозернистые разновидности габбро. Под микроскопом устанавливается, что они состоят из плагиоклаза

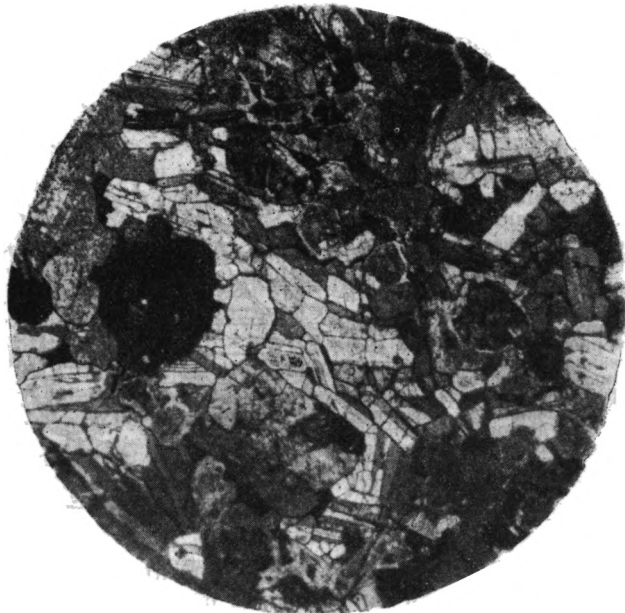


Рис. 2. Среднезернистое габбро. Шл. 619.  $\times 20$ ; ник. + .

и пироксена (рис. 2); преобладание того или другого определяет меланократовый или лейкократовый облик породы. Изометрические кристаллы пироксена размерами  $1,5-2$  мм частично замещены зеленой роговой обманкой и хлоритом. Характерны простые двойники. Судя по оптическим константам ( $2V = +56$  ( $\times$ ),  $cNg = 39^\circ$ ,  $Ng' - Np' = 0,031$ ), моноклинный пироксен относится к группе диопсида. Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы величиной до  $3$  мм с ясно видимым двойниковым строением. Состав плагиоклаза, по данным измерений на федоровском столике, колеблется в пределах № 53—56. В небольшом количестве (2—3%) в габбро содержится магнетит, ксеноморфные кристаллы которого занимают промежутки между пироксеном и плагиоклазом. Наряду со слабо измененными габбро часто отмечаются в значительной степени амфиболитизированные и сосюритизированные разновидности. Вместе с сосюритом в некоторых образцах встречается пренит.

У западного контакта Коржункольского массива, севернее зимовки Аргынбай, обнажаются диориты, имеющие постепенные переходы к габбро. Это светло-серые породы, состоящие из серицитизированного зонального андезина и хлоритизированной роговой обманки ( $2V = -76(\times)$ ,  $cNg = 13^\circ$ ). Изредка в них отмечаются мелкие кристаллы апатита и сфена. Возможно, что диориты распространены и в других частях по периферии массива, так как вблизи контактов породы чаще всего имеют лейкократовый облик и содержат роговую обманку.

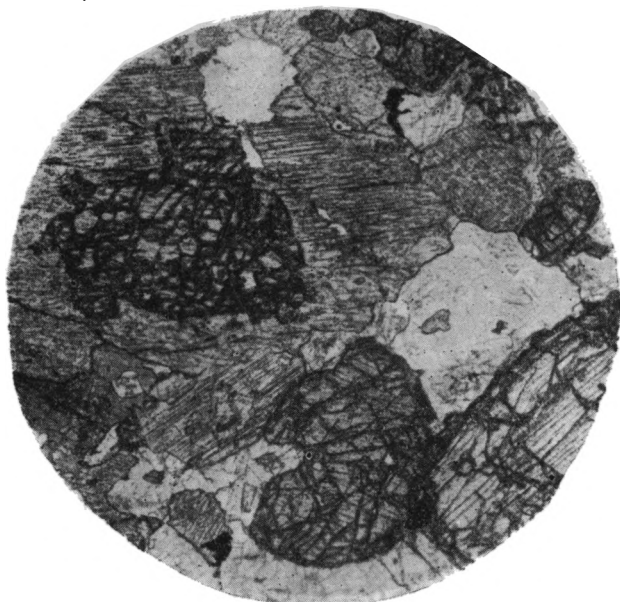


Рис. 3. Габбро-норит. Видны пойкилитовые вросстки ромбического пироксена в моноклинном, пространство между которыми заполнено плагиоклазом (светлое). Шл. 623. Без анализатора;  $\times 20$ .

Габбро-нориты отмечены только в центральной части массива в виде элювия и мелких выходов. Это темно-серые, почти черные крупнокристаллические породы с неравномернозернистой порфировидной структурой (рис. 3). Они состоят из ромбического и моноклинного пироксенов, плагиоклаза, роговой обманки и магнетита. Темноцветные минералы преобладают над плагиоклазом, составляющим примерно 30—40% породы; отмечены разности с еще меньшим содержанием плагиоклаза (15—20%), которые уже должны относиться к плагиоклазовым пироксенитам. Ромбический пироксен представлен идиоморфными кристаллами размерами до 2,5—3 мм, с ясным плеохроизмом в очень светлых розовато-коричневых тонах. Судя по углу оптических осей ( $2V = -66(\times)$ ) и двупреломлению

( $Ng' - Np' = 0,014$ ), ромбический пироксен является гиперстеном. Моноклинный пироксен образует более крупные кристаллы (до 5 мм), в которых иногда наблюдаются пойкилитовые вросстки гиперстена. По оптическим константам он близок к пироксену габбро и также относится к группе диопсида. В сростаниях с диопсидом часто наблюдается буровато-зеленая роговая обманка ( $2V = -80(\times)$ ,  $cNg = 18^\circ$ ), образующая ксеноморфные кристаллы, включающие пойкилитовые вросстки гиперстена и плагиоклаза. Последний по



Рис. 4. Серпентинизированный верлит, состоящий из моноклинного пироксена и антигорита (светлое). Шл. 617/3. Без анализатора.  $\times 20$ .

составу отвечает лабрадору № 55 и образует мелкие (до 1 мм) коротко-таблитчатые кристаллы, занимающие промежутки между более крупными кристаллами моноклинного и ромбического пироксенов. В небольшом количестве в породах отмечается магнетит. Темно-цветные минералы габбро-норитов в той или иной степени замещены уралитовой роговой обманкой или хлоритом, а плагиоклаз сосюритизирован.

В южной части депрессии в нескольких местах обнаружен элювий темно-зеленых крупнозернистых серпентинизированных верлитов. Последние состоят из моноклинного пироксена (около 60%) и серпентина (рис. 4). Пироксен имеет слабую буроватую окраску и по составу является, вероятно, промежуточным между диопсидом и авгитом ( $2V = +53(\times)$ ,  $cNg = 40^\circ$ ,  $Ng' - Np' = 0,026$ ). Он обра-

зует изометрические кристаллы размерами до 6 мм в поперечнике, часто имеющие двойниковое строение. Серпентин в породе представлен антигоритом, мелкие пластинчатые кристаллы которого часто обладают волнистым погасанием. Жилки магнетита образуют пересекающуюся сеть, возникновение которой характерно для серпентинизации оливина. Оливин в породе, видимо, имел ксеноморфные очертания, выполняя неправильной формы промежутки между кристаллами пироксена.

В южной части депрессии отмечена одна высыпка элювия серпентинитов. Они представлены очень плотными серо-зелеными антигоритовыми разностями, происшедшими, вероятно, в результате замещения существенно оливиновых пород. В серпентинитах наряду с серпентинизационным магнетитом отмечаются более крупные зерна того же минерала, образовавшиеся, вероятно, в результате замещения хромшпинелида.

На основании данных химического анализа (см. таблицу) состав габбро, габбро-норитов и верлитов Коржункольского массива близок к среднему составу этих пород по Дэли. Полуколичественным спектральным анализом в них установлены следующие элементы-примеси: Ba, Sc, Ti, Ge, Cr, Pb, Mn, Ga, V, Sn, Cu, Zn, Ni, Co, Zr.

Окислы	Обр. 617/3	Обр. 623	Обр. 619
SiO <sub>2</sub>	48,18	49,08	44,22
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,53	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,94	9,16	15,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	1,64	4,88
FeO	7,40	10,69	9,82
MnO	0,19	0,21	0,10
MgO	22,18	13,77	7,44
CaO	13,10	11,45	11,50
Na <sub>2</sub> O	0,33	1,00	1,40
K <sub>2</sub> O	0,06	0,15	0,23
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,32	0,44	0,50
П. п. п.	2,59	1,99	2,26
Сумма	100,84	100,11	99,58

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	c	b	s	h	f'	m'	c'	Q
0,7	0,4	53,2	45,7	83	17,1	58,7	24,2	-8,5
2,3	3,4	42,1	52,2	89	26,0	51,4	22,6	-3,6
3,6	7,6	34,7	54,1	92	41,3	38,2	20,5	-6,6

Примечания. 1. Образец 617/3—верлит, 623—габбро-норит; 619—габбро. 2. Химические анализы выполнены в лаборатории ВСГЕИ анализом Е. К. Автуховой.



В отличие от данных предыдущих исследователей, мы устанавливаем более сложный петрографический состав Коржункольской интрузии, где кроме габбро и диоритов найдены габбро-нориты, пироксениты, верлиты и серпентиниты. Меланократовые габбро-нориты и пироксениты приурочены к периферии, а верлиты и серпентиниты — к центральным частям плохо обнаженного участка интрузии, расположенного восточнее зимовки Аргынбай. Этот участок овальной формы, вероятно, сложен менее устойчивыми к выветриванию серпентинитами. Это дает основание предполагать, что в Коржункольской габбровой интрузии имеется ядро, сложенное ультраосновными породами. Последнее обстоятельство резко отличает Коржункольскую интрузию от Кульбайской интрузии, расположенной восточнее и сложенной, по данным Г. Ф. Ляпичева [1955], полосчатым роговообманковым габбро, среди которого встречаются кварцевые и кварцево-микроклиновые разности, приближающиеся по составу к габбро-сиенитам, и очень редко пироксениты. Возможно, что Кульбайский и Коржункольский массивы близки по возрасту, однако отнесение их к одной магматической формации, как это делает Р. А. Борукаев [1955, стр. 166], неправомерно из-за различного состава интрузий.

Кульбайский массив, по нашим представлениям, относится к бощекульскому габбро-граносиенитовому комплексу, а Коржункольский массив является представителем выделенной в Восточном Казахстане Н. П. Михайловым [1958, 1962] дунито-пироксенито-габбровой формации. К последней относятся Тесиктасская [Москалева, 1958], Саранская и Шалгиинская [Михайлов, 1962] интрузии Северного Прибалхашья и Бетпақдалы, имеющие петрографический состав и внутреннее строение, близкие с таковыми описанного выше Коржункольского массива, который отличается только присутствием в его составе габбро-норитов, не известных в отмеченных интрузиях. Вместе с тем Коржункольский массив по составу и связанной с ним платиноносности хорошо сопоставляется с интрузиями Уральского платиноносного пояса, описанными Г. Л. Падалкой [1937] и О. А. Воробьевой, Н. В. Самойловой и Е. В. Свешниковой [1962]. Для уральских интрузий, имеющих более крупные размеры, также характерны дунитовые ядра, залегающие среди крупных массивов габбро и габбро-норитов, от которых они отделены неширокой полосой переходных пород — пироксенитов и перидотитов.

Таким образом, в Казахстане устанавливается еще один район проявления интрузий дунито-пироксенито-габбровой формации, возникновение которых Н. П. Михайлов [1962] связывает с внедрением и последующей дифференциацией в камере плутона магмы базальтового состава.

#### ЛИТЕРАТУРА

Баранов Г. М., Смыслов А. А., Харламов М. Г. Содержание радиоактивных элементов в интрузивных породах Селеты-Коржункольского района Центрального Казахстана. В сб. Мат-лы о содерж. и распр. радиоакт. элементов в горн. породах. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 95, 1963.

Б о р у к а е в Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). Госгеолтехиздат, 1955.

Б о р у к а е в Р. А. Формации и фазы тектогенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана. В сб. Основные идеи М. А. Усова в геологии. Изд. АН КазССР, 1960.

В о д о р е з о в Г. И. Описание Акмолинского и Ерменътавского градусо-листов общей геологической карты Казахстана. Казгеолтрест, Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, вып. 3, 1938.

В о р о б ь е в а О. А., С а м о й л о в а Н. В., С в е ш н и к о в а Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 65, 1962.

Л я п и ч е в Г. Ф. Интрузивные комплексы допалеозоя и кембрия Божекульского района (Северо-Восточный Казахстан). Изд. АН КазССР, 1955.

М и х а й л о в Н. П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане. Сов. геология, № 7, 1958.

М и х а й л о в Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 80, 1962.

М о с к а л е в а В. Н. Дунито-габбровый массив Тесиктас в Северном Прибалхашье. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 2, 1958.

П а д а л к а Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. Изд. АН СССР, Петрография СССР, сер. 1, вып. 7, 1937.

Т р у с о в а И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 92, 1948.

## ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ ДЖЕЗКАЗГАН-УЛУТАУСКОГО РАЙОНА

Габбро-плагиогранитовая формация в Джезказган-Улутауском районе представлена сарытауским интрузивным комплексом, породами которого сложены небольшие массивы Сарытау, Едельбай, Киикпай и Сандыкбай. Сарытауский комплекс назван автором по одноименному массиву Сарытау, являющемуся типичным и более изученным представителем габбро-плагиогранитовых интрузий района.

Массивы Сарытау, Едельбай и Киикпай, расположенные примерно в 190 км северо-западнее г. Джезказгана и в 100 км северо-западнее пос. Джебды, были изучены автором совместно с Н. П. Михайловым в 1960 г. в процессе исследований ультрабазитов и габброидов западной части Центрального Казахстана.

Массив Сандыкбай, отстоящий в 240—250 км к северу от г. Джезказгана и находящийся в юго-восточной части гор Жаксы-Арганаты, также отнесен к сарытаускому комплексу по петрографическому сходству с породами обследованных массивов.

На территории Джезказган-Улутауского района с начала 1920-х годов проводились и проводятся многочисленные геологические и геофизические исследования.

Материалы, касающиеся собственно интрузивных пород комплекса, приведены лишь в немногих работах. Кратко интрузии Сарытау и Едельбай описаны Л. И. Боровиковым [1955], установившим вещественный состав слагающих их пород и интрузивный, рвущий характер контактов массивов с вмещающими песчано-сланцевыми отложениями. Он отметил постепенные переходы между разновидностями пород, слагающих массивы, и, по его мнению, сами интрузии явились продуктом весьма активной, обладающей высокой ассимиляционной способностью магмы, дифференциация и автометаморфизм которой и обусловили появление комплекса пород от горнблендитов до гранодиоритов.

Л. И. Боровиков подчеркивает значительное контактное воздействие интрузий на вмещающие породы, выраженное в появлении широкого ореола роговиков и сопровождающееся слабым привнесом рудных минералов в виде сульфидов. Возраст интрузивных пород Л. И. Боровиковым принимается как посленижне-среднеордовикский и докардакский на основании того, что они прорывают фаунистически охарактеризованные нерасчлененные отложения нижне-среднего ордовика и попадают в состав гальки конгломератов кар-

галинской свиты карадокского яруса верхнего ордовика. Точнее, Л. И. Боровиков ограничивает время внедрения интрузий интервалом от верхней половины ландейльского яруса до нижней половины карадока и связывает внедрение интрузий с предкарадокским тектоно-магматическим циклом.

В районе расположения интрузий Сарытау, Едельбай и Киикпай проводились поздние геологосъемочные работы под руководством Ю. А. Зайцева, уточнившие контуры интрузивных массивов.

Ю. А. Зайцев отнес интрузии к однофазным образованиям, производным гранитоидной магмы и сопоставил с донижнедевонскими гранодиоритами гор Улутау; неоднородность интрузий по составу он объясняет ассимиляцией магмой вмещающих пород. Возраст интрузий, в отличие от взглядов Л. И. Боровикова, был принят Ю. А. Зайцевым сначала как донижнедевонский, а в дальнейшем (после работ в более восточных районах) возраст однотипных интрузий (Сандыкбай) условно был им принят как донижнедевонский, с оговоркой, что он может быть понижен до силура или ордовика.

Габбро-плагиогранитовые массивы Сарытау, Едельбай и Киикпай располагаются в пределах восточного крыла крупного нижнепалеозойского Байконурского синклинория, который сложен вулканогенно-осадочными толщами кембрия и ордовика (Байконурский синклинорий выделен Н. А. Штрейсом в 1953 г.).

Интрузии непосредственно прорывают песчано-сланцевые отложения, заключающие в себе редкие маломощные прослои известняков, в которых западнее исследованного района найдена фауна трилобитов, мшанок, брахиопод ниже-среднеордовикского возраста [Боровиков, 1955; Боровиков, Борсук, 1961].

Массивы интрузивных пород приурочены к осевым частям крупных антиклинальных складок и не обнаруживают какой-либо зависимости от более мелких структурных элементов (рис. 1).

В северо-западной части исследованной площади, в районе г. Киикпай, в гальке красноцветных конгломератов средне-верхнедевонского возраста присутствуют породы сарытауского комплекса.

В интрузивных породах отмечается рассланцевание, связанное с крупными разрывными нарушениями типа сбросов, сдвигов и крутых взбросов, амплитуды смещения по которым достигают 150—300 м.

Зоны дробления и рассланцевания при этом проявлены отчетливо лишь вдоль разломов северо-западного направления и не сопровождают нарушения северо-восточного простирания. Массив Сарытау вытянут в меридиональном направлении на 4,5 км при ширине от 0,5 до 2,5 км, массив Едельбай образует близкое к изометричному в плане тело, а массив Киикпай имеет грубо эллипсоидальную форму и вытянут в широтном направлении на 4 км при максимальной ширине 2,2 км.

При взгляде на геологическую карту бросается в глаза несогласное положение интрузивных массивов по отношению к складчатым структурам вмещающих пород (см. рис. 1). Неровные извилистые

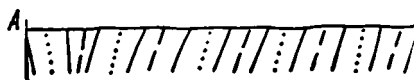
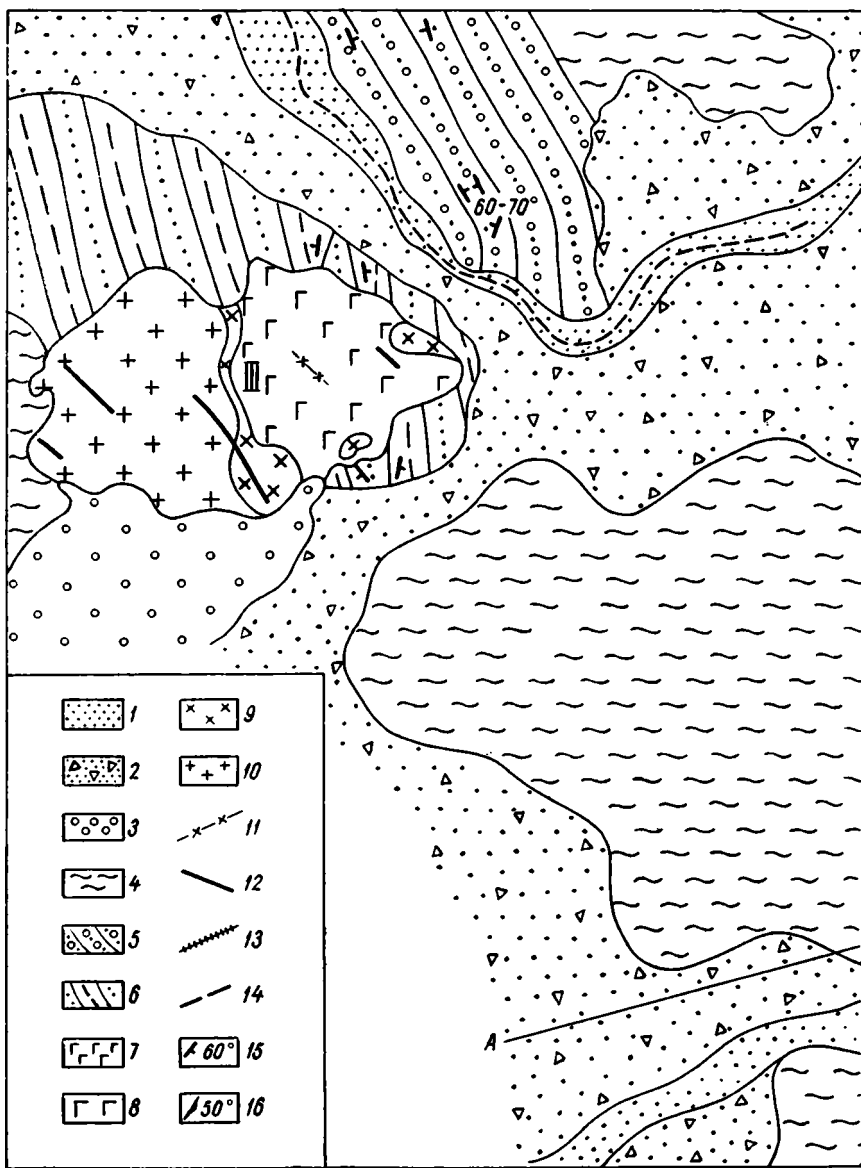


Рис. 1. Геологическая карта мас

1 — современные русловые отложения — пески, галечники, глины; 2 — шоловиально-ал / — пестроцветные глины нижнего неогена (аральская свита); 5 — красноцветные конгло него — среднего ородовина; 7 — габбро (средне- и мелкокристаллические); 8 — пироксениты, кварцсодержащие и кварцевые диориты; 10 — гранодиориты, плаггиограниты, граниты; риты; 13 — кварцевая жила; 14 — разломы; 15 — элементы залегания; 16 —



символ Сарытау, Едельбай и Кийкпай.

лювиальные отложения долин; 3 — кварцевые конгломераты и песчаники верхнего неогена; мераты и песчаники среднего — верхнего девона; 6 — песчаники, алевролиты, сланцы нижнегорнблендиты, меланократовые габбро (крупно- и среднекристаллические); 9 — диориты, 11 — диоритовые порфиры и спессартиты; 12 — аплиты и кварцевые диоритовые порфиры первичная полосчатость. I — массив Сарытау, II — Едельбай, III — Кийкпай.

контакты интрузивных тел зачастую секут почти под прямым углом простираения пластов в ордовикских песчаниках и алевролитах.

Массивы Сарытау, Едельбай и Киикпай сложены пироксенитами, горнблендитами, габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцсодержащими и кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами и гранитами. В составе пород жильной серии установлены спессартиты, диоритовые порфириды, аплиты и дацитовые порфириды.

Пространственно и генетически обособляются три группы пород:

- 1) пироксениты, горнблендиты, габбро;
- 2) диориты, кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты;
- 3) гранодиориты, плагиограниты, граниты.

Пироксенитами, горнблендитами и габбро сложены многочисленные неправильные и линзовидные тела в центральной и южной частях массива Сарытау, размером от  $50 \times 150$  до  $300 \times 600$  м, срединная осевая часть массива Едельбай и почти вся восточная половина массива Киикпай.

Породы среднего состава второй группы слагают юго-западную часть массива Сарытау и многочисленные неправильные тела среди гранитоидов в центральной и северной частях массива и окаймляют выходы основных пород в массиве Едельбай и Киикпай. Наблюдается отчетливая пространственная сближенность в расположении пород основного и среднего составов. В то же время как те, так и другие располагаются то в центральных, то в краевых частях массивов, не обнаруживая строгой закономерности в размещении.

Гранодиоритами и плагиогранитами сложены северная половина массива Сарытау, незначительный участок в северо-восточной части массива Едельбай и западная половина массива Киикпай.

Контакты массивов с вмещающими породами обнажены в большинстве случаев хорошо и являются интрузивными. В юго-восточной части массива Сарытау наблюдается тектонический контакт плагиогранитов и диоритов с ордовикскими песчаниками. Падение плоскостей контактов, как правило, крутое от центральных частей интрузий под вмещающие породы с углами  $60-85^\circ$ .

Данные аэромагнитной съемки, проведенной работниками Западного геофизического треста Л. И. Завьяловой и Г. А. Израилевой в 1954 г., показывают, что интрузии Сарытау, Едельбай и Киикпай четко выражены разобщенными положительными магнитными аномалиями интенсивностью до  $250-350 \gamma$  на фоне нулевого магнитного поля вмещающих пород ордовика. При этом контуры магнитных аномалий близки по величине и очертаниям выходам интрузивных пород на поверхности современного эрозионного среза. Это служит подтверждением крутого падения контактов массивов и их залегания в форме штокообразных тел.

Для интрузий характерны эндоконтактные и экзоконтактные изменения пород. В эндоконтактах существенное изменение проявлено лишь в появлении зон закалки шириной до 1 м (в породах среднего и основного состава), сложенных мелкозернистыми и тонкозернистыми резко порфиридовидными породами, окраска которых то более

светлая, то более темная по сравнению с исходными разностями.

Гораздо большие изменения проявлены в экзоконтактах интрузий. Вмещающие песчаники и алевролиты в контактах с интрузивными породами повсеместно испытали интенсивную перекристаллизацию, ороговикование, сопровождаемое перераспределением материала с образованием отчетливых зон контактовых мелко- и среднезернистых слюдистых роговиков, пятнистых сланцев (с грубополочатыми сланцеватыми текстурами и лепидогранобластовыми структурами), имеющих серицито-кварцево-биотитовый, кварцево-мусковито-биотитовый, мусковито-плагиоклазово-кварцевый и биотито-мусковито-плагиоклазово-кварцевый состав. Изменение вмещающих пород проявлено в большей степени в контактах с диоритовыми и гранитоидными породами. Ширина контактового ореола вокруг интрузий неодинакова — составляет от 20—50 м у контактов с пироксенитами, горнблендитами и габбро до 80—150 м у контактов с гранодиоритами и гранитами.

В вопросе о возрасте интрузий сарытауского комплекса наши представления не противоречат взглядам Л. И. Боровикова и мы придерживаемся мнения, что формирование габбро-плагиогранитовых интрузий комплекса связано с проявлением предкарадокских тектонических движений, широко проявленных на территории Казахстана.

Установление отчетливо рвущих контактов массивов с песчано-сланцевыми отложениями нижнего-среднего ордовика, сопровождающихся зонами контактовых роговиков, и присутствие гальки интрузивных пород в конгломератах каргалинской свиты верхнего ордовика позволяют принять время внедрения интрузий от верхней половины ландейльского яруса до нижней половины карадока.

Внутреннее строение и становление интрузий сарытауского комплекса являются сложными. Представляется, что выделенные выше три группы пород — основные, средние и кислые (габброидные, диоритовые и гранитоидные) — отвечают трем самостоятельным последовательным интрузивным фазам внедрения. Эволюция магматического расплава шла в сторону раскисления, приводя в конечных стадиях формирования интрузий к появлению гранодиоритов и плагиогранитов. Между разностями пород внутри каждой фазы обычны постепенные переходы. Наиболее ранняя первая фаза представлена пироксенитами, горнблендитами, меланократовыми и нормальными габбро, имеющими между собой то постепенные, то (реже) резкие переходы. Среди этой группы пород первыми формировались крупно-среднекристаллические пироксениты, горнблендиты и меланократовые габбро, на что указывают случаи нахождения их ксенолитов среди средне- и мелкокристаллических мезократовых габбро. В последних местах отмечается грубая полосчатость и плоско-параллельные линейные текстуры, указывающие на тектонически активную обстановку периода формирования пород.

Последующая, вторая фаза интрузий представлена диоритами, кварцсодержащими и кварцевыми диоритами — равномернозернистыми, обычно среднекристаллическими серыми породами, часто



с отчетливой плоско-параллельной текстурой и грубополосчатым сложением.

Становление этой группы пород отделено от пироксенитов, горнблендитов и габбро первой фазы некоторым промежутком времени, что подтверждается рвущими контактами, апофизами диоритов в пироксенитах и габбро и наличием многочисленных ксенолитов пород первой фазы в диоритовых породах.

Местами в контактах габбро и диоритов образуются породы промежуточного ряда типа габбро-диоритов или меланократовых диоритов, не имеющие широкого распространения. В породах второй фазы плоско-параллельные текстуры широко развиты в массиве Сарытау, менее — в массиве Едельбай и почти не встречаются в массиве Киикпай.

Направление полосчатости в диоритовых породах отчетливо меняется возле крупных ксенолитов габбро и пироксенитов, приспособиваясь к их очертаниям; сама полосчатость в соседних участках габбро и диоритов не совпадает по направлению, что указывает на внедрение диоритовых пород второй фазы в уже консолидированные образования первой фазы.

Последняя, третья фаза интрузий представлена гранитоидами: роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, плагиогранитами и крайне незначительно гранитами. Формирование пород происходило в тектонически активных условиях (как и пород второй фазы), на что указывает широкое развитие плоско-параллельных текстур (в массивах Сарытау и Едельбай). Становление пород третьей фазы также оторвано во времени от образования первой и второй фаз. Контакты гранитоидов с пироксенитами, горнблендитами, габбро и диоритовыми породами резкие, рвущие, с апофизами гранодиоритов и плагиогранитов в породах двух первых фаз. Среди гранитоидов отмечены ксенолиты и блоки ранее внедрившихся пород основного и среднего состава, в контактах с которыми гранитоиды обогащены темноцветными минералами, а в самих пироксенитах, габбро и диоритах местами отмечены небольшие апофизы и прожилки гранодиоритового или гранитного состава.

Плоско-параллельные текстуры в гранитоидах нередко направлены под углом к текстурам габбро и диоритов и как бы обтекают контуры блоков ранее сформировавшихся пород, что отчетливо устанавливается в центральной и восточной частях массива Сарытау (см. рис. 1). Крутое, до вертикального падение полосчатости и обычно несовпадение ее направления с очертаниями контактов с вмещающими породами указывают на дисконформность массивов.

Упомянутая в начале статьи интрузия Сандыкбай, отнесенная нами к сарытаускому габбро-плагиогранитовому комплексу, имеет много сходных черт с интрузиями Сарытау, Едельбай и Киикпай. Площадь ее около 2 км<sup>2</sup>, сложена она большей частью равномерно-зернистыми и порфиroidными диоритами и кварцевыми диоритами, то резко, то иногда постепенно (по Ю. А. Зайцеву) сменяющимися

габбро-диоритами или гранодиоритами, и расположена среди осадочно-вулканогенных докембрийских отложений, относимых к аралбайской серии условно архейского возраста. В диоритах и гранодиоритах отмечено большое количество ксенолитов меланократового состава.

При полевых исследованиях соответственно фазам внедрения рассматриваемых интрузий мы выделили три группы пород сарытауского комплекса.

**Пироксениты, горнблендиты, габбро.** Среди пород первой группы выделяются крупнокристаллические и среднекристаллические зеленовато-черные или пятнистые серовато-черные массивные пироксениты, горнблендиты и меланократовые габбро, связанные постепенными переходами, и средне- и мелкокристаллические, нередко грубополосчатые, мезократовые габбро.

Различия в минеральном составе, структурные и текстурные особенности и более светлая зеленовато-серая окраска мезократовых габбро позволяют четко выделить их из указанной группы пород, что нашло отражение и на составленной геологической карте.

Пироксениты и возникшие за их счет при позднемагматическом преобразовании горнблендиты сложены короткопризматическими кристаллами пироксена или роговой обманки, единичными зернами темного зеленовато-серого плагиоклаза и незначительным количеством зерен рудных минералов и короткостолбчатых кристаллов апатита.

Меланократовые габбро содержат значительное количество плагиоклаза и в ряде случаев имеют постепенные переходы не только к пироксенитам и горнблендитам, но и к мезократовым габбро.

Мезократовые габбро сложены примерно равным количеством плагиоклаза и темноцветных минералов. Неравномерное распределение плагиоклаза приводит к появлению грубополосчатых разностей.

Для пироксенитов и горнблендитов характерны панидиоморфные призматически зернистые структуры, для габбро обычна габбровая структура и изредка габбро-офитовая. В составе пород установлены моноклинный пироксен, обыкновенная роговая обманка, основной плагиоклаз, титаномагнетит, ильменит, хромшпинелиды, сфен, апатит (рис. 2).

*Моноклинный пироксен* является главным темноцветным минералом пород группы. Он составляет около 90% общего объема в пироксенитах, 35—80% в меланократовых габбро и 35—50% в мезократовых габбро. Короткопризматические кристаллы пироксена размером от  $0,5 \times 1,0$  до  $5,0-10,0 \times 30,0$  мм, бесцветны или окрашены в бледный буровато-зеленый цвет. Константы пироксена:  $2V = +60^\circ(\times)$ ,  $cNg - 42-47^\circ$  и двупреломление, равное  $0,027-0,030$ , определяют минерал как диопсид.\*

*Роговая обманка* развита по диопсиду, замещая его с краев или полностью. Она представлена буровато-зеленой или зеленой

\* ( \ ) — здесь и далее — определение по выходу одной оптической оси.

плеохроичной обыкновенной роговой обманкой ( $2V = -76^\circ(\times)$ ,  $cNg = 15-20^\circ$ ,  $Ng' - Np' = 0,018-0,022$ ). Плеохроизм резкий:  $Ng$  — густо-зеленый,  $Nm$  — желтовато-зеленый,  $Np$  — светло-желтый. В результате такого замещения, происходившего в позднемагматическую стадию с участием летучих, возникают существенно рогово-обманковые породы — горнблендиты, содержащие обычно повышенное количество апатита. Наблюдаются и промежуточные между пироксенитами и горнблендитами породы, в которых моноклинный

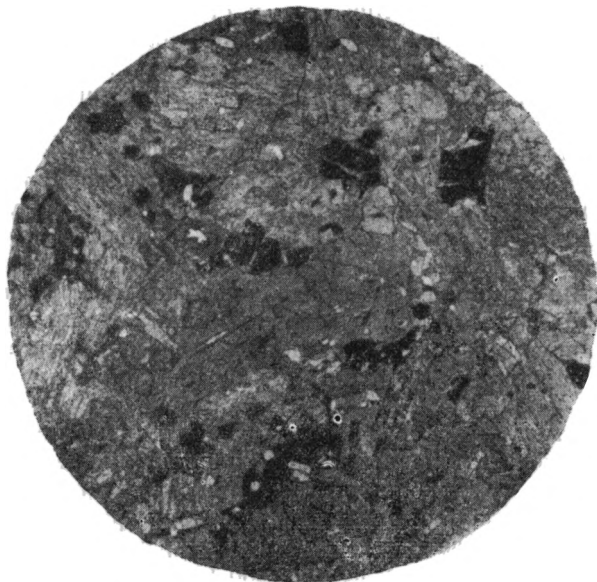


Рис. 2. Горнблендит (по пироксениту) с титаномagnetитом (черный) и апатитом (светло-серый). Шл. 3529.  $\times 25$ ; без анализатора.

пироксен замещен роговой обманкой лишь частично. На такой способ образования горнблендитов по пироксенитам в свое время указывал А. Н. Заварицкий для Урала [1956]. Диоксид и роговая обманка подвергаются нередко частичному или полному замещению бледно-зеленым плеохроичным уралитовым амфиболом актинолитового ряда ( $2V = -76^\circ(\times)$ ,  $cNg' = 16^\circ$ ), желтоватым плеохроичным эпидотом с высокой очень яркой пятнистой интерференционной окраской зерен, резкой шагренево́й поверхностью (т. е. высокожелезистой разностью) и зеленым плеохроичным хлоритом — пеннином с интенсивными сине-фиолетовыми аномальными цветами интерференционной окраски.

Основной плагиоклаз содержится в породах в переменном количестве, составляя в мезократовых и меланократовых габбро 15—50%, в горнблендитах — до 3—15% и в пироксенитах 1—3% их общего

объема. Во всех этих породах плагиоклаз выделяется после темноцветных минералов и выполняет промежутки между кристаллами пироксена или роговой обманки.

Плагиоклаз обычно в той или иной степени замещен кальцитопидотовым или соссюритовым мелкозернистым агрегатом, в составе которого, судя по широко развитым аномальным серовато-синим цветам интерференции, преобладает цоизит или клиноцоизит. В редких случаях по краям соссюритизированных зерен плагиоклаза в мезократовых габбро наблюдаются узкие каймы свежего новообразованного андезина № 37, 42, с  $2V = +87^\circ(\times)$  и  $89^\circ(\times)$  и двойникованием по альбитовому закону.

Среди рудных минералов в породах первой фазы резко преобладает *титаномагнетит*, составляющий в среднем 1—5% общего объема пород. Количество его в пироксенитах и горнблендитах иногда достигает 7—15% а в мезократовых габбро редко превышает 1—2%.

Наблюдениями в полированных шлифах установлено, что неправильные или идиоморфные зерна титаномагнетита размером 0,1—0,5 мм нередко корродированы и показывают четкую структуру распада, обусловленную наличием тонких (0,01—0,05 мм) пластинок светло-серого анизотропного ильменита в массе серого изотропного магнетита. *Ильменит*, кроме включений в магнетите, образует и самостоятельные мелкие (0,1—0,3 мм) зерна, окруженные каймой продуктов изменения (лейкоксеном или сфеном). Изредка в неправильных зернах, величиной 0,1—0,5 мм, установлен *халькопирит*, замещенный по периферии гетитом, обладающим колломорфным сложением с характерной структурой «ледяных узоров». Только в пироксенитах, горнблендитах и меланократовых габбро в единичных случаях встречен *хромшпинелид*. С краев или внутри зерен хромшпинелида обычно располагаются мелкие скопления мелкочешуйчатого и листоватого серпентина-антигорита, имеющего положительное удлинение и желтовато-серую интерференционную окраску, образовавшиеся по оливину.

*Сфен* является характерным аксессуарным минералом пироксенитов, горнблендитов и габбро, составляя всюду около 1% общего объема пород.

*Апатит* встречен не во всех шлифах, хотя иногда содержание его достигает 1—2% общего объема породы. Короткостолбчатые кристаллы апатита, размером 0,05—0,2 мм, часто ассоциируют пространственно со сфеном и рудными минералами и заключены в кристаллах пироксена или роговой обманки.

**Диориты, кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты.** Вторая фаза внедрения интрузий сарытауского комплекса представлена диоритами, кварцсодержащими и кварцевыми диоритами, имеющими между собой постепенные (иногда резкие) переходы, благодаря чему не представляется возможным пространственно выделить площади развития отдельных разностей пород; поэтому и на карте они объединены и показаны общим знаком.

Характерны гипидиоморфнозернистая, иногда приближающаяся к призматическизернистой структура, плоскопараллельная текстура, грубая полосчатость, вызванная чередованием полос, обогащенных то плагиоклазом, то темноцветными минералами. Возле контактов с породами первой фазы происходит увеличение содержания темноцветных минералов (рис. 3).

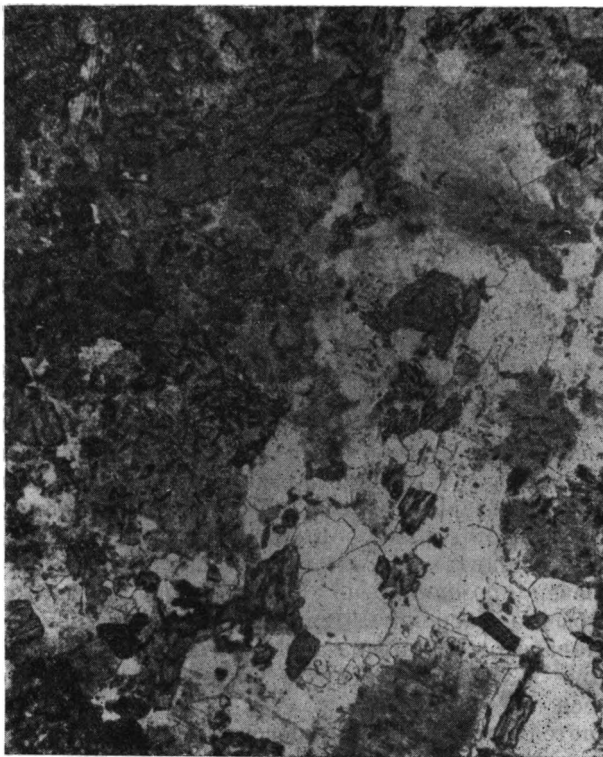


Рис. 3. Кварцевый диорит (светлый), обогащенный цветными минералами в контакте с роговообманковым габбро. Шл. 851.  $\times 40$ ; без анализатора.

В составе пород установлены плагиоклаз, моноклинный пироксен, обыкновенная роговая обманка, кварц, ильменит, титаномагнетит, сфен, апатит, ортит, биотит, микроклин-пертит, мусковит, циркон. Количественные соотношения минералов в породах непостоянны и позволяют выделить диориты, кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты, в которых последовательно увеличивается содержание кварца и обычно соответственно уменьшается количество темноцветных минералов.

*Плагиоклаз* является главнейшим минералом всех пород из группы диорита: он составляет в них 45—60% общего объема и образует идиоморфные таблитчатые выделения размером 0,1—2,0 × 0,2—5,0 мм. Плагиоклаз обычно двойникован по альбитовому закону и часто зонален; число зон достигает 5—7, а ширина их — 0,2—0,3 мм. Измерения плагиоклаза показывают, что он всюду представлен андезином, имеющим состав № 38 или № 42 в средней части зерен — соответственно  $2V = +84^\circ(\times)$  и  $2V = +87^\circ(\times)$  — и № 27 или № 35 в краевых зонах. Вторичные изменения плагиоклаза проявлены лишь в его частичной соскюритизации и пренитизации вдоль трещин спайности, причем они выражены неизмеримо слабее, чем в породах первой фазы.

*Роговая обманка* является главным темноцветным минералом диоритовых пород, составляя в них 30—35%. Она образует призматические кристаллы густо-зеленого цвета, обычно развивающиеся по пироксену; частично замещена бледно-зеленым актинолитом, желтоватым эпидотом и светло-зеленым хлорит-пеннином. Константы роговой обманки следующие:  $2V = -76^\circ(\times) \div -78^\circ(\times)$ ,  $cNg = 18 - 21^\circ$ ,  $Ng' - Np' = 0,016 - 0,020$ ; отчетливый плеохроизм:  $Ng$  — густо-зеленый,  $Nm$  — зеленый,  $Np$  — светло-желтый.

Таким образом, по оптическим константам роговая обманка диоритов близка к обыкновенной роговой обманке габбро и горн-блендитов первой группы.

*Пироксен* не характерен для пород из группы диоритов, он встречается в диоритах в количестве 1—5%, представлен бледноокрашенным моноклинным пироксеном, образующим короткопризматические кристаллы размером 0,1—0,5 мм, частично замещенные бледно-зеленым актинолитом. В кварцевых диоритах пироксен отсутствует.

*Кварц* присутствует в переменном количестве, составляя 0—5% в диоритах, 5—10% в кварцсодержащих диоритах и 10—15% в кварцевых диоритах. Ксеноморфные выделения кварца, размером 0,1—0,8 мм, выполняют промежутки между ранее выделившимися минералами.

*Биотит*, окрашенный в бурый или зеленовато-бурый цвет, редко встречается в диоритах, но составляет 3—7% в кварцсодержащих и кварцевых диоритах. Чешуйчатые кристаллы биотита, размером 0,1—3,0 мм, часто изогнуты и корродированы. Плеохроизм биотита отчетливый:  $Ng'$  — бурый,  $Nm$  — светло-бурый,  $Np'$  — светло-желтый. Вдоль спайности биотит частично замещен желтоватым эпидотом и зеленым хлоритом — пеннином.

*Микроклин-пертит* почти не встречается в диоритах; в кварцевых и кварцсодержащих диоритах он составляет до 1—7% общего объема породы и обычно вместе с кварцем и биотитом слагает мелкозернистые неправильные и прожилковые участки, пространственно тяготеющие к контактам диоритовых пород с гранодиоритами и плагиогранитами третьей фазы внедрения или с вмещающими песчаниками и алевритами.

В редких случаях отмечены единичные крупные выделения микроклин-пертита, среди которых расположены таблитчатые кристаллы плагиоклаза, что определяет появление в отдельных участках монцоитовой структуры. В буроватых зернах микроклина наблюдаются узкие (0,01—0,05 мм) пертитовые вроски бесцветного альбита.

*Рудные минералы* пород диоритовой группы представлены *титаномагнетитом* и *ильменитом*, составляющими 1—2% общего объема пород и содержащимися примерно в равном количестве. Мелкие зерна (0,1 × 0,5 мм) титаномагнетита замещены частично гидроксидами железа, а ильменита — сфеном.

Из аксессуарных минералов преобладает *сфен*, составляющий 1—2%. Он образует идиоморфные ромбовидные сечения кристаллов размером 0,05—1,0 мм, окрашенных в буроватый цвет и приуроченных к выделениям плагиоклаза.

*Апатит* составляет около 1% общего объема породы и встречается в виде короткостолбчатых кристаллов, приуроченных к темнокрасным минералам, и игольчатым, заключенным в плагиоклазах.

В единичных случаях в породах встречен слабо плеохроирующий *ортит* (?), образующий очень мелкие (0,01—0,05 мм) изометричные желтовато-бурые зерна.

В кварцевых диоритах изредка появляется *циркон* в короткостолбчатых кристаллах размером 0,02—0,1 мм. В породах первой фазы циркон не был встречен.

*Гранодиориты, плагиограниты, граниты* являются породами 3-й фазы внедрения габбро-плагиогранитовой магмы. Выше было указано, что породы этой группы четко отграничены пространственно от пород первой и второй фаз внедрения.

Структура пород — гипидиоморфнозернистая. Гранитоидные породы имеют рвущие контакты с породами первой и второй фаз с апофизами, отходящими в пироксениты, горнблендиты, габбро и диориты. Кроме того, многочисленные ксенолиты и неправильные участки пироксенитов, габбро и диоритов встречаются среди гранодиоритов и плагиогранитов.

В некоторых случаях отмечены постепенные переходы от пород диоритовой группы (кварцевых диоритов) к гранодиоритам, что может служить подтверждением сближенности во времени формирования пород заключительных стадий второй фазы и начальных стадий третьей фазы.

Среди гранитоидных пород третьей фазы установлены гранодиориты, плагиограниты и граниты, причем преобладающими являются гранодиориты. Породы имеют между собой постепенные переходы, обусловленные переменным количеством плагиоклаза, микроклин-пертита, кварца, биотита, роговой обманки, мусковита, ильменита, титаномагнетита, апатита, сфена, циркона, ортита (?). На геологической карте все разности гранитоидных пород объединены, так как их невозможно разделить.

*Плагиоклаз* является главнейшим минералом гранитоидных пород и составляет в них 40—65%. Таблитчатые кристаллы его, размером

0,5—3,0 мм, сдвойникованы по альбитовому закону и иногда зональны. В гранодиоритах он относится к олигоклаз-андезину № 25—30, в плагиогранитах и гранитах он представлен обычно олигоклазом № 18—25 и изредка альбит-олигоклазом № 10—18.

В разностях, переходных к кварцевым диоритам, чаще присутствует зональный плагиоклаз, имеющий состав андезина № 33—35 в центре зерен и олигоклаза № 25—27 в периферической части их.

*Микроклин-пертит* в гранитоидах составляет от 1—2 до 25—30% их общего объема, т. е. резко подчинен в количественном отношении плагиоклазу. Мелкие зерна микроклина часто ассоциируются с кварцем, крупные же включают кварцевые зерна и кристаллы плагиоклаза, что приводит к появлению участков монцитовой структуры.

*Кварц* в неправильных зернах, размером 0,2—1,5 мм, составляет 15—20% общего объема в гранодиоритах и 20—30% — в плагиогранитах и гранитах.

*Биотит* в гранитоидных породах является главнейшим цветным минералом, составляя 1—7% общего объема. Он имеет густо-бурый цвет, более интенсивный, чем биотит, находящийся в диоритовых породах, и плеохроирует:  $Ng'$  — темно-бурый,  $Nm'$  — желтовато-бурый,  $Np'$  — светло-бурый. Чешуйчатые кристаллы биотита часто изогнуты и корродированы.

*Мусковит* встречен лишь в плагиогранитах и гранитах, где содержание его достигает иногда 8—10%. Минерал бесцветен или слабо окрашен в бледный зеленоватый цвет. Чешуйчатые кристаллы мусковита, размером 0,1—1,0 мм, часто включают множество мелких зерен кварца и тогда обладают характерным ситовидным погасанием.

*Роговая обманка* не характерна для гранитоидных пород, и содержание ее в них не превышает 2—3%, увеличиваясь лишь у контактов гранитоидов с диоритовыми или габброидными породами второй и первой фаз. Она образует мелкие (0,05—0,2 мм) короткопризматические выделения с отчетливым плеохроизмом:  $Ng'$  (×) зеленый,  $Nm'$  — желтовато-зеленый,  $Np'$  — светло-желтый,  $2V = -76^\circ$ ,  $cNg = 20-22^\circ$ ; по оптическим константам близка к роговой обманке диоритовых пород.

Среди *рудных минералов* гранитоидных пород, составляющих лишь 1% общего объема, *ильменит* преобладает над *титаномагнетитом*, что является отличием от пород первой и второй фаз.

*Сфен* в гранитоидах не превышает 1% общего объема пород и часто отсутствует. Он образует мелкие зерна (0,05—0,2 мм), тяготеющие к выделениям биотита и рудных минералов.

*Апатит* не характерен для гранитоидных пород и составляет в них от 0 до 1%. Его короткостолбчатые кристаллы, размером 0,01—0,05 мм, приурочены обычно к кварцу и микроклин-пертиту.

Изредка встречается *циркон*, образующий мелкие кристаллы (0,01—0,1 мм).

В единичных случаях в кварце установлен ортит (?), в мелких полигональных кристаллах с плеохроизмом в буровато-желтых цветах.



Для гранитоидных пород характерно развитие секущих кварцево-биотитовых, кварцевых, кварцево-эпидотовых прожилков в зоне контакта с вмещающими породами, повышенные содержания роговой обманки, биотита, рудных минералов и сфена в приконтактных участках с пироксенитами, горнблендитами, габбро и диоритами и слабое изменение пород по сравнению с породами первой и второй фаз.

Жильные образования сарытауского комплекса имеют ограниченное распространение. Более других развиты диоритовые порфириды и спессартиты, реже встречаются аплиты и кварцевые диоритовые порфириды.

Диоритовые порфириды и спессартиты близки по внешнему виду между собой — это плотные темно-серые или зеленовато-черные мелкокристаллические породы с порфировидной структурой, с крупными выделениями плагиоклаза и темноцветных минералов.

Дайки и жиллообразные тела спессартитов и диоритовых порфиритов имеют протяженность 250—1000 м и мощность 1—5 м и чаще встречаются в массиве Сарытау.

В диоритовых порфиритах во вкрапленниках, составляющих до 50% объема пород, преобладает плагиоклаз ряда андезина № 40, сдвойникованный по альбитовому закону, и в подчиненном количестве содержится буровато-зеленая или зеленая роговая обманка с отчетливым плеохроизмом:  $Ng'$  — зеленый,  $Nm'$  — желтовато-зеленый,  $Np'$  — зеленовато-желтый, имеющая большое сходство с роговой обманкой диоритовых пород второй фазы.

Мелкозернистая основная масса сложена плагиоклазово-рогово-обманковым агрегатом с небольшим количеством кварца, густобурого биотита и кристаллами апатита, титаномагнетита, ильменита и сфена. В крайнем восточном выступе массива Сарытау наблюдался постепенный переход в теле диоритовых пород от диоритов к диоритовым порфиритам, что позволяет считать эти породы тесно связанными между собой.

Спессартиты отличаются от диоритовых порфиритов почти полным отсутствием плагиоклаза во вкрапленниках. Порфиритовые выделения в спессартитах, составляющие обычно 40—60% общего объема, представлены почти исключительно густо окрашенной оливково-зеленой роговой обманкой со следующими константами:  $2V = -72^\circ (\times)$ ,  $cNg = 20^\circ$ , отчетливый плеохроизм:  $Ng'$  — оливково-зеленый,  $Nm'$  — зеленый,  $Np'$  — светло-желтовато-зеленый.

Мелкозернистая полнокристаллическая основная масса в спессартитах сложена зеленой роговой обманкой и андезином № 35—40, с незначительным количеством биотита, кварца, титаномагнетита, ильменита, апатита, редко — сфена.

Среди габбро и пироксенитов массива Сарытау в его западной части располагаются единичные дайки спессартитов более основного ряда, стоящих близко к единитам, в понимании А. Н. Заварицкого [1956]. Это темные зеленовато-черные породы, во вкрапленниках содержащие зеленую роговую обманку, грязно-серый плагиоклаз

и буровато-серый бледно окрашенный моноклинный пироксен, имеющий сходство с диопсидом габбро и диоритов. Вкрапленники, составляющие 50—60% общего объема породы, заключены в мелкозернистую основную массу, сложенную плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, титаномагнетитом и апатитом, с незначительной примесью кварца и биотита, являющихся поздними выделениями.

Для этих пород характерна их хлоритизация, в меньшей степени эпидотизация и карбонатизация.

*Кварцевые диоритовые порфириды* имеют распространение лишь в западной части массива Киикпай, где они слагают дайки протяженностью 0,2—0,5 км и мощностью 1—10 м. Это светло-серые и желтовато-серые порфировидные породы.

Вкрапленники, составляющие 30—40% общего объема породы, представлены плагиоклазом, андезином № 40, единичными кристаллами зеленой роговой обманки или бурого биотита. Мелкозернистая основная масса (0,1—0,2 мм) гипидиоморфной структуры сложена плагиоклазом, кварцем с незначительным количеством микроклина, с редкими акцессорными минералами — ильменитом, апатитом, сфеном.

*Аплиты* слагают одиночные жилы во всех трех массивах. Длина жил 40—100 м, мощность 0,5—1,0 м. Это мелкозернистые светло-серые и розовато-серые породы, сложенные микроклин-пертитом, олигоклазом и кварцем, с незначительным количеством биотита, мусковита, ильменита, магнетита, апатита, сфена и циркона. Микроклин-пертит составляет в аплитах до 35—40% и обычно преобладает над олигоклазом.

Для аплитов характерно высокое содержание кварца (35—40%) и низкое содержание биотита (1—3%) и мусковита (1—2%). У контакта с пироксенитами, габбро, горнблендитами и диоритами в аплитах повышается содержание сфена, биотита, плагиоклаза и иногда появляются мелкие зерна зеленой роговой обманки. В основных и средних породах у контакта с аплитовыми жилами появляются неправильные гнезда мелкозернистого кварцево-микроклин-пертитового агрегата.

Приведенная выше петрографическая характеристика интрузивных и жильных образований наряду с различиями показывает и большое сходство их в наборе акцессорных и некоторых типичных пороодообразующих минералов.

### **Петрохимические и геохимические особенности пород сарытауского интрузивного комплекса**

Петрохимические особенности пород сарытауского комплекса изучены недостаточно, так как мы располагаем лишь пятью химическими анализами пород из массива Сарытау. Для выяснения геохимических особенностей этого комплекса было произведено 60 полуколичественных спектральных анализов проб, отобранных из различных пород массивов Сарытау, Едельбай и Киикпай. При этом

особо выделены пробы эндоконтактных измененных зон и вмещающих пород, взятых на различном удалении от контакта с интрузиями.

В таблице приведены химические анализы пород массива Сарытау.

Окислы	Содержание, вес. %				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	55,80	57,14	41,86	41,98	42,04
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,89	1,84	1,20	2,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,43	17,99	18,09	7,24	8,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	2,84	6,04	6,93	8,63
FeO	4,95	3,95	7,26	11,77	9,23
MnO	0,20	0,26	0,44	0,23	0,16
MgO	1,95	1,74	5,87	10,28	10,04
CaO	6,32	6,90	12,48	17,18	16,10
Na <sub>2</sub> O	4,04	3,62	1,90	0,40	0,78
K <sub>2</sub> O	3,18	2,50	0,92	0,57	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	1,01	—	—
BaO	—	0,17	—	—	—
H <sub>2</sub> O—	0,56	0,05	0,07	0,33	0,07
П. п. п.	3,38	1,76	2,38	1,82	1,56
SrO	—	—	0,02	—	—
Сумма . . .	100,31	99,81	100,18	99,93	100,25

#### Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	14,4	12,2	6,2	1,5	2,5
<i>c</i>	5,2	5,9	10,0	3,8	4,4
<i>b</i>	12,4	12,9	30,6	48,7	45,9
<i>s</i>	68,0	69,0	53,2	45,9	47,2
<i>f'</i>	48,5	51,7	44,1	33,4	33,8
<i>m'</i>	28,0	23,9	35,2	33,9	35,2
<i>c'</i>	23,2	24,4	20,7	32,7	31,0
<i>n</i>	65,6	68,3	75,7	50,0	68,5
<i>t</i>	0,96	1,14	3,2	2,1	3,58
$\Phi$	7,0	18,9	18,3	13,7	15,3
<i>Q</i>	+2,0	+7,7	-16,0	-14,9	-15,0
<i>a/c</i>	2,8	2,1	0,6	0,4	0,6

1 — диорит из центральной части массива; по Л. И. Боровикову [1955]; 2 — кварцевый диорит; к западу от г. Сарытау (обр. 3425, лаб. ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Гусакова); 3 — меланократовое и амфиболизированное габбро. У вершины г. Сарытау (обр. 3509, лаб. ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Гусакова); 4 — горнблендит из западной части массива; по Л. И. Боровикову [1955]; 5 — пироксенит амфиболизированный («пироксеновый горнблендит») из юго-западной части массива (обр. 839, лаб. ВСЕГЕИ, аналитик А. Н. Гусакова).

Данные пересчетов анализов, приведенных в таблице, нанесены на барицентрическую векторную диаграмму А. Н. Заварицкого, где для сравнений нанесены также средние типы изверженных горных пород по Р. Дэли и анализы пород таннуольского габбро-плаггиогра-

нитного комплекса Тувы, по данным Г. В. Пинуса [1961] и Т. Н. Ивановой [1963], являющегося, как это будет показано ниже, аналогом сарытауского комплекса.

Как видно из диаграммы (рис. 4, Л), составы пород сарытауского и таннуольского комплексов почти совпадают, причем все они группируются вблизи средних составов горнблендитов-пироксенитов, габбро-оливиновых габбро и диоритов — кварцевых диоритов, по Р. Дэли, образуя три довольно отчетливо разделенных по вертикали ряда векторов, соответствующих этим трем группам пород. Обращает на себя внимание и тот факт, что все фигуративные точки и векторы составов пород этих двух габбро-плаггиогранитных комплексов на диаграмме располагаются узкими полосами и почти точно ложатся на вариационные линии нормального щелочноземельного ряда. Эта вариационная линия, являющаяся в данном случае осью полосы векторов, выражает не только вариацию состава пород рассматриваемых интрузивных комплексов, но показывает и течение магматической дифференциации, в результате которой произошли эти породы, так как эта линия соединяет фигуративные точки, отвечающие химическим составам горных пород, в хронологическом порядке их образования (от пироксенитов-горнблендитов через габброиды к диоритам-плаггиогранитам). Не трудно видеть, что единичные отклонения некоторых составов от этой вариационной (дифференциационной) линии носят случайный характер.

Таким образом, петрохимические особенности габбро-плаггиогранитовых комплексов Улутау и Тувы показывают некоторые общие свойства их химизма и однотипный закономерный ход дифференциации.

Крутой и довольно постоянный наклон векторов в левой части диаграммы указывает на преобладание натрия над калием в составе щелочей, а довольно пологий наклон векторов вправо в правой части диаграммы указывает на относительное обогащение цветных компонентов кальцием. Высоким является содержание кальция в составе плаггиоклазов, что выражено в положении фигуративных точек левее вариационной линии средних составов по Р. Дэли в левой части диаграммы.

Геохимические особенности пород сарытауского комплекса отражены на приведенной диаграмме (рис. 5), показывающей распределение элементов-примесей и некоторых порообразующих элементов в интрузивных, жильных и вмещающих породах.

Содержание элементов определялось полуколичественными спектральными анализами, проведенными в спектральной лаборатории подсобно-производственного предприятия ВСЕГЕИ аналитиками Л. К. Лагздиной и Ю. А. Смирновым в 1961—1964 гг. Полученные величины содержания элементов сравнивались с кларками этих элементов для соответствующих групп пород, по данным А. П. Виноградова [1962]. Общее число анализированных проб данной группы принято за 100%, что позволяет отразить и частоту встречаемости элементов.

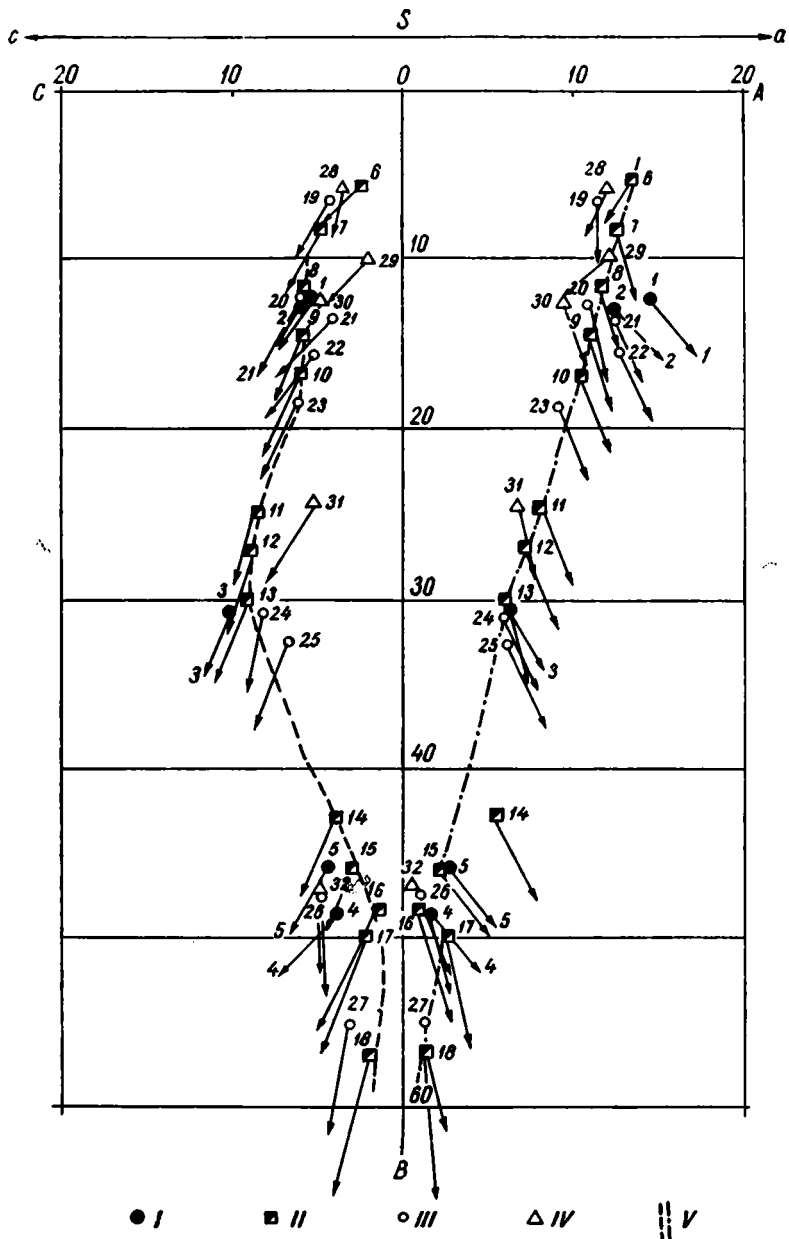


Рис. 4. Диаграмма химических составов пород.

I — породы сарытауского комплекса; 1 — диорит; 2 — кварцевый диорит; 3 — амфиболоизированное меланократовое габбро; 4 — горнблендит; 5 — пироксенит амфиболоизирован-

Все элементы, входящие в диаграмму, за исключением Zn, присутствуют во всех группах интрузивных, жильных и осадочных пород, но содержания их, выраженные в кларках, соответствующих определенным типам пород, меняются в различных группах.

Для всех интрузивных и жильных (групп) пород характерны часто встречающиеся устойчивые высокие содержания, помимо (Mg, Ca), также Sc, Ti, V, Ga, Sr, Ba, Pb и отчасти Zn, и близкие к кларку содержания Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu. Это подчеркивает генетическую связь различных пород комплекса, обладающих определенным набором элементов, с закономерным изменением их содержания для разных фаз становления интрузий.

Породы первой фазы — пироксениты, горнблендиты и габбро — всюду показывают повышенное содержание Ti и особенно V, Zn и пониженное — Mn и Ga. В породах второй фазы — диоритах, кварцсодержащих и кварцевых диоритах — падает содержание Ti и особенно резко V, Zn и возрастает содержание Sc и Ga по сравнению с породами первой фазы при сопоставимых содержаниях остальных элементов. Породы третьей фазы — гранодиориты, плагиограниты и граниты и генетически связанные с ними жильные аплиты — обеднены Cr, Co, Zn, Zr и обогащены Ca по сравнению с породами второй и первой групп.

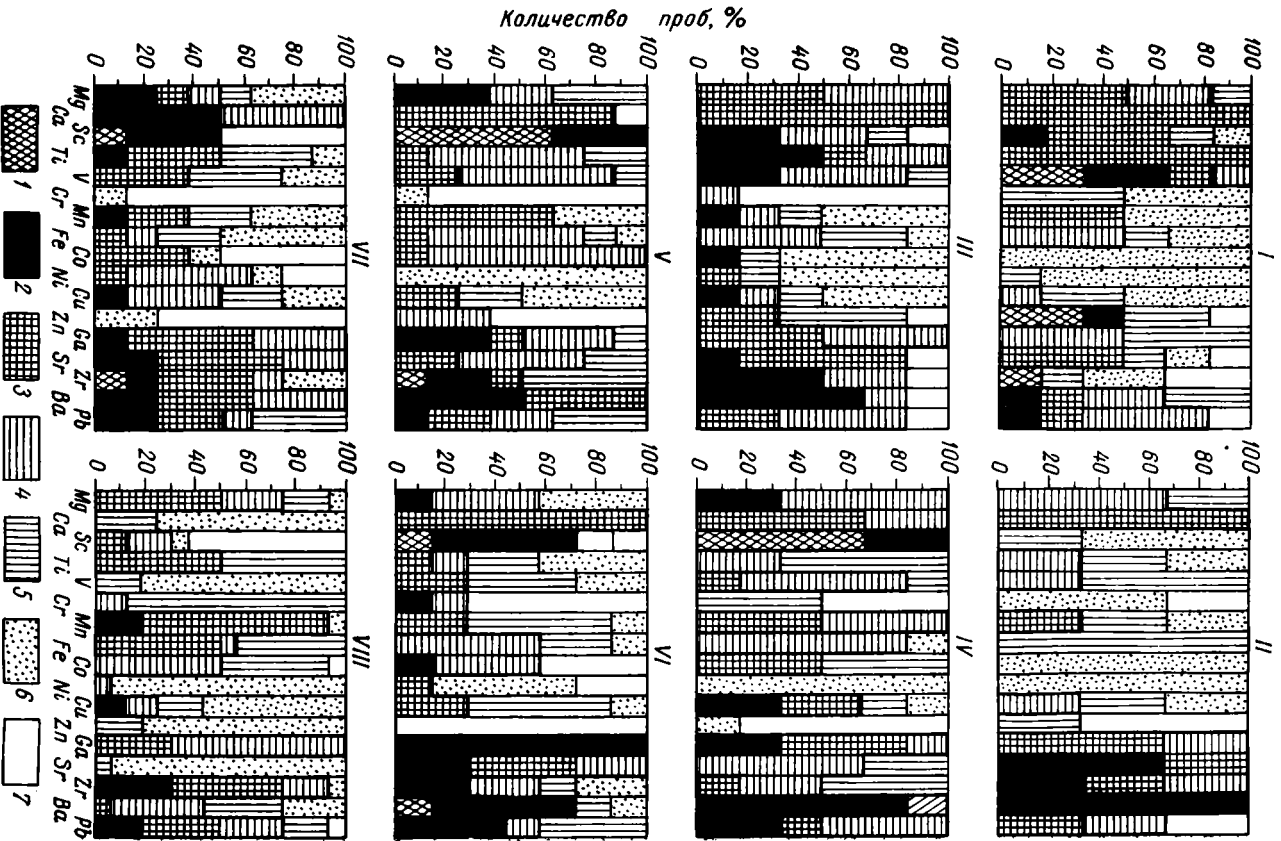
В эндоконтактных зонах в габбро происходит некоторое уменьшение Sc, V, Zn, Zr и увеличение Ga, Sr и Ba, в диоритовых породах — увеличение Sc и Ba и уменьшение Ti, Zn, Sr и Zr. В приконтактных разностях гранитоидов содержание элементов сопоставимо с таковым для пород срединных частей массивов. Спессартиты и диоритовые порфириты близки по геохимическим особенностям диоритовым породам второй фазы и, как и последние, относительно обеднены Ti, V, Zn и обогащены Sc, Ga и Ba.

Вмещающие породы и в зонах контактового изменения и на значительном удалении от интрузий характеризуются низкими (меньше кларка и равными кларку) содержаниями почти всех элементов. Особенно устойчивы низкие содержания в них Ca, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba, т. е. тех элементов, часть из которых дает высокие устойчивые концентрации в изверженных породах. Несколько более высоки содержания во вмещающих породах таких элементов, как Mg, Mn, Zr, Pb.

Сопоставление данных спектральных анализов показывает, что в зоне контакта интрузий с вмещающими породами имел место лишь

---

*ный. II — средние типы интрузивных пород по Р. Дэйли: 6 — гранит; 7 — гранодиорит; 8 — кварцевый диорит; 9 — диорит (включая кварцевый диорит); 10 — диорит (без кварцевого диорита); 11 — габбро (без оливинового габбро); 12 — габбро; 13 — олившиновое габбро; 14 — горнблендит; 15 — диаллагит; 16 — вебстерит; 17 — верлит; 18 — перцолит. III — породы таннуольского комплекса Тувы (Г. В. Пинус, 1961): 19 — гранодиорит (средний состав гранодиоритов комплекса); 20 — кварцевый диорит (средний состав кварцевых диоритов комплекса); 21 — кварцевый диорит; 22 — диорит; 23 — диорит (средний состав диоритов комплекса); 24 — олившиновое габбро; 25 — габбро (средний состав габбро комплекса); 26 — меланократовое олившиновое габбро; 27 — верлит. IV — породы таннуольского комплекса Тувы (Т. Н. Иванова, 1963): 28 — плагиогранит; 29 — гранит; 30 — тоналит; 31 — габбро кварцсодержащее; 32 — меланократовое олившиновое габбро. V — вариационные линии средних типов интрузивных пород по Дэйли (ряд гранит — перцолит).*



очень слабо проявленный процесс привноса и выноса компонентов как из интрузивных пород во вмещающие, так и из вмещающих в интрузивные.

Таким образом, для интрузивных пород сарытауского комплекса характерны высокие содержания Sc, Ti, V, Zr, Zr. Для скандия и цинка это объясняется, по-видимому, вхождением их вместе с Mg и Fe<sup>++</sup> в кристаллические решетки пироксена, роговой обманки и отчасти биотита. В отношении скандия это подтверждено специальными геохимическими работами [Дудыкина, 1960]. Повышенное содержание титана закономерно, так как рудные минералы в породах представлены почти исключительно титаномагнетитом и ильменитом, а сфен является одним из постоянных акцессорных минералов.

Содержание ванадия возрастает от плагиогранитов к габбро и пироксенитам, т. е. от лейкократовых к меланократовым породам. Работы Д. С. Штейнберга и В. Г. Фоминых [1962] по Уралу показали, что титаномагнетит габбро-плагиогранитовых интрузий (называемых авторами гранитоидными интрузиями габбровой магмы) резко обогащен титаном и ванадием по сравнению с титаномагнетитом собственно гранитных интрузий. Возможно, что высокая ванадиеносность пироксенитов, горнблендитов и габбро сарытауского комплекса, в которых титаномагнетит является ведущим рудным минералом, объясняется тем же обстоятельством.

Содержание циркония, более высокое в породах первой и второй фаз, как бы противоречит факту относительного увеличения циркона в породах третьей фазы. Однако исследования, проведенные С. Ф. Соболевым [1962] по изучению распределения циркония в породах габбро-диорит-тоналитовой (т. е., вероятно, габбро-плагиогранитной — М. И.) формации Среднего и Полярного Урала, показали, что на ранних этапах становления интрузий цирконий концентрируется в изоморфной примеси к Ti и Fe<sup>++</sup> в темноцветных минералах, а на более поздних идет перераспределение элемента при участии автомагматических и автометаморфических процессов и обособление его в самостоятельный минерал циркон. Вероятно, аналогичный процесс имеет место и для габбро-плагиогранитовых интрузий сарытауского комплекса, породы первой фазы становления которых характеризуются высоким содержанием темноцветных минералов.

Габбро-плагиогранитовый сарытауский комплекс Джекказган-Улутауского района имеет черты сходства с подобными габбро-плагиогранитовыми комплексами других регионов Союза. Так,

Рис. 5. Геохимическая диаграмма распределения элементов в интрузивных и жильных породах сарытауского комплекса и во вмещающих породах ордовика.

Содержание элемента ( $n$ ) в данном типе пород по отношению к кларку:  
 $I - n > 9 \text{ к}; 2 - n = 3 \div 9 \text{ к}; 3 - n = 1,5 \div 2,9 \text{ к}, 4 - n = 1 \div 1,4 \text{ к}; 5 - n < \text{к};$   
 $6 - n > 0,5 \text{ к}; 7 - n = 0.$

$I$  — пироксениты, горнблендиты;  $II$  — приконтактные габбро;  $III$  — габбро;  $IV$  — приконтактные диориты;  $V$  — диориты, кварцевые диориты;  $VI$  — спессариты, порфириты;  $VII$  — плагиограниты, гранодиориты;  $VIII$  — песчаники, роговики.



в Туве широко развиты сложные многофазные каледонские интрузии таннуольского интрузивного комплекса, внедрение которых происходило в несколько фаз и обусловило широкий набор слагающих их пород от перидотитов и пироксенитов до плагиигранитов и гранитов. Приведенное выше сравнение петрохимических особенностей показало близкое сходство их для аналогичных пород таннуольского и сарытауского комплексов.

Г. В. Пинус отмечает такие особенности интрузий таннуольского комплекса: наличие большого количества идиоморфных кристаллов плагноклаза в диоритовых и плагиигранитовых разностях, явное преобладание роговой обманки среди темноцветных минералов, натриевый состав пород, высокое содержание полевошпатовой извести, развитие плоско-параллельных текстур. Все эти признаки характерны и для интрузий сарытауского комплекса.

По вопросу о генезисе и составе магмы, давшей интрузии таннуольского комплекса, существуют различные мнения. Т. Н. Иванова [1963] образование сложных по составу интрузий комплекса объясняет ассимиляцией и контаминацией магмы гранитного состава веществом вмещающих кембрийских эффузивных и осадочных пород при широкой диоритизации этих пород и интенсивно развитых процессах метасоматоза, отмечая в то же время некоторые факты, не укладывающиеся в эти построения. Г. В. Пинус [1963] выдвигает положение, что (судя по петрохимическим, минералогическим и геохимическим особенностям интрузивных пород) это была более основная особая габбро-плагиигранитовая магма, образовавшаяся при глубинном смещении активного и высокоподвижного базальтового расплава с кислыми породами сиалического слоя (с докембрийскими гнейсами). Воздействие же такой магмы смешанного состава на вмещающие кембрийские осадочно-вулканогенные образования проявлено лишь местами в развитии метасоматических диоритов.

Для территории Казахстана результаты изучения интересных и своеобразных каледонских гранитоидных интрузий Бетпақдала изложены в двухтомной монографии, составленной коллективом авторов под руководством В. С. Коптева-Дворникова [1960, 1962]. Эти интрузии пространственно тяготеют в основном к нижнепалеозойскому прогибу в пределах Джалаир-Найманской зоны разломов и сложены разнообразным комплексом пород от горнблендитов и габбро до гранодиоритов, плагиигранитов и лейкократовых биотито-мусковитовых гранитов.

Ряд особенностей — проявление плоскопараллельных текстур, слабое развитие пород жильной серии, резкое преобладание роговой обманки среди темноцветных минералов почти во всех разностях пород, определенный набор рудных и аксессуарных минералов, представленных апатитом, сфеном, титаномagnetитом, цирконом, magnetитом, рутилом, ортитом, турмалином, наличие многочисленных ксенолитов и участков более основных пород среди более кислых и пр. — близки аналогичным особенностям габбро-плагиигранитовых

интрузий сарытауского комплекса. То же можно сказать о минеральном составе и отчасти о геохимической характеристике интрузий Бетпақдала, имеющих сходные черты с таковыми габбро-плагиогранитовых интрузий Джебказган-Улутауского района.

Авторы монографии сравнивают каледонские интрузии Бетпақдала с каледонскими гранитоидными интрузиями Северного Казахстана (крыккудукским комплексом), отмечая близость их минерального состава, сходство текстур и явлений эндоконтактового изменения, проявленного, по их мнению, в развитии более основных разностей пород за счет гибридизма и ассимиляции.

Отмечая, что с подобными интрузиями в Северном Казахстане связана минерализация золота и железа, авторы ставят вопрос и о потенциальной рудоносности каледонских интрузий Бетпақдала, не уточняя при этом, что в Северном Казахстане установлены не один, а два каледонских комплекса — крыккудукский и степнякский, и что оруденение связано в основном с интрузивными породами последнего. Авторы придерживаются того мнения, что исходная магма всех интрузивных фаций каледонских массивов Бетпақдала имела гранитный состав, а разнообразие состава их пород определяется прежде всего явлениями гибридизма.

По-другому решается проблема возникновения каледонских гранитоидных интрузий Бетпақдала Н. П. Михайловым [1962], который пришел к выводу, что эти интрузии являются продуктом глубинной дифференциации особой габбро-плагиогранитовой магмы смешанного состава, возникшей при совместном плавлении перидотитового слоя и пород сиалической оболочки в областях глубокого прогибания геосинклинальной структуры. Этот вывод, принципиально новый для территории Казахстана, подтверждается для интрузий сарытауского комплекса и, по нашему мнению, является приемлемым для объяснения формирования каледонских сложных габбро-плагиогранитных интрузий Бетпақдала и может быть сопоставлен со взглядами Г. В. Пинуса на формирование таннуольского комплекса Тувы.

## Выводы

1. Габбро-плагиогранитовые интрузии являются сложными образованиями, сформированными в результате последовательного внедрения в три фазы особой габбро-плагиогранитовой магмы из единого магматического очага.

2. Эволюция этого магматического очага шла обычным путем в сторону раскисления, что привело к закономерной, последовательной смене во времени основных пород первой интрузивной фазы (пироксениты, горнблендиты, габбро) все более кислыми, вплоть до плагиогранитов и гранитов конечной стадии становления интрузий.

3. Отчетливо вырисовывается общность магматического очага, единого для всех интрузивных и жильных пород, что подтверждается наличием сквозных минералов с близкими кристаллооптическими

свойствами в породах различных фаз (диоксида, роговой обманки, титаномагнетита, сфена, апатита и др.), близостью и повторяемостью петрохимических и геохимических признаков для сформировавшихся в различные фазы пород.

4. Формирование пород каждой из трех фаз происходило в длительные отрезки времени и было отделено от последующей фазы некоторым временным интервалом, так что более поздние породы внедрялись в уже почти нацело консолидированные образования предыдущих. На это указывает наличие многочисленных ксенолитов пород ранних внедрений в более поздних, например, габбро в диоритах и, напротив, проникновение апофиз более поздних пород в более ранние (например, плагногранитов в диориты).

5. Интрузии активно воздействовали на вмещающие песчаники и алевролиты ордовика и вызвали появление зон контактовых роговиков шириной от 20—50 (с габброидами) до 80—150 м (с гранитоидами).

6. Процессы гибридизма и поверхностной ассимиляции не получили широкого развития; в эндоконтактных и экзоконтактных зонах не происходило сколько-нибудь значительного переноса и заимствования вещества из интрузий во вмещающие породы или, наоборот, из вмещающих пород в тела интрузивных пород, а шли перекристаллизация и перераспределение вещества на месте.

7. Особенности минерального и петрохимического составов структур и текстур интрузивных пород, их геохимическая специализация, наконец, ход формирования самих сложных интрузивных массивов позволяют высказать суждение о том, что магма, давшая начало интрузиям сарытауского типа, обладала некоторым смешанным и более основным составом, чем нормальная гранитовая магма. Наши представления о возникновении такой магмы не противоречат взглядам Н. П. Михайлова по данному вопросу, и мы принимаем, что эта габбро-плагногранитовая магма могла произойти при воздействии активной, подвижной и высокотемпературной базальтовой магмы на породы сиалического слоя в участках глубокого прогибания в геосинклинальных областях при совместном плавлении базальтового и сиалического слоев.

8. Металлогеническая специализация габбро-плагногранитовых интрузий сарытауского комплекса изучена недостаточно — установлена лишь вкрапленность титаномагнетита и халькопирита.

Однако сходство интрузий с подобными интрузиями Казахстана (по нашим предварительным данным, со степнякским комплексом) и Тувы (таннуольский комплекс), несущим золотую, медную и железорудную минерализацию, достигающую в ряде случаев промышленного значения, заставляет обратить пристальное внимание на выявление и изучение габбро-плагногранитовых массивов. Последние на территории Казахстана имеют, вероятно, более широкое распространение, чем это принимается в настоящее время.

При проведении геологической съемки изучению габбро-плагногранитовых интрузий в Казахстане до сих пор не уделяется должного

внимания, вследствие чего они объединяются с комплексами гранитоидов, а особенности их петрографического состава объясняются (часто без достаточных оснований) лишь явлениями гибридности [Коптев-Дворников и др., 1962, стр. 284].

Проведенные в Дзезказган-Улутауском районе работы показали, что габбро-плагиогранитовые интрузии являются довольно характерными представителями того самостоятельного магматизма, который обычно проявляется после внедрения ультраосновных и основных интрузий, но значительно раньше появления собственно гранитоидных интрузий, связанных с главными фазами складчатости.

#### ЛИТЕРАТУРА

Боровиков Л. И. Нижний палеозой Дзезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. ГГТИ, 1955.

Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 41, 1961.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.

Дудыкина А. С. К геохимии скандия. Вопросы геохимии, т. II. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 46, 1960.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.

Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. ГГТИ, 1963.

Коптев-Дворников В. С. и др. (коллектив авторов). Палеозойские интрузивные комплексы Бетпақдала, I. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 44, 1960.

Коптев-Дворников В. С. и др. (коллектив авторов). Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпақдала, II. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 54, 1962.

Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. В сб. Осн. и ультраосн. магматич. формации платформ и подвижных поясов. Тр. ВСЕГЕИ, т. 80, 1962.

Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 6, 1961.

Пинус Г. В. К вопросу о генезисе магмы, формирующей породы габбро-плагиогранитной магматической формации (на примере Тувы). В сб. «Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород», посв. 100-летию со дня рождения Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, 1963.

Соболев С. Ф. Распределение циркония в пироксенито-габбро-тоналитовых породах Урала. 4-я конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ. 1962.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов Урала, ДАН СССР, т. 147, № 6, 1962.

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАЛЕДОНСКОЙ ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

На протяжении ряда лет автор настоящей статьи изучал гранитоиды диорит-гранодиоритовой ассоциации в различных структурно-фациальных зонах Центрального Казахстана. Исследования проводились в северных частях Ерементау-Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы \* в пределах Аксуйско-Степнякской зоны (Восточно-Кокчетавского прогиба), а также в Центральном Казахстане: на юго-востоке — в Чингизском антиклинории, на западе — в северной части Ишим-Улутау-Каратауской складчатой системы в пределах Джаркаинагачской зоны. Эти районы охватывают наиболее существенные проявления гранитоидного магматизма диорит-гранодиоритовой ассоциации Центрального Казахстана.

Наряду с указанными выше районами интересующие нас гранитоиды участвуют в строении Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок и Бетпақдала-Чуилийской складчатой системы. Однако в этих районах автор полевые исследования не проводил, и рассматриваемая ассоциация пород будет кратко охарактеризована по литературным данным.

Как известно, наиболее широкое развитие гранитоиды диорит-гранодиоритовой ассоциации имеют в пределах Северного Казахстана в Аксуйско-Степнякской складчатой зоне (Восточно-Кокчетавском прогибе), где эти интрузии изучались ранее Ю. А. Билибиным и Т. В. Плотниковой и были отнесены к крыккудукскому комплексу, получившему свое название по наименованию наиболее характерного и крупного плутона.

После работ Ю. А. Билибина интрузии гранитоидов, сходные по петрографическому составу и условиям формирования, были установлены в ряде других районов Центрального Казахстана [Кузнецов, 1952; Дворцова 1960; Борукаев, 1963 и др.]. Однако до сих пор эти интрузии не изучались специально с целью сопоставления особенностей их формирования в различных структурно-фациальных зонах Центрального Казахстана. Эта работа частично выполняется автором и стала возможной в настоящее время, когда формационный анализ интрузивных образований был разработан рядом исследователей, из которых мы отметим Ю. А. Билибина, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. И. Половинкину, Т. Н. Иванову, Ю. А. Кузнецова.

---

\* Тектоническое районирование дается по схеме Б. И. Борсука [1962, 1963].

Перейдем к изложению данных о диорит-гранодиоритовой ассоциации, полученных в Еремантау-Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе. В первую очередь рассмотрим районы Аксуйско-Степнякской (Восточно-Кокчетавской) и Чингизской складчатых зон, где интересующий нас интрузивный магматизм проявляется наиболее отчетливо. Для того чтобы показать положение этого магматизма в общем ходе становления складчатых зон, кратко остановимся на основных моментах их развития, как они вырисовываются по последним данным.

В Аксуйско-Степнякской складчатой зоне (Восточно-Кокчетавском прогибе) в синии (?) и кембрии происходило накопление пород осадочно-вулканогенной формации, среди которых широко развиты как кремнисто-яшмовые песчано-алевролитовые отложения, так и спилито-кератофировые и андезито-базальтовые образования. Суммарная мощность их превышает 4000 м. Основной особенностью этого раннего геосинклинального этапа явились нисходящие движения, а условия образования отложений соответствовали доинверсионному этапу развития. Возникшие в это время интрузии представлены здесь различными дифференциатами базальтовой магмы, среди которых преобладают габброиды.

Отложения верхнего кембрия — тремадока в пределах рассматриваемого прогиба до настоящего времени не установлены. В более позднее время доинверсионного развития (нижний — средний ордовик) среди осадочных отложений преобладали породы песчано-алевролитового состава, а среди вулканогенных — андезито-базальтовые и андезитовые. Суммарная их мощность превышает 4000 м. Основные черты тектонического режима оставались прежними и выражены преобладанием нисходящих движений.

Существенная перестройка тектонического режима, осадконакопления и вулканизма произошла в верхнем ордовике. Вторая половина ордовика характеризовалась общей тенденцией к поднятиям. Эти постепенно нарастающие движения воздымания завершились главной фазой складчатости, захватившей область Восточно-Кокчетавского прогиба. В соответствии с этим осадочные отложения рассматриваемого времени представлены здесь карбонатно-терригенными и флишевыми отложениями, значительную роль играют также вулканогенные породы, среди которых особенно выделяются андезито-дацитовые и липаритовые лавы, а также их пирокласты. Излияния лав происходили частью в наземной или мелководной прибрежно-морской обстановке. Отмечается изменение во времени состава вулканогенных пород от средних до кислых. Таким образом, в рассматриваемый период от верхнего ордовика, включая силур, устанавливается отчетливое преобладание кислых продуктов вулканической деятельности, что, вероятно, связано с изменением глубины формирования магматических очагов.

С упомянутой главной фазой складчатости связано внедрение гранитоидных интрузий среднего и умеренно кислого состава, выделяемых в качестве «крыккудукского комплекса». На более поздних

(постинверсионных) этапах развития геосинклинали (силур — девон) происходило образование в наземных условиях разнообразных по составу вулканогенных пород преимущественно кислого состава. Кроме того, в отдельных участках возникали грабенообразные депрессии, в которых накапливались континентальные грубообломочные красноцветные отложения.

Время проявления главной фазы тектогенеза и связанное с ней внедрение гранодиоритового комплекса в пределах Восточно-Кокчетавского прогиба трактуются по-разному. Так, А. И. Семенов и Ю. М. Шувалов [1961] относят внедрение отмеченного выше «крыккудукского комплекса» к среднеландейльскому, возможно, и более древнему возрасту. Однако геологические съемки, проведенные в последнее время в различных частях рассматриваемой зоны, устанавливают более позднее внедрение интрузий диорит-гранодиоритовой ассоциации. М. А. Жуковым, Р. А. Копяткевичем и Е. Д. Шлыгиным [1959] в северной части Восточно-Кокчетавского прогиба установлено, что нижний возрастной предел внедрения гранитоидов среднего состава необходимо относить к верхнеордовикскому времени на основании наблюдавшегося этими исследователями активного контакта гранитоидов с фаунистически охарактеризованными отложениями среднего и верхнего ордовика. Авторы приходят к следующим выводам: 1) между верхнеордовикскими и среднеордовикскими отложениями отсутствуют существенные перерывы в осадконакоплении, 2) близкие условия образования морских фаций этих отложений свидетельствуют, по их мнению, о незначительной роли тектонических движений на границе ландейло и карадока, 3) указанием на возраст интрузий является также отношение их к складчатым структурам района. Эти интрузии, как известно, залегают согласно с общим направлением простирания нижнепалеозойских структур и обычно размещаются в ядерных частях антиклинальных поднятий, 4) особо важным фактом для установления возраста являются данные о прорывании мелкими телами гранодиоритового состава фаунистически охарактеризованных отложений ангресорской свиты ( $O_3$ ) к северо-востоку от оз. Майлысор.

В пределах восточной части рассматриваемой Аксуйско-Степнякской складчатой зоны В. М. Шульгой было установлено, что входящие в состав того же «крыккудукского комплекса» гранодиориты Аркалыкского массива непосредственно перекрыты эффузивно-пирокластической толщей силура и присутствуют в гальках базальных конгломератов. Силурийский возраст перекрывающих отложений доказывается тем, что они залегают на фаунистически охарактеризованной жарсорской свите верхнего ордовика и в свою очередь перекрыты отложениями верхнего девона и нижнего карбона.

Диорит-гранодиоритовые интрузии Восточно-Кокчетавского прогиба характеризуются общими для них геологическими, тектоническими и петрохимическими особенностями, из которых наиболее существенны следующие: внедрение интрузий связано с фазой склад-

чатости инверсионного этапа. Дальнейший — постинверсионный — этап сопровождается консолидацией структур.

Интрузии «крыккудукского комплекса», участвующего в составе диорит-гранодиоритовой ассоциации, приурочены обычно к антиклинорным структурам, формирование которых, как уже отмечалось, было связано с главной фазой складчатости. Реже они приурочены к тектоническим нарушениям краевых частей прогибов, к стыку последних с консолидированными и более древними сооружениями (рис. 1). Плутоны имеют крупные размеры, некоторые из них достигают свыше 1000 км<sup>2</sup>. По существовавшей ранее терминологии такие интрузии рассматривались как батолитоподобные. В настоящее время геофизическими исследованиями выяснено, что по своим формам некоторые типичные интрузии рассматриваемой ассоциации представляют собой гарполитообразные асимметричные тела, вытянутые в направлении складчатых структур.

Внутренняя тектоника массивов свидетельствует, что движение магмы было одновременным со складчатыми процессами или близким к ним; это выражено расположением линейности минералов интрузивных пород в направлении, близком к простиранию складчатых структур. В периферических эндоконтактных частях некоторых плутонов установлены полосчатые микродиориты, имеющие общее простирание линейных структур в близком к меридиональному направлении. Наличие таких структур свидетельствует об интенсивном давлении в период формирования плутонов.

Следующей важной особенностью рассматриваемых интрузий является их многофазность и гетерогенность. К главной, наиболее ранней фазе, относятся преимущественно породы среднего состава, обычно с повышенным содержанием кварца. Наиболее типичными и распространенными представителями пород данной серии является ряд: диорит — кварцевый диорит — гранодиорит. Стоит упомянуть участие в рассматриваемой ассоциации метасоматических гранитов с неравновесным минералогическим составом и явными признаками замещения калиевым полевым шпатом и кварцем более ранних минералов (плагноклаз, пироксен).

Наряду с указанными выше породами в строении массивов принимают участие меланократовые основные породы — габбро, габбро-диориты, сиенито-диориты. Широкого распространения они не имеют и, будучи приуроченными к зонам эндоконтакта, занимают незначительные площади. Весьма существенным фактом, отличающим рассматриваемые меланократовые интрузии от интрузий габбро-плагногранитовой формации ранних этапов доинверсионного развития, является то обстоятельство, что они не являются породами более ранней интрузивной фазы, а образовались с последними одновременно. По своим петрографическим и петрохимическим особенностям они являются типичными гибридными образованиями. Ниже мы остановимся на общей их характеристике несколько подробнее.

Минералогический состав гибридных пород меняется на небольших интервалах. Особенностью их является также развитие



такситовых текстур, обусловленных неравномерным распределением цветных минералов. Среди последних наиболее распространенной является роговая обманка, реже встречаются моноклинный пироксен,

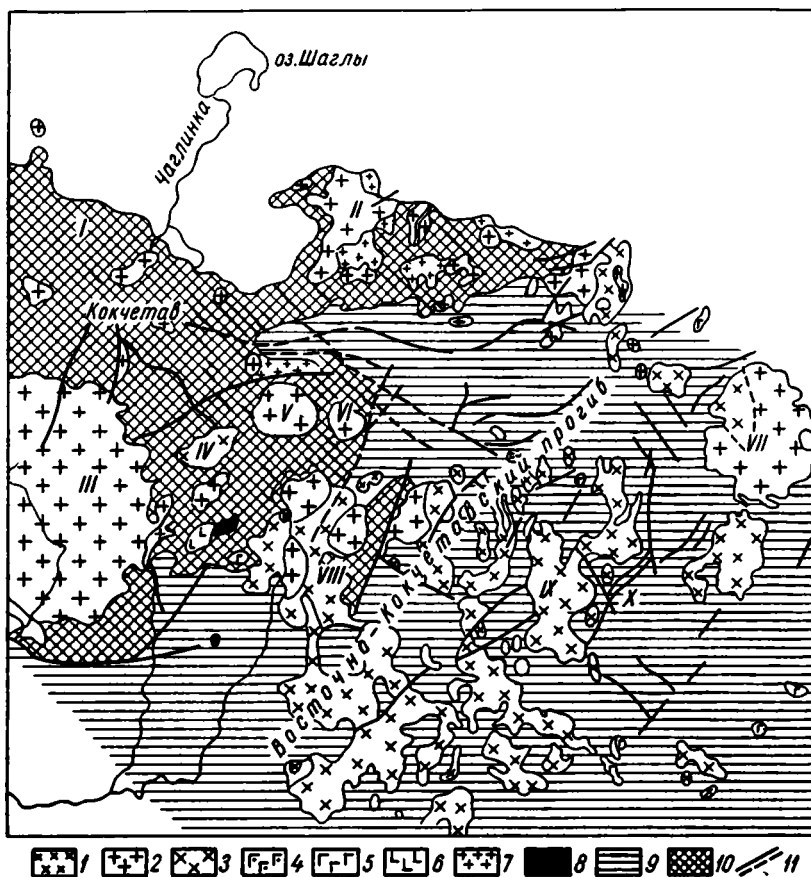


Рис. 1. Схема каледонских гранитоидных интрузий.

1 — гетерогенные интрузии среднего и основного состава (степнякский комплекс); 2 — гранитная ассоциация пород (боровский комплекс); 3 — диорит-гранодиоритовая ассоциация пород (крыккудукский комплекс); 4 — габбро ордовикского возраста; 5 — габбро кембрийского возраста; 6 — габбро протерозойского возраста; 7 — граниты протерозойские; 8 — ультраосновные породы (нерасчлененные) протерозойского возраста; 9 — структуры, сформированные на месте нижнепалеозойской геосинклинали; 10 — докембрийские структуры; 11 — разрывные нарушения.

Массивы: I — Оршиногорский, II — Алаботинский, III — Зерендинский, IV — Алаккульский, V — Боровский, VI — Жукейский, VII — Аркалынский, VIII — Буландино-Анкольский, IX — Крыккудукский, X — Аксуйский.

ромбический пироксен и оливин. Плаггиоклаз гибридных пород характеризуется резко повышенной основностью (вплоть до № 70—75) по отношению к породам с менее резко выраженными признаками

гибридизма (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты). Изменение основности плагиоклазов в сторону повышения содержания анортитовой молекулы объясняется газовым переносом кальция из более глубоких частей интрузии [Коптев-Дворников, 1953].

Неравновесность состава гибридных пород подтверждается минералогическим составом и взаимоотношениями минералов. Так, наряду с ромбическим пироксеном в реакционных с ним соотношениях находится роговая обманка. Последняя замещает моноклинный пироксен, который остается обычно в виде реликтовых участков внутри зерен роговой обманки. Отчетливо видны реакционные каемки по границе ромбического пироксена и оливина с роговой обманкой. Очень характерны бластические структуры наряду с типичными магматическими. Среди первых наиболее распространены порфиробластовые, гетеробластовые и пойкилобластовые. Особенно широкое распространение имеют пойкилобластовые структуры. Они характеризуются многочисленными включениями в роговой обманке зерен плагиоклаза, нередко приводящих к возникновению ситовидных структур.

Среди акцессорных минералов обычными являются сфен и апатит. Присутствие значительного количества последнего указывает на существенную роль газовых эманаций в процессе формирования интрузий. Как уже выше было отмечено, наряду с гибридными породами в рассматриваемой ассоциации развиты также метасоматические лейкократовые граниты и различные породы промежуточного состава, особенно гранодиориты, образовавшиеся в результате процессов щелочного и кварцевого метасоматоза по породам диоритового ряда. В этих породах обычно отчетливо видны реликты первично магматического субстрата, представленного зернами зонального плагиоклаза и замещающими их минералами — калиевым полевым шпатом и кварцем.

Породы, образовавшиеся в результате указанных выше процессов калиевого метасоматоза, обычно характеризуются реликтовыми бласпорфиоровыми и гетеробластовыми структурами. Остаточными минералами в них являются порфировидные вкрапленники зонального плагиоклаза с прямой зональностью, реже встречаются ромбический и моноклинный пироксен. Нередко наблюдается разъедание первичных минералов и замещение их упомянутыми выше метасоматическими минералами. Следует отметить, что фемические минералы, вероятно, подвергаются наиболее раннему замещению, и обычно их реликты в породах подобного типа отсутствуют.

Помимо описанных разновидностей метасоматических пород, развитых в периферических частях интрузий, известны примеры (Джаркаинагацкий плутон), когда охарактеризованные изменения первично магматических пород имеют более широкое распространение и захватывают также и внутренние части плутонов.

Ко второй фазе интрузий, участвующих в строении рассматриваемой ассоциации, относятся лейкократовые граниты, нередко дающие переходы к известково-щелочным гранитам, реже —

гранодиоритам. В этих гранитах широкое развитие имеют микропегматитовые структуры. Тесная ассоциация известково-щелочных гранитов с породами ряда диорит — гранодиорит установлена в Северном Казахстане в пределах Буландинско-Аккольского, Мамайского, Архальского поясов интрузий.

Характерны приуроченность лейкократовых гранитов к контактовым частям гранитоидов первой фазы и развитие в первых пластовой отдельности с пологим падением, что, вероятно, указывает на межформационный характер этих интрузий. В тех случаях, когда интрузии второй фазы приурочены к центральным частям массивов диорит-гранодиоритовой ассоциации, они размещаются обычно по системе крутопадающих трещин, но имеют характер неправильных штокообразных тел.

Помимо чисто геологических и петрографических данных, к выводам о существовании пород второй интрузивной фазы приводят нас также геохимические особенности последних, заключающиеся в распространении в них сходного набора элементов примесей (Ni, Co, Ti, V, Zr, Be, Ga, Y, Sr, Sc), указывающих на близкое родство пород первой и второй фаз, а также цифры абсолютного возраста этих пород: 490—500 млн. лет.

Касаясь вопроса о связи интрузий диорит-гранодиоритовой ассоциации Восточно-Кокчетавского прогиба с эндогенной минерализацией следует отметить, что наибольшее значение здесь имеют месторождения и рудопроявления скарново-железо-медной рудной формации. Наряду с этим отмечается золоторудная кварцево-жильная формация, которая не имеет здесь большого практического значения.

Скарново-железо-медная рудная формация связана с зонами контакта известняков нижнего палеозоя с гранитоидными интрузиями диорит-гранодиоритовой ассоциации. Ведущее значение здесь имеют железо, медь; подчиненное — свинец, молибден, золото. Главнейшими месторождениями этого типа в пределах Восточно-Кокчетавского прогиба являются: Атансор, Черная Пика, Ушбулак, Приозерное. Рудные тела имеют форму гнезд, штоков, расположенных среди скарированных пород. Главнейшими же минералами скарнов являются авгит, гранат, гематит, магнетит. Сопутствующими — халцедон, азурит, малахит.

Для некоторых месторождений (Черная Пика, Ушбулак) характерно присутствие вкрапленности сульфидов — пирита и халькопирита с примесью золота.

Рассмотрим теперь место изучаемой нами диорит-гранодиоритовой ассоциации в Чингизской и Абралинской складчатых зонах этой же Ерементау-Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы.

Начальные (синийские — кембрийские) стадии раннегеосинклинального развития характеризуются более широким, чем это имело место в Степнякско-Аксуйской (Восточно-Кокчетавской) зоне, проявлением подводного вулканизма и накоплением значительных

по мощности осадочных флишевых и терригенно-обломочных толщ, отложение которых закончилось только в конце тремадока.

Раннекаледонское время (конец нижнего — средний ордовик) характеризуется типичными геосинклинальными условиями накопления спилито-кратофировых вулканогенных образований, песчано-сланцевых глубоководных отложений и, наконец, андезито-базальтовых лав и пирокластов.

В среднекаледонское время (ландейло — карадок) происходит значительная перестройка геосинклинальной системы. Тектонические движения вызвали общее опускание страны и широкую трансгрессию моря. Во вторичных геосинклинальных прогибах произошло накопление флишевой формации мощностью до 3000 м. После образования флиша в верхах карадока проявилась ангресорская фаза складчатости.

В ашгильском веке общее опускание страны возобновилось. В сохранившихся и вновь возникших прогибах происходило накопление песчаников различной зернистости, известковистых алевролитов, мелкогалечных конгломератов и известняков с обильной фауной. Позднее по глубинным разломам происходило излияние лав андезито-базальтового состава.

В конце ордовика проявилась следующая тектоническая фаза, с которой связываются малые интрузии гранитоидного и габброидного состава.

В позднекаледонское время в нижнем силуре в унаследованных прогибах происходило накопление терригенных осадков (песчаники, аргиллиты, алевролиты) мощностью до 2500 м.

В уинлокское время широкое развитие имели вулканические излияния, протекавшие в подводных условиях. Магма подавалась из обособленных камер порциями различного состава с образованием базальтов, андезитов и альбитофиров. Мощность этих образований достигает 4500 м.

В силуре происходили перемещения тектонических блоков, способствовавших образованию зон смятия. Именно по этим тектоническим нарушениям внедрялись в Чингизских прогибах гранитоиды диорит-гранодиоритовой ассоциации в виде вытянутых по простиранию четкообразных или линзообразных тел.

Восходящие движения, вызвавшие проявление позднесилурийской тектонической фазы, продолжались и в раннем девоне и сопровождались глубинными разрывами и блоковыми перемещениями по этим разрывам отдельных глыб. В таких условиях здесь происходило излияние кислых лав кайдаульской свиты, тяготеющих к зонам глубинных разломов.

Возвращаясь к интересующему нас вопросу о гранитоидах диорит-гранодиоритовой ассоциации, следует отметить, что интрузии, внедрившиеся в конце силура, образовали значительные плутоны, размеры которых исчисляются многими сотнями квадратных километров. Сюда относятся массивы: Сарыкольский, Маматский, Актаский, Баимбетский. Хотя они и залегают обычно среди пород

ордовика, но силурийский их возраст, по Р. И. Борукаеву [1963], определяется активным контактом их с фаунистически охарактеризованными отложениями силура. Верхняя возрастная граница гранитоидов определяется появлением их обломков в составе базальных туфобрекчий кайдаульской свиты нижнего — среднего девона.

В состав силурийских гранитоидов входят гранодиориты и кварцевые диориты, которые относятся к первой интрузивной фазе, а также довольно разнообразные породы с отчетливыми признаками гибридного происхождения — сиенито-диориты, монцониты, габбро и габбро-диориты. Все перечисленные выше породы образуют взаимные переходы и формировались одновременно с породами первой фазы.

Ко второй фазе пород относятся лейкократовые щелочные, часто микропегматитовые граниты и гранитпорфиры, располагающиеся вблизи контакта интрузивных пород первой фазы. Эти интрузии нередко несут следы интенсивных метасоматических процессов, особенно калиевого и в меньшей степени кварцевого. В них встречаются реликтовые остатки пород первой фазы.

О том, что каледонские гранитоидные интрузии данной серии пород являются складчатými, можно заключить также из следующих данных. Плутоны размещаются длинными осями в направлении простирания каледонских складчатых структур, а главные элементы прототектоники массивов — линейность по цветным минералам, удлинение ксенолитов — обычно имеют северо-западное простирание, общее с направлением простираний складчатых структур. Форма интрузий на глубине еще не изучена в Чингизском антиклинории, однако геологические данные, имеющиеся в нашем распоряжении, позволяют высказать предположение о том, что некоторые из них представляют собой асимметричные тела гарполитообразной формы с подводными каналами, приуроченными к разломам, образовавшимся в связи со складчатыми движениями.

Следующая складчатая структура, которая представляет для нас интерес в отношении рассматриваемого вопроса об интрузиях, приурочена по схеме тектонического районирования Б. И. Борсука [Борсук, Яговкин, 1962] к северной части Ишим-Каратауской складчатой системы и называется Джаркаинагачским синклинорием. В пределах указанной структуры к интрузиям диорит-гранодиоритовой ассоциации мы относим Савинковский, Сандыксуйский и Джаркаинагачский массивы. Положение этих массивов определяется простиранием складчатых структур синклинория, в общем ориентированных на северо-восток. В этом же направлении ориентированы и главнейшие элементы прототектоники массивов — линейности минералов и вытянутости ксенолитов.

Наиболее распространенными породами для перечисленных выше плутонов являются кварцевые диориты, гранодиориты, а также граниты с интенсивно выраженным проявлением калиевого и кварцевого метасоматоза, образовавшиеся по породам диоритового ряда.

Возраст рассматриваемых интрузий Джаркаинагачского синклинория определяется для Савинковского массива их активным контак-

том с отложениями ландейского возраста (андрюшинская свита). Другие тела прорывают только кембрийские отложения.

Петрографический состав интрузий, представленных преимущественно кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а также широкое развитие процессов калиевого и кварцевого метасоматоза, в результате которых происходит гранитизация пород, являются характерной особенностью рассматриваемых пород Джаркайнагачского синклинория. В зонах эндоконтакта так же, как и в Восточно-Кокчетавском прогибе, отмечаются меланократовые гибридные породы, по составу представленные амфиболовым габбро и габбро-диоритами с такситовыми бластопорфировыми реликтовыми структурами. Характерно наличие местами ксенолитов меланократовых пород состава амфиболового габбро, распространенных преимущественно в периферических частях plutонов.

На основании проведенного нами изучения гранитоидных массивов Джаркайнагачской структуры представляется возможным сделать вывод о том, что они формировались в обстановке, сходной с существовавшей в Восточно-Кокчетавском прогибе, а именно: 1) интрузии являются складчатými, хотя в некоторых случаях они размещаются не только в антиклинорных зонах (Савинковский массив), но приурочены к крупным глубинным разломам, расположенным несколько косо к направлению складчатых структур (Джаркайнагачский массив). 2) По времени формирования они относятся к верхнему ордовику и образовались в связи со складчатыми движениями, обусловившими образование основной структуры рассматриваемой территории. 3) После внедрения гранитоидов наступил значительный перерыв осадконакопления, произошли поднятие всего района и консолидация складчатых структур.

Петрохимический состав пород диорит-гранодиоритовой ассоциации для Восточно-Кокчетавского прогиба, Чингизского антиклинория и Джаркайнагачского синклинория представлен на диаграмме рис. 2. Все химические анализы, нанесенные на диаграмме, сведены в таблицу, где приведены также пересчеты по А. Н. Заварицкому.

Как видно из приведенной диаграммы, для пород, входящих в состав выделяемой нами ассоциации, на плоскости  $ASB$  отмечается несколько ветвей, к которым приурочены фигуративные точки гранитоидов. Главной ветвью рассматриваемой ассоциации пород является линия  $I$ , соединяющая фигуративные точки, расположенные на плоскости  $ASB$  вблизи средних типов пород по Р. Дэли. Сюда относятся составы биотитового гранита, гранодиорита, кварцевых диоритов, а также гибридные породы, соответствующие габбро-нориту.

Близкими значениями параметров характеризуются также породы прилегающих ветвей вариационных линий, для которых фигуративные точки составов представлены преимущественно кварцевыми диоритами, диоритами и частью гибридными породами. Две крайние ветви на плоскости  $ASB$  —  $II$ ,  $III$ , наиболее удаленные от оси  $SB$ ,

## Химический состав пород диорит-гранодиоры

Номер анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
XI <sub>Б</sub>	74,50	0,22	13,31	1,36	0,79	0,06	0,17	1,02	0,35	3,56	4,32
12Ж	74,52	0,24	11,28	1,77	0,28	0,02	0,06	1,96	0,37	3,42	4,93
13Ж	73,08	0,21	12,32	3,53	0,43	0,03	0,09	1,08	0,99	3,48	4,35
2 <sub>Б</sub>	66,0	0,52	15,54	2,43	1,75	0,05	0,20	3,38	2,41	3,53	3,71
I <sub>III</sub>	66,07	0,50	15,12	2,72	3,18	0,08	—	3,84	2,0	3,10	3,72
146 <sup>Б</sup>	65,18	0,13	17,77	2,68	1,06	0,03	—	3,29	2,18	2,19	4,21
211	64,02	0,56	14,21	1,86	4,13	0,07	0,17	4,40	2,83	3,36	2,86
213	66,38	0,63	12,44	1,97	3,59	0,08	0,15	3,78	2,96	3,70	2,68
IV <sub>III</sub>	59,56	0,93	16,81	2,21	4,99	0,12	—	6,41	3,24	1,50	3,53
273/664	57,93	0,69	16,58	2,59	5,88	0,17	0,11	7,33	3,57	1,44	2,62
680 <sup>Б</sup>	64,13	0,50	16,55	2,80	1,91	0,14	—	4,85	1,65	2,40	4,00
5011	56,93	0,77	18,51	0,75	6,17	0,08	—	7,50	3,54	1,05	2,97
IX <sub>Б</sub>	62,28	1,10	13,75	3,69	4,75	0,12	0,35	3,77	2,62	3,45	4,50
8 <sub>Ж</sub>	76,54	0,21	10,82	1,13	0,28	—	0,11	1,96	0,26	3,52	3,99
10 <sub>Ж</sub>	73,04	0,33	11,41	2,57	1,44	0,02	0,06	2,28	0,59	1,99	4,40
I <sub>III</sub>	68,13	0,32	16,09	1,57	3,14	0,25	—	4,15	1,21	1,83	3,48
644/768	62,40	0,78	17,24	2,26	4,21	0,14	0,11	5,80	2,81	1,25	2,46
693	60,35	0,90	16,50	3,52	3,30	0,18	—	5,10	2,40	3,00	3,70
VIII <sub>III</sub>	56,68	0,99	17,04	1,40	5,70	0,11	—	5,40	3,35	2,00	3,80
VI <sub>III</sub>	58,16	0,95	16,48	4,20	5,31	0,17	—	7,54	3,10	1,05	3,55
602	65,65	0,55	15,42	3,03	1,15	0,10	—	2,46	1,57	4,30	4,24
5 <sub>Ж</sub>	65,12	0,53	13,79	2,89	2,88	0,04	0,20	3,42	1,79	1,93	5,88
V <sub>Б</sub>	61,52	0,54	14,93	4,40	2,52	0,04	0,33	3,60	1,82	1,94	5,38
415	61,72	0,83	15,00	3,04	3,25	0,18	—	4,38	2,45	3,96	4,24
405	60,65	1,00	15,01	4,12	3,06	0,18	—	4,71	2,75	3,20	4,19
X <sub>Б</sub>	57,40	1,04	15,00	5,12	3,46	0,12	0,46	3,98	3,62	3,93	3,46

ТОВОЙ ассоциации Центрального Казахстана

SO <sub>3</sub>	П. п. п.	H <sub>2</sub> O	Сумма	Название пород и массивов	Автор
—	0,64	0,10	100,40	Гранит; Сарыкольский м-в, Чингиз	Р. А. Борукаев
0,06	0,55	0,16	99,62	Гранит; Кызылжудукский м-в, Сев. Казахстан	Е. Д. Шлыгин
0,01	0,65	0,03	100,28	Гранит; г. Касат, Сев. Казахстан	Е. Д. Шлыгин
0,05	0,94	0,04	100,55	Гранодиорит; Аркалыкский м-в, Сев. Казахстан	Р. А. Борукаев
—	—	—	100,33	Гранодиорит; Аркалыкский м-в	В. М. Шульга
—	0,87	0,29	99,88	Диорит-порфирит; к югу от оз. Тастыколь, Сев. Казахстан	Б. И. Рыцк
—	1,09	0,21	99,77	Кварцевый габбро-диорит; Буландинско-Аккольский м-в, Сев. Казахстан	В. С. Малявкин
—	1,21	0,15	99,72	Гранодиорит; Буландинско-Аккольский м-в, Сев. Казахстан	В. С. Малявкин
—	—	—	99,30	Гибридная порода; Аркалыкский м-в, Сев. Казахстан	В. М. Шульга
0,03	1,14	0,15	100,23	Тоналит; Кыркжудукский м-в, Сев. Казахстан	Т. В. Билибина
—	1,01	0,41	100,35	Гранодиорит; Джаркаингач, зап. часть Центр. Казахстана	В. С. Малявкин
—	1,48	0,10	99,85	Кварцевый диорит; Кыркжудукский м-в, Сев. Казахстан	Б. И. Рыцк
—	0,77	0,10	101,25	Гранодиорит; Сарыкольский м-в, Чингиз	Р. А. Борукаев
0,03	0,74	0,20	99,79	Гранит; Кызылжудукский м-в, Сев. Казахстан	Е. Д. Шлыгин
0,04	1,03	0,35	99,55	Гранит; Ащикольский м-в, Сев. Казахстан	Е. Д. Шлыгин
—	—	—	100,17	Гранодиорит; Сев. Казахстан	В. М. Шульга
—	0,88	0,15	100,49	Адамеллит; Кыркжудукский м-в, Сев. Казахстан	Т. В. Билибина
—	1,15	0,35	100,45	Кварцевый диорит; Джаркаингач, зап. часть Центр. Казахстана	В. С. Малявкин
—	—	—	96,47	Гибридное габбро; Бестюбинский м-в, Сев. Казахстан	В. М. Шульга
—	—	—	100,51	Гибридная порода; Аркалыкский м-в, Сев. Казахстан	В. М. Шульга
—	1,54	0,46	100,47	Гранит; Джаркаингач, зап. часть Центр. Казахстана	В. С. Малявкин
0,06	1,06	0,22	99,81	Кварцевый диорит; р. Сага, Сев. Казахстан	Е. Д. Шлыгин
0,09	3,20	0,09	100,40	Гранодиорит; Чаганский м-в, Чингиз	Р. А. Борукаев
—	1,04	0,36	100,45	Кварцевый диорит; Джаркаингач, зап. часть Центр. Казахстана	В. С. Малявкин
—	0,84	0,37	100,08	Кварцевый диорит; Джаркаингач, зап. часть Центр. Казахстана	В. С. Малявкин
0,02	1,72	0,12	99,45	Сенит; Баимбетский м-в, Чингиз	Р. А. Борукаев



Числовые характеристики пород гранодиоры

Номер анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S'</i>	<i>c'</i>	<i>a'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>
XI <sub>Б</sub>	14.2	1.1	3.0	81.5	—	17.4	17.4	65.2	63.8	0.2
12Ж	14.4	0.5	4.0	81.0	56.5	—	14.5	29.0	67.6	0.2
13Ж	14.0	0.9	5.3	79.8	7.4	—	30.9	61.7	65.4	0.2
2 <sub>Б</sub>	13.2	3.7	8.1	75.0	5.0	—	49.6	45.4	61.8	0.5
II <sub>Ш</sub>	12.5	3.7	9.6	74.2	9.8	—	35.0	55.2	64.5	0.5
146 <sup>Б</sup>	12.3	4.0	10.3	73.4	—	32.7	35.3	32.0	74.7	0.9
211	11.1	3.9	12.0	73.0	12.4	—	39.6	48.0	56.0	0.6
213	11.0	2.7	11.7	74.6	15.4	—	41.8	42.8	52.5	0.7
IV <sub>Ш</sub>	10.0	6.5	13.9	69.6	10.5	—	40.0	49.5	77.7	1.1
773/664	8.0	7.5	16.1	68.4	10.5	—	38.4	51.1	73.7	0.9
680 <sup>Б</sup>	12.4	5.1	8.1	74.4	12.0	—	35.0	53.0	72.2	0.5
5011	8.6	8.7	14.1	68.60	6.6	—	44.2	49.2	80.0	1.4
IX <sub>Б</sub>	7.8	1.8	14.8	75.6	—	20.9	24.2	54.7	67.0	1.3
8Ж	13.3	0.2	3.6	82.9	56.3	—	10.9	32.8	63.7	0.2
10Ж	12.2	1.3	5.7	80.8	23.0	—	17.2	59.8	78.0	0.3
I <sub>Ш</sub>	10.2	5.0	7.8	77.0	—	15.7	26.1	58.2	74.6	0.3
644/748	7.4	7.1	12.5	73.0	—	13.2	32.6	48.6	74.0	0.9
693	12.8	4.9	12.0	70.3	12.2	—	34.0	53.8	65.2	1.1
VIII <sub>Ш</sub>	11.8	6.1	13.7	68.4	5.7	—	43.3	51.0	74.4	1.2
VI <sub>Ш</sub>	9.5	6.6	16.7	67.2	15.6	—	31.5	52.9	82.5	1.2
602	15.6	2.5	6.8	75.1	7.0	—	38.0	55.0	59.6	0.6
5Ж	15.3	1.3	10.8	72.6	25.3	—	27.8	46.9	82.5	0.55
V <sub>Б</sub>	14.8	2.7	11.1	71.4	15.5	—	28.0	56.5	—	—
415	14.9	2.5	12.5	70.1	21.1	—	32.4	46.5	61.8	0.97
405	13.8	2.3	14.6	69.3	22.8	—	31.7	45.5	66.6	1.30
X <sub>Б</sub>	13.6	3.4	15.5	67.5	9.4	—	39.7	50.9	—	—

\* Pl — плагиоклаз; Q — кварц; Kfsp — калиевый полевой шпат; Hb — роговая

соответствуют составам пород, фигуративные точки которых отмечаются повышенными значениями параметров *a* и пониженными значениями параметров *c* (последние на плоскости *CSB*), фигуративные точки крайней справа ветви сравнительно близко расположены к соответствующим точкам основных эффузивов ордовика из Восточно-Кокчетавского прогиба.

Как видно из петрохимической диаграммы, гранитоиды охарактеризованной ассоциации пород представляют собой серию щелочно-известковых пород, в своей главной ветви близких к составам средних типов пород по Р. Дэли. Более основные гибридные породы имеют повышенные параметры *b*, но все же значительно более низкие, чем у составов средних типов габбро и норита по Р. Дэли, и их фигуративные точки значительно отстоят от последних.

Сильный разброс точек на петрохимической диаграмме указывает на колебания значений главных параметров, что, вероятно,

товой формации Центрального Казахстана

φ	Q	a/c	Минералогический состав *							
			Pl	Q	Kfsp	Hb	Bi	Mt	акц.	вт.
39,2	+23,4	12,9	28,3	32,8	34,4	—	3,5	0,5	0,5	—
22,6	+42,5	28,8	—	—	—	—	—	—	—	—
54,3	+30,7	15,5	—	—	—	—	—	—	—	—
25,2	+19,9	3,5	—	—	—	—	—	—	—	—
23,8	+19,7	3,3	—	—	—	—	—	—	—	—
22,2	+18,2	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—
13,6	+19,9	2,8	53,0	17,0	18,0	4,0	8,0	0,1	—	—
22,8	+24,5	4,1	31,0	24,0	29,0	12,0	4,0	—	—	—
14,0	+12,7	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—
—	+20,1	1,05	59,6	15,3	—	16,3	7,5	—	1,0	0,3
29,0	+18,9	2,4	59,1	20,0	7,9	6,1	6,9	—	—	—
5,7	+11,3	0,98	—	—	—	—	—	—	—	—
20,9	+8,6	9,0	38,0	22,5	19,3	4,5	11,2	1,5	3,0	—
25,5	+39,0	66,5	—	—	—	—	—	—	—	—
36,8	+35,9	9,3	—	—	—	—	—	—	—	—
17,4	+28,6	2,4	—	—	—	—	—	—	—	—
—	+18,7	1,0	63,2	22,8	3,5	8,5	0,9	—	0,5	0,6
25,4	+10,1	2,6	59,3	9,6	20,7	8,1	—	—	2,3	—
9,4	+7,1	1,9	—	—	—	—	—	—	—	—
21,3	+8,8	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—
38,0	+16,5	6,2	40,3	34,7	20,8	3,6	—	—	0,6	—
22,2	+13,03	11,7	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20,5	+7,9	5,9	56,5	10,2	26,7	5,4	—	—	1,2	—
24,2	+8,7	6,0	57,2	13,9	10,4	16,9	—	—	1,4	—
—	+4,4	4,0	—	—	—	—	—	—	—	—

обманка; Bi — биотит; Mt — магнетит; акц. — аксессуарные; вт. — вторичные.

объясняется гибрилизмом пород. Вместе с тем общая картина расположения фигуративных точек указывает на близость составов пород к средним типам гранитоидов по Р. Дэли.

Резко выделяющейся особенностью пород является преобладание Na над K, что отчетливо видно по наклону векторов на плоскости *CSB*. Наряду с указанной выше общей особенностью гранитоидов в отношении преобладания натрия отмечаются единичные разности пород с резко повышенным содержанием калия. Эта особенность повышения роли калия отчетливо выделяется при петрохимическом изучении и является характерной для диорит-гранодиоритовой ассоциации пород.

Помимо рассмотренных нами районов, диорит-гранодиоритовая ассоциация развита также в западной и южной частях Центрального Казахстана в пределах Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок и в хребте Кандызтас.

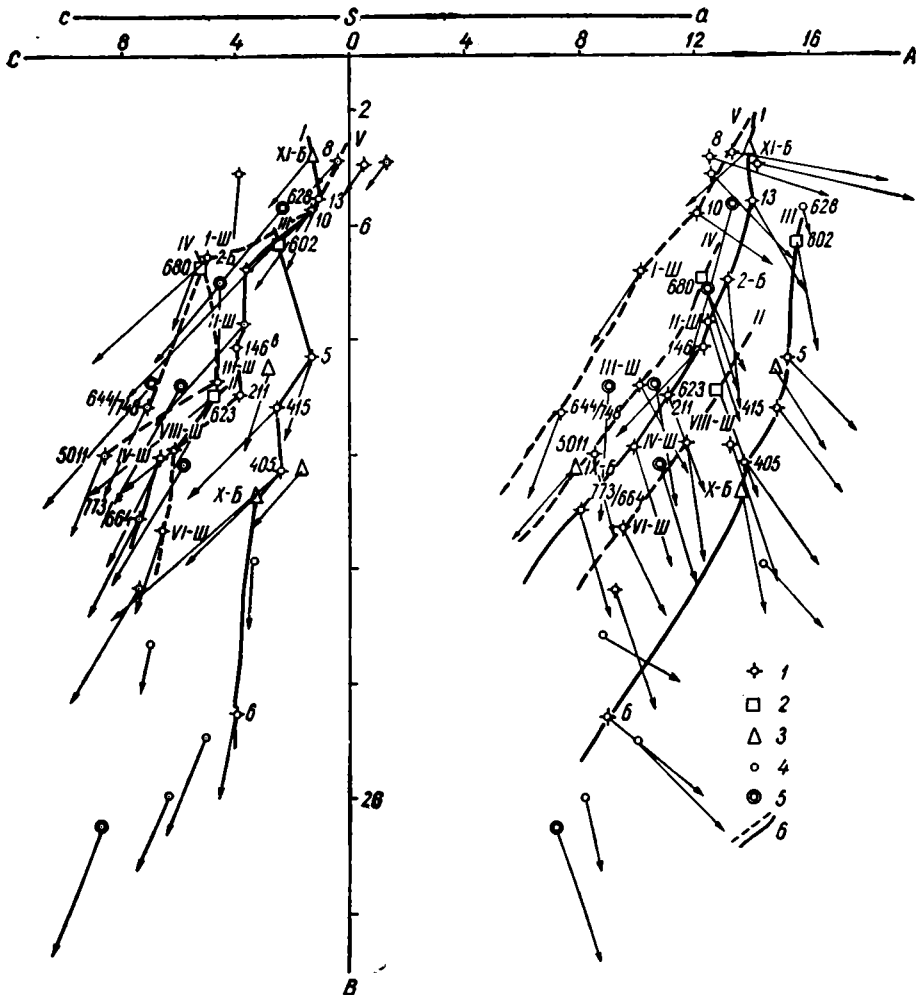


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма пород каледонской диорит-гранодиоритовой ассоциации Центрального Казахстана.

1 — породы диорит-гранодиоритовой ассоциации Аксуйско-Степнянской складчатой зоны; 2 — породы диорит-гранодиоритовой ассоциации Джарканингатского синклиниория; 3 — породы диорит-гранодиоритовой ассоциации Чингизского антиклинория и Абралинского синклиниория; 4 — эффузивы ордовика; 5 — средние типы пород по Дэли; 6 — линии естественных ассоциаций пород.

Интрузивы этой ассоциации в указанных районах мы не изучали, и их характеристика приводится по литературным данным.

В пределах северной части Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок наиболее характерными представителями интересующей нас ассоциации интрузивных пород являются Тастинский, Каптадырский и Кирейский массивы.

По данным В. С. Коптева-Дворникова и др. [1963] и Н. Г. Лина, в состав главной фазы этих интрузий входят гранодиориты, кварцевые диориты, диориты. С последними связаны гибридные образования, развитые в пределах эндоконтактных зон. К дополнительной интрузивной фазе относятся биотитовые и лейкократовые граниты, размещающиеся в гранитоидах первой фазы и образующие в них межформационные тела, залегающие в камерах отслаивания последних. Подводящими каналами для них являлись крутопадающие зоны тектонических нарушений.

Интрузивные тела вытянуты длинными осями в меридиональном направлении в соответствии с простираем нижнепалеозойских отложений. По данным Н. Г. Лина, линейность по роговой обманке повсеместно имеет близкое к меридиональному (север-северо-запад) направление и обычно круто или вертикально наклонена. Ксенолиты располагаются длинными осями в соответствии с простираем линейности. Формирование рассматриваемых интрузий связывается со складчатостью, которая проявилась на границе ордовика и силура [Коптев-Дворников и др., 1963] или даже, возможно, в конце силура (О. А. Мазарович). Ю. А. Зайцев [1961] считает, что по условиям внедрения интрузивные массивы приурочены к горст-антиклиналям. Рост горст-антиклиналей и внедрение гранитоидов происходили одновременно, что определяет принадлежность массивов к среднепалеозойской тектонической структуре. С нашей точки зрения, это положение может иметь силу для более поздних девонских гранитоидов, формирование которых связано с широтными, а не с меридиональными структурами.

По петрохимическим особенностям гранитоиды главной фазы характеризуются пересыщенностью глиноземом, преобладанием натрия над калием, близкими значениями главных параметров с ордовикскими гранитоидами Аксуйско-Степнякской складчатой зоны и Чингизской геосинклинальной зоны.

Таким образом, условия формирования раннекаледонских гранитоидов Сарысу-Тенизского поднятия, а также их петрографический и петрохимический состав позволяют сделать вывод о принадлежности их к рассматриваемой диорит-гранодиоритовой ассоциации.

К осевой части Кандыктасского антиклинория, по данным К. И. Дворцовой [1960], приурочены гранитоиды, протягивающиеся по простираю структуры его свыше ста километров. В состав пород этой интрузии входят диориты, кварцевые диориты, а также различные меланократовые гибридные породы — габбро-диориты, габбро, располагающиеся преимущественно в зоне эндоконтакта. Здесь имеют распространение также ксенолиты интенсивно

переработанных пород. Гранитоиды рассматриваемой ассоциации прорывают метаморфические породы — гнейсы, кристаллические сланцы, а также лавы спилито-кератофировой толщи; среди вмещающих пород развиты также песчаники, которые по характеру обломочного материала являются терригенными отложениями. Возраст вмещающих пород определяется как верхний кембрий и ордовик. Формирование интрузий было связано с проявлением главной фазы складчатости, и по характеру внутренней тектоники, по мнению К. И. Дворцовой [1960], они являются синорогенными.

Более поздними по времени формирования являются гранитоиды калиевого ряда. Они косо секут структуру Кандыктасского антиклинория и, судя по характеру их размещения, являются посторогенными. Гальки этих последних отмечаются в конгломератах карадокского яруса. Приведенные данные позволяют считать, что внедрение соскладчатых интрузий диорит-гранодиоритовой ассоциации относится к ордовикскому времени и их внедрение было связано с главной фазой складчатости, которая сформировала структуры антиклинория. Как было выше отмечено, это подтверждается положением интрузий в структурах и расположением элементов прототектоники магматических тел.

На основании приведенных данных можно предполагать, что консолидация структур в Кандыктасском антиклинории завершилась еще до внедрения посторогенных гранитоидов. Таким образом, мы видим, что по своему положению в структурах, особенностям строения и петрографического состава рассмотренные интрузии Кандыктас-Заилейской зоны могут сопоставляться с интрузиями диорит-гранодиоритовой ассоциации.

## Выводы

На основании приведенных данных по характеристике гранитоидов в различных структурно-фациальных зонах особенности формирования их представляются в следующем виде: внедрение интрузий диорит-гранодиоритовой ассоциации было связано в каледонском этапе с главной фазой складчатости, приведшей к завершению геосинклинального этапа развития отдельных структурно-формационных зон.

Плутоны рассматриваемой ассоциации являются соскладчатыми, поскольку располагаются обычно в антиклинорных структурах и вытянуты в направлении простирания складчатых структур; с этим согласуются и главные элементы их прототектоники (линейность, полосчатость, удлинение осей ксенолитов).

Отмечающаяся в некоторых случаях приуроченность интрузий к крупным тектоническим нарушениям или к местам сопряжения структур различной мобильности является вполне естественной и не нарушает основной закономерности размещения интрузий, отмеченной выше. Характерной особенностью интрузий является многофазность и гетерогенность их состава.

Массивы наиболее ранней интрузивной фазы имеют значительные размеры. Наиболее крупные тела из них достигают свыше 1000 км<sup>2</sup>, а средние — нескольких сотен квадратных километров.

По петрографическому составу интрузии сложены породами ряда: диорит — кварцевый диорит — гранодиорит — известковощелочной гранит. Наиболее распространенными среди них являются кварцевые диориты и гранодиориты.

В зоне эндоконтакта развиты основные меланократовые породы, в составе которых принимают участие роговообманковые кварцевые диориты, роговообманковые габбро; сравнительно редко встречаются нориты и оливинсодержащие габбро.

Отмечается широкое проявление процессов ассимиляции и контаминации, происшедших в камере и приведших к образованию основных гибридных пород, располагающихся в зонах эндоконтактов интрузий. Размеры тел гибридных образований по отношению к породам, слагающим главную массу плутонов, настолько значительны, что могут быть выражены единицами процента по отношению к общему объему тел.

По неравновесности минералогического состава, развитию бластических структур, а также петрохимическим особенностям меланократовые породы являются типичными гибридными. Образование их связывается с процессами контаминации гранитоидной магмой основных и средних вулканогенных пород. Последние, как известно, имеют широкое распространение в нижнепалеозойских складчатых структурах Центрального Казахстана.

Таким образом, установленная тесная генетическая связь интрузий диорит-гранодиоритовой серии с лейкократовыми щелочными и известково-щелочными гранитами второй фазы является характерной особенностью рассмотренной ассоциации пород Центрального Казахстана. В Тувинском регионе образование пород диорит-гранодиоритовой ассоциации рассматривается Т. Н. Ивановой [1963] как результат смешения базальтовой магмы с породами гранитного состава. Аналогичный процесс можно допустить и для рассмотренной диорит-гранодиоритовой ассоциации Центрального Казахстана.

#### ЛИТЕРАТУРА

Билибин Ю. А. Избранные труды. Т. III. Диоритовые магмы как первосточник золотого орудения. М., изд-во АН СССР, 1963.

Богданов А. А., Заравняева В. К., Четверикова Н. П. Новые данные о строении нижнего палеозоя Сарысу-Тенизского поднятия. Сов. геология, сб. 56, 1956.

Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 41, 1961.

Борсук Б. И. Геосинклинальный и платформенный этапы в развитии Казахстанской складчатой области. Тр. Геол. музея им. Карпинского, вып. 14а, 1963.

Борсук Б. И., Яговкин В. И. Тектоническая карта Казахстана. В кн. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. М., 1962.

Борукаев Р. А. и др. Геология Чингизской геантиклинорной зоны. Тр. ИГН АН СССР, т. 5, 1963.

Гоньшакова В. И. Гранитоиды Крнк-Кудукского массива (Северо-Восточный Казахстан). Тр. ИГН АН СССР, вып. 107, 1950.

Дворцова К. И. Интрузивные комплексы гор Кандык-гас и западных отрогов Зайлийского Алатау. В сб. Магматизм и связь с полезными ископаемыми. М., 1960.

Жуков М. А., Копяткевич Р. А., Шлыгин Е. Д. К вопросу о возрасте интрузий Крнк-Кудукского комплекса (Северный Казахстан). Вестн. АН КазССР, № 6, 1959.

Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-тау. Изд-во МГУ, 1961.

Иванов А. И., Замятин Н. И., Ляпичев Г. Ф. К вопросу об абсолютном возрасте каледонских интрузий хребта Чингиз (Восточный Казахстан). Тр. IX сессии комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М.—Л., Изд-во АН СССР, отд. геол.-геогр. наук, 1961.

Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. Госгеолтехиздат, 1963.

Коптев-Дворников В. С. Явления гибридации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, сер. петрогр., вып. 147, № 44, 1953.

Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В сб. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.

Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Ф., Петрова М. А. Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сарысу-Тенизского водораздела. Сов. геол., № 7, 1963.

Кузнецов Е. А. Интрузивные горные породы урочища Джаркаинагач. Вестн. МГУ, № 8, 1952.

Кузнецов Ю. А. Петрография и учение о формациях. Мат-лы Новосибир. конфер. по учению о геол. формациях, т. 1. Новосибирск, 1955.

Кузнецов Ю. А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм. В сб. Проблемы магмы и генезис изверж. горн. пород. Изд-во АН СССР, 1963.

Половинкина Ю. И., Иванова Т. Н. О магматических формациях. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7, 1959.

Половинкина Ю. И., Иванова Т. Н. Разработка учения о магматических формациях — первоочередная задача петрографии. Петрографические провинции и магматические породы. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, 1960.

Семенов А. И., Шувалов Ю. М. О возрасте Крнк-Кудукской интрузии в Северном Казахстане. ДАН СССР, т. 137, № 2, 1961.

Херасков Н. П., Келлер Б. М., Штрейс Н. А. О геологических формациях (итоги дискуссионного совещания по геологическим формациям АН СССР). АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.

## ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИГНИМБРИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

За последнее десятилетие в различных областях Советского Союза были обнаружены игнимбриты, представляющие собой псевдофлюидалные образования, состоящие из лепешкообразных в плане и пламевидных в разрезе параллельно расположенных обломков вулканического стекла и тонкой цементирующей массы, при микроскопическом изучении которой всегда выявляется реликтовая пирокластическая структура.

В Центральном Казахстане игнимбриты отмечались М. В. Тащиной [1960], Т. О. Федоровым [1963], Д. В. Голубятниковым [1963], в Южной Джунгарии — Г. М. Фремдом [1961, 1963], в Северном Прибалхашье — В. Я. Кошкиным [1963] и другими исследователями. Игнимбриты наблюдались в вулканогенных формациях, возникших в завершающий этап геосинклинального развития.

Выявлены игнимбриты и среди верхнепалеозойских накоплений Северо-Восточного Прибалхашья в Баканасской зоне, по П. А. Ренгартену [1958]. Последняя приурочена к краевой части Джунгаро-Балхашской герцинской провинции [Беспалов, 1954; Борсук, 1956] и входит в состав региональной полукольцевой структуры [Афоничев, 1960] или верхнепалеозойского компенсационного прогиба [Фремд, 1963].

Баканасский синклинорий сложен смятыми в пологие складки преимущественно вулканогенными породами каменноугольной, пермской и предположительно триасовой систем и ассоциирующимися с ними комплексами гранитоидных интрузий. В центральной части Баканасского синклинория строение верхнепалеозойского вулканического комплекса (с учетом самых последних данных) в общих чертах выглядит следующим образом (рис. 1). В нижней его части развиты эффузивы и туфы каркаралинской ( $C_1v_2$  — п) и калмакэмельской ( $C_2$ ) свит преимущественно среднего состава; выше располагаются пестроцветные туфы, туфолавы \* и игнимбриты керегетасской ( $C_{2-3}$ ) и колдарской ( $C_3$  —  $P_1$ ) свит, сменяющиеся вулканогенно-молассовыми, главным образом кислыми по составу накоплениями кызылкинской ( $P_1$ ) и кармысской ( $P_2$ ) свит. На них

\* Под туфолавами (в соответствии с мнением Д. С. Белянкина, 1938, П. И. Лебедева, 1947 и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, 1928) авторы понимают полосчатые и флюидалные породы лавовой природы, хотя нередко и сходные по внешнему облику с игнимбритами, но отличающиеся от последних лавовым характером цементирующей массы и отсутствием в них элементов спекаемости.



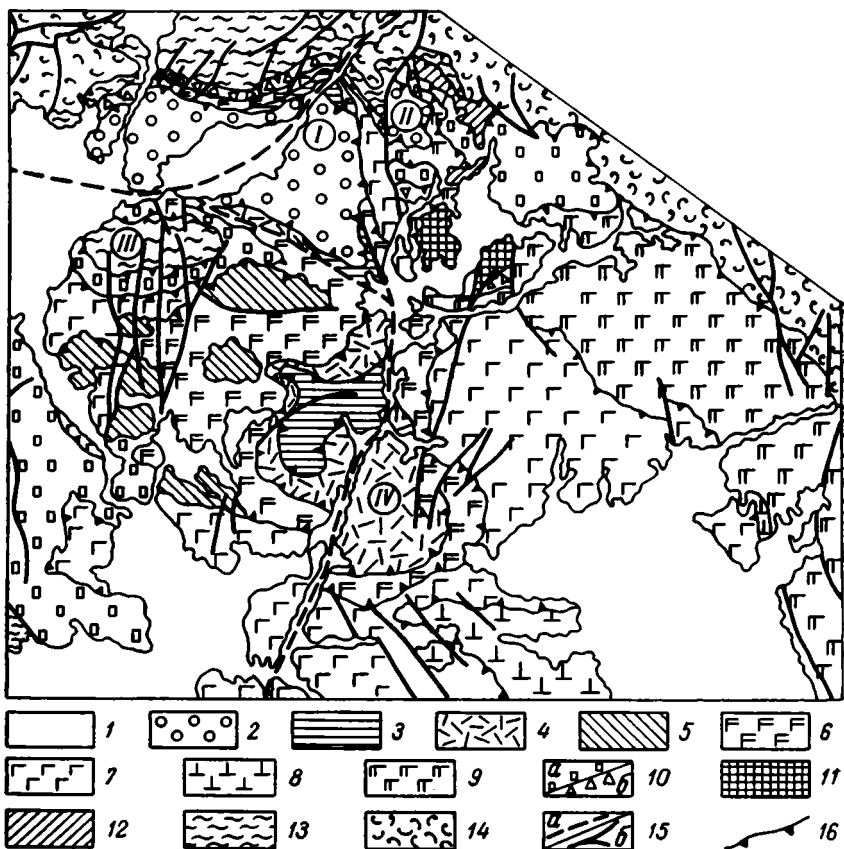


Рис. 1. Геологическая схема центральной части Баканасского синклиория.

1 — кайнозой; 2 — верхний триас — нижняя юра; конгломераты с прослоями углей; 3 — 5 — верхняя пермь — нижний триас: 3 — трахидациты, трахидолериты, известняки и песчаники тансыкской свиты ( $P_2 - T_1$ ), 4 — трахиты и трахилипариты бериктасской свиты ( $P_2 - T_1$ ), 5 — субвулканические и экструзивные порфиры, связанные с покровами бериктасской свиты; 6 — 12 — пермь: 6 — базальты, андезит-базальты, андезиты, их туфы и известняки и песчаники ашикдуджской свиты ( $P_2$ ), 7 — трахибазальты, трахиандезиты, конгломераты и песчаники коктобийской свиты ( $P_2$ ), 8 — трахилипариты, их туфы и игнимбриты сийректауской свиты ( $P_2$ ), 9 — базальты, андезит-базальты, известняки и алевролиты кенжебайской свиты ( $P_2$ ), 10 — вулканогенная моласса и игнимбриты (а — кармысской свиты —  $P_2$ , б — кызылджинской свиты —  $P_1$ ), 11 — субвулканические порфиры, связанные с покровами кызылджинской свиты; 12 — липаритовые порфиры торткульской свиты ( $P_1$ ); 13 — верхний карбон — нижняя пермь: игнимбриты и туфы колдарской свиты ( $C_3 - P_1$ ); 14 — средний — верхний карбон: игнимбриты и туфы кергетасской свиты ( $C_2 - 3$ ); 15 — разрывные нарушения (а — предпологаемые, б — наблюдаемые на дневной поверхности); 16 — границы несогласий (треугольники направлены по падению пластов).

I — Курайлинская синклиналь, II — Торткульская синклиналь, III — Акбальчикбулакская антиклиналь, IV — Бериктасская синклиналь.

залегают верхнепермские образования; подразделенные на ряд свит: кенжебайскую (базальты, андезито-базальты и андезиты, их туфы, известняки, алевролиты, песчаники, конгломераты), сийректаускую (эгирин-рибекитовые трахилипаритовые и липаритовые порфиры, их туфы, игнимбриты и туфолавы), коктобинскую (трахибазальты и трахиандезиты, конгломераты, песчаники, известняки) и ащиду-дускую (базальты, андезито-базальты и андезиты, их туфы, туф-фито-песчаники).

Вышележащие бериктасская (биотитовые трахиты, трахилипариты и липариты, туфолавы, игнимбриты, лахаровые брекчии) и тансыкская (трахидациты, трахиандезиты, трахидолериты, песчаники, известняки) свиты условно отнесены к верхам перми — низам триаса ( $P_2 - T_1$ )?. Вещается вулканогенный комплекс мощной толщей конгломератов с прослоями углей, предположительно отнесенных к верхам триаса — низам юры.

Игнимбриты располагаются на различных стратиграфических уровнях — в керегетасской ( $C_{2-3}$ ), колдарской ( $C_3 - P_1$ ), кызыл-киинской ( $P_1$ ), кармысской ( $P_2$ ) и в меньшем количестве в сийректауской ( $P_2$ ) и бериктасской ( $P_2 - T_1$ )? свитах. Игнимбриты этих свит приурочены главным образом к крыльям крупных синклиналей (грабен-синклиналей) — Курайлинской и Бериктасской, расположенных в центральной части Баканасского синклиория и разделенных Аквальчикбулакской антиклиналью.

Курайлинская синклиналь представляет собой широтно вытянутую (в плане почти прямоугольную) складку длиной около 30 км и шириной около 15 км. Ядро ее выполнено мезозойскими конгломератами (мощностью 600—700 м), а круто наклоненные крылья (южное —  $70^\circ$ , северное —  $45^\circ$ ) сложены эффузивами и красноцветными отложениями верхней перми и, вероятно, низов триаса и подстилающей их вулканогенной молассой \* верхней перми. В удалении от Курайлинской синклинали эти породы залегают очень полого, иногда почти горизонтально ( $5-15^\circ$ ), что указывает на флексуобразные перегибы ее крыльев; на глубине, несомненно, сопровождающиеся разрывами. Это подтверждается резким изменением характера магнитного поля над Курайлинской синклиналью.

Бериктасская синклиналь отличается от Курайлинской размерами и дислоцированностью слагающих ее пород. Очень пологое ( $3-5^\circ$ ) ядро ее выполнено трахитовыми порфирами и игнимбритами бериктасской свиты ( $P_2 - T_1$ )? и порфиритами тансыкской свиты ( $P_2 - T_1$ )?; на периферии выступают несколько круче наклоненные породы кенжебайской и коктобинской свит, подстилаемые верхнепермской вулканогенной молассой. Складка вытянута в широтном направлении почти на 70 км, протяженность ее по меридиану — 30—35 км. Большое количество сравнительно небольших разломов

---

\* Вулканогенная моласса Северо-Восточного Прибалхашья по своим особенностям близка вулканогенной молассе тихоокеанского подвижного пояса, описанной В. К. Ротманом (1963).

расчленяет Бериктасскую синклинали и ее обрамление на отдельные блоки; однако в целом тектонические ограничения этой крупной складки отчетливы только на востоке.

Обе синклинали, и Курайлинская и Бериктасская, по мнению авторов, возникли в результате компенсационного прогибания над опустошенными магматическими резервуарами, о чем, в частности, свидетельствует обрамление Курайлинской и отчасти Бериктасской синклиналей разломами.

Синклинали начали формироваться в различное время. Курайлинская синклинали являлась участком устойчивого медленного опускания с конца нижнепермской эпохи вплоть до нижней юры; в ее пределах все стратиграфические подразделения верхнего палеозоя (на других участках разделенные азимутальными и угловыми несогласиями) залегают практически согласно.

Начало формирования Курайлинской грабен-синклинали, по всей вероятности, связано с огромными извержениями игнимбритов, происходившими в верхнем карбоне и перми и вызвавшими проседание кровли над магматическим резервуаром. Окончательное оформление Курайлинской синклинали в современном ее виде, вероятно, было связано с извержениями игнимбритов в конце триаса и, возможно, в начале юры. На крыльях Курайлинской синклинали во многих местах были обнаружены секущие тела игнимбритов, абсолютный возраст которых, определенный в лаборатории КазИМС аргонным методом по биотиту, составляет 215 млн. лет, что, вероятно, соответствует концу триасового периода. Прогибание, возможно, было обусловлено и уменьшением объема магмы в камере за счет кристаллизации и выделения летучих. Механизм образования подобного рода депрессий описан рядом авторов [Williams, 1941; Перекалина, 1963]. Прогиб компенсировался грубообломочным материалом с прослоями углей.

Возникновение Бериктасской синклинали, по-видимому, следует связывать не с извержениями больших объемов игнимбритов, а с излияниями верхнепермских и предположительно триасовых базальтов, поступавших из глубинного очага базальтовой магмы. Прогибание площади, занятой теперь Бериктасской синклиналью, началось в конце верхнепермской эпохи и, судя по отсутствию в ее ядре мезозойских конгломератов, закончилось несколько раньше, чем в Курайлинской синклинали.

Выше указывалось, что игнимбриты Северо-Восточного Прибалхашья распространены на различных стратиграфических уровнях. Особенно значительна их роль в колдарской свите, объемлющей смежные горизонты верхнего карбона и нижней перми [Радченко, Розенкранц, 1960]. Колдарская свита несогласно лежит на керегетасской ( $C_{2-3}$ ) и несогласно перекрыта кызылкшнской свитой ( $P_1$ ).

Игнимбриты колдарской свиты наиболее хорошо изучены на северо-восточном и южном крыльях Курайлинской синклинали и в урочище Торткуль, находящемся вблизи ее восточного крыла.

На северо-восточном крыле Курайлинской синклинали (рис. 2) на левобережье р. Аягуз (в 40 км юго-западнее г. Аягуз) в колдарской свите выделяются четыре игнимбритовых потока, разделенных

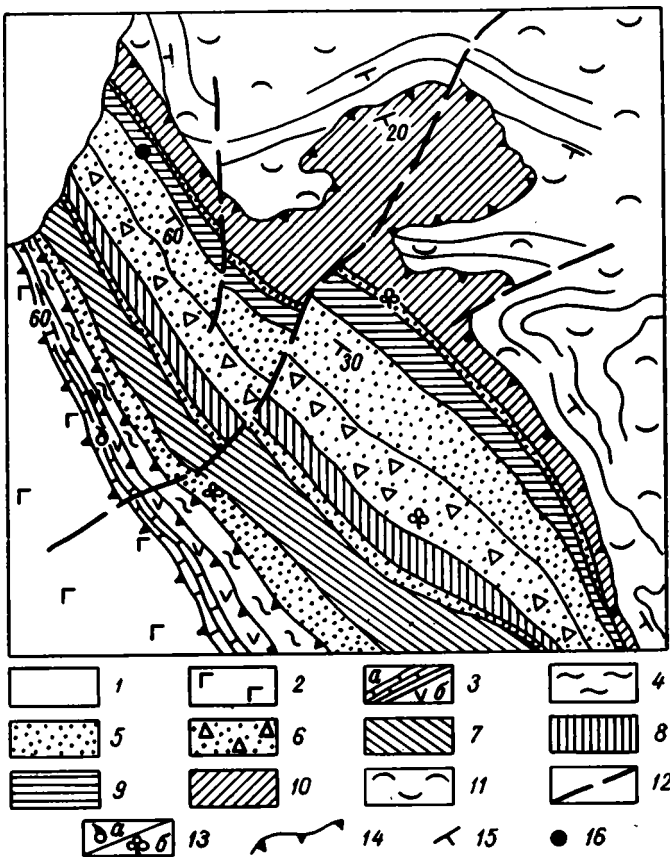


Рис. 2. Геологическая схема северо-восточного крыла Курайлинской синклинали.

1 — современный аллювий р. Аягуз; 2 — коктобинская и ашикудукская свиты ( $P_2$ ), базальты и трахибазальты; 3 — кеңжебайская свита ( $P_2$ ): а — известняки, б — андезит-базальты; 4 — кармысская свита ( $P_2$ ), туфы и игнимбриты; 5 — 10 — колдарская свита ( $C_2 - P_1$ ): 5 — туфы, разделяющие игнимбритовые потоки, 6 — лахаровые брекчии, 7 — верхний (четвертый) игнимбритовый поток, 8 — третий игнимбритовый поток, 9 — второй игнимбритовый поток, 10 — первый игнимбритовый поток; 11 — керегетасская свита ( $C_2 - P_1$ ), туфы и игнимбриты; 12 — разрывные нарушения; 13 — местонахождения остатков: а — ракообразных, б — растений; 14 — граница несогласного залегания; 15 — элементы залегания; 16 — местонахождение эруптивного аппарата.

отдельными слоями и целыми пачками туфов, а иногда и лахаровыми брекчиями.

**Первый (нижний) игнимбритовый поток резко несогласно залегает на керегетасской свите ( $C_{2-3}$ ), выполняя все неровности**

древнего рельефа, вследствие чего мощность его непостоянна — от 110—100 до 40 м (см. рис. 2), а верхняя и нижняя границы не параллельны. Протяженность потока только на северо-восточном крыле Курайлинской синклинали около 7 км.

*Нижняя часть потока* представлена красновато-коричневыми псевдофлюидальными игнимбритами с многочисленными параллельно расположенными лепешкообразными обломками бурого вулканического стекла размером от нескольких миллиметров до 1,5 см

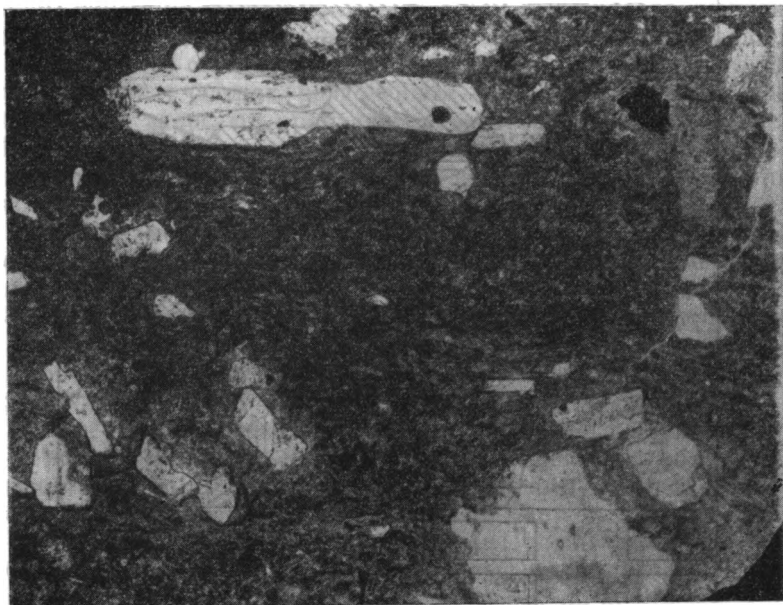


Рис. 3. Псевдофлюидальное строение игнимбритов нижнего потока.  
× 75; ннк. +.

в горизонтальном сечении. Такие игнимбриты составляют около половины мощности потока. Они отличаются наиболее интенсивной и повсеместной спекаемостью пирокластического материала. Существенную роль в них играют обломки бурого кислого вулканического стекла со сферолитовой раскристаллизацией. Характерна форма обломков (фьямме) — всегда уплощенная лепешкообразная в плане с неровными расщепленными «пламевидными» концевыми ограничениями. Границы обломков зачастую трудно определимы. Из обломков кристаллов наиболее обычны олигоклаз и опациitized биотит, реже встречается пертит. Цемент образован мелкими осколками того же вулканического стекла, спекшимися в плотную флюидальную массу, в которой с трудом устанавливаются реликты

пеплового строения. В цементе повсеместно присутствует тонкая рудная пыль (рис. 3).

*Средняя часть потока* представлена серовато-сиреневыми игнимбритами, содержащими уплощенные пламевидные обломки бурого кислого вулканического стекла (размером до 2 см), уже четко отграниченные от цемента, и резорбированные обломки плагиоклаза и пертита. Края «изъеденных» кристаллов не разорваны и не смещены (рис. 4), что, по-видимому, свидетельствует об оплавлении

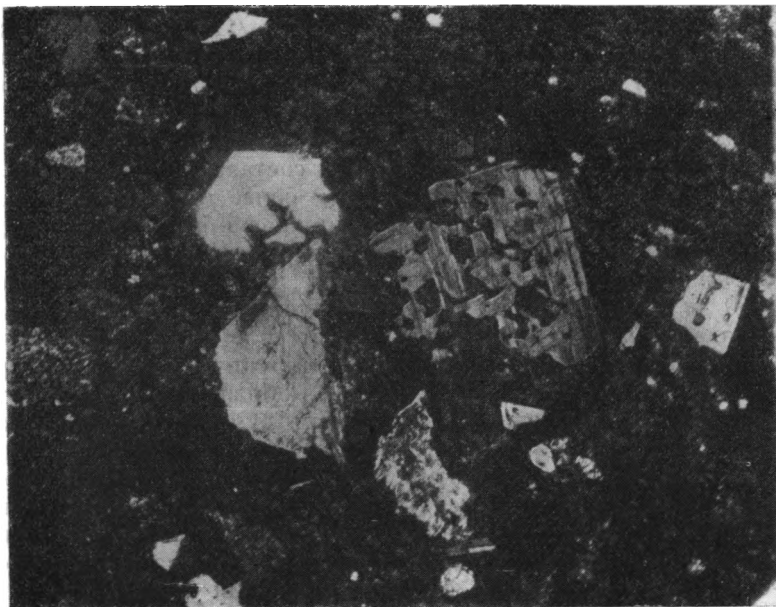


Рис. 4. Оплавленные и резорбированные обломки плагиоклаза и кварца в игнимбритах нижнего потока.  $\times 25$ ; ник. +.

их в спокойной обстановке. Цемент спекся неравномерно. В одних участках, где сплюснутые обломки стекла плотно прилегают друг к другу, он отличается псевдофлюидальным строением, в других — рогульчатым, пепловым. Граница участков то отчетливая, то постепенная.

*Верхняя часть потока* мощностью около 10 м сложена пестрыми игнимбритами, содержащими в тонкой светло-зеленой массе многочисленные более темные — фиолетовые и зеленые разных оттенков обломки размером от долей миллиметра до 2 см. По-прежнему преобладают обломки кислого нераскристаллизованного (нередко перлитового) вулканического стекла, имеющие уже комковатые и даже трапециевидные очертания. Слекаемость цемента неравномерна,

пирокластическая природа его совершенно отчетлива. Чужеродные угловатые обломки (порфиры калмакэмельской свиты) встречаются на различных уровнях потока, но наиболее типичны для нижней части его.

Второй игнимбритовый поток отделен от первого маломощной (10 м) пачкой тонкослойных туфов липаритового состава, сложенных чередующимися слоями фиолетово-серых мелкообломочных разностей (мощностью 3—10 мм) и серовато-коричневых среднеобломочных (мощностью до 10 см), содержащих остатки верхнекаменноугольных растений. Наибольшая мощность второго потока — 100 м; к юго-востоку она заметно уменьшается вплоть до полного выклинивания. Прослежен он на 4 км. Состав игнимбритов меняется от существенно дацитового (в нижней части потока) до липаритового (в верхах его).

Нижняя часть потока мощностью 25 м образована темными красновато-коричневыми игнимбритами состава пироксенового дацита, постепенно сменяющимися кверху более светлыми, но также красноватыми игнимбритами состава пироксен-биотитового дацита.

Игнимбриты состава пироксенового дацита в основном сложены обломками, а иногда и ненарушенными кристаллами зонального (от № 50 до № 26) плагиоклаза, моноклинного пироксена диопсидового ряда и кислого вулканического стекла, образующего мелкие (1—2 см) фьямме, как правило, нечетко ограниченные друг от друга и от цементирующей массы. Фьямме образованы темно-бурым неравномерно окрашенным флюидальным вулканическим стеклом, иногда раскристаллизованным в микрофельзит. Эпигенетический материал представлен угловатыми, четко ограниченными от цемента обломками (10%), расположенными беспорядочно и принадлежащими порфиритам калмакэмельской свиты, а также трахидацитам керегетаской свиты. Цементирующая масса сложена здесь мелкими (0,1—0,15 мм) параллельно ориентированными обломками бурого вулканического стекла, не отличимыми от стекла фьямме. Вокруг обломков стекла (и фьямме и цемента) обычно развита тончайшая корочка гидроокислов железа. Стекло цемента часто раскристаллизовано в микросферолитовый агрегат.

Игнимбриты состава пироксен-биотитового дацита, имеющие мощность всего 1 м, близки вышеописанным. В них по-прежнему содержатся обломки и ненарушенные кристаллы зонального плагиоклаза и (меньше) диопсида, но наряду с ними и почти черный сильно железистый биотит. Вокруг обломков кристаллов, нередко резорбированных и оплавленных, развита тонкая стекловатая корочка, близкая по своему характеру реакционным оторочкам (рис. 5). Количество обломков стекла, имеющих по-прежнему пламевидную форму, возрастает. Цемент отличается еще большей спекаемостью. Как правило, он имеет вид однородной гомогенной массы, в которой с трудом улавливаются реликты витрокластического строения. Вещество цемента иногда раскристаллизовано в фельзитовый агрегат. Эпигенетических обломков почти нет.

*Верхняя часть потока (75 м) образована светло-сиреневыми игнимбритами липаритового состава, по-видимому, характеризующимися несколько повышенной щелочностью. Обломки кристаллов представлены в них кислым незональным олигоклазом, пертитом и красно-бурым биотитом. Обломки вулканического стекла пламенивидных (рис. 6), несколько сплюснутых очертаний четко отграничены от цемента и расположены субпараллельно; стекло этих*

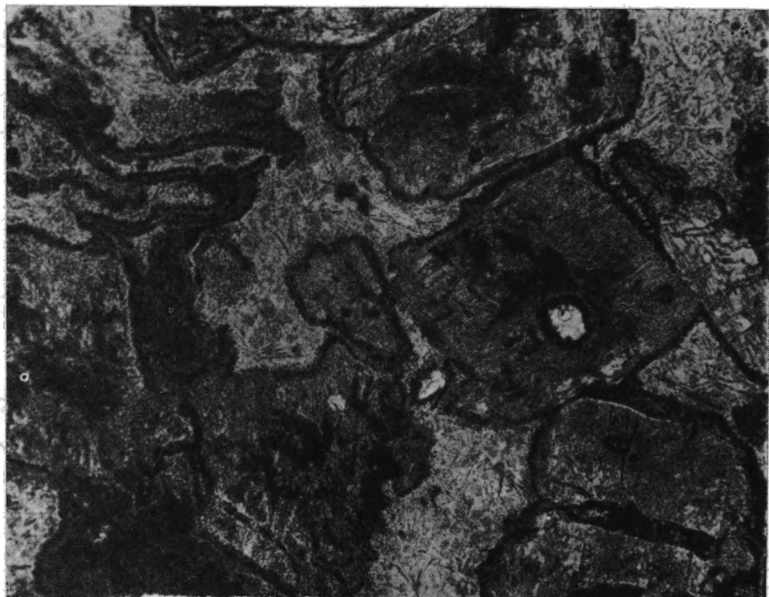


Рис. 5. Реакционные оторочки вокруг обломков на границе их с цементирующей массой. Второй игнимбритовый поток.  $\times 75$ ; ник. +.

обломков кислое, как правило, раскристаллизованное в фельзитовый, а иногда и в ортофиновый агрегат. Цементирующая масса обладает реликтовой пепловой структурой (рис. 7) и состоит из рогульчатых обломков значительно хуже раскристаллизованного или вовсе нераскристаллизованного изотропного вулканического стекла с редкими волосовидными кристаллитами.

Эти игнимбрнты вверх постепенно сменяются витрокластическими туфами. Сначала обломки стекла приобретают неправильно округленные очертания и уменьшается спекаемость цемента, хотя последний и состоит из «ориентированных» как бы текущих пепловых частиц; затем породы становятся менее плотными и содержат лишь отдельные линзы спекшегося материала, размер которых также уменьшается кверху потока.



В толще туфов и лахаровых брекчий, отделяющих второй игнимбритовый поток от третьего, различаются три пачки. Нижняя представлена неравномерно окрашенными красными и ядовито-зелеными крупнообломочными и грубообломочными кристалло-литокластическими липаритовыми туфами (65 м), средняя — светло-фиолетовыми крупнообломочными лапиллевыми туфами липаритового состава (70 м) и наконец верхняя — красновато-коричневыми

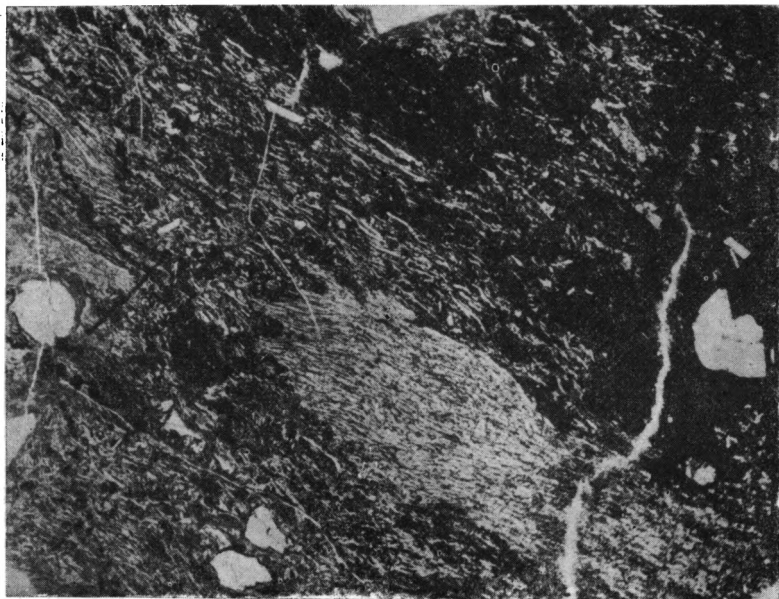


Рис. 6. Пламевидные включения спрессованного пепла в псевдофлюидальной цементирующей массе игнимбрита. Межпластовая залежь игнимбритов липарито-дацитового состава во втором игнимбритовом потоке колдарской свиты.  $\times 25$ ; ник. +.

лахаровыми брекчиями (100 м). К юго-востоку мощность туфов и лахаровых брекчий уменьшается до 100 м. В этой толще заключены остатки верхнекаменноугольных растений.

Третий игнимбритовый поток по составу соответствует липаритам. Прослежен он от долины р. Аягуз к юго-востоку на 4 км. Мощность его (60—65 м) уменьшается к юго-востоку (до 20 м).

Большая, нижняя часть потока сложена пестрыми игнимбритами с плоскими обломками ярких зеленых и красных вулканических стекол и с мелкими обломками белого полевого шпата. Вблизи кровли цвет игнимбритов становится зеленовато-серым. Обломки кристаллов представлены плагиоклазом, пертитом и грязно-зелено-

бурым биотитом. Обломки стекла нередко изогнуты и уплощены, концевые ограничения их расщепленно-пламевидны. Стекло фьямме светлое флюидальное, нередко с отчетливым перлитовым строением. Размер фьямме в нижней части потока доходит до 2 см, в верхней — не превышает 0,9—1,0 см. Фьямме нередко сплавлены друг с другом и с материалом цемента. В нижней и центральной частях потока лишь изредка удается наблюдать реликты пеплового строения.

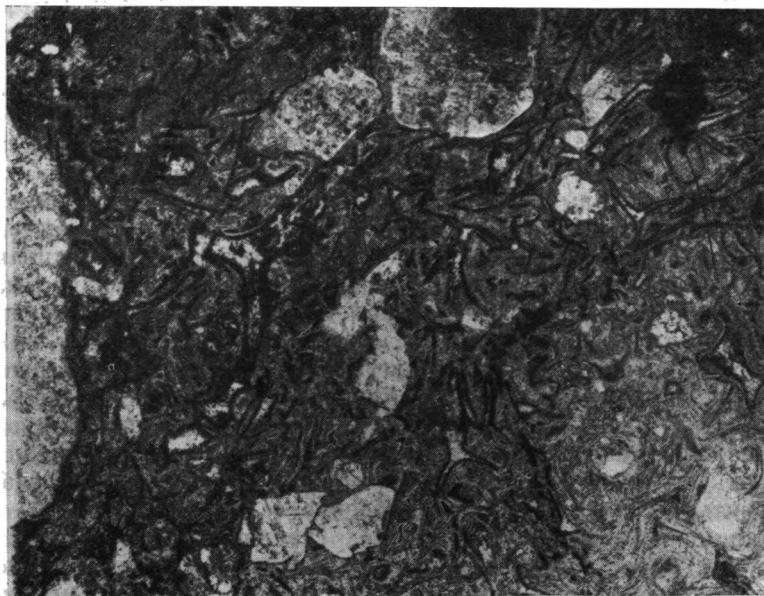


Рис. 7. Реликты пепловой структуры в цементирующей массе игнимбрита. Верхняя часть второго игнимбритового потока.  $\times 25$ ; ник. +.

Вверх спекаемость цемента уменьшается, составляющие его осколки уже четко разграничиваются, но располагаются плотно параллельно (псевдофлюидальная структура).

На игнимбритах третьего потока залегают неравномерно окрашенные кирпично-красные мелкообломочные туфы липарито-дацитового состава с линзовидными обособлениями спекшегося материала. Мощность туфов 15 м.

**Четвертый игнимбритовый поток** по составу соответствует липаритам и липарито-дацитам. Мощность его 180 м.

*Нижняя часть потока* (55 м) сложена кирпично-красными и синево-зелеными игнимбритами липарито-дацитового состава с мелкими (до 7 мм) осколками белого плагиоклаза и обломками зеленых и красных стекол, а также с редкими, беспорядочно расположенными угловатыми обломками порфиритов калмакэмельской свиты

размером до 3,5 см. Преобладают обломки зонального олигоклаза-андезина и неправильно-комковатые с пламевидными фестончатыми ограничениями обломки бурого флюидального стекла (нередко с перлитовым и расплющено-перлитовым строением). Игнимбриты характеризуются неравномерной спекаемостью пирокластического материала. Цемент состоит из мелких осколков вулканического стекла (то неориентированных черепковидных и рогульчатых, то плотно параллельно расположенных сплюснутых), между которыми располагается такой же зеленый хлорит, как и в «кольцах» перлитового стекла более крупных обломков.

*Средняя часть потока (90 м)* сложена внизу серо-фиолетовыми (60 м), а сверху — кирпично-красными (30 м) игнимбритами липаритового состава, характеризующимися интенсивной и повсеместной спекаемостью.

В серо-фиолетовых игнимбритах преобладают уплощенные обломки светлого, почти изотропного вулканического стекла, настолько интенсивно спекшиеся друг с другом, что с трудом улавливаются их очертания неправильной пламевидной формы. Довольно часты обломки олигоклаза, пелитизированного калиевого полевого шпата и бурого биотита. Обломки местами узорчато резорбированы, но, как и в первом игнимбритовом потоке, нигде не смяты, не изогнуты, а отдельные части кристаллов нигде не сдвинуты относительно друг друга. Менее обычны обломки биотитового трахилипарита и роговообманкового андезита. Цементирующая псевдофлюидальная масса как бы течет и обволакивает обломки; лишь изредка удается установить реликтивно-пепловое строение ее.

В кирпично-красных игнимбритах стекло (как во фьямме, так и в цементе) бурое, флюидальное, почти изотропное, нередко пористое.

*Верхняя часть потока (35 м)* сложена серо-лиловыми игнимбритами липарито-дацитового состава, характеризующимися меньшей спекаемостью. Обломки (размером 2—5 мм) принадлежат зональному андезину, авгиту, красно-бурому биотиту, магнетиту и буроватому вулканическому стеклу — то пористому, то плотному, бесструктурному. Обломки стекла имеют разнообразную форму — от удлиненно-пламевидной и перекрученно-веретенной, нередко пережатой, до неправильно-комковатой. Пирокластическая природа цемента, сложенного мелкими костылевидными деформированными обломками кислого изотропного стекла и тонкой рудной пылью, всегда очевидна.

Четвертый игнимбритовый поток перекрыт пачкой (мощностью 140 м) грубослоистых светло-розовых и зеленовато-серых мелко- и среднеобломочных липаритовых туфов, венчающей тонкослойными черными алевролитами. В туфах и алевролитах содержатся отпечатки нижнепермских растений. Выше со скрытым несогласием залегают туфы кармысской свиты, заключающие остатки верхнепермских растений.

Общая (неполная) мощность колдарской свиты на северо-восточном крыле Курайлинской синклинали 830 м, а суммарная мощность

всех игнимбритовых потоков 430 м, что составляет свыше 50% ее объема.

К юго-западу роль игнимбритов еще более значительна. В Акбальчикбулакской антиклинали, отстоящей от северо-восточного крыла Курайлинской синклинали на 30 км, на их долю приходится свыше 60% всей мощности колдарской свиты. Там выявлены три игнимбритовых потока, мощность которых составляет соответственно 500, 200 и 175 м. Игнимбриты имеют липаритовый состав. Потоки разделяются пачками неспекшихся туфов, иногда — туффов. Кровлю нижнего потока образуют туфолавы. Неполная мощность колдарской свиты в ядре Акбальчикбулакской антиклинали свыше 1400 м.

К востоку от Курайлинской синклинали верхняя часть колдарской свиты подробно изучена на крыле Торткульской синклинали, где был выявлен один поток игнимбритов липаритового состава (мощностью 140 м), подстилаемый туфами и перекрытый алевролитами, содержащими остатки нижепермских двусторчатых ракообразных. Алевролиты эти весьма сходны с алевролитами, венчающими колдарскую свиту в Курайлинской синклинали. Ориентировочная мощность колдарской свиты севернее урочища Торткуль не менее 800 м; из них по крайней мере 50% приходится на долю игнимбритов. В связи с тем, что выходы колдарской свиты разобщены перекрывающими ее более молодыми образованиями, определение истинной протяженности игнимбритовых потоков сопряжено с большими трудностями. Огромная мощность их в Акбальчикбулакской антиклинали, вероятнее всего, свидетельствует о том, что наиболее значительные извержения имели место именно в этом районе. Площадь распространения колдарских игнимбритов в Северо-Восточном Прибалхашье довольно значительна и по самым осторожным подсчетам (не принимая во внимание присутствия в ней спекшихся туфов в горах Колдар и Кызылжал) составляет около 1400 км<sup>2</sup>. Исходя из средней суммарной мощности игнимбритов, равной 650 м, ориентировочный объем игнимбритов колдарской свиты составляет не менее 900 км<sup>3</sup>.

Множественность эруптивных аппаратов при игнимбритовых извержениях уже отмечалась Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским [1961] и другими исследователями.

Игнимбриты верхнекаменноугольного — нижепермского времени также образовались в результате деятельности ряда небольших вулканических аппаратов. Один из них обнаружен В. В. Ковалевой и М. М. Смеловской в непосредственной близости от вышеописанного разреза на правом берегу р. Аягуз. Эрозионный срез и крутой наклон пластов создали там сравнительно редкую возможность «заглянуть» в глубь этого своеобразного вулканического аппарата и изучить его строение до глубины 200 м. В областях современного и новейшего вулканизма подобные вулканические аппараты, как правило, недоступны наблюдению.

Верхняя расширенная часть жерловины в современном эрозионном срезе имеет форму линзы, вытянутой в северо-западном

направлении согласно с простираем колдарской свиты (рис. 8). Протяженность ее немногим более 300 м; видимая мощность 70—100 м в центре, 25—8 м по краям ее. Сложена она бомбовыми туфоагломератами, состоящими из множества (90—95%) различных по

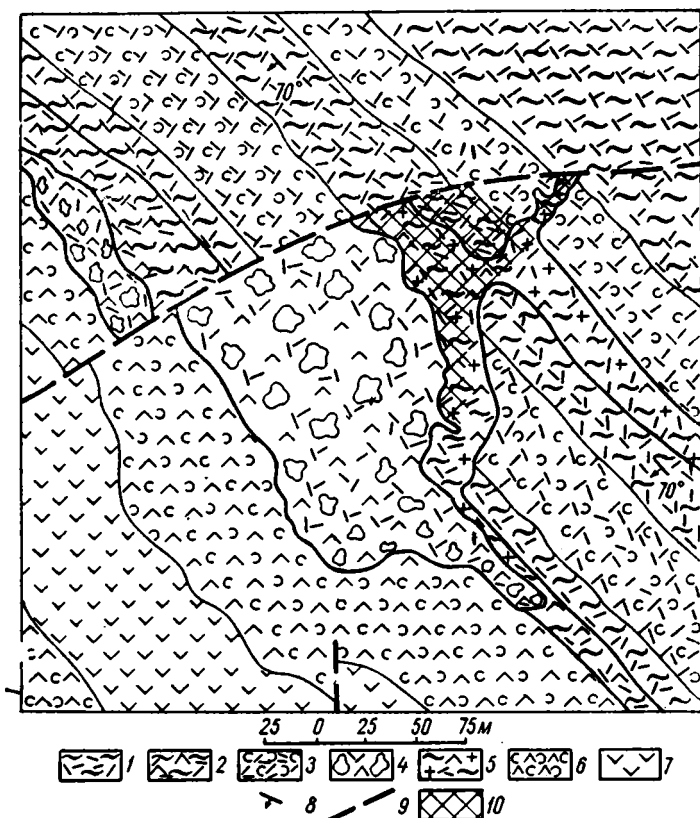


Рис. 8. Схематический геологический план эруптивного аппарата в колдарской свите на северо-восточном крыле Курайлинской синклинали

1 — игнимбриты потоков липаритового состава; 2 — игнимбриты потоков липарито-дацитового состава; 3 — горизонты туфов, разделяющие игнимбритовые потоки; 4 — туфоагломераты жерловой фации; 5 — игнимбриты подводящего канала липарито-дацитового состава; 6 — туфы дацитового состава; 7 — дайки трахиандезитов верхней перми; 8 — элементы залегания; 9 — разрывные нарушения; 10 — зоны дробления.

размеру (от 5—10 см до 1 м) бомб и резко подчиненного количества туфового, местами спекшегося цемента. Бомбы имеют дискообразную, овальную и корковидную форму и отличаются уплощенностью. Среди них преобладают игнимбриты липаритового и липарито-дацитового состава и дациты; в меньшем количестве присутствуют базальтовые и андезитовые порфириты калмакэмельской свиты.

Туфоагломераты верхней части жерловины по краям окаймлены красновато-розовыми игнимбридами липаритового состава, образующими неширокую (от 7 до 35 м) оторочку, к северо-востоку сужающуюся и переходящую в дайкообразное (трубообразное) тело подводющего канала (мощностью 7—15 м), которое пересекает первый и второй игнимбритовые потоки. Подводящий канал сложен теми же игнимбридами, нередко брекчированными, содержащими угловатые обломки боковых пород размером от 1—2 до 30—40 см, а в месте перехода в расширенную часть и интенсивно окварцованными. В игнимбридах нижней части подводющего канала видны реликты витрокластической структуры. Обломки здесь представлены в основном кислым вулканическим стеклом, раскристаллизованным в фельзосферит, а также серицитизированным плагиоклазом и пертитом.

От подводющего канала отходит межпластовая инъекция (мощностью 15—25 м) тех же игнимбридов, внедрившаяся между слоистыми туфами, венчающими первый игнимбритовый поток, и игнимбридами второго потока и уже на небольшом удалении от подводющего канала приобретающая псевдофлюидальное строение. Описанный вулканический аппарат, по всей вероятности, является одним из подводящих каналов третьего игнимбритового потока.

На северо-восточном крыле Курайлинской синклинали обнаружены остатки еще одного вулканического аппарата, извергавшего игнимбриды более молодого возраста, по всей вероятности, мезозойского. Состав игнимбридов колдарской свиты варьирует от липаритового до липарито-дацитового (изредка дацитового) и трахилипаритового. Содержание кремнекислоты в них варьирует от 66,19 до 73,16%. Все игнимбриды характеризуются пересыщенностью кремнеземом; богатством щелочами, преобладанием калия над натрием; бедностью известью и невысоким, но всегда превышающим количество магния содержанием железа. Количество глинозема, окислов железа и щелочей (по средним составам) от потока к потоку уменьшается (см. таблицу), соотношение калия и натрия остается более или менее постоянным (1,10—1,18), а содержание воды и потери при прокаливании значительно возрастают. В верхней части четвертого (самого верхнего из сохранившихся) потока содержание воды — 2,16%, а потери при прокаливании — 5,57%. Высокие значения этих параметров вместе с характерными структурными особенностями игнимбридов (присутствием рогулек пепла — обломков со стенок газовых пузырей), очевидно, свидетельствуют о том, что магматический расплав отличался кислым составом и высоким содержанием летучих компонентов и воды и в результате этого обладал высокой взрывчатой способностью. Эти свойства, как известно [Сперанская, 1961; Steiner, 1960 и др.], присущи особой кислой анатекситовой магме неглубоко залегающих периферических очагов.

Образование мощных потоков игнимбридовых накоплений колдарской свиты, судя по всему, не было связано с извержениями из кратеров крупных вулканов, подобных современному Катмаи на

**Химический состав колдарских игнимбритов по потокам  
(северо-восточное крыло Курайлинской синклинали)**

Окислы	Первый поток	Второй поток			Четвертый поток		
	Нижняя часть	Нижняя часть	Верхняя часть	Средний состав	Средняя часть	Верхняя часть	Средний состав
SiO <sub>2</sub>	69,83	73,16	66,19	69,67	71,20	71,65	71,43
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,56	0,45	0,51	0,40	0,26	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,29	12,66	14,93	13,79	14,36	12,98	13,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,98	3,05	2,38	2,71	2,29	1,39	1,84
FeO	1,33	1,26	0,74	1,00	0,75	0,41	0,58
MnO	0,16	0,06	0,15	0,10	0,10	0,15	0,12
MgO	0,32	0,40	0,71	0,55	0,44	0,53	0,49
CaO	0,22	1,18	2,43	1,80	0,78	2,06	1,42
Na <sub>2</sub> O	4,42	3,56	3,47	3,51	3,64	2,70	3,17
K <sub>2</sub> O	5,20	3,20	4,35	3,77	5,17	2,41	3,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,096	0,192	0,163	0,41	0,105	0,087	0,085
П. п. п.	0,35	0,82	3,38	2,10	1,02	5,57	3,30
H <sub>2</sub> O	0,18	0,26	1,07	0,67	0,26	2,16	1,21
K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	9,62	6,76	7,82	7,28	8,81	5,11	6,96

Аляске или Безымянному на Камчатке. Не связано оно и с извержениями «песчаных потоков» из системы трещин, как это представлял Феннер. Вслед за Г. С. Горшковым и Г. Е. Богоявленской [1965], Т. О. Федоровым [1963] и другими мы полагаем, что мощные накопления игнимбритов происходят в результате центральных извержений. На примере вулканических аппаратов, сформировавших игнимбриты колдарской свиты, можно видеть, что размер их был невелик, число значительно, а время существования ограничено единственным извержением. Все эти вулканические аппараты были обнаружены в районе Курайлинской синклинали и Акбальчикбулакской антиклинали, т. е. в центральной части Баканасского синклинория. По всей вероятности, именно здесь на небольшой глубине и существовал крупный очаг анатекситовой кислой магмы, постепенное опорожнение которого положило начало формированию крупной вулкано-тектонической депрессии — Курайлинской синклинали.

Из описания разреза игнимбритовой толщи видно, что каждый мощный игнимбритовый поток состоит из нескольких слоев, всегда различающихся друг от друга по цвету, а иногда и по составу. Эти слои видны и на аэрофотоснимках. Многие исследователи подчеркивали отсутствие у игнимбритов слоистости как характерную их особенность. В чем же причина слоистости колдарских игнимбритов? По-видимому, дело заключается в том, что одновременно или с очень небольшими интервалами извержения происходили из нескольких мелких вулканических аппаратов, подобных описанному ранее,

каждый из которых, извергаясь лишь один раз, поставлял материал из различных частей магматического резервуара, что и обусловило вариации цвета и состава внутри мощных потоков. Так как интервалы между этими извержениями, вероятно, были малы, то наслаивающиеся друг на друга раскаленные потоки вели себя впоследствии как единое геологическое тело, результатом чего и явилась различная степень спекаемости пирокластического материала по разрезу каждого отдельного потока. Все это (за исключением вариаций состава и цвета отдельных выбросов, происходивших, видимо, из различных аппаратов) соответствует взглядам Р. В. Беммелена [1963].

Таким образом, формирование мощного игнимбритового комплекса — многоактный процесс, происходивший во время пароксизмов вулканической деятельности. Затем следовал период более или менее длительного покоя, сменявшийся новым пароксизмом.

Изложенный материал представляет попытку реконструкции формирования мощных игнимбритовых накоплений. Тип извержений подобного рода, при котором мощные игнимбритовые потоки происходят из многочисленных мелких аппаратов центрального типа и характеризуются грубой слоистостью, особенно характерен в Северо-Восточном Прибалхашье для верхнекаменноугольной и нижнепермской эпох.

В первом и втором игнимбритовых потоках колдарской свиты заключены резко выделяющиеся среди них по цвету (выступающие в виде гривок) маломощные (0,8—9 м) силлообразные тела смоляно-черных игнимбритов пироксен-биотитового липарито-дацита. Эти образования, внедрившиеся, по-видимому, по горизонтальной системе трещин (до прорыва игнимбритовой магмы на дневную поверхность), вытянуты согласно с простиранием вмещающей их толщи. Секущий характер их по отношению к игнимбритам колдарской свиты хорошо выражен в окончаниях этих тел, где наблюдаются небольшие апофизы черных липарито-дацитовых игнимбритов в игнимбриты колдарской свиты.

Игнимбриты силлообразных тел заметно отличаются от вмещающих их колдарских игнимбритов и по вещественному составу. Они изобилуют неправильно-комковатыми обломками буро-черного обильно пористого пемзового вулканического стекла. Обломки кристаллов в них принадлежат свежему зональному (от № 50 до № 30) плагиоклазу, темному железистому биотиту, кварцу, а также моноклинному пироксену, представленному железистой разновидностью авгита. Цемент сложен сплюснутыми обломками кислого вулканического стекла, расположенными субпараллельно, как бы текущими и обволакивающими более крупный обломочный материал (см. рис. 7). Местами обломки, составляющие цемент, настолько интенсивно спеклись, что сами уже имеют вид включений характерной пламевидной формы.

Абсолютный возраст игнимбритов из силлообразных тел, как уже отмечалось, составил 215 млн. лет, тогда как абсолютный возраст нижнепермских пород Северо-Восточного Прибалхашья лежит



в пределах 310—290 млн. лет; поэтому возраст смоляно-черных игнимбригов, внедрившихся в игнимбригы колдарской свиты ( $C_3 - P_1$ ), вероятнее всего, мезозойский. Объем конгломератов, компенсировавших прогибание Курайлинской синклинали в верхнем триасе — нижней юре, ориентировочно может быть оценен в  $400 \text{ км}^3$ , что в известной степени дает представление об объеме мезозойских игнимбригов.

Аналогичные силлообразные тела отмечались (в 1958—1959 гг.) в районе р. Токрау М. В. Тацининой и Е. Р. Семеново-Тянь-Шанской среди игнимбригов, отнесенных к колдарской свите. Они также имеют смоляно-черный цвет, переходящий в сургучно-красный, и тот же состав.

Выше указывалось, что наиболее интенсивные извержения игнимбригов происходили, вероятно, в Акбальчикбулакской антиклинали, где потоки их достигают наибольшей мощности. Это хорошо согласуется и с общей геологической обстановкой.

Во-первых, Акбальчикбулакская антиклиналь по зоне крупного субширотного разлома (выходящего к северо-западу в долину р. Коксалы) сопряжена с Курайлинской синклиналью, которая, как отмечалось выше, начала формироваться, по-видимому, в связи с опусканием значительного по площади участка (несомненно, превышавшего размер нынешней Курайлинской синклинали) над опустошавшимся магматическим резервуаром, поставлявшим, вероятно, по зоне этого разлома магматический материал в верхнем карбоне и нижней перми. Во-вторых, некоторые игнимбриговые потоки в Акбальчикбулакской антиклинали венчаются туфоловами, что, по-видимому, также указывает на близость вулканических аппаратов. Об этом же, вероятно, свидетельствуют и небольшие покровы липаритовых порфиров, заключенные в пачке туфов. В-третьих, процессы метасоматоза, как правило, проявляющиеся вблизи вулканических аппаратов, наиболее широко развиты в районе Акбальчикбулакской антиклинали, где породы повсеместно альбитизированы, а иногда окварцованы и флюоритизированы.

В Акбальчикбулакской антиклинали игнимбриговые извержения, вероятно, связаны с вулканическими аппаратами, сходными с вышеописанными. В кзылкиинской свите ( $P_1$ ) на этом участке также были обнаружены жерловины, сложенные агломератами, сцементированными игнимбриговым материалом.

Таким образом, игнимбригы Северо-Восточного Прибалхашья образованы извержениями ряда небольших вулканических аппаратов, приуроченных к разломам, пересекающим жесткий фундамент. Прежде чем «игнимбриговая магма» достигала дневной поверхности, она по ослабленным межпластовым поверхностям и трещинам нередко внедрялась во вмещающие породы и уже на глубине давала образования, соответствующие типичным игнимбригам. Подобное явление отмечалось и в других районах Казахстана [Федоров, 1963].

Пространственное расположение извергавшихся игнимбригов вулканических аппаратов, по всей вероятности, находилось в зависимости от размещения крупных очагов анатекситовой магмы; один из таких

очагов, по мнению авторов, располагался под Курайлинской синклиналию.

Исторический обзор развития взглядов на игнимбриты приводится во многих работах советских геологов [Влодавец, 1961; Устнев, 1961] и поэтому в настоящей статье не дается.

Несмотря на то что на механизм образования игнимбритов появилось такое большое количество различных объяснений, что уже для обозрения их выпускаются отдельные статьи, этот вопрос все еще не решается всеми исследователями однозначно. Некоторые факты и заключения являются бесспорными и разделяются всеми. Так, ни у кого не вызывает сомнения связь игнимбритов с орогенной стадией геосинклинального развития, для которой характерны кальдеры обрушения, кольцевые интрузии и вулканоплутонические ассоциации, впервые установленные для Советского Союза Е. К. Устиевым [1961] и подтвержденные многими другими исследователями — в частности для Казахстана Г. И. Бедровым, В. К. Моничем и др. (1960), Л. Г. Никитиной (1959), М. В. Тащидиной [1960], Т. В. Перекалиной [1963].

Изучение игнимбритов Северо-Восточного Прибалхашья, по мнению авторов, подтверждает представления А. Ритманна [1964], Р. В. ван Беммелена и многих других ученых, отстаивающих пирокластическую природу этих образований и связывающих их происхождение с существованием самостоятельных очагов анатекситовой кислой магмы.

Образование игнимбритов происходило при стремительных извержениях больших объемов насыщенной летучими компонентами анатекситовой магмы. Пирокластический материал, по-видимому, был образован уже в подводящем канале или жерле, когда анатекситовая магма за счет выделения газов была превращена в своеобразную смесь частиц раскаленной лавы и связующей их газовой фазы. Такая подвижная система из обломков пемзы, частиц стекла, фенокристаллов и ксенолитов, окруженных со всех сторон горячим и сжатым газом, переливалась через края жерловин и распространялась в стороны от канала, двигаясь с огромной скоростью и выполняя все неровности рельефа. Доказательством того, что такая смесь газа, твердого пирокластического материала и обломков пузыристого стекла поступала на поверхность уже в готовом состоянии, служат приведенные выше материалы по вулканическим аппаратам. Образование игнимбритового материала еще в подводящем канале наблюдалось и в других районах Казахстана [Федоров, 1963].

Пирокластическая природа игнимбритов является их важнейшим признаком, который позволяет отличать игнимбриты от внешне сходных с ними туфолов, нередко называемых теперь, по предложению венгерского вулканолога Г. Панто [1963], игниспумитами. Природа тех и других зачастую четко устанавливается не столько в самих потоках, сколько в породах их подводящих каналов. В Северо-Восточном Прибалхашье можно наблюдать связь игнимбритовых потоков с подводящими каналами, заполненными породами несомненно

пирокластической природы, а также связь туфолав (игниспумитов) с каналами, явно выполненными лавами со структурой неодновременной кристаллизации (что особенно ярко проявлено в верхнепермской сийректауской свите). Таким образом, изучение вулканических аппаратов особенно важно для определения генезиса этих своеобразных пород и отнесения их к игнимбрикам (породам пирокластического происхождения) или туфолавам (игниспумитам) — породам лавового происхождения.

Вслед за начальным извержением игнимбриков быстро следовала целая серия выбросов из различных вулканических аппаратов, которые перекрывали друг друга, причем продукты каждого выброса отлагались еще до того, как нижний горизонт остыл, в результате чего накапливались мощные отложения, остывающие как единое целое и фиксирующиеся теперь, как игнимбриковые потоки, обладающие грубой слоистостью, обусловленной вариациями цвета и состава. Формирование игнимбриков в результате извержений из множества мелких вулканических аппаратов центрального типа имело место и в других районах [Милановский, Короновский, 1961].

Крупные по объему игнимбриковые потоки долго сохраняли тепло, даже уже и после прекращения движения их по поверхности, доказательством чего служит оплавление обломков и кристаллов без смещения и разрыва их. Подобные явления наблюдались и в других районах [Сперанская, 1961]. Охлаждение за счет выделения остаточного газа в больших по объему потоках было ограниченным, вследствие чего во внутренних частях таких потоков и происходило спекание. Появление обломочного материала нижележащих пород, вероятно, объясняется отрывом их от стенок канала при взрыве.

Выбросы огромного количества кислого материала компенсировались проседанием кровли камер на объем, соизмеримый с объемом извергнутого материала. Компенсационное проседание над длительно существовавшим очагом кислой анатекситовой магмы явилось, по-видимому, главным фактором, обусловившим формирование Курайлинской грабен-синклинали. Очаг этот поставлял на дневную поверхность большое количество вулканического материала в позднем карбоне и ранней перми, а в начале поздней перми, по всей вероятности, прекратил свое существование. Очаг кислой магмы вновь возник здесь в конце триаса (или в начале юры), вероятно, в связи с тектонической активизацией этого участка. Его опустошение и остывание вызвало просадки, завершившие образование Курайлинской синклинали.

#### ЛИТЕРАТУРА

Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Джунгарского Алатау, Тарбагатай и Северо-Восточного Прибалхашья. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 33. Л., 1960.

Беммелен Р. В., ван. Вулканология и геология игнимбриков Индонезии, Северной Италии и США. В сб. Проблемы палеовулканизма. ИЛ, 1963.

Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. Вопр. геол. Азии, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1954.

Борсук Б. И. Основные черты структурного плана Центрального Казахстана. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 19. Л., 1956.

Влодавец В. И. Проблема туфолов и игнимбригов. Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 20. Туфолавы и игнимбригы. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Голубятников Д. В. Верхнепалеозойский вулканический аппарат Айдарлы (Центральный Казахстан). Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 98. Петрограф. сб. № 5. Л., 1963.

Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., Ин-т вулканологии СО АН СССР, 1965.

Кошкин В. Я. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. Изд. КазГУ. Тр. Лаб. палеовулканол., вып. LVI (1). Проблемы палеовулканологии. Алма-Ата, 1963.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. «Туфолавы» и родственные им образования Центрального Кавказа. Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.

Монич В. К., Бедров Г. И., Балгожина А. Г. Геология и петрография Байназарской кольцевой системы магматических пород. Тр. ИГН АН КазССР, т. 3, 1960.

Никитина Л. Г. Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан на Чингизе. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 3 (36). Алма-Ата, 1959.

Панто Г. Проблемы диагностики вулканических и субвулканических образований в Токайских горах (Венгрия). Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Тр. Лаб. палеовулканол. Каз. ин-та мин. сырья, вып. 2. Алма-Ата, 1963.

Перекалина Т. В. Герцинские кольцевые интрузии Центрального Казахстана. В сб. Вопр. магматизма и метаморфизма, т. 1. Изд. ЛГУ, геол. ф-т, 1963.

Радченко Г. П., Розенкранц А. А. Новые данные о пермских отложениях Северо-Восточного Прибалхашья. Сов. геология, № 4, 1960.

Ритманн А. Вулканы и их деятельность. М., Изд-во Мир, 1964.

Розенкранц А. А., Семенова Т. П., Ковалева В. В. К вопросу об абсолютном возрасте молодых эффузивов Северо-Восточного Прибалхашья. Тр. XI сессии по опр. абсол. возраста геол. формаций. М., 1963.

Рейгартер П. А. Герцинские структурно-фациальные зоны Восточного Прибалхашья. Сов. геология, № 4, 1958.

Сперанская И. М. Игнимбригы в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 20. Туфолавы и игнимбригы. М., 1961.

Тацинина М. В. Некоторые черты верхнепалеозойского вулканизма Центрального Казахстана. Мат-лы годичной сессии Ученого совета по результатам работ 1959 г. ВСЕГЕИ, 1960.

Устиев Е. К. Петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбригов. Игнимбригы и плутонизм. Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.

Федоров Т. О. Верхнепалеозойские игнимбригы Каркаралинского района (Центральный Казахстан) и их генезис. КазГУ. Тр. Лаб. палеовулканол., вып. LVI (1). Проблемы палеовулканологии. Алма-Ата, 1963.

Фрейд Г. М. Морфологические типы игнимбригов и туфолов Южного Казахстана. Тр. Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 20. Туфолавы и игнимбригы. М., 1961.

Фрейд Г. М. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. КазГУ, Тр. Лаб. вулканол., вып. 1. Проблемы вулканологии. Алма-Ата, 1963.

Fenner C. N. The origin and mode of emplacement of the great tuff deposit of the Valley of Ten Thousand Smokes. Techn. pap. Nat. geogr. soc. Amer., Katmai ser., vol. 1, 1923.

Steiner A. Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand; a new-petrogenetic concept. N. Z. geol. surv. bull., № 68, 1960.

Williams H. Calderas and their origin. Univ. Calif publ. bull., Dept. geol. sci., vol. 25, № 6, 1941.

## СУБВУЛКАНИЧЕСКАЯ ИНТРУЗИЯ МОНЦОНИТОИДОВ САРЬОЛЕН

Инtruзия Сарьолен расположена в северо-восточной части Центрального Казахстана, в Актогайском районе, и слагает северные склоны гор Казылрай.

Впервые монцонитовый состав инtruзии был установлен при геологосъемочных и поисковых работах Е. Д. Шлыгиным и М. В. Тащининой в 1937—1938 гг. и породы были описаны как «пестрые по составу» с постепенными переходами между отдельными разностями. Возраст считался нижнекарбонным. Затем В. Ф. Беспаловым при геологической съемке масштаба 1 : 200 000 инtruзия была расчленена на два самостоятельных комплекса, возраст одного из которых (кварцевых монцонит-порфиров) определялся как среднекарбонный, а другого — (кварцевых сиенитов) как средневерхнекарбонный.

В 1954 г. на соседней к северо-востоку территории В. В. Донских и А. В. Зайчкиной также были выделены инtruзии кварцевых монцонитов послесреднекарбонного возраста, представляющие собой северную оконечность массива Сарьолен. Более детальное изучение инtruзии произведено нами в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в 1963 г. (закартирована ее западная половина). Кроме того, при описании были использованы полевые материалы, любезно предоставленные нам Т. В. Перекалиной.

Описываемая инtruзия отличается большим разнообразием типов горных пород, неоднородностью строения и сложными взаимоотношениями между отдельными петрографическими разностями. В плане она представляет изометричное тело, занимающее площадь около 700 км<sup>2</sup>. Изученная нами западная ее часть составляет около 200 км<sup>2</sup>. Обширная площадь выхода инtruзии характеризуется средним и слабо расчлененным низкогорьем. Наивысшие абсолютные отметки достигают 1145 м, относительные превышения — до 150 м.

Инtruзивные образования (рис. 1) залегают исключительно среди вулканогенных пород калмакэмельской свиты (С<sub>1п</sub> — С<sub>2</sub>), слагающих часть северо-западного крыла пологой грабен-синклинали, в центре которой находится гранитный инtruзив Кызылрай.

Вмещающие породы инtruзии Сарьолен представлены преимущественно пироксен-плаггиоклазовыми кристалло-витрокластическими туфами, возможно, даже игнимбритами, реже порфирами

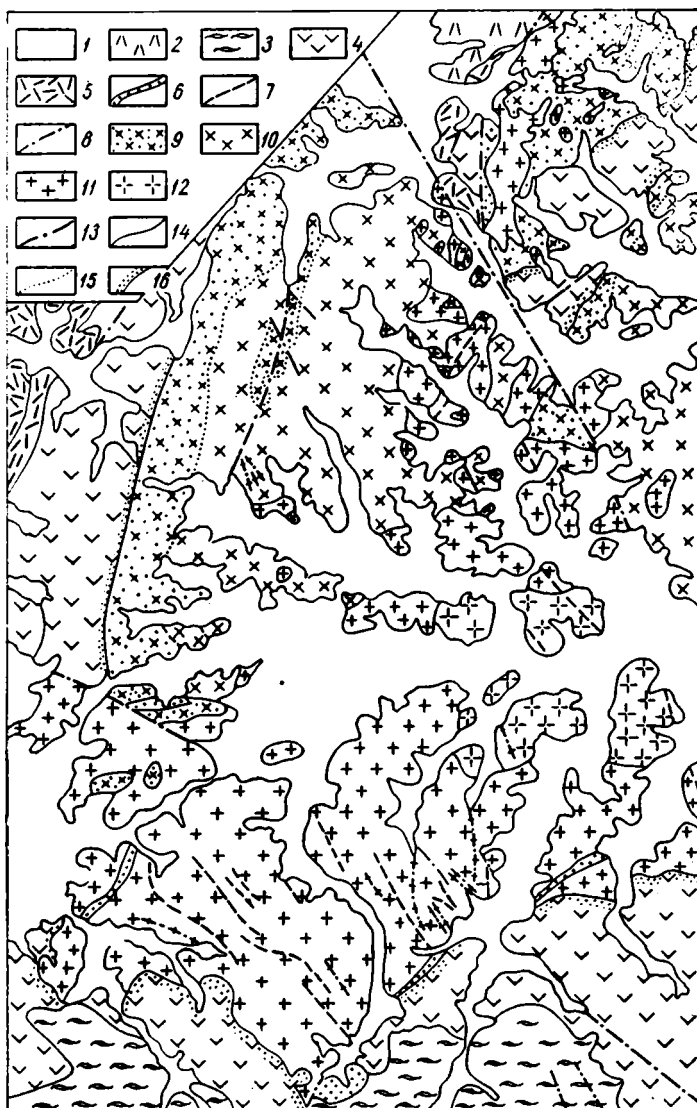


Рис. 1. Схема геологического строения района западной части массива Сарыоğлен. Составили: В. Н. Копылов, Т. Т. Скублов, А. М. Тарасенков, Л. В. Тарасенкова, Л. Н. Шарпенков.

1 — рыхлые отложения. Вулканогенные образования: 2 — липарито-дацитовые игнимбриты кызылжинской свиты; 3 — липаритовые игнимбриты калмакэмельской свиты; 4 — трахиандезитовые кристаллотуфы калмакэмельской свиты; 5 — липаритовые туфы Карнаралинской свиты. Жильные образования мезотермского возраста: 6 — граносиенит-порфиры; 7 — диабазовые порфиры; 8 — гранит-порфиры. Породы массива Сарыоğлен среднекарбонového возраста: 9 — мондониты — сиенито-диориты зоны эндоконтакта; 10 — сиенито-диориты — кварцевые сиенито-диориты; 11 — кварцевые сиенито-диориты — адамеллиты; 12 — адамеллиты — граниты; 13 — тектонические нарушения; 14 — четкие контакты; 15 — контакты с постепенными переходами; 16 — контактово-измененные породы.

трахиандезитового состава или несколько более кислыми, возраст которых определяется как  $C_{1n} - C_2$  на основании несомненного литологического сходства с калмакэмельской свитой, выделенной в других районах Центрального Казахстана, а также находкой органических остатков, отнесенных В. Т. Муромцевой к виду *Mrassiella* cf. *magniforma* R a g., встречающемуся в верхах острогской свиты и характерному для мазуровской подсвиты ( $C_{1n} - C_2$ ) Кузнецкого бассейна.

Тесная пространственная сопряженность кристалло-витрокластических туфов с породами интрузии, их некоторое внешнее сходство, особенно пород эндоконтактной фации интрузии и покровных образований, наличие в них гомогенных алломорфных включений интрузивного облика, близость минералого-петрографического и петрохимического составов (см. ниже табл. 4), а также геохимическое родство свидетельствуют о тесной связи между излившимися и застывшими на глубине породами, о их комагматичности при относительно более молодом возрасте интрузии.

На границе интрузивного тела с вулканогенно-пирокластической толщей отмечена маломощная зона контактового метаморфизма, выраженного в виде слабого окварцевания, эпидотизации и хлоритизации, обычно без перестройки структуры пород. Контакт интрузии с вмещающими породами четкий, но иногда наблюдается постепенный переход от экзоконтактной зоны к эндоконтактной.

Внутреннее строение массива сложное. Состав его пород характеризуется частой и быстрой незакономерной сменой одних типов другими. Породы массивны, обладают меланократовым такситовым обликом с кучным или пятнистым шпирообразным распределением минералов. Характерны порфиривидные структуры с частой сменой зернистости. Обычным является наличие ксенолитов (описание их дано ниже), размер которых колеблется от долей сантиметра до 15—20 см.

Форма ксенолитов разнообразна, но чаще овальная или полуовальная; какой-либо ориентировки в их расположении не наблюдается. Более меланократовые разновидности пород интрузии характеризуются большим количеством ксенолитов и меньшей степенью их переработки. Возле ксенолитов породы имеют более темную окраску и неоднородную структуру.

Геологической съемкой установлено, что интрузия сформирована в три фазы. В первую фазу образовались сиенито-диориты — кварцевые сиенито-диориты (иногда до монцонитов в эндоконтактной зоне). Они расположены в северной части интрузивного тела. Позднее внедрились кварцевые сиенито-диориты — адамеллиты (кварцевые монцониты). В третью фазу сформировались адамеллиты (кварцевые монцониты) — граниты.

Двойное название пород каждой фазы внедрения отражает их колеблющийся состав в указанных пределах крайних членов. Выделение же их основано на геологических взаимоотношениях, отличиях в составе, структурах, текстурах и степени раскристаллизован-

ности. Установленная смена ассоциаций пород в течение формирования интрузивного комплекса указывает, с одной стороны, на направленный характер развития интрузивного тела от сиенито-диоритов до адамеллитов, а с другой, — на некоторую преемственность в развитии, выраженную в том, что разновидности пород, составляющие главную массу последующей фазы, появляются в виде фациальных разновидностей еще в предыдущей.

Контакт между образованиями различных фаз обычно четкий, но не резкий; переход между ними совершается в пределах 5—15 см, возрастные взаимоотношения часто устанавливаются с большим трудом, так как породы не несут заметных контактовых изменений. Но местами, как например, в северной части массива, сиенито-диориты эндоконтактной зоны прорваны кварцевыми сиенито-диоритами второй фазы с резким рвущим контактом (апофизы последних имеют четкую зону закалки в 1,5—2 см, а сиенито-диориты у контакта незначительно обогащены калиевым полевым шпатом). Такие взаимоотношения позволяют установить последовательность формирования пород и в то же время свидетельствуют о возрастной близости всех трех фаз массива.

Возрастной интервал формирования всего массива в целом определяется его комагматичностью с вулканогенно-пирокластическими образованиями калмакэмельской свиты ( $C_1n - C_2kl$ ) при относительно более молодом возрасте интрузии, прорывающей покровы. Кроме того, к юго-востоку от описываемой территории массив Сарыолен прорван интрузией гранодиоритов — адамеллитов, возраст которых, по данным В. Ф. Беспалова, средне-верхнекарбонный.

Как уже указывалось, породы массива обладают крайним непостоянством в структурах и в минералогическом составе. Почти каждый образец отличается от другого своими индивидуальными чертами, так что описание пород отдельных фаз внедрения подчеркивает лишь их главные общие черты.

Сиенито-диориты — кварцевые сиенито-диориты (рис. 2) — это массивные мелко-среднезернистые породы с такситовым сложением, обусловленным неравномерным, пятнистым распределением темноцветных минералов и присутствием ксенолитов. Цвет пород меняется от темно-серого до серого, иногда розовато-серого. Структура пород порфиридная, с мелкозернистой до микрозернистой основной массой.

В порфирированных выделениях находятся плагиоклаз, пироксен, биотит и роговая обманка размером 1—3 мм. Кварц и калиевый полевой шпат составляют мелко- и микрозернистую основную массу породы. Из аксессуарных минералов встречены титаномagnetит, циркон, апатит, редко сфен; вторичные — хлорит, эпидот, клиноцоизит, карбонат, альбит, серицит.

Наблюдаются значительные колебания в количественных соотношениях главных минералов (табл. 1), что обуславливает постепенные переходы от монцонитов до кварцевых сиенито-диоритов. Общей особенностью пород является их относительная лейкократовость —



суммарное содержание темноцветных минералов обычно не превышает 25% и лишь в участках, значительно контаминированных ксенолитами, повышается до 30%. Содержание кварца колеблется от 5 до 12—13%, что вполне отвечает содержанию последнего в сиенито-диоритах (частично кварц в породе является вторичным). Плагиоклаз и калиевый полевой шпат находятся почти в равных

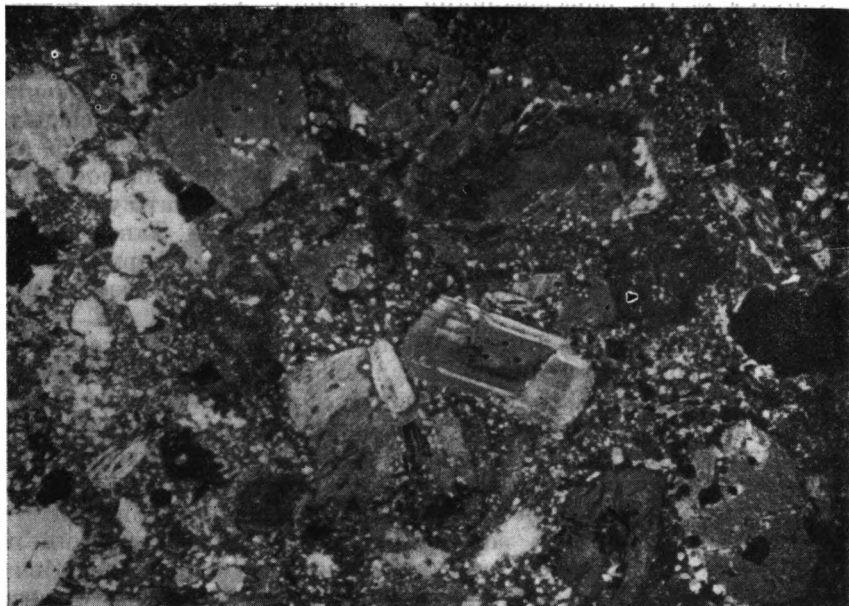


Рис. 2. Сиенито-диорит. +;  $\times 25$ ; нпк. +.

количествах с некоторым преобладанием первого. Зональные кристаллы плагиоклаза размером 1,5—2 мм принадлежат андезину — андезин-лабрадору (№ 43—45). Они имеют удлиненно-таблитчатую форму и полисинтетическое двойникование.

С мелкозернистой основной массой плагиоклаз фенокристаллов имеет часто хорошо выраженные реакционные взаимоотношения и содержит мелкие включения пироксена, биотита, апатита. Он довольно свежий в центральных частях крупных кристаллов и частично альбитизирован, серицитизирован, пелитизирован в краях; мелкие кристаллы замещены нацело вторичными продуктами.

Пироксен порфировых выделений присутствует в породе постоянно в виде хорошо ограненных призматических кристаллов размером до 2—3 мм. Очень редко он встречается в мелких зернах в основной массе. Обычно пироксен бесцветен, реже имеет слабо-зеленоватый цвет; по оптическим свойствам ( $cNg - 40^\circ$ ,  $2V. = +58^\circ (\times)$ ),

Количественно-минералогический состав сиеито-диоритов — кварцевых сиеито-диоритов, об. %

Минералы	Номера образцов					Среднее
	4940 <sup>a</sup>	4293	1441	421	5048	
Плагиоклаз . . . . .	39,5	39,0	38,6	37,8	37,4	38,5
Существенно калиевый полевой шпат . . . . .	36,4	29,5	29,6	27,6	32,9	31,2
Кварц . . . . .	8,3	4,9	8,3	9,4	11,3	8,4
Пироксен . . . . .	6,4	11,3	9,9	11,0	10,2	9,8
Амфибол, биотит, хлорит . .	7,0	12,0	9,8	12,3	5,9	9,4
Акцессорные минералы . . .	2,4	3,3	3,8	1,9	2,3	2,7
Сумма . . . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

$N_g - N_p = 0,026$ ;  $N_g = 1,713$ ;  $N_p = 1,690$ ) он отвечает авгиту. Наблюдаются случаи замещения авгита зеленым амфиболом по краям кристаллов в виде кайм или пятен. В тесной связи с пироксеном находятся выделения рудного минерала, реже — апатита и сфена.

Биотит образует удлиненные идиоморфные пластинки, часто деформированные, изогнутые, плеохроирующие в темно-бурых и светло-желтых тонах. Отмечаются две генерации биотита: одна образует самостоятельные хорошо огранные пластинки, другая — ксеноморфная, выполняет промежутки между кварцем и калиевым полевым шпатом. В последнем случае биотит обычно полуразложен с выделением рудного минерала и сфена по спайности; наблюдается его опацификация, хлоритизация, реже эпидотизация.

Амфибол с плеохроизмом от буровато-зеленого до светло-бурого присутствует в породе непостоянно и в небольших количествах, образуя призматические кристаллы с изрезанными окончаниями. По оптическим свойствам он отвечает обыкновенной роговой обманке. Из вторичных минералов по нему развиваются хлорит и биотит.

Калиевый полевой шпат в порфирированных выделениях не встречается, а в виде интенсивно пелитизированных зерен так же, как и кварц, входит в основную массу, составляющую от 40 до 50% породы.

Среди пород первой фазы внедрения следует особо отметить породы зоны эндоконтакта. Макроскопически это черные плотные породы с повышенным количеством биотита. Микроскопически устанавливается, что они помимо плагиоклаза, пироксена и биотита содержат калиевый полевой шпат до 35% и кварц в количестве не более 5—7%, т. е. являются наиболее близкими к типичным монзонит-порфирам. Для них характерна порфирировая структура, свежесть плагиоклаза, пироксена и биотита. В непосредственном контакте

с вмещающими породами монцонит-порфиры иногда приобретают флюидальную текстуру. С удалением от контакта наблюдаются очень постепенные переходы к порфировидным сиенито-диоритам — кварцевым сиенито-диоритам. Таким образом, типичные монцонит-порфиры, как и сами сиенито-диориты, развиты только как эндоконтактовые разности пород первой фазы интрузии в западной и северной частях массива.

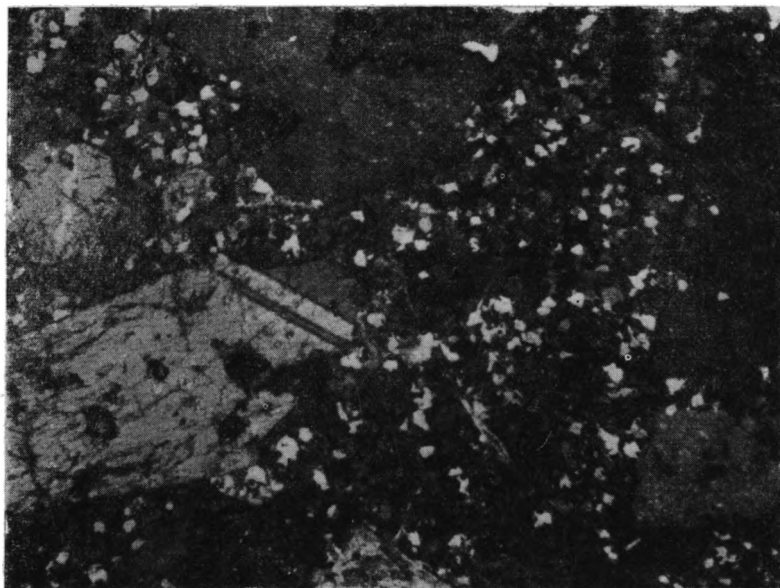


Рис. 3. Кварцевый сиенито-диорит — адамеллит.  $\times 25$ ; нпк.  $\pm$ .

**Кварцевые сиенито-диориты — адамеллиты** (рис. 3) характеризуют вторую и, вероятно, главную фазу внедрения. Они хорошо распознаются среди других пород интрузивного комплекса благодаря розовым и даже красноватым тонам окраски. Породы также массивны, но уже среднезернистые и с менее резко выраженной порфировидностью по сравнению с породами первой фазы внедрения. Для них особенно характерна неоднородность во внешнем облике, обусловленная колебаниями минералогического состава. Они содержат большое количество ксенолитов, причем, если в породах первой фазы внедрения мы наблюдали наряду с перекристаллизованными ксенолитами почти не измененные, то здесь ксенолиты настолько сильно переработаны, что приобретают вид шпирообразных включений.

Состоят кварцевые сиенито-диориты — адамеллиты из плагиоклаза, пироксена, биотита, редко роговой обманки, слагающих

наиболее крупные выделения, а также калиевого полевого шпата и кварца, составляющих мелкозернистую массу. Для них получены следующие данные по их количественно-минералогическому составу (табл. 2).

Таблица 2

Количественно-минералогический состав кварцевых сиенито-диоритов — адамеллитов, об. %

Минералы	Номера образцов							Среднее
	IX	VIII	5015	2840	1433	1415	1433a	
Плагиоклаз . . . . .	45,0	39,9	37,7	33,4	37,3	35,9	37,9	38,2
Существенно калиевый полевой шпат	25,9	28,5	34,1	27,5	27,4	30,1	33,7	29,6
Кварц . . . . .	14,5	14,5	15,2	15,3	15,6	16,0	16,7	15,4
Пироксен . . . . .	1,6	6,5	4,8	5,2	5,0	4,9	3,4	4,5
Амфибол, биотит, хлорит . . . . .	11,4	8,9	5,4	15,5	11,1	10,6	5,3	9,7
Акцессорные минералы . . . . .	1,6	1,6	2,8	3,1	3,6	2,5	3,0	2,6
Сумма . . . . .	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Плагиоклаз кварцевых сиенито-диоритов — адамеллитов по сравнению с плагиоклазом пород первой фазы является более кислым — андезином до олигоклаз-андезина № 33. Кристаллы его имеют таблитчатую форму, часто зональны. Зональность обычно нормальная, но отмечаются случаи ритмичной зональности в пределах одного зерна (рис. 4) или сочетания обратной зональности в центральной зоне с нормальной в периферических частях зерен. Вероятно, во время кристаллизации плагиоклазов имело место обогащение магмы CaO за счет захвата ксенолитов.

Как и в породах первой фазы, плагиоклаз содержит включения пироксена, реже биотита. В отдельных кристаллах отмечается строго закономерное распределение этих включений в виде полос — зон, параллельных очертаниям зерен (рис. 5). Иногда вокруг плагиоклаза наблюдаются каймы калиевого полевого шпата.

Авгит, биотит, роговая обманка в этих породах мало чем отличаются от таковых в породах первой фазы, но количество их уменьшается до 15—20%. Для темноцветных минералов очень характерны структуры замещения — каймы или «пятна» амфибола, развивающегося по пироксену, замещение биотита хлоритом с каймой, состоящей из сфена и рудного минерала или образование двойных кайм — внутренней рудной и внешней хлоритовой (рис. 6).

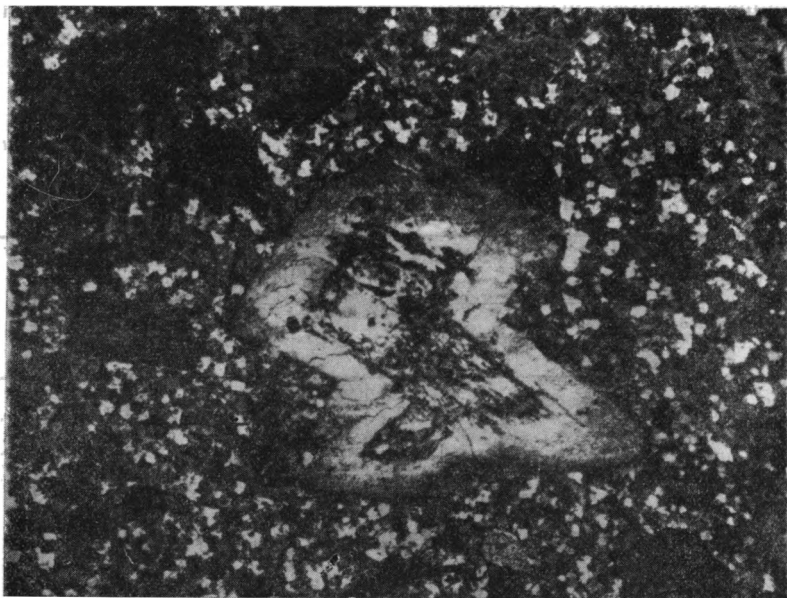


Рис. 4. Кварцевый сиенито-диорит — адалеллит. Плагиоклаз с ритмичной зональностью.  $\times 25$ ; нпк. +.



Рис. 5. Зерно плагиоклаза с включениями темноцветных минералов.  $\times 25$ ; нпк. +.

Калиевый полевой шпат и кварц по-прежнему составляют мелкозернистую основную массу породы гипидиоморфнозернистой, реже микропегматитовой структуры. Лишь иногда кварц появляется в виде более крупных выделений и тогда вокруг него наблюдаются микропегматитовые каймы. Акцессорные минералы — титаномагнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен.

В общем кварцевые сиенито-диориты — адамеллиты отличаются от пород первой фазы более кислым плагиоклазом, меньшим количеством цветных минералов и большим количеством кварца. Кроме

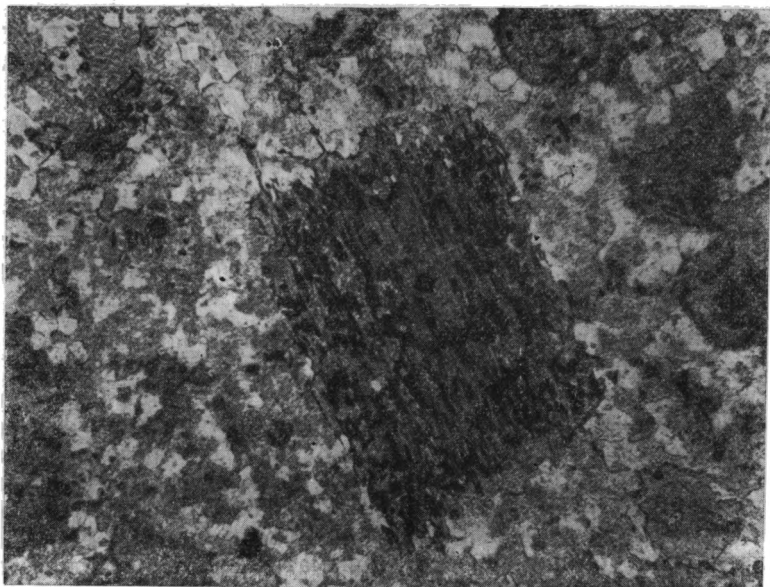


Рис. 6. Кварцевый сиенито-диорит — адамеллит. Зерно биотита с каймами хлорита и рудного минерала со сфеном.  $\times 75$ ; ник. п.

того, в них более четко выражены пойкилитовые структуры, как кристаллизационные, так и замещения. Породы второй фазы слагают всю южную часть массива и встречаются в виде небольших тел в пониженных частях рельефа северной половины массива, сложенной главным образом породами первой фазы.

Адамеллиты (кварцевые монцониты) — граниты (рис. 7) в массиве Сарыолен развиты незначительно и слагают его центральную часть. Характеризуются они яркими тонами окраски — розовой, красной и равномернозернистым сложением.

Устанавливается гипидиоморфнозернистая структура пород, меняющаяся от неравномернозернистой до равномернозернистой с участками микропегматоидной. Минеральный состав определяется

в основном калинатовым полевым шпатом, кварцем, кислым плагиоклазом и небольшим количеством пироксена и биотита. Акцессорные минералы — апатит, циркон, рудный минерал, сфен (табл. 3).

Таблица 3

Количественно-минералогический состав адамеллитов-гранитов, об. %

Минералы	Номера образцов						Среднее
	2796а	2803	XI	5020	2796	5004	
Плагиоклаз . . . . .	34,0	34,7	39,0	34,9	37,7	34,8	35,8
Существенно калиевый полевой шпат . . . . .	31,7	28,6	31,8	31,9	28,6	28,3	30,2
Кварц . . . . .	20,4	21,7	22,3	23,3	24,8	27,0	23,2
Пироксен . . . . .	3,9	1,9	0,6	3,2	1,0	1,6	2,0
Амфибол, биотит, хлорит	8,0	10,2	4,5	4,8	6,3	6,4	6,7
Акцессорные минералы . .	2,0	2,9	1,8	2,7	1,4	1,7	2,1
Сумма . . . . .	100,0	100,0	100,0	100,8	99,8	99,8	100,0

Калиевый полевой шпат в породе находится почти в равных количествах с плагиоклазом. Он образует неправильной формы зерна, местами находится в микропегматитовых сростаниях с кварцем. Обычно он интенсивно пелитизирован и пертитизирован; иногда содержит включения пироксена и плагиоклаза. В породе сохраняется характер некоторого ксеноморфизма калиевого полевого шпата по отношению к другим минералам, но выражен он значительно слабее, чем в породах первой и второй фаз внедрения.

Плагиоклаз обычно образует призматические кристаллы, полисинтетически сдвойникованные; в редких случаях в них отмечается зональность. По составу он отвечает олигоклазу № 25—27, который в большинстве случаев альбитизирован, серицитизирован, реже эпидотизирован. Вокруг плагиоклаза наблюдаются каемки калиевого полевого шпата.

Кварц представлен преимущественно ксеноморфными зернами; некоторая часть его находится в микропегматитовых сростаниях с калиевым полевым шпатом, которые часто в виде каемок окружают плагиоклаз и кварц.

Темноцветные минералы содержатся в небольшом количестве. Пироксен встречается непостоянно; он почти не затронут процессами замещения, представляя собой, как правило, свежие идиоморфные кристаллы. Биотит присутствует постоянно в виде идиоморфных пластинок, иногда деформированных и замещенных хлоритом.

Следует отметить, что породы этой фазы отличаются наибольшей однородностью в составе и структуре и содержат незначительное количество шпировидных включений — реликтов ксенолитов.

**Ксенолиты** являются постоянным компонентом пород интрузии, которые на отдельных участках настолько богаты ими, что породы приобретают облик эруптивной брекчии. Размеры ксенолитов весьма разнообразны и колеблются от 1—1,5 до 20—30 см; в отдельных случаях отмечались и более крупные. Форма их также разнообразна, но чаще овальная, полуовальная. Ориентировка в расположении ксенолитов обычно отсутствует, однако в некоторых участках вблизи контакта интрузии с вмещающими кристаллотуфами она устанавливалась и была близка к элементам залегания последних.

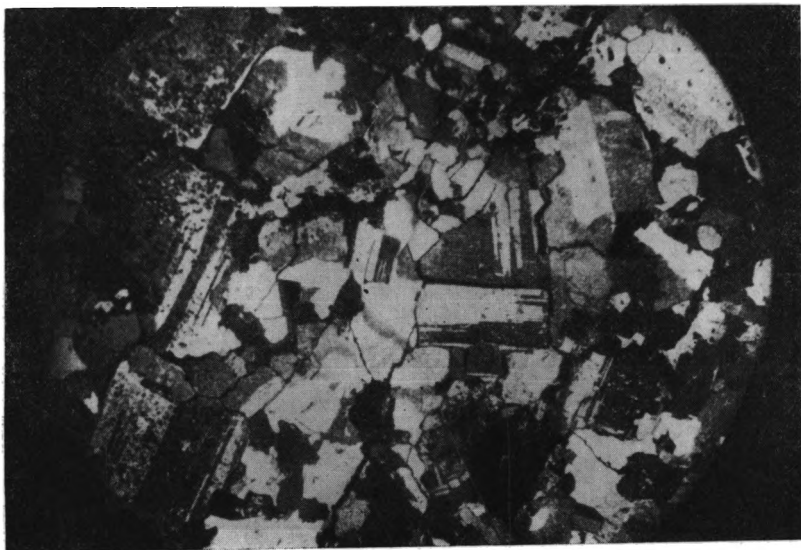


Рис. 7. Адамеллит-гранит.  $\times 25$ ; ппк. +.

По составу среди ксенолитов устанавливаются породы вмещающих толщ и интрузивные основного — среднего состава, не отмеченные в данном регионе. Трахиандезитовые туфы в ксенолитах встречались только вблизи контакта интрузии. Они превращены обычно в плагиоклаз — хлорит-эпидот-кварцевый агрегат, сохраняющий лишь реликты первичной пирокластической структуры. Обломки липаритовых туфов почти не изменены, что, вероятно, объясняется близостью их состава к составу интрузии.

Наиболее обильны ксенолиты, по составу и реликтовым структурам близкие к диабазам-диоритам. В менее измененных разностях устанавливается офитовая структура, а с переходом в более светлые и крупнозернистые разности постепенно начинает преобладать гранобластическая структура. Главными минералами пород слабо измененных ксенолитов являются плагиоклаз, пироксен-авгит, ромбический пироксен, амфибол; второстепенными — кварц, калиевый



полевой шпат, биотит, хлорит, серицит, эпидот. Характерно высокое содержание темноцветных минералов и значительное количество апатита, сфена и рудных минералов (рис. 8).

Более измененные породы обогащены щелочным полевым шпатом и кварцем, в них более четко проявляются реакционные и метасоматические процессы (образование кайм кислого плагиоклаза

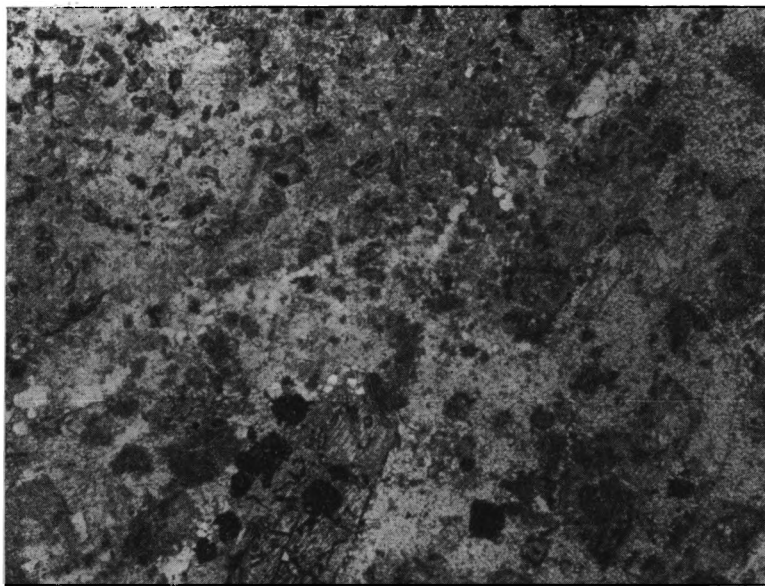


Рис. 8. Ксенолит диоритового порфирита в кварцевом сениито-диорите. Контакт обогащен кварцем.  $\times 25$ ; ник. ||.

и калиевого полевого шпата вокруг первичного плагиоклаза, замещение пироксена амфиболом, амфибола биотитом и т. д.), приводящие к перегруппировке материала с образованием шлировидных включений, а затем и полному превращению в однородную породу. Шлировидные образования, имеющие оплавленные контуры, а иногда пятна с расплывчатыми, неясными очертаниями (рис. 9), распределены неравномерно, но присутствуют во всех разновидностях пород интрузии, что свидетельствует о загрязнении гранитной магмы основными породами и незаконченных процессах ассимиляции. Интенсивность изменения ксенолитов закономерно увеличивается с переходом от первой фазы, где можно наблюдать почти совсем неизменные обломки, к третьей фазе, где они сохраняются лишь в виде шширообразных выделений и количество их незначительно.

Суммируя всю совокупность явлений, которые определяют характер пород, слагающих массив Сарыолен, можно отметить характерные особенности: такситовое строение, неоднородность состава, постепенные и резкие переходы одних пород в другие, изменения структур от средне-мелкозернистых резко порфиroidных до равнозернистых с кучным или пятнистым распределением минералов, быстрые переходы по степени раскристаллизованности пород

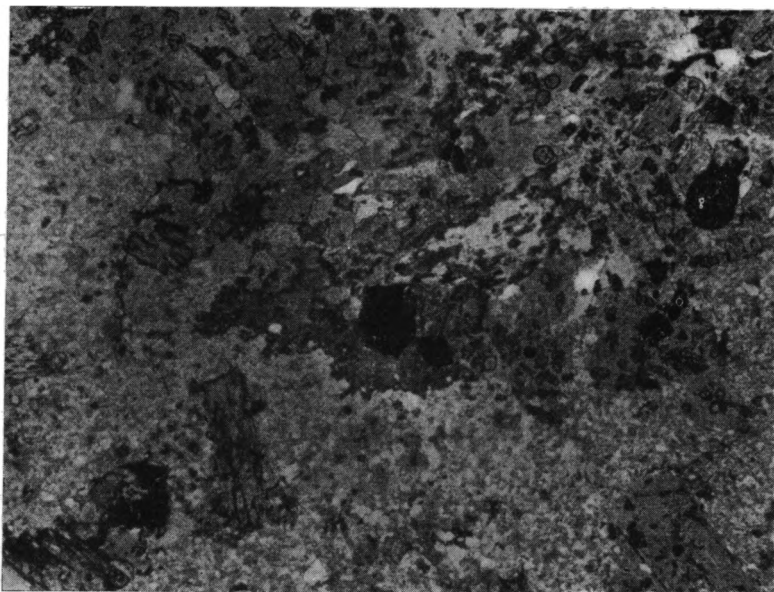


Рис. 9. Меланократовое порфиroidное включение в кварцевом сфендиорите.  $\times 25$ ; ник. ||.

и количественные колебания минералогического состава пород с переходами от лейкократовых разностей к меланократовым.

Особенностями минералогического состава пород являются необычные сочетания минералов: среди темноцветных — моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита; среди лейкократовых — лабрадора, андезина, олигоклаза, кварца и калинатового полевого шпата.

В породах содержится значительное количество акцессорных минералов (2,5—4%), представленных главным образом титаномагнетитом, цирконом, апатитом, сфеном. В протолочных пробах из пород первой фазы внедрения установлен гранат. Интересно широкое развитие в породах пойкилитовых, реакционных и регенерационных структур. Пойкилитовые структуры выражены многочисленными включениями плагиоклаза, биотита, апатита и рудного

минерала в пироксене; пироксена, апатита и биотита в плагиоклазе; зерен плагиоклаза и пироксена в кварце и т. д. Реакционные и регенерационные структуры выражены обрастанием резорбированных кристаллов более основного плагиоклаза кислым плагиоклазом,

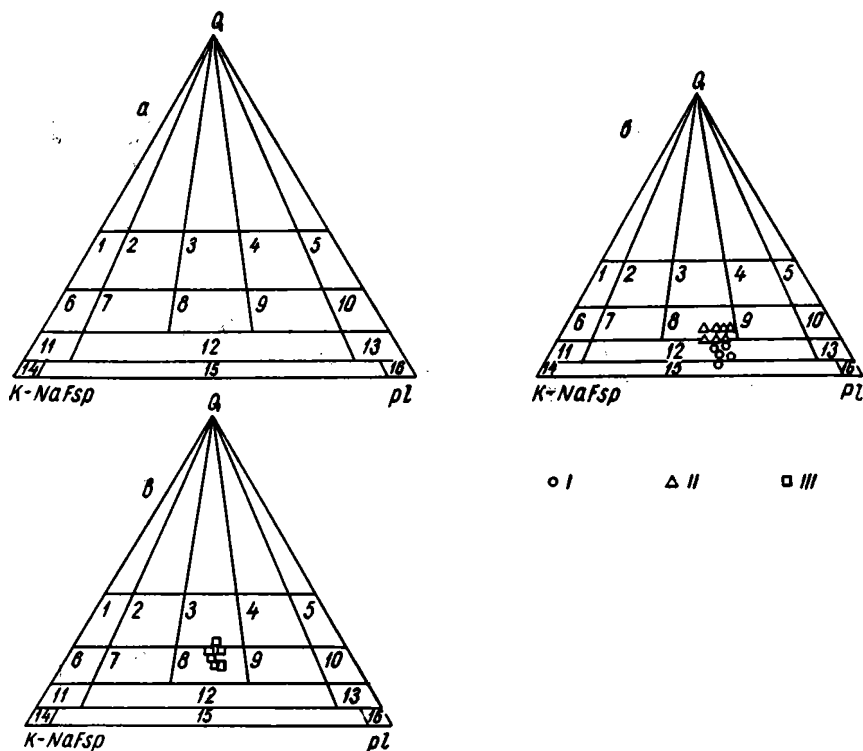


Рис. 10. Диаграммы количественно-минералогического состава пород массива Сарюлен. Содержание темноцветных, %: *a* — (исходный тетраэдр) — 0; *б* — 20; *в* — 10.

*I* — породы первой фазы; *II* — породы второй фазы; *III* — породы третьей фазы.  
 Поля: 1 — калиевых гранитов; 2 — гранитов, существенно калиевых; 3 — нормальных гранитов; 4 — гранитов, существенно плагиоклазовых; 5 — плагиогранитов; 6 — калиевых граносиенитов; 7 — граносиенитов; 8 — адамеллитов; 9 — гранодиоритов; 10 — тоналитов; 11 — кварцевых сиенитов; 12 — кварцевых сиенито-диоритов; 13 — кварцевых диоритов; 14 — сиенитов; 15 — монцонитов — сиенито-диоритов; 16 — диоритов, базальтов.

калинатровым полевым шпатом или микропегматитовым агрегатом; появлением в плагиоклазах наряду с нормальной зональностью обратной или ритмичной. Пироксен часто обрастает каймами амфибола, биотит — каймами рудного минерала, сфена, хлорита и т. д. Очень важным признаком пород является наличие ксенолитов или шпировидных образований.

Многие из перечисленных особенностей пород характерны, как отмечают С. Р. Ноколдс, А. Н. Заварицкий, В. С. Колтев-Двор-

ников и многие другие, для гибридных пород и свидетельствуют о процессах ассимиляции и контаминации.

Все признаки контаминации и гибридности убывают от пород первой фазы внедрения к третьей почти до полного исчезновения в последней, а признаки ассимиляционных процессов возрастают в том же направлении — породы становятся более устойчивыми и равновесными как по составу, так и по структурам.

Намечается определенная общая закономерность в строении массива — изменение состава от первой фазы внедрения к третьей и в какой-то мере от периферии к центру с образованием ряда пород: сиенито-диориты (возможно, монцониты) → кварцевые сиенито-диориты → адамеллиты → граниты.

Чтобы более наглядно подчеркнуть колебания количественно-минералогического состава пород и в то же время общую закономерность его развития, на основании подсчетов составлены диаграммы (рис. 10).

За основу взята диаграмма, предложенная Б. К. Львовым и М. П. Кетрис, в которую мы внесли некоторые изменения. Диаграмма представляет собой тетраэдр, в вершинах которого находятся кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и фемические минералы. На плоскости изображается треугольное сечение этого тетраэдра, отвечающее определенному содержанию темноцветных минералов. В вершинах этого сечения располагаются салитические минералы, кварц и полевые шпаты. Горизонтальное сечение разбито на площади; каждой из которых соответствует определенная группа пород. Таким образом, достигается простое и наглядное сопоставление пород различных групп и, кроме того, графическое изображение помогает отнести к той или иной классификационной группе породы практически с любым соотношением породообразующих минералов, что особенно важно для гибридных пород.

Из диаграмм, составленных для сечений с содержанием 20 и 10% темноцветных минералов, видно, что породы первого этапа формирования (первой фазы) попадают в 15 и 12 поля, т. е. в поля сиенито-диоритов (монцонитов) и кварцевых сиенито-диоритов.

Породы второго этапа формирования приурочены к основанию поля 8 и свидетельствуют о переходном составе от кварцевых сиенито-диоритов до адамеллитов. Породы третьего этапа попадают в верхнюю часть поля 8 и даже переходят в поле 3, т. е. состав колеблется от адамеллитов до нормальных гранитов.

Химические анализы пород массива Сарыолен приведены в табл. 4. Часть анализов произведена в лаборатории Агадырской экспедиции ЦКГУ, остальные заимствованы из отчета В. Ф. Беспалова.

В силу значительной неоднородности пород массива имеющегося количества анализов недостаточно для хорошо обоснованных выводов, однако и по этим анализам можно сказать, что магма по сравнению с нормальными гранитами, к которым приближаются породы третьей фазы, в результате процессов гибридности стала беднее  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  и обогатилась  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , причем это особенно хорошо выражено для пород первой фазы.

Таблица 4

Окислы	Кристаллогуф (среднее по 3 пробам)	Сиеенито-диориты — кварцевые сиеенито-диориты				Кварцевые сиеенито-диориты — адалмеллиты			Адалмеллиты — граниты XI
		IX	По В. Ф. Беспалову			VIII	X	XI	
			По В. Ф. Беспалову						
SiO <sub>2</sub>	60,76	63,67	62,06	62,76	60,92	62,30	62,43	64,14	64,08
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,45	0,47	0,47	0,43	0,57	0,50	0,40	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,89	15,99	16,03	17,28	18,52	15,17	15,51	15,90	15,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,62	2,71	3,74	3,74	3,40	3,24	3,20	2,52	3,13
FeO	2,20	3,03	1,34	1,56	1,18	1,66	2,18	3,27	2,21
MnO	0,11	0,08	Сл.	Сл.	0,07	0,09	0,09	0,08	0,10
MgO	4,16	4,11	3,77	1,99	3,49	2,11	4,30	3,77	3,22
CaO	2,31	1,95	3,60	3,96	1,30	3,30	1,89	1,99	1,83
Na <sub>2</sub> O	3,80	3,30	3,94	3,48	4,43	4,13	3,60	3,50	3,60
K <sub>2</sub> O	2,90	3,10	2,12	2,70	3,20	3,73	3,20	3,50	3,50
H <sub>2</sub> O	0,41	0,31	—	0,06	0,18	0,22	0,43	0,18	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,16	0,11	0,11	0,11	0,16	0,14	0,12	0,12
П. п. п.	2,60	1,13	1,20	1,00	1,70	2,44	2,57	0,90	2,02
Сумма	100,45	99,99	98,33	99,11	98,93	99,12	100,04	100,27	100,56

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>S</i>	68,4	70,0	71,8	73,2	70,1	72,9	69,9	70,9	71,6
<i>a</i>	13,9	11,3	11,7	11,6	14,1	14,8	12,3	12,3	12,7
<i>c</i>	2,8	2,3	4,4	4,8	1,5	2,7	2,3	2,4	2,1
<i>b</i>	16,4	14,4	11,7	10,2	15,8	9,6	15,5	14,4	13,6
<i>Q</i>	9,5	15,1	16,2	16,2	10,0	12,5	12,9	14,8	15,7
<i>a/c</i>	4,4	4,9	2,4	2,4	9,4	5,5	5,5	5,01	6,05
<i>a'</i>	25,4	28,7	7,9	21,6	45,1	15,2	22,5	24,6	27,3
<i>m'</i>	42,7	40,6	51,6	33,1	39,1	37,6	46,4	42,5	38,6
<i>f'</i>	31,7	30,7	39,9	45,3	25,5	47,2	31,1	32,9	34,1
<i>n</i>	66,0	61,0	74,1	65,4	68,6	63,0	63,04	60,2	61,05
<i>t</i>	0,68	0,49	0,5	0,5	0,49	0,67	0,57	0,46	0,53
<i>φ</i>	18,7	13,5	27,2	31,0	17,8	29,7	17,3	14,6	13,5

## Выводы

1. Породы, слагающие массив, являются производными гранитной магмы, о чем свидетельствуют отсутствие среди них основных пород, насыщенность (или пересыщенность) кремнекислотой, относительная их лейкократовость.

2. Разнообразие пород связано с широким развитием процессов гибридизма — контаминации и неполной ассимиляции, причем описываемая интрузия является примером такого типа гибридизма,

при котором породы образовались в результате ассимиляции кислой магмой основных пород, сохранившихся теперь только в виде ксенолитов или шлировидных образований и, вероятно, вынесенных магмой с глубины, так как подобные породы в районе не встречены. Ксенолиты значительно изменены, обогащены кремнекислотой и щелочами, а гранитная магма обогащена окислами Ca, Mg, Fe.

3. Наиболее контаминированными являются породы первой фазы интрузии, на составе которых особенно отразился основной состав ксенолитов; контаминированность, обусловленная количеством поступающего постороннего материала (ксенолитов), убывает в последующих фазах и почти полностью исчезает в третьей фазе, что приводит к появлению более кислых лейкократовых пород гранитного состава, которые, видимо, и следует считать первичными, почти не контаминированными. В то же время степень ассимиляции ксенолитов увеличивается в том же направлении (от первой фазы к третьей).

4. Наряду с большим разнообразием пород, обусловленным процессом гибридизма, наблюдаются черты сходства между породами различных фаз интрузии, выражающиеся в общем высоком содержании щелочей, близости минералогического состава, а также в присутствии аналогичных разновидностей пород в каждой из выделенных фаз. Это позволяет предположить, что причиной разнообразия пород были также и процессы дифференциации, имеющие меньшее значение.

Помимо описанного нами интрузивного комплекса Сарыолен, аналогичные образования среднекарбового возраста широко распространены на территории Центрального Казахстана и отмечались под различными названиями многими исследователями (Г. Л. Падалка, В. Ф. Беспалов, М. В. Тащиина, Т. В. Перекалина и многие другие).

Образование подобных комплексов скорее всего связано с магматическими очагами, возникающими при плавлении пород фундамента и имеющими состав гранитной эвтектики. Тектоническая активность в период поступления первых порций магмы в верхние горизонты и богатство их летучими компонентами способствовали широкому развитию процессов контаминации и ассимиляции.

#### ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М., Исамухамедов И. М., Хамрабаев И. Х. Роль процессов ассимиляции в формировании интрузивных комплексов Западного Узбекистана. Ч. 1. Вопр. петрографии и минералогии. Изд-во АН СССР, 1963.

Гоньшакова В. И. Гранитоиды Крык-Кудукского массива. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 107, 1950.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. Региональная петрогр., вып. 6. М., Изд. АН СССР, 1938.

Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Тр. Центр. ЦНИГРИ, вып. 96, 1937.

Исамухамедов И. М. Роль ассимиляционных процессов в петрогенезисе. Вопр. магматизма и металлогении СССР. Ташкент. Изд. АН УзССР, 1950.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.

Коптев-Дворников В. С. Явления гибридации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. ИГиН АН СССР, сер. петрогр., вып. 148, 1953.

Лазаренков В. Г. К вопросу о механизме процессов ассимиляции на примерах ассимиляции основных эффузивных и карбонатных пород в некоторых диоритовых, гранитоидных и сиенитовых интрузиях Восточного Саяна. Автореферат. Изд-во МГУ, 1963.

Лебедев А. П. Явления гибридизма и ассимиляции и их роль в платформенном магматизме. Вопр. магматизма и металлогении СССР. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1965.

Nocolds S. R. Some theoretical aspects of contamination in acid magmas. J. geol., vol. 41, № 6, 1933.

## ПЕРМСКАЯ БАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ХР. КЕТМЕНЬ

Наземный базальтовый вулканизм трапповой формации широко проявлен в пределах древних платформ (траппы Сибирской платформы, Южной Африки, Индии, Австралии и т. д.). Образование трапповой формации связано с местами и периодами активизации платформенных областей. Особую роль в проявлении траппового вулканизма играют возникновение и последующее обрушение сводовых поднятий [Кузнецов Ю., 1964].

Распространение континентального толеит-базальтового вулканизма не ограничивается только платформенными структурами. Проявление базальтовых серий («платобазальтов»), родственных трапповой формации платформ, отмечается также на заключительном (тафrogenном) этапе развития геосинклинальных областей, предшествующем превращению складчатого пояса в молодую платформу. Это — конечный, или финальный, магматизм по Г. Штилле [Хаин, 1964].

В пределах палеозойской складчатой области Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня поздний базальтовый вулканизм проявился в конце палеозоя или в начале мезозоя в целом ряде позднеорогенных структур (Северное и Восточное Прибалхашье, Тургайский прогиб, восточная часть Киргизского хребта).

Одним из районов широкого развития позднеорогенной базальтовой формации является хр. Кетмень; широкое развитие в нем миндалекаменных основных эффузивов было известно давно [Кассин, 1926], однако наличие здесь специфической базальтовой формации верхнепалеозойского возраста, обладающей многими особенностями платобазальтовых формаций позднегеосинклинальных структур, выявилось лишь в последние годы и не нашло пока своего отражения в геологической литературе. Настоящая статья имеет целью восполнить в какой-то мере указанный пробел. Она посвящена описанию геологии и петрографии базальтовой формации хр. Кетмень. Известные на указанной территории (плоскогорье Уш-Хасан) новейшие, кайнозойские, проявления базальтового магматизма, подробно изученные в последнее время А. В. Леоновым [1964], нами не рассматриваются.



## Общие сведения о геологии и стратиграфии верхнепалеозойских отложений хребта Кетмень

Хр. Кетмень, морфологически входящий в систему горных цепей Северного Тянь-Шаня, в современной структуре представляет собой сложно построенный антиклинорий, в ядре которого местами выступают метаморфизованные сланцы и зеленокаменные диабазы нижнего палеозоя и силура (?). В большей своей части он сложен пестрым по составу комплексом осадочных и вулканогенных пород раннекаменноугольного возраста, прорванным многочисленными интрузиями. На крыльях антиклинория залегают вулканогенные отложения верхнего палеозоя, погружающиеся под покров рыхлых мезокайнозойских отложений Илийской и Чалкудинской межгорных долин. Разрезы верхнепалеозойских отложений северного и южного склонов хр. Кетмень заметно различаются между собой, что свидетельствует о принадлежности их к разным геоструктурным зонам.

Северный склон хребта по характеру развитых здесь верхнепалеозойских образований, сопоставимых с таковыми Южной Джунгарии, входит в Илийскую структурно-формационную зону — крупный верхнепалеозойский прогиб, выполненный вулканогенными образованиями.

Южный склон хребта Кетмень вместе с примыкающей территорией Чалкудинской долины, плоскогорья Уш-Хасан и хр. Каратау в верхнем палеозое относится к Южно-Кетменской структурно-формационной зоне, обособленной от Илийской зоны поднятием, примерно совпадавшим с водораздельной частью современного хребта. Этот вывод основан как на различиях в составе верхнепалеозойских отложений обоих склонов хребта, так и на результатах замеров ориентировки галек в конгломератах верхнепалеозойских толщ, согласно которым снос обломочного материала происходил от хребта в сторону обрамляющих его современных впадин. Излияния базальтов проявились почти исключительно на площади Южно-Кетменской зоны.

Общий стратиграфический разрез верхнепалеозойских отложений Южно-Кетменской зоны включает в себя отложения трех формаций.

1. Липаритовая формация среднего — верхнего карбона (?) — джамбасская свита. В составе свиты развиты преимущественно спекшиеся туфы и игнимбриды дацито-липаритового и липаритового состава. В средней части толщи отмечается непостоянной мощности пачка туффитов и туфопесчаников с отпечатками флоры *Samaropsis* cf. *pauxilla* Z a l. и *Neuropteris* sp. (определения К. З. Сальменовой). Общая мощность липаритовой формации около 1000 м.

2. Базальтовая формация нижней перми (базмойнакская свита). Преобладающими горными породами являются базальты и долериты; сопутствующие породы представлены красноцветными вулканомиктовыми и, реже, туфогенными конгломератами, гравелитами и песчаниками, а также игнимбритами и туфами липаритового состава. Вулканомиктовые конгломераты и песчаники слагают обычно осно-

вание толщи, пирокластические породы кислого состава залегают внутри базальтовой толщи.

В песчаниках встречена флора *Neurogangomopteris cf. cardiopteroides* Schmal., *Pteridorachis* sp., указывающая скорее всего на нижнепермский возраст этих отложений (определение К. З. Сальменовой по сборам В. Б. Рахмана). Общая мощность толщи изменяется от 500 до 1000 м.

3. Верхнепермская (?) молассовая формация (есекартканская свита). В составе формации присутствуют красноцветные конгломераты, конгломерато-брекчии, а также гравелиты и песчаники, фациально относящиеся к отложениям межгорных впадин. Возраст отложений — верхнепермский (условно). Мощность молассовой толщи более 500 м.

### Строение базальтовой формации

Расположение выходов нижнепермских базальтов полностью определяется сложной складчато-блоковой структурой района. Межгорная долина Чалкудасу, разделяющая антиклинорные поднятия хребтов Кетмень и Каратау, в значительной степени имеет унаследованный характер и отражает синклимальную структуру верхнепалеозойского вулканогенного прогиба. Верхнепалеозойские базальты и красноцветные молассовые отложения развиты преимущественно по обоим бортам Чалкудинской долины, погружаясь под покров рыхлых кайнозойских отложений. Кроме того, узкие блоки этих же образований картируются вдоль крупного тектонического нарушения в приосевой части хр. Кетмень (рис. 1). Общая площадь распространения пермских базальтов с учетом предполагаемого их развития в пределах Чалкудинской долины составляет около 1000 км<sup>2</sup>.

В соответствии с общей сложной и интенсивной тектоникой рассматриваемого района породы базальтовой толщи заметно дислоцированы. Углы наклона пластов и покровов в отдельных блоках нередко составляют 30—50°, достигая еще больших значений вблизи разломов. Серия стратиграфических разрезов иллюстрирует особенности литологического состава базальтовой толщи и характер его изменения на площади развития этой толщи (рис. 2). Из рассмотрения этих разрезов хорошо видно, что базальтовая толща залегают резко несогласно и со значительным размывом на подстилающих каменноугольных отложениях.

В северном приосевом блоке (разрезы I и II) базальты и долериты залегают непосредственно на игнимбритах и туфах липаритовой формации. Однообразие состава базальтовой толщи в этих разрезах нарушается присутствием немногочисленных горизонтов литокластических туфов и туффито-брекчий кислого состава мощностью от 5 до 20 м. Мощность всей базальтовой толщи в целом 500—600 м.

В непрерывной полосе выходов по южному подножью хр. Кетмень, а также по другую сторону Чалкудинской долины, в горах Каратау, базальтовая толща залегают с отчетливым размывом

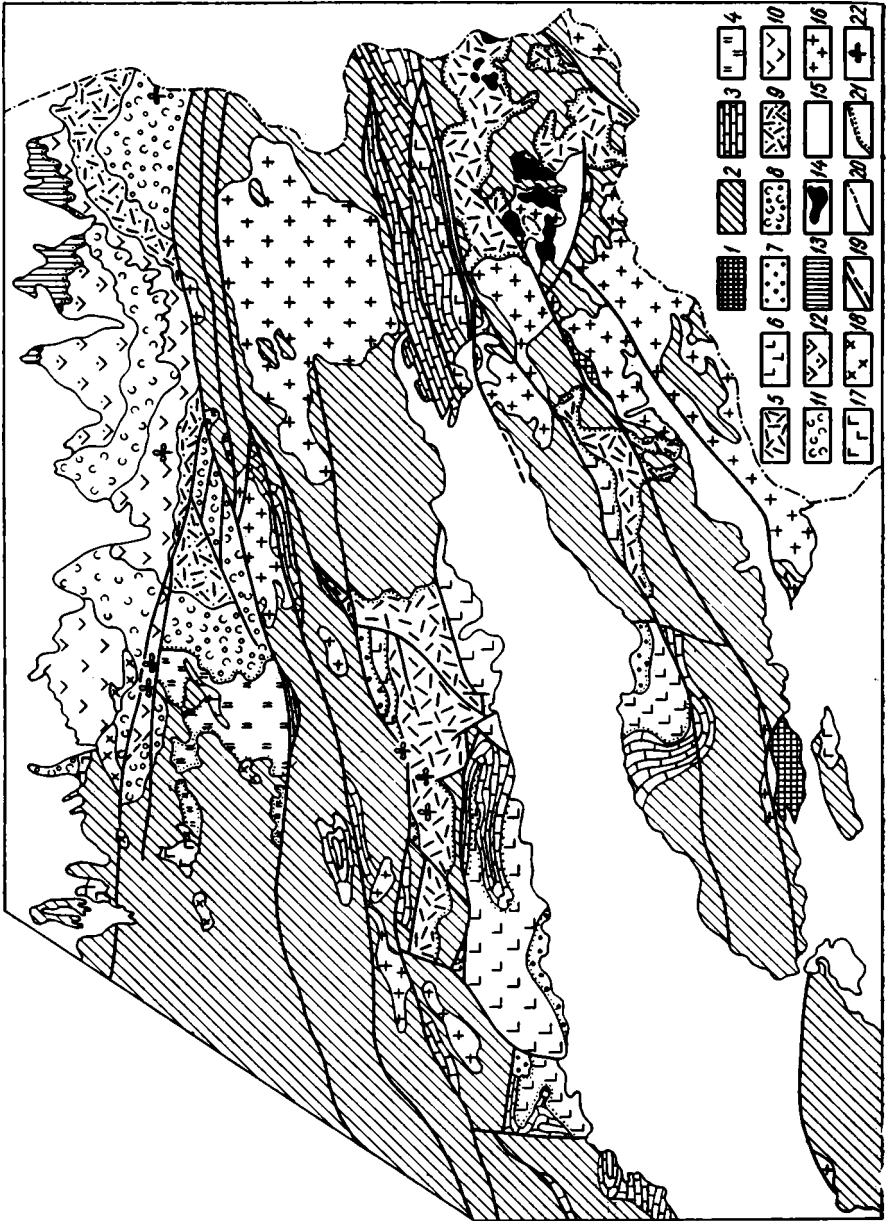


Рис. 1. Геологическая схема восточной половины Кетменского хребта (составлена по материалам Б. П. Блинова, С. И. Григорьева, Б. Ф. Кашкарова, В. Б. Рахмана и других с изменениями и дополнениями авторов).

1 — отложения орловка и силура; 2—4 — нижнекаменноугольные отложения; 5 — вулканогенные образования кетменской свиты турне — нижнего визе; 3 — карбонаты и терригенно-карбонатные отложения кунгейской и далайской свит визе — намора, 4 — осадочно-вулканогенные отложения визе — намора (?); 5—7 — верхний палеозой южного склона Кетменского хребта; 5 — джамбаская свита туфов и игнимбритов липаритового состава, средней и верхней карбон., 6 — базальтовая свита, нижняя перль, 7 — есека-ригская свита красноцветных грубокристаллических отложений, верхняя перль (?); 8—12 — верхний палеозой северного склона, хребта Кетмень; 8, 9 — верхний карбон — нижняя перль (8 — сложенная толща туфов, туфратов и туфолесчаников, 9 — толща туфов и игнимбригов липаритового состава), 10 — толща андезитовых порфиритов и их туфов, нижняя перль, 11—22 — верхняя перль (?); 11 — толща липарито-лигаритовых пелловых туфов и игнимбригов, 12 — толща конгломератов, смешанных туфобрекчий и андезитовых порфиритов); 13 — верхнеюрассовые отложения; 14 — угленосные отложения юр.; 15 — рыхлые кайнозойские порфириты, долериты, долериты, габбро; 16 — среднекаменноугольные гранитоиды, 17 — вершнелазовские субвулканические диоритовые порфириты, долериты, габбро; 18 — среднекаменноугольные гранитоиды, 19 — разрывные нарушения; 20 — нормальные интрузивные и стратиграфические кон- долериты, 18 — вершнелазовские гранитоиды; 22 — места сборов ископаемой флоры.

и конгломератами в основании на известняках визе-намюра (?). Мощность красноцветных конгломератов и песчаников, залегающих в основании базальтов, непостоянна и колеблется от 50 до 300 м. Состав базальтовой толщи по южному подножью хр. Кетмень наиболее пестрый (разрезы III—VI) и здесь кроме маломощных прослоев красных песчаников и гравелитов в средней части толщи присутствует выдержанный горизонт липаритовых туфов и игнимбригов мощностью свыше 100 м, прослеженный на протяжении более 20 км. Суммарная мощность толщи в этих разрезах составляет около 700—800 м.

Наибольшую мощность (около 1000 м) и вместе с тем наиболее однородный состав базальтовая толща имеет в горах Лайлитуа (северный склон хр. Каратау).

Базальты и долериты — главные горные породы рассматриваемой толщи — макроскопически весьма однообразны и различаются в основном лишь степенью пузыристости, причем даже в пределах одного покрова можно наблюдать ее резкие изменения как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Вследствие незакономерного распределения миндалин внутри покровов при отсутствии на их поверхности отчетливых шлаковых корок контакты между отдельными покровами проявляются неотчетливо и устанавливаются зачастую весьма приближенно. Тем не менее общая картина внутреннего строения базальтовой толщи выявляется достаточно четко. Изучение разрезов базальтовой толщи показывает, что она сложена сериями покровов мощностью от 10 до 50 м, излияния которых быстро следовали друг за другом и не сопровождалась образованием шлаковых корок на их поверхности. Серии таких покровов в процессе своего образования разделены более длительными перерывами, сопровождавшимися частичным разрывом и образованием красноцветных туфобрекчий, гравелитов и песчаников, а также туфов и игнимбригов кислого состава. По-видимому, с одним из наиболее длительных перерывов в процессе базальтовых излияний связано появление мощного горизонта липаритовых игнимбригов, залегающего внутри базальтовой толщи по южному подножью Кетменского хребта.

Появление кислых вулканогенных пород в составе базальтовой толщи рассматривается нами как результат интенсивного проявления пермского дацито-липаритового вулканизма на территории Илийской структурно-формационной зоны, продукты которого спорадически проникали к югу, на площадь соседней зоны, образуя здесь

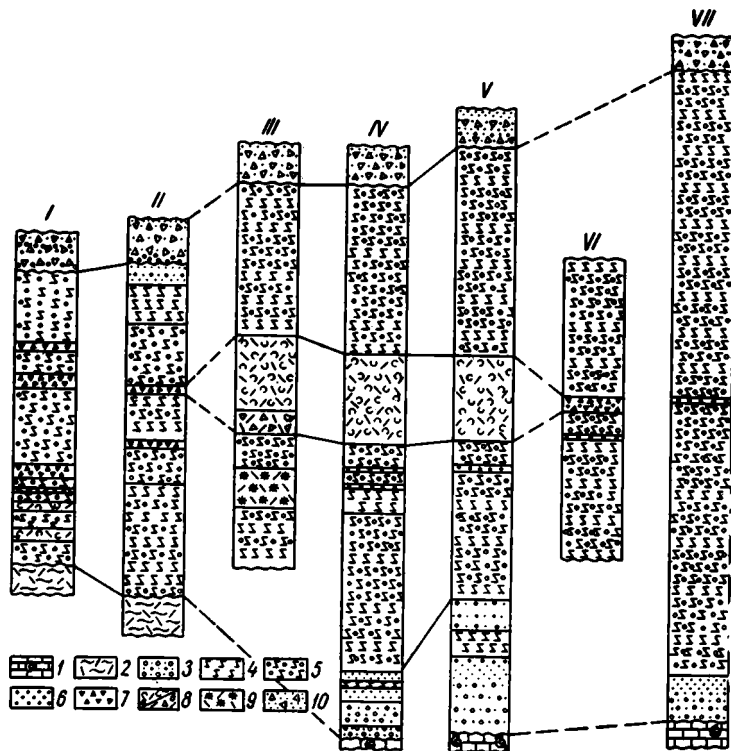


Рис. 2. Стратиграфические колонки пермской базальтовой толщи Кетменского хребта.

*I* — верховья ручья Карагайлысай; *II* — верховья ручья Кеинбулак; *III* — левый борт долины Чийбут; *IV* — безымянный ручей западнее р. Чулак; *V* — р. Дардамты; *VI* — левый борт долины р. Жайдак; *VII* — северо-восточный склон гор Лайлыта.

1 — органогенные известняки вице — намюра (?); 2 — спешшес туфы и игнимбриты альбитофиров и липаритов (джамбасская свита); 3 — базальтные вулканокластические конгломераты базальтовой толщи; 4 — массивные базальты и долериты; 5 — миндалекаменные базальты; 6 — туфогенные гравелиты и песчаники; 7 — туфобрекчи, туффиты; 8 — липаритовые игнимбриты (а) и туфы (б) внутри базальтовой толщи; 9 — сферолитовые липариты экзтрузий; 10 — конгломераты, конгломерат-брекчи, гравелиты, песчаники есенкартканской свиты.

«чуждые», аллофильные члены базальтовой формации. Это предположение основано на сходстве внешнего облика и петрографического состава указанных пород с липаритовыми туфами и игнимбритами, широко развитыми в разрезе верхнего палеозоя северного склона хр. Кетмень. В общем анализ внутреннего строения базаль-

товой толщи свидетельствует о спазматичности вулканической деятельности, с которой связано ее формирование.

Выдержанность состава и строения отдельных базальтовых покровов и всей толщи в целом, а также отсутствие туфовых накоплений указывают на трещинный характер излияния базальтов. Судя по заметному увеличению мощности базальтов в южном направлении, главные центры излияний находились, по-видимому, на территории современного хр. Каратау.

Кроме покровов в составе толщи, вероятно, участвуют также силловые внедрения тех же базальтов. Об этом свидетельствует наличие несомненных базальтовых силлов среди красноцветных песчаников и конгломератов базальных слоев толщи (разрезы IV и V).

Распространение базальтов не ограничивается только пределами Южно-Кетменской зоны. В меньшей степени присутствие базальтов установлено также на северном склоне хр. Кетмень среди отложений верхнего палеозоя, относящихся уже к Илийской структурно-формационной зоне. Здесь среди разнообразных по составу вулканических пород верхнего палеозоя встречаются межпластовые и более сложные по форме интрузивные тела, сложенные долеритами, габбро-долеритами, представляющие собой субвулканические интрузии, несомненно, сопряженные с базальтовым вулканизмом Южно-Кетменской зоны. Об этом свидетельствует полное сходство минералогическо-петрографического состава этих пород с базальтами и долеритами южного склона хр. Кетмень. Субвулканические интрузии базальтов в ряде случаев оказывают отчетливое контактное воздействие на вмещающие их породы, выражающееся в перекристаллизации и появлении порфиробластических зерен граната.

## Петрография

Основные эффузивы толеит-базальтового состава являются преобладающими породами формации. Макроскопически это довольно однообразные мелкозернистые породы буроватого или лиловато-серого цвета однородной массивной или миндалекаменной текстуры. Под микроскопом среди них в зависимости от степени кристалличности могут быть выделены долериты и базальты, тесно между собой связанные постепенными переходами.

Долериты — полнокристаллические породы диабазовой или, реже, долеритовой структуры, состоящие из плагиоклаза, моноклинного пироксена и рудного минерала, иногда с незначительным содержанием оливина (?). В основной массе некоторых разновидностей долеритов присутствует также цеолит.

Базальты — неполнокристаллические разновидности пород того же состава, что и долериты, содержащие в заметных количествах стекло или продукты его раскристаллизации. Для базальтов характерна интерсервальная структура.

Количественно-минералогический состав долеритов и базальтов приводится в табл. 1.

Минералы	Долериты					Базальты		
	1	2	3	4	Сред- нее	5	6	Сред- нее
Плагиоклаз . . . . .	55,0	45,5	54,5	68,2	55,8	52,9	44,7	48,8
Пироксен . . . . .	13,1	18,9	19,1	14,4	16,4	6,9	8,6	7,8
Оливин . . . . .	—	—	3,3	0,3	0,9	—	—	—
Рудный минерал . . .	19,0	24,3	16,3	15,1	18,7	9,8	9,4	9,6
Цеолиты . . . . .	1,6	10,9	6,1	1,8	5,1	2,2	3,9	3,0
Карбонаты . . . . .	0,2	0,4	0,7	0,2	0,4	—	0,6	0,3
Стекло . . . . .	11,1	—	—	—	2,7	28,2	32,8	30,5

1—долерито-базальт с диабазовой структурой, обр. 28а; 2—долерит с пойкилоофитовой структурой, обр. 54; 3—оливиновый долерит с диабазовой структурой, обр. 9б; 4—долерит с долеритовой структурой, обр. 54г; 5, 6—базальты с интерсертальной структурой, обр. 58, 24.

Примечание. Из подсчетов исключены цеолиты и карбонаты, выполняющие миндалины.

Плагиоклаз — преобладающий минерал пород — образует обычно вытянутые таблитчатые зерна размером до  $7 \times 0,5$  мм. Они полисинтетически сдвойникованы и нередко обладают зональным строением. Состав плагиоклаза чаще всего соответствует лабрадору № 65—69, в краях зерен он изменяется до № 58; реже отмечается более основной плагиоклаз № 75.

В базальтах иногда встречаются мелкие лейсты плагиоклаза второй генерации, образующиеся в результате раскристаллизации стекла и выполняющие вместе с рудным веществом промежутки между крупными индивидами плагиоклаза первой генерации. По составу плагиоклаз микролитов отвечает андезин-лабрадору № 50. Плагиоклазы отличаются свежестью. Вторичные изменения плагиоклазов, развивающиеся обычно локально, выражаются в серицитизации и соссюритизации.

Пироксен развит в виде разнообразных по величине (от сотых долей до 1,0 мм) изометричных или неправильной формы зерен, обычно заключенных в промежутках между плагиоклазами, иногда он образует также более крупные пойкилокристаллы, прорезанные узкими табличками плагиоклаза. Размеры пойкилокристаллов достигают 2—3 мм.

По своим оптическим свойствам ( $N_g = 1,730$ ;  $N_p = 1,694$ ;  $2V = 55 \div 60^\circ$ ;  $cN_g = 32 \div 45^\circ$ ) пироксен отвечает авгиту с железистостью 50—60% и несколько повышенным содержанием титана. Характерна стабильность состава пироксена в породах базальтовой толщи. В подавляющем большинстве случаев пироксен неизменен и лишь в некоторых разностях базальтов, обычно слагающих верхние части покровов и обильно насыщенных миндалинами, пироксен полностью разложен и замещен рудным минералом и хлоритом.

Оливин в неизмененном виде не встречен. Однако наличие в шлифах некоторых разностей долеритов лимонит-иддингситовых псевдоморфоз, возникающих обычно по оливину, а также формы последних свидетельствуют о присутствии этого минерала в количествах, не превышающих, по-видимому, нескольких процентов (1—3%).

Чрезвычайно характерным признаком базальтов и долеритов является высокое содержание рудного минерала, достигающее 15—25% объема породы. Рудный минерал присутствует в виде крупных пластинчатых зерен размером до 2 мм, играющих иногда роль порфировых вкрапленников, а также в игольчатых и скелетных кристалликах, которые включены в пироксены и плагиоклазы.

При изучении рудных минералов в отраженном свете в шлифах установлено, что мелкие кристаллики и иногда внутренние части крупных выделений сложены гематитом (или мартитом?), который по краям этих выделений замещается бурыми и красно-бурими гидроокислами железа. Подавляющая же часть крупных зерен рудного вещества в базальтах и долеритах целиком сложена водными окислами железа (гидрогетитом). Однако, судя по пластинчатой форме псевдоморфоз и реликтам незамещенного гематита во внутренних частях крупных зерен рудного минерала, первичным рудным минералом в базальтах и долеритах, слагающим как мелкие, так и крупные кристаллы, является гематит или мартит, поскольку в некоторых случаях сохраняются следы замещения им магнетита.

Количество рудного минерала в базальтах и долеритах не зависит от положения пород в разрезе и степени гипергенного изменения. Это обстоятельство, как и сама форма выделений гематита, свидетельствует о том, что его кристаллизация происходила в магматическую стадию образования пород. Высокое содержание гематита в породах при незначительном развитии или полном отсутствии в них оливина может служить надежным указанием на резко окислительную обстановку кристаллизации базальтовой магмы. Этот вывод опирается на экспериментально подтвержденные данные о кристаллизации рудного минерала в окислительной обстановке при повышенном парциальном давлении кислорода и находится в соответствии с хорошо известными фактами «антагонизма» рудного минерала и оливина в трапзах [Кузнецов А., 1964].

Аксессуары представлены игольчатыми кристаллами апатита, которые пронизывают плагиоклазы и пироксен или стекло.

В базальтах, а иногда в небольших количествах и в долеритах присутствует темно-бурое, в различной степени раскристаллизованное стекло, обычно переполненное черными кристаллитами. При дальнейшей раскристаллизации стекловатого мезостазиса образуется весьма тонкозернистый агрегат микролитов плагиоклаза и хлорита, пропитанный мельчайшими выделениями рудного вещества.

В основной массе пород, чаще всего долеритов, обычно присутствует розоватый цеолит из группы натролита ( $N_g = 1,491$ ;  $N_p = 1,480$ ), нередко заполняющий мелкие интерстиции между плагиоклазами. Однако преобладающая масса цеолитов, весьма характерных



для базальтов и долеритов хр. Кетмень, развивается в пустотах и миндалинах.

Размер и количество миндалин в долеритах и особенно в базальтах колеблются в очень широких пределах. Встречаются разности базальтов, в которых миндалины составляют более 50% объема породы, а размеры их достигают 3—5 см в поперечнике. Форма миндалин чаще всего округлая или даже шарообразная, хотя наблюдаются также и неправильные поздраватые и трубчатые полости.

Заполнение миндалин очень разнообразное. В миндалинах чаще всего отмечаются халцедон, опал, кальцит, но количественно преобладают различные цеолиты; среди них установлены натролит ( $N_g = 1,498$ ;  $N_p = 1,485$ ), томсонит ( $N_g = 1,536$ ;  $N_p = 1,524$ ) и анальцит ( $N = 1,485$ ). Последние два обычно находятся в ядрах миндалин. Наиболее распространенными являются карбонатные и цеолитовые или смешанные карбонатно-цеолитовые выполнения миндалин; реже миндалины выполнены опалом и халцедоном, иногда совместно с карбонатом.

Структура заполнения миндалин также различна: встречаются кристаллическизернистые, криптокристаллические, сферолитовые, колломорфные и комбинированные структуры.

В более редких случаях полости миндалин выполнены радиально-лучистыми или зернистыми агрегатами пренита ( $N_g = 1,636$ ;  $N_p = 1,610$ ;  $2V = 60 \div 65^\circ$ ) и клиноцоизита; отмечаются также мелкие шетки кристаллов и скорлуповатые скопления хлорита (делессита), окаймляющие стенки пустот. Изредка в миндалинах совместно с цеолитами, пренитом, эпидотом и хлоритом присутствуют выделения самородной меди, впервые отмеченные еще Н. Г. Кассиным [1926].

Вулканические породы кислого состава, сопряженные с базальтами, образуют протяженный и мощный горизонт, а также редкие экструзивные тела линзовидной формы, залегающие внутри базальтовой толщи.

Микроскопическое изучение показало, что преобладающими среди пород кислого состава являются игнимбриты и слабо спекшиеся кристалло-литокластические туфы липаритов. Последние преобладают в подошве игнимбритового горизонта. Игнимбриты под микроскопом имеют кристалло-витрокластическую структуру; немногочисленные обломки пород представлены основной массой липаритов с микрофельзитовой и микропойкилитовой структурами, а также измененными базальтами с диабазовой структурой. Сильно резорбированные порфирокласты, количество которых в породах непостоянно, принадлежат кварцу и альбитизированному калинатровому полевому шпату. В связующей массе обычно отчетливо распознаются пепловые частицы характерной серповидной и рогульчатой формы. В результате интенсивной перекристаллизации сильно спекшейся пепловой массы развиваются микрофельзитовые, микропойкилитовые и участками пойкилитовые структуры, уничтожающие признаки пирокластической природы этих пород.

Экструзивные образования представлены почти афировыми базокварцевыми и сферолоидными липаритами, обладающими микропикнитовой и сферолитовой структурами и флюидалной текстурой.

В составе базальтовой формации Кетменского хребта заметную роль играют также красноцветные обломочные породы различного вещественного и гранулометрического состава. Этими породами сложены базальные слои толщи а также отдельные горизонты среди эффузивов.

Красноцветная кластическая толща, залегающая в основании базальтовой формации, сложена разнообразными по гранулометрическому составу песчано-конгломератовыми пролювиальными отложениями, характеризующимися очень плохой сортированностью и низкой степенью сгруженности обломочного материала. По вещественному составу среди этих образований преобладают вулканомигматовые разновидности пород.

Обломочные породы, образующие прослои внутри эффузивной толщи, большей частью имеют смешанное осадочно-пирокластическое происхождение и относятся к группе туфогенных песчаников, гравелитов, брекчий и, реже, туффитов и туфов псаммитовой размерности. Обломочный материал этих пород представлен продуктами разрушения как кислых, так и основных эффузивных пород и в том числе — вмещающих базальтов и долеритов. Цементом туфогенных обломочных пород служит обычно метасоматический кристаллическизернистый альбитовый или кварц-альбитовый агрегат, развивающийся нередко совместно с кальцитом и возникший, по-видимому, за счет перекристаллизации тонкообломочного пирокластического материала.

### Химизм базальтов

В табл. 2 приведены химические составы пород базмойнакской свиты хр. Кетмень и результаты их пересчета по методу А. Н. Заварицкого. В химическом отношении анализированные базальты и долериты близки между собой: все они относятся к нормальному ряду изверженных горных пород, как правило, недосыщены кремнеземом и характеризуются преобладанием натрия над калием ( $n = 67-92$ ). При сумме железа 10—11% обращает на себя внимание резкое преобладание окисного железа над закисным, что соответствует данным микроскопических исследований о высоком содержании гематита в породах.

Сравнение результатов анализов указанных пород со средними типами пород по Дэли (рис. 3) показало, что часть долеритов (1, 2), обладающих однородной текстурой и не содержащих в своем составе постмагматических минералов, почти точно соответствует долеритам (67) и платобазальтам (60). Остальные анализированные породы занимают промежуточное положение между нормальными базальтами (58) и кварцевыми базальтами (69), характеризуясь несколько повышенным относительно первых двух анализов содержанием щелочей и кремнезема и соответственно более низким значением

## Химические составы пород базойнакской свиты

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	45,20	48,94	47,66	48,48	48,44	51,02	50,40	76,28
TiO <sub>2</sub>	1,47	0,93	1,45	1,83	1,43	1,40	0,80	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,43	15,60	17,73	16,60	17,11	16,11	16,16	11,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,81	6,27	8,73	9,12	9,44	7,34	7,72	0,79
FeO	1,89	3,77	1,44	2,07	1,60	2,82	1,35	2,35
Mn	0,15	0,16	0,16	0,16	0,08	0,15	0,18	0,08
Mg	8,74	7,54	5,16	4,95	5,45	3,91	4,51	0,50
CaO	9,26	10,39	8,87	8,33	7,72	8,00	6,66	0,04
Na <sub>2</sub> O	3,10	2,72	3,23	3,62	3,79	3,64	2,65	4,00
K <sub>2</sub> O	0,39	0,94	1,33	1,42	1,68	1,45	1,95	4,40
H <sub>2</sub> O	2,75	1,63	1,40	2,13	1,38	1,91	2,22	0,23
П. п. п.	2,91	1,34	2,48	1,54	2,38	1,88	4,47	0,26
Сумма	100,10	100,23	99,64	100,25	100,50	99,63	99,07	100,23

Петрохимические параметры (по А. Н. Заварицкому)  
для пород базойнакской свиты

<i>a</i>	7,8	7,6	9,8	10,5	11,3	10,7	9,4	14,3
<i>c</i>	6,9	6,8	7,9	6,1	6,4	6,0	7,3	0,2
<i>b</i>	30,2	28,2	22,6	23,8	23,2	20,9	19,0	3,4
<i>S</i>	55,1	57,4	59,7	59,6	59,1	62,4	64,3	82,1
<i>c'</i>	16,1	21,4	16,3	19,3	14,9	20,7	9,2	1,9
<i>f'</i>	32,6	32,5	42,2	43,8	43,5	45,8	46,2	75,5
<i>m'</i>	51,3	46,1	41,5	36,9	41,6	33,5	44,6	22,6
<i>n</i>	92,6	80,7	78,2	79,6	77,2	79,2	67,6	62,8
<i>φ</i>	26,0	19,2	35,0	34,4	36,4	31,7	37,2	13,2
<i>t</i>	2,3	1,3	2,3	2,7	2,2	2,1	1,2	—
<i>Q</i>	-12,3	-7,2	-8,0	-8,0	-10,8	-2,6	+2,5	+35,4
<i>a/c</i>	1,1	1,1	1,1	1,7	1,8	1,8	1,0	71,0

1—долерит из покрова, обр. 54, р. Жайдак; 2—долерит из силла, обр. 9ж, р. Дардамты; аналитик Ж. Константиныди, ВСЕГЕИ; 3—долерит из покрова, обр. 28а, г. Лайлигау, аналитик Ефремова, СО АН СССР; 4—долерит из покрова, обр. 54г, р. Жайдак, аналитик Ж. Константиныди, ВСЕГЕИ; 5—базальт, обр. 58, р. Чолак, аналитик Гусева, ЛАГЕД; 6—базальт, обр. 24, г. Лайлигау, аналитик Ж. Константиныди; 7—долерит из субвулканической интрузии (обр. 4785, по Б. Ф. Кашкарову и др.) сев. склон хр. Кетмень; 8—липаритовый игнимбрит из покрова внутри базальтовой толщи, обр. 58а, р. Чолак, аналитик Ж. Константиныди, ВСЕГЕИ.

параметра *B*. Микроскопическое изучение этих разностей обнаруживает присутствие в их составе заметных количеств постмагматических продуктов — цеолитов, опала, халцедона, кальцита и других минералов, заполняющих обычно пустоты в породах.

Следовательно, можно считать, что отмеченные выше отклонения петрохимического состава анализированных пород относительно

нормальных среднемировых типов базальтов и долеритов являются результатом привноса постмагматическими растворами кремнезема, щелочей и окиси кальция, фиксируемых в указанных выше минералах. В целом же результаты химических анализов пород пермской базальтовой формации хр. Кетмень подтверждают выводы геологического и петрографического изучения о принадлежности этих пород к континентальному типу базальтов [Заварицкий, 1955].

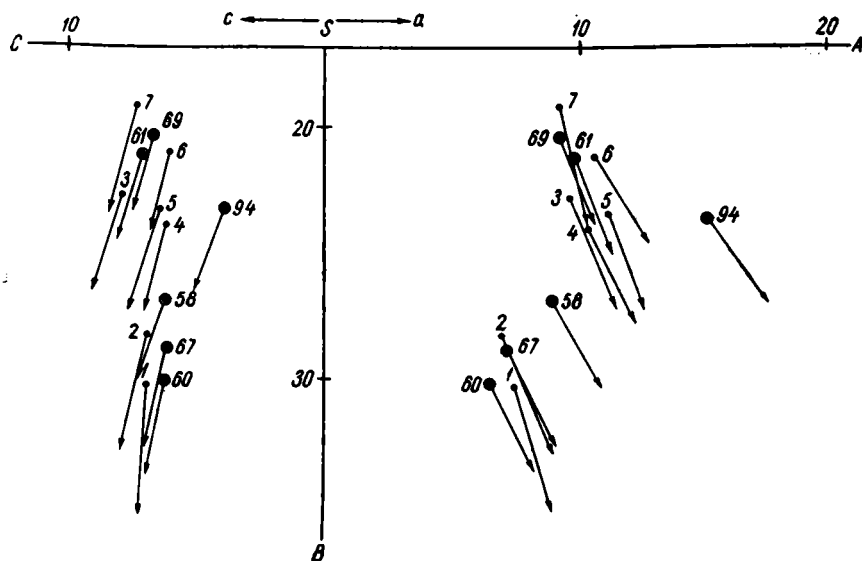


Рис. 3. Диаграмма химического состава пород (по А. Н. Заварицкому). Точки 1—7 соответствуют порядковым номерам табл. 2, точки 58, 60, 61, 67, 69, 94 соответствуют порядковым номерам средних химических составов магматических горных пород, по Дёли [Четвериков, 1956].

Обсуждение вопроса о типе родоначальной магмы как признаке формационной принадлежности базальтовой толщи хр. Кетмень нам представляется нецелесообразным ввиду сложности и дискуссионности этой проблемы, тем более что накопившийся к настоящему времени в геологической литературе огромный материал по этому вопросу «...не исключает альтернативной возможности существования лишь одного родоначального типа базальтовой магмы, которая вследствие локальных особенностей петрогенезиса дает все разнообразие базальтоидных пород» [Кутолин, 1965].

Несомненно, что в классификации базальтоидных формаций более существенным является их геотектоническое положение, а не химический состав, который может заметно варьировать. Последним в табл. 2 приведен химический анализ липаритового (трахилипаритового) игнимбрита, взятого из мощного горизонта в средней части базальтовой толщи на южном склоне хр. Кетмень. Сравнение его

с химическими составами базальтовых пород показывает их резкое различие, особенно контрастное в отношении щелочей. Этот факт, трудно объяснимый с позиций комагматичности кислых и основных эффузивов, с нашей точки зрения, служит подтверждением предположения об аллофильном характере кислых вулканитов по отношению базальтовой формации хр. Кетмень.

В этой связи несомненный интерес представляет также заметное различие в составе элементов примесей в базальтах и долеритах и сопряженных с ними вулканогенных пород кислого состава, устанавливаемое по результатам спектральных анализов. Кислые вулканиты отличаются низкими содержаниями или полным отсутствием таких типичных для базальтов и долеритов элементов, как Sc, Cr, V, Cu, Zn, Ni, Co, Sr, но зато в них присутствуют Nb, Yb, не характерные для основных эффузивов.

Подводя итоги рассмотрению геологии, петрографии и химизма пермской базальтовой толщи хр. Кетмень и гор Каратау, следует подчеркнуть, что по всей совокупности признаков указанная толща является типичным представителем континентальной базальтовой (платобазальтовой) формации, характерной для заключительного этапа развития подвижных областей. От аналогичных образований других районов рассматриваемая базальтовая формация отличается значительной дислоцированностью слагающих ее пород, что связано с особенностями тектонического положения и структуры Кетменского хребта и гор Каратау.

#### ЛИТЕРАТУРА

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Касин Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в области Кетменского хребта и бассейна р. Чарына в 1915 году. Изд. Упр. водн. хоз. Ср. Азии и Казахстана. Мат-лы по геол., вып. 6, 1916—1926.

Кузнецов А. А. О роли парциального давления водорода в генезисе траппов. ДАН СССР, т. 158, № 1. 1964.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.

Кумпан А. С. Верхний палеозой Восточного Казахстана. Л., Недра, 1966.

Кутолли В. А. К вопросу о типах базальтовых магм. В сб. Магматические формации Алтае-Саянской складч. обл. М., Наука, 1965.

Леонов А. В. Проявление новейшего вулканизма в юго-восточном Казахстане. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 5, 1964.

Луик А. А., Конюк А. А. Вопросы возраста и закономерности развития пермской эффузивной свиты Северной Киргизии. Тр. Ин-та геол. АН КиргССР, вып. IX, 1957.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Шульц С. С. К стратиграфии и тектонике Кетменского хребта. Тр. ВГРО НКТП СССР, вып. 322, 1933.

Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1964.

## О ЮЖНОМ ПРОДОЛЖЕНИИ ИШИМСКОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА

Под названием ишимского щелочного комплекса А. Н. Заварицким [1936, 1938] были выделены найденные Е. Д. Шлыгиным и М. С. Волковой интрузии щелочных пород, развитые по правобережью р. Ишим в районе сопок Кубасадыр (ур. Джаркаинагач). В дальнейшем эти интрузии были описаны В. С. Малявкиным [1958] и А. Н. Нурлыбаевым и др. [1961]. По данным указанных исследователей, в состав ишимского комплекса входят шонкиниты, щелочные пироксениты, эпилейцитовые, нефелиновые и мусковитизированные сиениты, кенталлениты и монзониты. До последнего времени считалось, что эти породы развиты только на небольшой площади в излучине р. Ишим. Однако в 110—120 км к югу от сопок Кубасадыр в нижнем течении р. Жусалы, правого притока р. Ащитасты, известны два небольших массива щелочных габброидов, находящихся в 3—4 км к запад-северо-западу от главной усадьбы нового целинного совхоза «Коктальский». Один из этих массивов был впервые найден и кратко описан Н. В. Литвинович в 1950 г. при проведении геологических исследований в западной части Центрального Казахстана. Петрографическая обработка собранного Н. В. Литвинович материала была произведена Е. А. Кузнецовым, который в составе слагающих массив пород отмечает шонкиниты, шонкинитовые порфириты и серпентинизированные перидотиты, содержащие в значительном количестве слюду. Последняя позднее была более подробно изучена Е. А. Кузнецовым [1961] методом дисперсии двупреломления и определена как флогопит, замещенный в краевых частях вермикулитом и хлоритом.

При изучении ультраосновных интрузий Улутау мы в 1962 г. обследовали и слюдяные перидотиты р. Жусалы. В результате выяснилось, что по составу и условиям залегания они резко отличаются от других ультраосновных интрузий Улутау и генетически связаны со щелочными габброидами. Поскольку до настоящего времени нет полного описания Жусалинских интрузий, целесообразно сделать его, а также сравнить эти интрузии по составу и возрасту с другими проявлениями щелочной магматической деятельности, известными в пределах Улутауского и Кокчетавского районов Казахстана.

Структурное положение Жусалинских интрузий определяется их приуроченностью к северному погружению Улутауского антиклинария, сложенного докембрийскими отложениями, которые в этом

районе скрываются под покровом верхнепалеозойских и кайнозойских толщ Тенизской впадины.

В последнее время благодаря исследованиям И. Ф. Трусовой, И. И. Вишневецкой и Л. И. Филатовой стратиграфия древних толщ северной части Улутауского антиклинория сравнительно хорошо разработана. Отложения, вмещающие габброидные интрузии по р. Жусалы, И. Ф. Трусова [1961] и И. И. Вишневецкая [1962] по аналогии с разрезами гор Жаксы-Арганаты относят к коскульской свите позднего докембрия, состоящей из порфиритоидов, а также хлоритовых и серицитовых сланцев. На востоке сланцы и порфиритоиды коскульской свиты граничат с метаморфическими сланцами ишанской свиты, а на западе перекрываются эффузивными образованиями жусалинской свиты, венчающими разрез докембрия Северного Улутау. Л. И. Филатова [1962], в целом принимая стратиграфическую схему И. Ф. Трусовой, считает, что возраст коскульской свиты еще не установлен достаточно достоверно, и поэтому метаморфические отложения, развитые в среднем течении р. Жусалы и в горах Жаксы-Арганаты, относит к толщам докембрия неясного стратиграфического положения. В составе такой толщи, вскрывающейся по рекам Жусалы и Ачитасты, по данным Л. И. Филатовой, преобладают бластоцсаммитовые серицито-хлорито-альбито-кварцевые и эпидото-хлорито-альбито-кварцевые сланцы и порфиритоиды, образовавшиеся по кристаллокластическим туфам альбитофирового состава.

Габброидные интрузии и вмещающие их метаморфические толщи обнажаются только в обрывах рек или на отдельных грядах более высоких сопок. Все остальное пространство покрыто третичными глинами или четвертичными суглинками, которыми также нередко сложены и обрывы рек.

Как уже указывалось, щелочными породами сложены два изолированных массива. Габброиды Северного массива (рис. 1) обнажаются в правом и левом обрывах русла р. Жусалы в 3,5 км к западу-северо-западу от совхоза Коктальский. Общая протяженность выходов около 450 м. Обрывы реки на этом участке местами переходят в крутые склоны, на которых обнажения изверженных пород наблюдаются в полосе 50—60 м. Самые верхние части склонов сложены ороговикованными и хлоритизированными серицито-альбито-кварцевыми сланцами коскульской свиты, которые в свою очередь перекрыты третичными и четвертичными отложениями. В средней части массива в обрыве левого берега и на пологом склоне правого берега имеются два крупных останца метаморфических пород, представленных плейчатными амфиболитами и серицито-альбито-кварцевыми сланцами. Вблизи контактов с интрузивными породами амфиболиты и сланцы хлоритизированы.

Преимущественным распространением в составе Северного Жусалинского массива пользуются эссекситовые и шонкинитовые порфириты, различающиеся в основном по содержанию темноцветных минералов и плагиоклаза. Значительно реже встречаются слюдяные

перидотиты и шприсгеймиты, которые обнажаются в нескольких местах в пойме реки и слагают небольшое изометрическое тело среди эссекситовых порфиритов.

На основании имеющихся данных трудно дать заключение о форме и характере залегания щелочных габброидов, однако можно высказать некоторые предположения. Во-первых, это несогласное интрузивное тело, прорывающее толщу метаморфических сланцев, так как

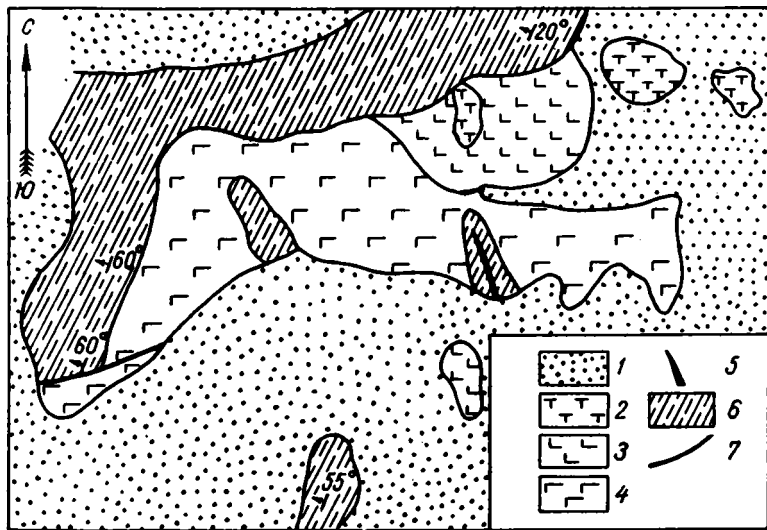


Рис. 1. Геологическая схема Северного Жусалинского массива.  
1 — рыхлые отложения; 2 — слюдяные перидотиты; 3 — эссекситовые порфириты; 4 — шонкинитовые порфириты; 5 — кварцевая жила; 6 — докембрийские серицито-альбито-кварцевые сланцы; 7 — разломы.

его северный контакт, вдоль которого вмещающие породы ороговикованы, расположен почти вкрест простирания толщи. Во-вторых, судя по распределению и конфигурации выходов слюдяных перидотитов, эссекситовых и шонкинитовых порфиритов в обнаженной части по р. Жусалы, можно предполагать, что интрузия имеет форму, приближающуюся к изометрической. Размеры ее без специальных геофизических исследований или буровых работ определить не представляется возможным.

Южный Жусалинский массив находится в 1,2 км ниже предыдущего по течению реки и обнажается в обрыве ее правого берега на протяжении 120 м, причем верхняя часть обрыва, высотой 15—20 м, сложена корой выветривания по щелочным габброидам, перекрытой бурными третичными глинами. Невыветрелые породы наблюдаются только в южной части обрыва, у его основания, где хорошо виден их контакт с вмещающими метаморфическими сланцами коскульской



свиты. Контакт несомненно интрузивный, так как сланцы ороговикованы и изменили окраску с зеленовато-серой на темно-серую в полосе шириной 1,5—2 м. Линия контакта имеет неровный характер с отдельными мелкими изгибами. Общее простирание контакта северо-западное ( $345^\circ$ ), а падение на юго-запад под углами  $30-50^\circ$ . Далее к югу изверженные породы прослеживаются вдоль русла реки еще на 70—80 м и скрываются под рыхлыми отложениями левого берега р. Жусалы, в одной из промоин которого также наблюдался небольшой выход габброидов.

Преимущественным распространением в составе Южного массива пользуются шонкинитовые порфириды, среди которых известен небольшой выход крупнозернистых порфиридных шонкинитов. Перидотитов и эссекситовых порфиритов в Южном массиве встречено не было.

Приведенные данные также не позволяют определить форму и размеры массива. Вероятно, это обнажение щелочных габброидов в обрыве р. Жусалы представляет собой участок контакта, вытянутого в северо-западном направлении интрузивного тела, скрытого под образованиями коры выветривания и третичными глинами. Ниже приводится петрографическое описание главных разновидностей щелочных пород Северного и Южного Жусалинских массивов.

**Эссекситовые порфириды** обнажаются на правом берегу р. Жусалы в восточной части Северного массива. Отдельный выход их же наблюдается среди четвертичных отложений в 20—30 м к югу от левого обрывистого берега реки. Это темно-зеленые слабо выветрелые породы, порфировое строение которых улавливается с трудом, так как более крупные кристаллы пироксена едва различимы на фоне темно-зеленой основной массы. На выветрелых поверхностях порфировое строение эссекситовых порфиритов наблюдается более отчетливо, причем наряду с пироксеном в некоторых образцах видны овальные, похожие на миндалины, образования, размерами до 2 мм, сложенные в центральной части игольчатыми кристаллами актинолита, а по краям оторочками темной слюды.

Под микроскопом ясно устанавливается порфировая структура породы (рис. 2), состоящей из вкрапленников (40—50%) и тонкозернистой основной массы. Вкрапленники представлены кристаллами пироксена, имеющего в проходящем свете слабо заметную зеленоватую окраску. Размеры таких кристаллов различны — от 0,2—0,3 до 2—2,5 мм. Для пироксена характерны двойники и сростки, состоящие из двух или трех кристаллов, реже — из нескольких и в единичных случаях — из десяти-двенадцати индивидов. Определены оптические константы пироксена:  $2V = +54(\times)$ ,  $cNg = 46^\circ$ ,  $Ng = 1,714$ ,  $Np = 1,687$ , судя по которым моноклинный пироксен, вероятно, является изоморфной смесью диоксида и авгита. Диоксид-авгит в различной степени замещен уралитовой роговой обманкой, которая образует либо каймы вокруг кристаллов, либо замещает их полностью. В последнем случае образуются псевдо-

морфозы, состоящие из многочисленных пластинчатых или вытянутых кристаллов роговой обманки, часто содержащих густую тонкую вкрапленность магнетита.

Кроме пироксена в породе, вероятно, имелись вкрапленники оливина, которые нацело замещены актинолитом и биотитом, образующими миндалевидные псевдоморфозы размерами до 2—2,5 мм. Центральные части псевдоморфоз, иногда имеющие таблитчатые или вытянутые шестигранные очертания (рис. 3), выполнены актинолитом и окружены каймой толщиной 0,1—0,3 мм, состоящей из

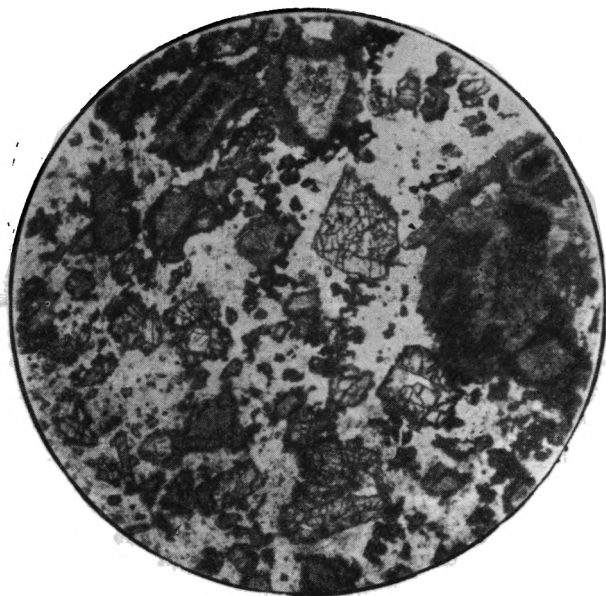


Рис. 2. Эссекситовый порфирит.  $\times 15$ ; без анал.

биотита и сине-зеленой роговой обманки, среди которых встречаются отдельные мелкие кристаллы турмалина. Актинолит образует вытянутые тонкие кристаллы длиной до 0,5 мм, ориентированные чаще всего перпендикулярно стенкам псевдоморфоз. Он обладает слабой зеленоватой окраской в проходящем свете и небольшими углами угасания ( $cNg = 10-12^\circ$ ); наивысшая интерференционная окраска — сине-зеленая второго порядка. В актинолите постоянно наблюдается густая тонкая вкрапленность черного рудного минерала, вероятно, магнетита, иногда образующего тонкие прерывистые жилки.

Кайма вокруг актинолитовых псевдоморфоз состоит в основном из двух минералов. Преобладает тонкочешуйчатая (0,01 мм) слюда, окрашенная в желтовато-зеленый цвет, с ясным плеохроизмом до очень светлого желтовато-зеленого и с биотитовой схемой абсорбции. В тонкочешуйчатой слюде заключены многочисленные иголки

и вытянутые кристаллы роговой обманки, которая, судя по окраске и плеохроизму от темного сине-зеленого (по  $N_g$ ) до светлого желто-зеленого (по  $N_p$ ), имеет, вероятно, щелочной характер. Наиболее крупные кристаллы такой роговой обманки достигают 0,1—0,15 мм в длину. В отдельных случаях в кайме наблюдаются кристаллы турмалина, достигающие до 0,2 мм в длину и до 0,05 мм в поперечнике.



Рис. 3. Биотит-актинолитовые псевдоморфозы по оливину.  $\times 25$ ; без анал.

Иногда биотит-актинолитовые псевдоморфозы примыкают к кристаллам диопсид-авгита, поэтому можно предполагать, что некоторые вкрапленники в породе были представлены сростками пироксена и оливина.

Биотит образует пластинчатые кристаллы размерами 0,1—0,3 мм, часто с неровными ступенчатыми краями. Он обладает ясно выраженным плеохроизмом от очень светлого желтовато-зеленого (по  $N_p$ ) до темного буровато-зеленого (по  $N_g$ ). Характерно, что кристаллы часто ориентированы в одном направлении и образуют цепочки длиной до 1,5—2,5 мм. В пределах такой цепочки все кристаллы обладают одинаковым угасанием и местами тесно примыкают друг к другу. Возможно, что это части отдельных более крупных кристаллов биотита, разобщенных в процессе кристаллизации основной массы породы.

Тонкозернистая основная масса породы состоит из плагиоклаза и калиевого полевого шпата, находящихся примерно в равных коли-

чествах, а также довольно многочисленных очень мелких кристалликов апатита. Кроме того, в основной массе присутствуют мелкие изометрические зерна пироксена и несколько вытянутые кристаллы биотита. Плагноклаз соскритизирован и альбитизирован, двойниковое строение наблюдается очень редко, но тем не менее он хорошо отличается от слегка буроватого в проходящем свете калиевого полевого шпата. Кроме отмеченных минералов в основной массе имеется тонкая вкрапленность (0,01—0,04 мм) рудного минерала, вероятнее всего пирита, судя по темно-желтому цвету в отраженном свете и квадратным сечениям.

**Шонкинитовые порфириды** являются преобладающей разновидностью щелочных пород в Северном и Южном Жусалинских массивах. Макроскопически это темные грязно-зеленые породы, на свежем изломе которых хорошо видны крупные (до 4 мм) пластинчатые кристаллы пироксена.

Под микроскопом также ясно устанавливается общее порфириное строение шонкинитовых порфиритов, но в отличие от ранее описанных пород вкрапленники темноцветных минералов резко преобладают над основной массой, составляя 70—80% состава породы. Вкрапленники представлены крупными кристаллами моноклинного пироксена, размерами от 0,5 до 4 мм, для которых характерны короткопризматические формы и восьмигранные поперечные сечения; двойники встречаются сравнительно редко. Пироксен частично или полностью заменен уралитовой роговой обманкой, среди которой сохраняются только реликты кристаллов. По оптическим константам ( $2V = +56^\circ$ ),  $Ng = 45^\circ$ ,  $Ng' - Np' = 0,025$ ) он почти не отличается от пироксена эссекситовых порфиритов и может быть также определен как диопсид-авгит. Наряду с пироксеном в ряде шлифов отмечены миндалевидные образования, подобные описанным выше, состоящие из перекрещивающихся мелких кристаллов актинолита в центральной части и каймы, сложенной мелкочешуйчатой слюдой, но без турмалина и роговой обманки.

Основная масса породы, более крупнозернистая (0,1—0,3 мм), чем в эссекситовых порфиритах, состоит из калиевого полевого шпата, ( $Np = 1,530$ ;  $Ng = 1,536$ ), биотита и подчиненного количества соскритизированного плагноклаза, заполняющих промежутки между крупными, местами соприкасающимися кристаллами пироксена. В отдельных случаях плагноклаз отсутствует и основная масса состоит только из калишпата, темноцветных минералов и аксессуарного апатита. Следует отметить, что трахитоидность основной массы в шонкинитовых порфиритах наблюдается значительно реже и в ряде случаев, когда резко преобладают темноцветные компоненты, структура породы может быть определена как криштовая, так как наблюдается заполнение промежутков между крупными кристаллами пироксена мелкозернистым агрегатом, состоящим преимущественно из калишпата, плагноклаза и биотита. Таким образом, резкой границы между шонкинитовыми и эссекситовыми порфиритами провести нельзя. Последние в Северном массиве, вероятно, являются

мелкозернистой краевой фацией шонкинитовых порфиритов, обогащенной полевыми шпатами.

Оливиновые шонкиниты слагают только один небольшой выход в основании обрыва р. Жусалы среди шонкинитовых порфиритов Южного массива. Это темно-зеленые порфировидные породы, в которых хорошо видны крупные кристаллы черного пироксена, погруженные в серо-зеленый базис, состоящий из разложенного оливина, полевого шпата и бурой слюды.

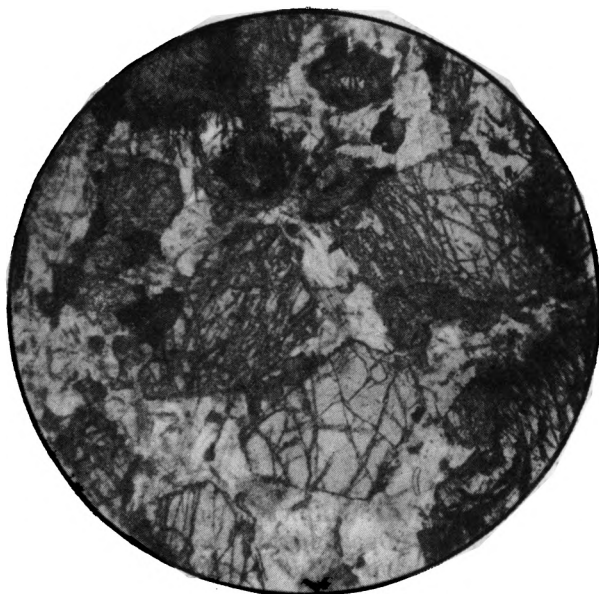


Рис. 4. Шонкинит.  $\times 15$ ; без анал.

Под микроскопом (рис. 4) устанавливается следующий состав породы, %: моноклинный пироксен — 40—50, серпентино-тальковые псевдоморфозы по оливину — 20—25, калишпат — 15—20, биотит — 8—10. В незначительном количестве отмечаются плагиоклаз, апатит и рудный минерал.

Преобладает в породе моноклинный пироксен, образующий короткостолбчатые кристаллы размерами от 1,5—2 до 5 мм. Характерно неравномерное угасание и аномальные синевато-серые окраски в сечениях с пересекающейся спайностью. В ряде случаев наблюдалось тонкозональное строение кристаллов и расплывчатая фигура «песочных часов» при скрещенных николях. Определены оптические константы:  $2V = +50$  ( $\checkmark$ ),  $cNg = 45^\circ$ ,  $Np = 1,699$ ,  $Nm = 1,713$ ,  $Ng = 1,729$ , судя по которым, пироксен относится к группе авгита

и, вероятно, является титан-авгитом, так как для последнего характерно зональное строение, неравномерное угасание и несколько повышенные по сравнению с авгитом интерференционные окраски. Иногда наблюдаются сростки из двух-трех кристаллов пироксена, который по трещинам и краям зерен в незначительной степени замещен хлоритом.

Реликтов оливина в породе не сохранилось, однако о его присутствии в ее первоначальном составе можно судить по многочисленным округлым псевдоморфозам размерами 2,5—3 мм, состоящим из переплетающихся прожилков магнетита, все пространство между которыми выполнено серпентино-тальковым агрегатом. По краям псевдоморфоз часто наблюдаются оторочки (толщиной 0,05—0,08 мм) зеленой слюды, частично замещенной хлоритом. С оливином и пироксеном ассоциируются пластинчатые кристаллы биотита размерами от 0,5 до 1,5 мм, окрашенные в красно-бурый цвет с резким плеохроизмом от светлого буровато-желтого до темно-бурого, почти черного цвета.

Все промежутки между пироксеном и оливином заполнены несколько вытянутыми кристаллами калишпата с неправильными неровными краями, имеющими глубокие западины и выступы. Размеры отдельных кристаллов колеблются от 0,5—1 до 1,5—2 мм. Довольно часто отмечаются простые двойники и трещины спайности; характерно неравномерное пятнистое угасание. В калишпате, слабо буроватом в проходящем свете, содержатся по-разному ориентированные лейстовидные включения кристаллов (длиной до 0,2—0,3 мм) серицитизированного плагиоклаза и, реже, мелких кристаллов оливина и пироксена. Судя по показателям преломления ( $N_p = 1,528$ ,  $N_m = 1,530$ ,  $N_g = 1,534$ ), несколько высоким для калишпатов, пятнистому угасанию, а также по значительному содержанию бария в породах можно предполагать, что полевой шпат является бариевым ортоклазом. Вместе с плагиоклазом в калишпате наблюдаются мелкие игольчатые кристаллы апатита.

Структура шонкинитов порфириовидная гипидиоморфнозернистая, характеризующаяся резким идиоморфизмом крупных кристаллов пироксена и оливина по отношению к полевому шпату. Вместе с тем имеются элементы венцовой и пойкилитовой структуры, так как вокруг серпентино-тальковых псевдоморфоз часто наблюдаются тонкие слюдяные каймы, а калишпат содержит пойкилитовые вросстки темноцветных минералов и плагиоклаза.

**Слюдяные перидотиты.** В северо-западной части Северного массива, в пойме р. Жусалы, имеется несколько отдельных выходов размерами до 15—20 м в поперечнике, черных очень плотных пород, обладающих характерной шаровой отдельностью. Эти выходы сложены крупнозернистыми перидотитами, покрытыми с поверхности бурой коркой гидроокислов железа. На свежем изломе хорошо видно строение породы, состоящей из крупных зерен зеленого серпентинизированного оливина, черного пироксена и многочисленных чешуек темно-коричневой слюды.

Под микроскопом устанавливается, что порода состоит из оливина, флогопита, пироксена и роговой обманки, которые в значительной степени замещены серпентином и хлоритом. Довольно часто наблюдаются резко идиоморфные вытянутые кристаллы апатита. Структуру породы можно определить как гипидиоморфнозернистую (рис. 5), участками пойкилитовую. Она характеризуется резким идиоморфизмом оливина и пироксена по отношению к флогопиту, в крупных кристаллах которого часто наблюдаются пойкилитовые вростки.



Рис. 5. Слюдяной перидотит.  $\times 15$ ; без анал.

Количественно-минералогический подсчет, произведенный при помощи сетчатого окуляр-микрометра в шлифе из обр. № 524, показал следующие соотношения минералов в породе, %: оливин (полностью серпентинизирован) — 45, флогопит — 19,3, моноклинный пироксен — 16,2, роговая обманка — 13,4, хлорит — 5,5 и апатит — 0,6. Однако отмечаются довольно значительные колебания состава этих пород; так, содержание оливина может подниматься до 60%, а флогопита — до 25—30%. Кроме вышперечисленных минералов в одном из шлифов встречены единичные зерна соссюритизированного плагиоклаза.

Оливин образует изометрические кристаллы размерами от 0,3 до 3 мм, которые полностью замещены серпентином. Последний представлен двумя разновидностями: хризотилом, образующим сеть ветвящихся прожилков, и антигоритом, тонколистоватый агрегат которого заполняет пространство между жилками хризотида. С хризотилом ассоциируется серпентинизационный магнетит. Изредка среди серпен-

тина встречаются игольчатые кристаллы актинолита. Вместе с серпентином, вероятно, присутствует и хлорит, характеризующийся несколько более темными тускло-серыми интерференционными окрасками, однако разделить эти минералы не всегда представляется возможным. Моноклинный пироксен образует также изометрические, иногда сдвойникованные кристаллы размерами от 0,2 до 1 мм, желтоватые в проходящем свете. По оптическим константам ( $2V = +52$  ( $\times$ ),  $cNg = 45^\circ$ ,  $Ng' - Np' = 0,023$ ) и окраске он может быть определен как авгит. Зерна пироксена, местами содержащие включения серпентинизированного оливина, в значительной степени замещены бесцветным амфиболом тремолит-актинолитового ряда и хлоритом.

Наиболее характерным минералом в породе является слюда, образующая ксеноморфные кристаллы, содержащие включения оливина и пироксена, с ясно выраженным плеохроизмом от коричневого (по  $Ng$ ) до розоватого (по  $Np$ ). Судя по окраске, плеохроизму и показателю преломления ( $Ng = 1,582$ ), слюда, вероятно, является флогопитом. Последний замещен тонкочешуйчатым зеленоватым в проходящем свете хлоритом. Иногда в краевых частях кристаллы слюды обезцвечены, что, по данным Е. А. Кузнецова, указывает на вермикулитизацию флогопита. Размеры кристаллов слюды колеблются в пределах 0,2—2 мм.

Довольно широко в породе распространен бесцветный или слабо зеленоватый амфибол. Местами ясно видно, что он развивается по пироксену. Вместе с тем в ряде случаев образует и самостоятельные скопления или прерывистые каемки вокруг реликтов оливина. Характерными для амфибола являются удлиненные пластинчатые кристаллы размерами от 0,1—0,2 до 1 мм, с неровными ступенчатыми концевыми гранями, содержащие тонкую сыпь магнетита. В некоторых случаях в мелких кристаллах наблюдаются полисинтетические двойники, характеризующиеся одновременным угасанием двух-трех двойниковых полосок. По оптическим константам ( $2V = -86-88$  ( $\times$ ),  $cNg = 20 - 22^\circ$ ) и окраске амфибол относится к группе актинолита, но обладает несколько меньшим двупреломлением ( $Ng' - Np' = 0,018$ ). Апатит наблюдается в виде немногочисленных, но крупных кристаллов от 0,5 до 1,5 мм длиной и до 0,3—0,4 мм в поперечнике, которые встречаются в виде включений во всех минералах породы, часто образуя шестигранные поперечные сечения.

На правом крутом склоне русла р. Жусалы в промоине глубокого лога среди эссекситовых порфиринов имеется несколько мелких выходов перидотитов, по составу несколько отличающихся от предыдущих. Обнажения в устьевой части лога сложены сильно выветрелыми перидотитами, состоящими преимущественно из серпентино-тальковых псевдоморфоз по оливину, биотита и, в подчиненном количестве, роговой обманки. В 10—12 м выше по логу содержание роговой обманки в породах резко возрастает и по составу они могут быть отнесены к роговообманковым перидотитам — шрисгеймитам.



Преобладающим минералом (до 60%) в этих породах является роговая обманка ( $Np = 1,650$ ,  $Ng = 1,676$ ), которая образует крупные (2—3 мм) неправильные кристаллы, часто содержащие пойкилитовые вроски оталькованного оливина и слюды. Она интенсивно окрашена и плеохроирует от темного буро-зеленого (по  $Ng$ ) до светлого желтовато-зеленого (по  $Np$ ) цвета. Роговая обманка обладает большим, близким к  $90^\circ$  углом оптических осей, положительным удлинением и углом угасания  $cNg = 20—25^\circ$ .

По краям кристаллов и вдоль трещин спайности роговая обманка замещается актинолитом и хлоритом. Роговая обманка сравнительно мало изменена постмагматическими процессами, в то время как оливин, составлявший до 25—30% породы, полностью замещен мелкочешуйчатым агрегатом талька. Тальковые псевдоморфозы по оливину достигают 2 мм в поперечнике и имеют округлые и, реже, шестигранные очертания. Слюда, судя по отдельным сохранившимся реликтам, представленная биотитом, составляет 10—15% породы. Для нее характерны пластинчатые кристаллы размерами до 0,5—1 мм, которые в значительной степени или полностью замещены хлоритом, сохраняющим ориентировку и спайность слюды. Из аксессуарных минералов в шрисгеймитах присутствуют в незначительном количестве апатит и магнетит.

Роговообманковые перидотиты в целом очень сильно изменены, поэтому их первоначальную структуру определить затруднительно. Судя по реликтам минералов, она была гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой, так как наблюдаются включения оливина и биотита в роговой обманке. Вместе с тем возможно, что были участки венцовой структуры, так как соотношения псевдоморфоз талька по оливину и хлорита по биотиту показывают, что первоначально зерна оливина имели биотитовые оторочки.

Для характеристики состава Жусалинских интрузий мы располагаем двумя химическими анализами (см. таблицу), выполненными в химической лаборатории ВСЕГЕИ М. О. Ручкиной. Эти анализы хорошо подтверждают при сопоставлении со средними составами по Р. Дэли отнесение описанных пород к щелочным габброидам эссексит-шонкинитовой группы и слюдяным перидотитам. Обращает внимание присутствие в породах бария, вероятно, содержащегося в виде изоморфной примеси в калиевом полевопшпате и слюде.

Спектральными анализами в щелочных породах Жусалинских интрузий установлены следующие редкие элементы: медь, никель, кобальт, хром, ванадий, бериллий, скандий, галлий, иттрий, цирконий, стронций, барий, литий, бор и фтор. Количественный спектральный анализ, произведенный в лаборатории СЗГУ, показал следующее содержание, %: галлия — 0,005—0,0013, скандия — 0,0013—0,0031, лития — 0,003—0,006, фтора — 0,03—0,09. Довольно высокое содержание фтора, вероятно, связано с присутствием в породах турмалина и апатита.

В отличие от ишимского комплекса, представленного перечисленными выше разнообразными щелочными породами, Жусалинские

Окислы	Номера образцов *		Окислы	Номера образцов *	
	524	531		524	531
SiO <sub>2</sub>	39,64	50,04	MgO	24,93	8,31
TiO <sub>2</sub>	1,35	0,87	BaO	0,44	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,38	12,20	CaO	4,21	8,59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	Нет	Na <sub>2</sub> O	0,44	2,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,67	7,74	K <sub>2</sub> O	1,85	4,48
FeO	4,88	2,81	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,84	0,40
MnO	0,27	0,19	П. п. п.	6,58	1,82
			Сумма	100,56	100,17

\* Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому. Обр. 524 — слюдяной перидотит:  $a=3,2$ ;  $c=2,3$ ;  $b=52,5$ ;  $S=42,0$ ;  $n=23,2$ ;  $f'=21,4$ ;  $m'=73,4$ ;  $c'=5,2$ ;  $Q=-24,7$ ; обр. 531 — эссекситовый порфирит:  $a=11,2$ ;  $c=2,3$ ;  $b=30,9$ ;  $S=55,6$ ;  $n=43,5$ ;  $f'=29,3$ ;  $m'=44,0$ ;  $c'=26,7$ ;  $Q=-13,5$ .

щелочные интрузии сложены только основными и ультраосновными разностями. Вместе с тем они хорошо сопоставляются с ранней фазой ишимского комплекса, в составе которой, по данным В. С. Малявкина [1958], отмечаются щелочные пироксениты, шонкиниты и меланократовые гибридные породы, тяготеющие к периферическим частям Кубасадырского массива. Внутренняя часть последнего сложена преимущественно нефелиновыми и мусковитизированными сиенитами.

В настоящее время достаточно достоверно установлен девонский возраст ишимского щелочного комплекса. Так, по данным В. С. Малявкина [1958], абсолютный возраст нефелиновых и мусковитизированных сиенитов, которые в южной части Кубасадырского массива перекрыты известняками нижнего карбона, определяется как девонский. Позднее данные В. С. Малявкина по абсолютному возрасту были уточнены Н. И. Замятым и др. [1961], которые приводят двенадцать определений абсолютного возраста различных пород ишимского комплекса, производившихся калий-аргоновым методом по биотиту. На основании этих определений абсолютный возраст щелочных пород установлен в пределах 405—438 млн. лет, что согласно шкале абсолютной геохронологии соответствует девону.

Прямых геологических данных о возрасте Жусалинских щелочных интрузий, залегающих в породах докембрия, в нашем распоряжении не имеется. Произведено одно определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом ( $\frac{Ar^{40}}{K^{40}} = 0,0221$ ) по биотиту, отобранному из слюдяных перидотитов, залегающих в эссекситовых порфиритах

на правом берегу р. Жусалы. Согласно этому определению, сделанному в лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ под руководством Н. И. Полевой, слюдяные перидотиты имеют возраст 360 млн. лет, что соответствует по абсолютной геохронологической шкале границе девона и карбона или самым низам карбона.

Таким образом, петрографические особенности и возраст Жусалинских щелочных интрузий позволяют уверенно сопоставлять их с ишимским щелочным комплексом и относить все эти интрузии к единому циклу магматической деятельности, проявившемуся в девоне и, возможно, в начале карбона.

Следует отметить, что щелочные интрузии известны и в других частях Улутауского и Кокчетавского районов. Так, Е. Л. Бутаковой [1937], а затем Т. Г. Павловой [1959] описан Карсакпайский массив щелочных и нефелиновых сиенитов, расположенный северо-западнее поселка Карсакпай. Возраст этого массива достоверно не установлен. Е. Л. Бутакова, основываясь на отсутствии катаклаза в сиенитах и слабом их изменении вторичными процессами, предполагает варисский возраст этого массива, а Т. Г. Павлова считает сиениты докембрийскими, связывая их происхождение по ряду петрографических признаков, особенностям химизма и структурному положению с докембрийскими гранито-гнейсами. Если сопоставлять карсакпайские щелочные и нефелиновые сиениты не с ильменским щелочным комплексом Урала, как это делает Т. Г. Павлова, а с ишимским комплексом Казахстана, то следует признать справедливым предположение Е. Л. Бутаковой о варисском возрасте этих пород. Е. А. Кузнецов [1952] при описании интрузивных горных пород ур. Джаркаинагач, кроме Кубасадырского массива, упоминает мелкие тела щелочных сиенитов и сиенит-порфиров в районе сел Братолюбовки и Ишимское, восточнее основного поля развития щелочных пород. Кроме того, небольшие щелочные интрузии основного состава показаны на мелкомасштабных геологических картах в 80—100 км к север-северо-востоку от Кубасадырского массива.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что малые интрузии щелочного состава сравнительно широко распространены в Улутау-Кокчетавском районе и могут быть объединены в единый магматический комплекс малых интрузий щелочных и субщелочных пород, характеризующий конечные этапы развития подвижного пояса в этой части Центрального Казахстана.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Б у т а к о в а Е. Л. Щелочные и нефелиновые сиениты Карсакпайского района (Северо-Восточный Казахстан). Зап. ВМО, ч. 66, № 4, 1937.  
В и ш н е в с к а я И. И., Т р у с о в а И. Ф. Новые данные по геологии гор Жаксы-Арганаты (Северный Улутау). Изв. вузов, геол. и разв., № 6, 1962.  
З а в а р и ц к и й А. Н. Щелочные горные породы Ишима. Тр. ПЕТРИН АН СССР, вып. 7—8, 1936.

Заварицкий А. Н. Краткий геологический очерк ишимского комплекса щелочных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1938.

Замятин Н. И. и др. Абсолютный возраст щелочных пород ишимского комплекса в Центральном Казахстане. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 1 (42), 1961.

Кузнецов Е. А. Интрузивные горные породы урочища Джаркаинагач в Казахстане. Вестн. МГУ, № 8, 1952.

Кузнецов Е. А. Ультраосновные породы р. Джусалы (Казахстан) и их флогопит. Бюл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 3, 1961.

Малаякин В. С. Новые данные о геологии ишимского комплекса щелочных пород в Казахстане. Вестн. АН КазССР, № 12, 1958.

Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г., Патрикеев С. Б. Содалито-нефелиновые сиениты массива Кубасадыр в урочище Джаркаинагач (Центральный Казахстан). Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 1, 1961.

Павлова Т. Г. Карсакапский массив щелочных и нефелиновых сиенитов и его положение в тектонической структуре. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1959.

Трусова И. Ф. Явления полиморфизма в кристаллических сланцах докембрия Центрального Казахстана. Изв. вузов, геол. и разв., № 1, 1961.

Филатова Л. И. Докембрий Улутая. Изд-во МГУ, 1962.

## СЛОЖНОПОСТРОЕННЫЕ ДАЙКИ И МЕХАНИЗМ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Сложнопостроенные дайки, образованные рядом параллельных контактирующих друг с другом тел близкого или резко отличного состава, известны в различных регионах и описаны многими исследователями [Дюгаев, 1935; Каленов, 1939; Полквой, 1946; Мирходжиев, 1954; Сопко, 1954; Булычев, 1962 и др.]. Наиболее полные сведения о них имеются в работе Х. М. Абдуллаева [1957].

Механизм образования таких сложнопостроенных тел различными авторами трактуется по-разному. Большинство исследователей рассматривает возникновение их как результат повторного приоткрывания трещины, первоначально выполненной какой-либо дайкой, и последующего внедрения вдоль ее зальбандов более поздних даек резко отличного состава. В случаях, когда на основании тех или иных фактов надежно устанавливается более молодой возраст пород центральной части сложных тел по сравнению с периферическими, образование их объясняется внедрением поздней дайки в центральную часть более ранней. Возможность развития более молодой дайки в центральной части сложного тела была показана на примере Памира В. А. Николаевым [1934]. Позднее аналогичную дайку описал А. П. Васьковский [1937], который на основании ее изучения пришел к выводу о том, что «...трещина выполнялась двумя фазами, причем сначала интродировал порфирит, прорванный затем кварцевым порфиром» (стр. 62). Однако поскольку разрыв единого тела массивной дайки по осевой плоскости вряд ли мог иметь место, то некоторые исследователи — Л. Г. Лунина, Д. П. Ляшkevич и др. [Абдуллаев, 1957] высказали, кроме того, мнение о возникновении сложных тел в результате дифференциации одноактно внедрившейся магмы.

При картировании и изучении даек, развитых в районах редкометальных месторождений, автору удавалось неоднократно наблюдать сложнопостроенные дайки. Рассмотрим два характерных примера строения таких даек, позволяющих расшифровать механизм их образования.

*Пример 1.* Дайковое поле, в пределах которого встречены сложные дайки, расположено в районе Нура-Талдинского вольфрамового месторождения и приурочено к небольшому (площадью около 300 км<sup>2</sup>) останцу слюдисто-кварцевых сланцев и песчаников, сохранившихся в кровле верхнекарбонového гранитного массива. В пределах дай-

кового поля известно несколько сложных тел; строение одного из них представляет собой наибольший интерес для рассматриваемого вопроса.

Дайка обнажается на поверхности в виде отчетливой грядки северо-восточного простирания, хорошо прослеживающейся на аэрофотоснимках, и имеет характерную четко выраженную коленчатую форму с азимутами простирания отдельных «колен» 0; 30; 50; 70;

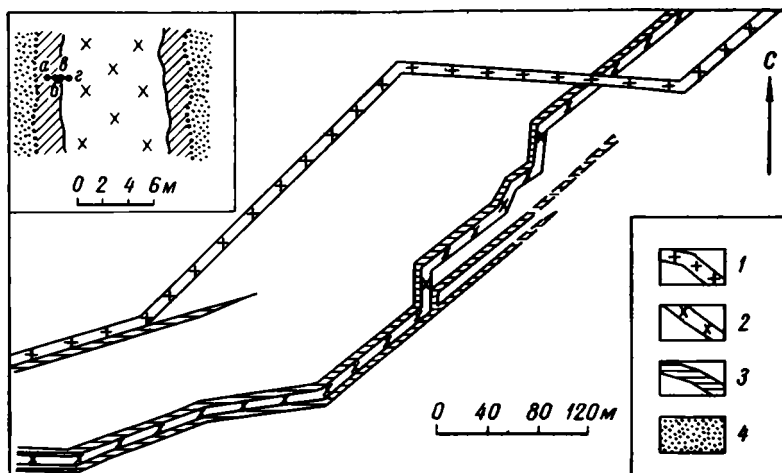


Рис. 1. Морфология сложной дайки. Схематическая зарисовка. На врезке — схема строения дайки; точками показаны места взятия образцов, микрофотографии которых приведены на рис. 2.

1 — сферолитовые гранит-порфиры; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — кварцевые микродиориты; 4 — наносы.

85 и 90°. Общее простирание при этом обуславливается преобладающим простиранием «колен» с азимутом СВ 50°. Падение дайки крутое, под углом 70—90°, преимущественно юго-восточное; по простиранию она прослеживается на расстоянии 750—800 м. Дайка имеет симметричное строение и состоит из трех параллельных соприкасающихся тел: кварцевые микродиориты — гранодиорит-порфиры — кварцевые микродиориты (рис. 1).

Гранодиорит-порфиры, слагающие центральную зону сложного тела, представляют собой серого, розовато-серого цвета породу отчетливо порфировой структуры с большим количеством крупных (2—7 мм) вкрапленников полевого шпата и кварца, реже амфибола, располагающихся в розовато-серой тонкозернистой основной массе. При микроскопическом изучении устанавливается, что полевым шпатом вкрапленников представлен олигоклаз-андезином (№ 28—35), амфибол-роговой обманкой ( $cNg = 18^\circ$ ). В целом по составу описываемые породы мало чем отличаются от обычных гранодиорит-порфиров

с нормальным соотношением породообразующих минералов. Характерной особенностью их является микропегматитовая структура основной массы и интенсивное замещение роговой обманки хлоритом и эпидотом. Мощность гранодиорит-порфировой дайки составляет 7—8 м и выдерживается постоянной практически на всем ее протяжении.

Кварцевые микродиориты, располагающиеся в периферических частях сложной дайки, представляют мелкоравномернозернистую породу темно-серого до черного цвета с хорошо выделяющимися многочисленными игольчатыми кристаллами амфибола. Под микроскопом микродиориты имеют призматически зернистую структуру и состоят из сосюритизированного андезина, длиннопризматических, с хорошо выраженными гранями призмы (110) и второго пинакоида (010), кристаллов роговой обманки ( $cNg = 20-21^\circ$ ,  $2V = -72^\circ$ ), мелких зерен кварца. Акцессорными минералами являются магнетит и апатит, помимо которых иногда наблюдаются также единичные зерна циркона. Количество роговой обманки и андезина в породе варьирует. В отдельных шлифах сохраняется типичная для лампрофиров порфировидность за счет крупных (до 2 мм) кристаллов роговой обманки, располагающихся на фоне более мелких (десятые доли миллиметра) призматических кристаллов андезина и роговой обманки.

Интересно отметить наличие в микродиоритах в юго-западной части дайки большого количества своеобразных обособлений кварца. Обособления имеют либо округлую, изометричную форму и в этом случае напоминают включения гальки, либо удлиненные неправильных очертаний выделения. Размеры кварцевых обособлений колеблются от 0,5 до 3—8 см в поперечнике — в первом случае и от 5 до 8 см длиной при ширине 1—2 см — во втором. От вмещающих микродиоритов обособления отделяются пленкой гидроокислов железа и сложены молочно-белым зернистым кварцем с мелкими единичными зернами полевого шпата. Причина появления в микродиоритах этих кварцевых образований остается недостаточно ясной.

Контакты микродиоритов с вмещающими породами задернованы, мощности обнажающихся частей микродиоритовых зон на протяжении всей дайки примерно равны друг другу и не превышают 1,5—2 м каждая.

При прослеживании сложной дайки по простиранию устанавливается, что симметричное строение ее выдерживается в южной и центральной частях, в северной же — микродиориты вдоль восточного контакта отсутствуют и развиваются в виде самостоятельного тела во вмещающих породах на некотором удалении от сложной дайки (см. рис. 1).

Контакты между гранодиорит-порфирами и кварцевыми микродиоритами в пределах сложной дайки в одних случаях резкие и прямолинейные, в других — наблюдаются постепенные переходы, выражающиеся в некотором осветлении микродиоритов, появлении в них многочисленных порфировидных выделений полевого шпата и кварца и развитии «просечек» и прожилковидных обособлений гра-

нодиорит-порфиров. Кроме того, в гранодиорит-порфирах вблизи контакта иногда устанавливаются изометричной формы ксенолиты микродиоритов размером от долей сантиметра до 3—5 см.

Следует отметить, что гранодиорит-порфиры и микродиориты, слагающие сложную дайку, в пределах дайкового поля образуют и самостоятельные тела. Породы таких простых даек как по составу, так и по строению практически ничем не отличаются от пород, слагающих сложную дайку. Во всех наблюдавшихся случаях взаимных пересечений простых даек микродиоритов и гранодиорит-порфиров надежно устанавливается более молодой возраст последних.

Аналогичное возрастное взаимоотношение устанавливается между гранодиорит-порфирами и микродиоритами и в пределах сложной дайки. Так, при изучении серии шлифов, отобранных вкрест простираения дайки (врезка на рис. 1), в микродиоритовых зонах по мере приближения к контакту с гранодиорит-порфирами наблюдается закономерное уменьшение крупности зерен породообразующих минералов (рис. 2 а, б, в) аналогично тому, как это происходит в периферических частях простых даек микродиоритов при образовании маломощных зон закалки.

Вблизи контакта появляются новообразования олигоклаз-андезина, образующего крупные порфиroidные вкрапленники, хорошо различимые даже невооруженным глазом, гнездообразные скопления хлорита с мелкой вкрапленностью сфена. В этом же направлении происходит увеличение количества кварца (до 15%) за счет появления помимо мелких зерен в основной массе крупных (размером 3—5 мм) порфиroidных выделений. Такие выделения нередко оказываются окруженными «венчиком» из тонких удлиненных кристаллов роговой обманки. Андезин микродиоритов интенсивно замещен серицитом, по периферии кристаллов иногда развивается альбит. Вблизи непосредственного контакта с гранодиорит-порфирами и особенно в микродиоритовых ксенолитах среди последних по периферии кристаллов сосюритизированного андезина развиваются «каемки» микрографической структуры, характерной, как отмечалось выше, для гранодиорит-порфиров.

Изменение в составе и структуре гранодиорит-порфиров по мере приближения к контакту с микродиоритами (см. рис. 2 в, г) выражено в некотором уменьшении крупности порфиroidных вкрапленников породы в пределах узкой зоны контакта, резком обогащении гранодиорит-порфиров магнетитом — ведущим аксессуарным минералом микродиоритов — и возрастании количества роговой обманки (см. рис. 2, в). При этом магнетит почти нацело оказывается замещенным гематитом, а роговая обманка — хлоритом и эпидотом.

Таким образом, на основании отмеченных особенностей состава и строения сложной дайки возникновение ее не может быть объяснено исходя из существующих представлений.

Для решения вопроса о механизме образования описываемой дайки, в центральной части которой наблюдаются более молодые породы, большую помощь оказывает изучение ее морфологии. При



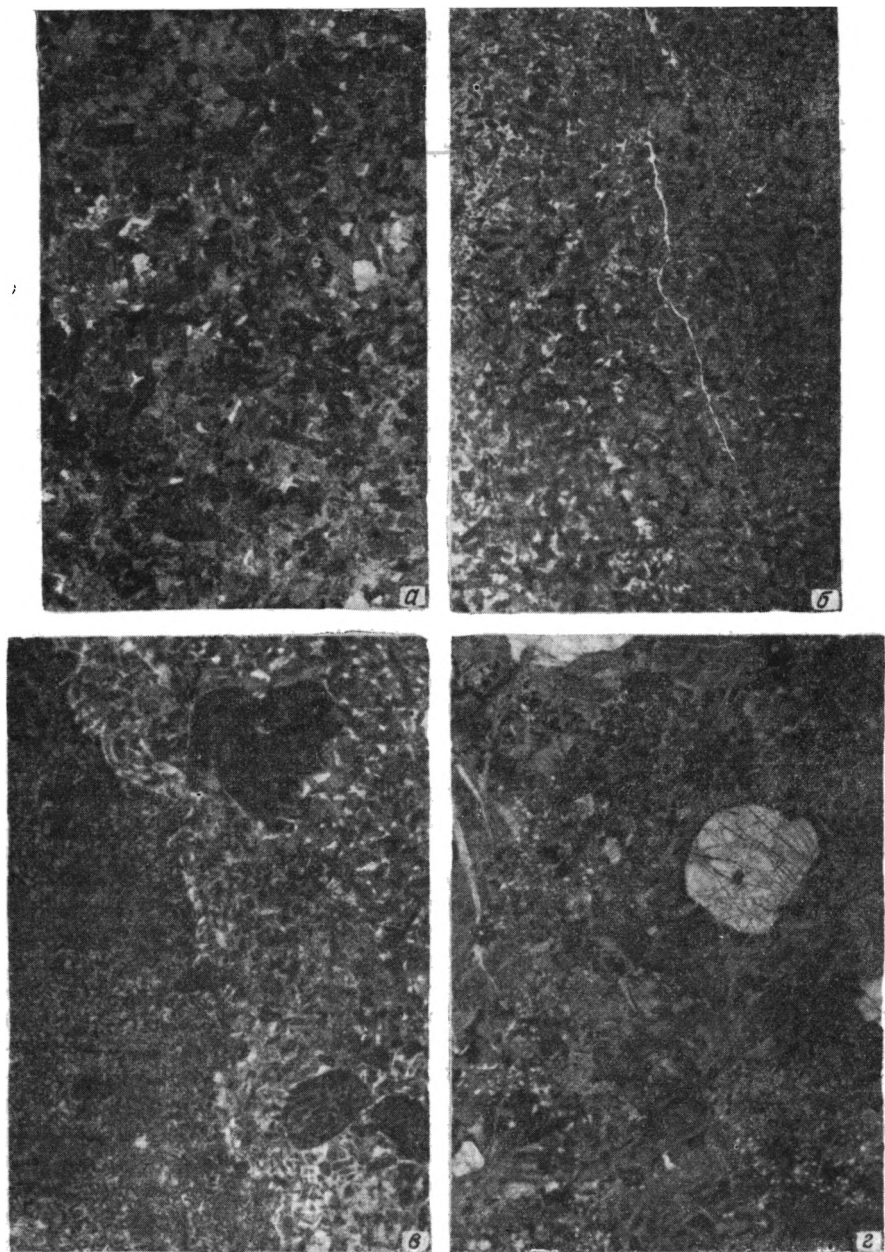


Рис. 2. Контакт кварцевых микродиоритов (см. рис. 1) *а, б* с гранодиорит-порфирами *в, г*. Видно уменьшение зернистости в обеих породах в зоне контакта.  $\times 8$ ; ник. ||.

прослеживании дайки по простиранию в северо-восточной ее части устанавливается, как отмечалось выше, развитие одной из микродиоритовых внешних зон в виде самостоятельного тела среди вмещающих пород (см. рис. 1). Этот факт наводит на мысль о раздельном, несколько одновременном образовании микродиоритов, слагающих периферические части дайки, хотя и локализованных первоначально в пределах одной и той же трещины на большей части ее протяженности. Образование сложной дайки в этом случае становится легко объяснимым, если исходить из представления о внедрении при повторном открывании вдоль шва двух соприкасающихся даек микродиоритов (как наиболее ослабленного участка) дайки гранодиорит-порфиров. Подтверждением такому способу образования сложной дайки служит и непонятное на первый взгляд уменьшение размера зерен вблизи контакта гранодиорит-порфиров с микродиоритами в обеих породах.

Аналогичного строения сложные дайки устанавливаются и на соседнем с описанным дайковым поле, располагающемся примерно в 5 км восточнее. Здесь удается наблюдать, как дайки микродиоритов, образующие самостоятельные субпараллельные тела, на отдельных интервалах (в 20—30 м) сливаются, выполняя одну и ту же трещину, а затем снова расходятся.

*Пример 2.* Обнажение, в пределах которого наблюдалась сложно-построенная дайка, находится в окрестностях Кольванского редкометального месторождения (Горный Алтай). Дайка имеет мощность около 5—5,5 м и залегает среди роговообманковых среднеравномернозернистых гранитов. Контакты дайки с гранитами четкие, прямолинейные. По составу дайка представлена мелкозернистыми диабазами темно-серого до черного цвета. Вдоль зальбандов наблюдаются маломощные (1—1,5 см) зоны закалки. В центральной части дайки устанавливаются единичные ксенолиты практически неизменных вмещающих роговообманковых гранитов размером в несколько сантиметров (рис. 3).

С первого взгляда дайка имеет однородное строение, однако при более внимательном изучении удается выявить ряд маломощных (3—7 см) даек, располагающихся согласно с простиранием основной дайки и выделяющихся на ее фоне благодаря более тонкозернистому строению и черному цвету. По внешнему виду мелкие дайки практически ничем не отличаются от породы, слагающей зоны закалки вдоль зальбандов. Самостоятельное и несколько более позднее развитие маломощных даек по сравнению с дайкой диабазов доказывается следующими фактами.

При прослеживании их по простиранию устанавливается, что некоторые из них выходят за пределы мощного дайкового тела и развиваются в виде самостоятельных «хвостов» в гранитах. Иногда вдоль их зальбандов наблюдаются также маломощные прослои вмещающих гранитов линзообразной и прожилковидной формы. Наконец, наблюдался также случай пересечения одной из таких маломощных даек ксенолита вмещающих гранитов, захваченного дайкой диабазов в процессе ее формирования (см. рис. 3).

Рассмотренные факты свидетельствуют о сложном «слоеном» строении дайки диабазов и образовании ее путем неоднократного внедрения однотипных по составу даек вдоль одной и той же трещины.

Таким образом, сложнопостроенные дайки возникают в долгоживущих, неоднократно подновляющихся тектонических зонах путем последовательного внедрения разновозрастных даек вдоль одной

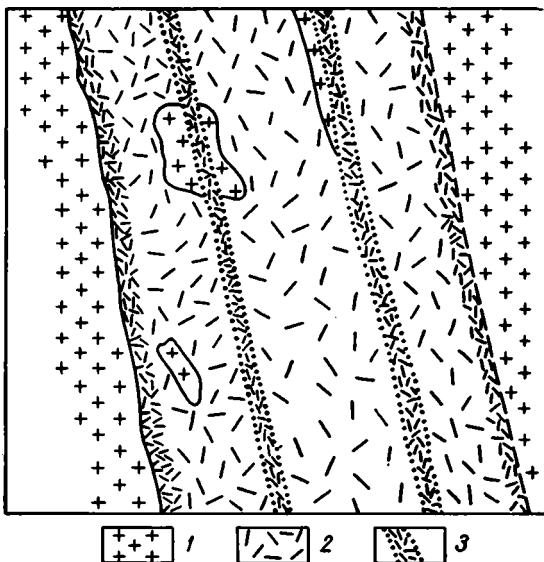


Рис. 3. Схема строения сложнопостроенной дайки диабазов.

1 — роговообманковые среднеравнозернистые граниты; 2 — мелкозернистые диабазы серовато-черного цвета; 3 — тонкозернистые диабазы черного цвета.

и той же трещины вследствие ее повторного приоткрывания. При этом факт неоднократного образования практически однотипных, не отличимых по составу даек вдоль единых тектонических швов указывает на значительную продолжительность процесса формирования даек одной возрастной группы, при котором кристаллизация предыдущих заканчивалась к началу кристаллизации последующих.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.  
 Абдуллаев Х. М., Горьковой О. П., Шмудевич Г. Д. Сложнопостроенные дайки Кураминского хребта. Зап.-Узб. отд. ВМО, вып. 8, 1955.  
 Булычев А. В. О зональной дайке диабазов в Чу-Илийских горах. Мат-лы ВСЕГЕИ, т. 74, 1962.

В а с ь к о в с к и й А. П. Петрология рудоносных жил Калымского района. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Охотско-Калымского края, вып. 9. Изд. Дальстрой, 1937.

Д ю г а е в И. В. Материалы к петрографии Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. IV, 1935.

К а л е н о в А. Д. Висмута-медное месторождение Коктерек в Юго-Западном Тянь-Шане. Тр. МГРИ, т. V, 1939.

М и р х о д ж и е в И. М. О дайках бассейна р. Лашкерек. Зап.-Узб. отд. ВМО, вып. 6, 1954.

Н и к о л а е в В. А. и др. Материалы к петрологии Памира. Тадж. Памир. эксп. 1932. Изд. ОНТИ, вып. VII, 1934.

П о л к в о й О. С. Сравнительная характеристика интрузивных пород района полиметаллических месторождений Аксаран и Каскайгыр-Анджак. Сб., посв. акад. Д. С. Белянкину. Изд-во АН СССР, 1946.

С о п к о П. Ф. Жильные породы Алавердского района Армении. Тр. Воронежского ун-та, т. XXI (сб. геол. работ), 1954.

Б. С. ЗЕЙЛИК, А. А. ДУХОВСКИЙ,  
М. М. РОЗЕНБЛАТ, В. Н. ТАЛМАНОВ

## К ПЕТРОЛОГИИ ПЕРМСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА КЫЗЫЛТАС

Пермский гранитный массив Кызылтас расположен в зоне крупных расколов северо-западного простирания, осложняющей юго-западное крыло Токрауского синклинория. Он прорывает верхнедевонские (франские), нижнекаменноугольные и условно верхнепалеозойские вулканогенные и интрузивные породы. Среди гранитов массива различаются крупно-, средне- и мелкозернистые, местами порфиroidные аляскитовые граниты. В пределах массива развиты дайки, представленные микрогранитами, сиенит-порфирами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами.

Крупнозернистые аляскитовые граниты распространены в восточной, юго-западной и западной частях массива. Общая площадь, занятая этими гранитами, составляет 12—13 км<sup>2</sup>, причем наиболее крупные по размерам выходы их находятся в восточной части массива.

Крупнозернистые аляскитовые граниты — густо-розовые, часто грубозернистые, равнозернистые и лишь иногда порфиroidные породы. Структура их гипидиоморфнозернистая. Состав породообразующих минералов, %: микроклин — 30—45, плагиоклаз — 20—25, кварц — 25—30 и биотит — 1—5. Следует подчеркнуть, что при значительном содержании биотита (до 5%) описываемую разновидность, по-видимому, следует называть крупнозернистым биотитовым гранитом. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, магнетит.

Микроклин образует ксеноморфные, нередко удлиненные кристаллы, имеющие поперечник от 0,1—0,2 до 6—10 мм. Иногда там, где граниты имеют порфиroidную структуру, длина кристаллов микроклина — до 20—35 мм при поперечнике до 8—12 мм. Кварц представлен ксеноморфными кристаллами с поперечником от 0,1 до 8—10 мм. Характерно групповое расположение его зерен. Встречаются пегматитовые прорастания микроклина и кварца. Плагиоклаз (альбит и альбит-олигоклаз) образует удлиненные кристаллы длиной до 10 мм. Биотит наблюдается в виде прямоугольных чешуек, достигающих по длинной оси 1—2 мм, в поперечнике 0,5—0,6 мм. В зоне контакта с мелкозернистыми гранитами отмечается мусковит в виде единичных чешуек.

Микроклин интенсивно пелитизирован и альбитизирован. Альбитизация проявляется в виде прорастания кристаллов микроклина однообразно ориентированной системой двойников альбита. Плагиоклаз серицитизирован. Изредка отмечается зональное распростра-

нение серицитизации с явным преобладанием в центральных частях кристаллов. По биотиту развит мелкокристаллический игольчатый рутил — сагенит.

В зоне непосредственного контакта с вмещающими мелкообломочными андезитовыми туфами крупнозернистый аляскитовый гранит переходит в гранит с мелкозернистой основной массой, содержащей сравнительно редкие порфиновые выделения калиевого полевого шпата и кварца. Количество порфирировых выделений в этом мелкозернистом граните резко уменьшается на расстоянии 0,3—0,4 м в горизонтальном срезе. В данном случае мелкозернистый гранит представляет собой зону закалки. Истинная мощность ее 0,3—0,4 м.

Среди крупнозернистых гранитов отмечаются мелкие неправильной формы тела пегматитов. В обнажениях пегматитовые обособления нередко имеют неотчетливые очертания. Поперечник пегматитовых тел колеблется от 0,2—0,4 до 0,5 м, достигая в отдельных случаях 2,0 м. Кварц в этих телах обычно молочно-белый, замутненный. Нередко встречаются зональные кристаллы кварца, иногда мориона. Здесь же находятся кристаллы турмалина — шерла.

Среднезернистые порфирировидные аляскитовые граниты розового и желтоватого цвета занимают наибольшую площадь в массиве — 45—46 км<sup>2</sup>. В этих гранитах устанавливаются микроклин, кварц, плагиоклаз, мусковит и биотит. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Количественные соотношения главных породообразующих минералов, за исключением слюд, соответствуют крупнозернистым гранитам. В среднезернистых гранитах общее количество биотита и мусковита не превышает 1%. По-видимому, эта особенность в содержании слюд (биотита) является характерной для позднегерцинских интрузий Центрального Казахстана. В частности, она отмечена Т. В. Перекалиной [1962] для Каркаралинского плутона. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом.

Микроклин образует в основной массе породы ксеноморфные кристаллы, поперечник которых колеблется в основном от 0,1—0,2 до 3—5 мм. Выделения микроклина, обуславливающие порфирировидный облик породы, обладают четко выраженным идиоморфизмом и характеризуются следующими размерами: длина 8—15, ширина — 5—10 мм. Кварц представлен ксеноморфными, но изометричными по форме кристаллами, имеющими поперечник от 0,1—0,2 до 3—4 мм, иногда до 10—12 мм. Характерны либо группы мелких зерен кварца (поперечник зерен до 1 мм), либо отдельные более крупные кристаллы, размеры которых достигают 7—8 и реже 10—12 мм. Плагиоклаз, представленный альбитом и альбит-олигоклазом, образует более или менее идиоморфные кристаллы с размерами, отвечающими размерам зерен микроклина в основной массе породы. В шлифах видны тонкие извилистые «вроски» плагиоклаза и калишпата, далеко проникающие в зерна кварца. Иногда наблюдаются типичные гранофирировые прорастания полевых шпатов и кварца. Биотит и мусковит встречаются в виде очень редких чешуек с поперечником до 1—2 мм.

Калишпат пелитизирован и альбитизирован. Плагноклаз обнаруживает неравномерные зональные изменения. В нем в виде мелких включений отмечаются акцессорные апатит и циркон. Биотит и мусковит не изменены.

Тела и жилы пегматитов среди среднезернистых порфировидных аляскитовых гранитов встречаются значительно реже, чем среди крупнозернистых; размеры и состав пегматитовых обособлений те же, что и в крупнозернистых гранитах.

Среднезернистые порфировидные аляскитовые граниты прорывают крупнозернистые граниты, причем в местах непосредственного контакта этих образований нередко можно наблюдать, как они «пронизывают» крупнозернистую фацию, по-видимому, по первичным пластовым и крутопадающим трещинам отдельности. При этом среднезернистые граниты создают нечто подобное каркасу, состоящему из плитообразных, горизонтальных или несколько наклонных, иногда многослойных тел с апофизами, ответвлениями и крутопадающими соединительными «жилами». В этот «каркас» заключены различные по размерам блоки крупнозернистых гранитов. Подобные взаимоотношения гранитов ранних и более поздних внедрений в пределах акчатауского комплекса описаны Г. Н. Щербой [1960].

Контакты крупнозернистой и среднезернистой разновидностей резкие. Иногда в крупнозернистом граните в зоне контакта со среднезернистым гранитом отмечается несколько повышенное протитовое количество биотита. Не исключено, что биотит этот часто новообразованный. В зоне контактов с вмещающими породами среднезернистые порфировидные аляскитовые граниты имеют мелкозернистую краевую субфацию — зону закалки.

Мелкозернистые аляскитовые граниты в виде значительных по размерам тел наблюдаются в северо-западной, юго-западной и восточной частях массива. Наибольшее по площади тело этих гранитов (7 км<sup>2</sup>) обнажается у северо-западной оконечности интрузии. Мелкие, «внемасштабные» для прилагаемой карты тела мелкозернистых гранитов встречаются во всех частях массива. Общая площадь, занятая гранитами этой фации, составляет 10—11 км<sup>2</sup>.

Мелкозернистые аляскитовые граниты имеют желтовато-серые и светло-серые цвета. Обычно они равномернозернистые, но нередко и порфировидные. Состав мелкозернистых гранитов соответствует составам описанных выше разновидностей гранитов, но в отличие от крупнозернистых здесь, как в среднезернистых, присутствуют одновременно биотит и мусковит.

Наиболее обычные размеры зерен главных породообразующих минералов (калишпата, кварца и плагноклаза) в равномернозернистых разновидностях колеблются в пределах от 0,1 до 1,0 мм. Иногда встречаются несколько более крупные кристаллы калишпата (длина до 2,0, ширина до 0,5 мм) и кварца (поперечник до 4—5 мм). Чешуйки биотита достигают по длине 1,5—3,0 мм; мусковит встречается в виде мельчайших чешуек длиной до 0,05 мм. В порфировидных разновидностях мелкозернистых гранитов на фоне основной

массы породы выделяются фенокристаллы микроклина, длина которых до 15, ширина — до 7—8 мм, и кварц с поперечником до 8 мм. Фенокристаллы кварца, как правило, изометричны. Иногда устанавливаются микропегматитовые или гранофировые прорастания калиевого полевого шпата и кварца.

Мелкозернистые аляскитовые граниты образуют пластообразные, иногда многослойные залежи, мощностью от единиц до 60—100 м и длиной в сотни метров и километры. Нередки более мелкие, измеряемые дециметрами и первыми метрами, тела мелкозернистых гранитов самой разнообразной формы. Горизонтальные и полого наклоненные залежи и тела мелкозернистых гранитов приурочены, по-видимому, к полостям отслоения по трещинам отдельности, располагавшимся как среди более ранних гранитов, так и между гранитами и кровлей массива. Упомянутое выше наиболее крупное тело описываемых гранитов, закартированное в северо-западной части плутона, возникло, видимо, в результате внедрения гранитного расплава в полость отслоения между кровлей массива и среднезернистыми порфиroidными аляскитовыми гранитами. Мелкозернистые граниты расположены здесь на наиболее высоком гипсометрическом уровне и контакт их со среднезернистыми порфиroidными гранитами (насколько можно судить о нем по линии контакта и рельефу гранитов) представляет собой волнистую поверхность, полого опускающуюся в северо-восточном и юго-западном направлениях. Этим подчеркивается сводообразная форма полости отслоения и апикальной части среднезернистых гранитов в этой части массива.

В зоне контактов мелкозернистых гранитов с вмещающими породами и другими разновидностями гранитов каких-нибудь четко выраженных изменений структуры и состава не наблюдается.

Граниты массива разбиты многочисленными трещинами отдельности. Здесь, как и в гранитах Ортау и Кызылтау [Авдеев, Зейлик, 1962], отчетливо выделяются трещины двух групп: I — трещины раннего заложения, образование и развитие которых следует связывать с различными этапами становления массива и, в частности, с контракцией; II — последующие (наложенные) трещины, формирование которых связано с внешними тектоническими воздействиями на закристаллизованный массив.

Среди трещин первой группы выделяются пологие (пластовые) и крутопадающие. Последние широко проявлены в массиве и отчетливо читаются на аэрофотоснимках в пределах отдельности его участков. Для них характерна дугообразная форма и значительная протяженность. Многочисленные пластовые трещины грубо параллельны поверхности кровли массива, но резко упираются в его крутые контакты. Как отмечалось, пластовые трещины нередко контролируют размещение плитообразных залежей среднезернистых и мелкозернистых гранитов.

Последующие (наложенные) трещины затушевывают первичную трещинную решетку на большей части массива. Отличительной





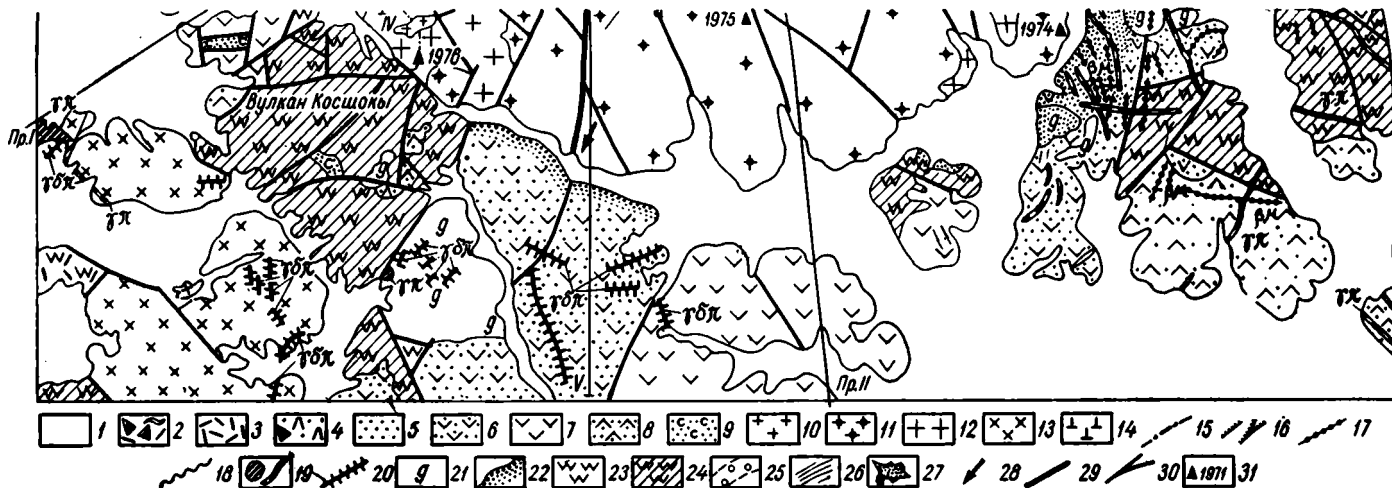


Рис. 1. Структурно-геологическая карта гранитного массива Кызылтас. Составили Б. С. Зейлик, Я. А. Виньковецкий, Л. Н. Шарпенюк, А. В. Кожев, Д. Ф. Киселева.

1 — рыхлые отложения четвертичного возраста. *Верхний палеозой*: 2 — игнимбриты и агломеративные туфы липаритового состава; 3 — базокварцевые липаритовые порфиры; 4 — среднеобломочные и агломеративные туфы дацито-липаритового состава; 5 — туфопесчаники. *Верхний девон, франский ярус*: 6 — мелкообломочные андезитовые туфы; 7 — трахандезитовые порфиры; 8 — среднеобломочные дацитовые туфы; 9 — мелкообломочные туфы смешанного состава; 10 — мелкозернистые, иногда порфиroidные аляскиитовые граниты пермского возраста; 11 — среднезернистые порфиroidные аляскиитовые граниты пермского возраста; 12 — крупнозернистые, иногда порфиroidные аляскиитовые граниты пермского возраста; 13 — гранодиориты условно верхнекарбонového возраста; 14 — диориты условно верхнекарбонového возраста; 15 — кварцевые жилы; 16 — грейзеновые тела; 17 — дайки диабазовых и диоритовых порфиритов (Вд); 18 — дайки сиенит-порфиров (Сп); 19 — субвулканические тела и дайки аплитовидных гранит-порфиров, микрогранитов и лейкократовых мелкозернистых гранитов (Ул); 20 — дайки гранодиорит-порфиров (Усл); 21 — гибридные породы в интрузивном залегании (трахандезитовые порфиры, обнаруживающие переходы в сиенито-диориты; 22 — контактовые роговики; 23 — вторичное окварцевание по породам, первоначальный состав которых установлен; 24 — вторичные кварциты по породам, первоначальный состав которых не установлен; 25 — участок развития мелких кварцевых прожилков в гранитах; 26 — крутопадающие контракционные трещины; 27 — розы-диаграммы ориентировки удлиненных кристаллов калиевого полевого шпата; 28 — горизонтальные проекция линий течения, установленные по диаграммам ориентировки кристаллов полевого шпата; 29 — крупные расколы; 30 — второстепенные тектонические нарушения; 31 — точки отбора и номера проб полного силикатного анализа; Пр I, II, III — линии геолого-геофизических разрезов по данным гравитационных и магнитных наблюдений; IV — IV, V — V — линии геолого-геофизических разрезов по данным магниторазведки; А и Б — районы предполагаемых центров поступления магмы.

Номер пробы	Гранит	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.
1969	Крупнозернистый	77,14	0,15	12,14	0,60	0,02	0,16	0,63	3,70	4,70	0,38
1971	Среднезернистый	77,94	0,15	12,06	0,52	0,01	0,40	0,45	3,70	4,50	0,98
1972	Крупнозернистый	76,05	0,20	12,41	1,12	0,03	0,30	0,52	3,80	4,70	0,80
1973	»	77,22	0,15	12,14	0,96	0,01	0,11	0,45	3,80	4,70	0,38
1974	Среднезернистый	76,88	0,15	12,32	0,60	0,02	0,07	1,01	3,90	4,70	0,40
1975	»	77,17	0,15	12,14	0,60	0,03	0,05	0,70	3,80	4,50	0,29
1976	Крупнозернистый	76,76	0,15	12,41	0,88	0,02	0,02	0,69	3,60	4,60	0,24
1977	»	76,99	0,15	12,32	0,44	0,01	0,11	0,68	3,80	4,60	0,77
1978	Среднезернистый	77,34	0,15	11,88	0,68	0,02	0,07	0,91	3,60	4,40	0,35
1980	»	77,32	0,15	11,97	0,72	0,01	0,11	0,52	3,80	4,50	0,72

их особенностью является прямолинейный и прямолинейно-ломаный рисунок. На прилагаемой структурно-геологической карте показаны наиболее отчетливые крутопадающие трещины (лучше всего они видны в северо-западной части плутона) и наиболее крупные разрывы II группы (рис. 1).

К некоторым первичным и наложенным трещинам в гранитах приурочены жилы кварца, обычно высокотемпературного. Мощность жил измеряется сантиметрами и десятками сантиметров, длина — метрами и десятками метров. Однако в юго-западной части массива встречается мощная (в раздувах до 4—5 м) и протяженная (не менее 1,0 км) кварцевая жила. В основной массе жил кварц молочно-белый непрозрачный, но в нем отмечаются друзы замутненного горного хрусталя с очень мелкими полностью прозрачными кристаллами. Иногда в контакте с кварцевыми жилами граниты грейзенизированы. Грейзены развиваются и самостоятельно вдоль трещин в гранитах, не обнаруживая при этом явной связи с кварцевыми жилами. По составу грейзены кварцево-мусковитовые и кварцево-флюорито-мусковитовые с топазом и вольфрамитом.

Закартированные в пределах массива дайки контролируются трещинами как первой, так и второй группы.

Контакты гранитов с вмещающими породами на большем протяжении тектонические или перекрыты рыхлыми отложениями. Первичные, «горячие» контакты можно проследить только вдоль северо-западной и восточной границ массива, где установлено отчетливое контактное воздействие гранитов на вмещающие породы.

В северо-западном контакте игнимбриты липаритового состава заметно изменены, осветлены и ороговикованы. Зона ороговикования прослеживается на расстоянии не менее 100—150 м. Интенсивное ороговикование отмечается в гранодиоритах и вулканогенных породах у юго-западного контакта массива. В восточном контакте мелко-обломочные андезитовые туфы изменены до полной неузнаваемости.

## нитов массива Кызылтас

Сумма	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$
96.62	14.4	0,6	0,9	84,0		57,1	28,6	14,3	54,5	57,1	0,15	+38,7	24,0
100.71	14,1	0,5	1,3	84,22	20	30,0	50,0	—	56,1	30,0	0,15	+39,8	28,0
99,93	14,5	0,6	1,6	83,2	16	56,0	28,0	—	54,9	56,0	0,23	+36,9	24,1
99,92	14,4	0,5	0,9	84,0	0	80,0	20,0	0	54,9	80,0	0,15	+38,9	28,8
100,05	14,7	0,5	1,6	83,12		32,0	28,0	40	55,8	32,0	0,15	+36,4	29,4
99,43	14,3	0,65	1,05	84,09		50,0	31,2	18,7	55,9	50,0	0,15	+38,8	21,9
99,37	14,1	0,8	1,0	84,0	25	75,0	—	—	54,2	75,0	0,15	+39,1	17,6
99,87	14,4	0,7	0,6	82,2		60,0	30,0	10,0	55,4	60,0	0,15	+37,0	20,6
99,40	13,7	0,8	0,9	84,5		57,1	14,3	28,5	55,2	57,1	0,15	+40,9	17,1
99,82	14,3	0,5	0,8	84,3		66,6	25,0	8,3	55,9	66,6	0,15	+39,6	28,6

Первоначальный состав породы распознается только на некотором удалении от интрузии. Мощность зоны интенсивно измененных мелкообломочных андезитовых туфов составляет не менее 100 м при общей видимой мощности контактового ореола в 500—1000 м. В ороговикованном мелкообломочном андезитовом туфе под микроскопом видны мелкочешуйчатый новообразованный биотит и в виде мельчайших удлинённых кристаллов — амфибол. Длина чешуек биотита и кристалликов амфибола достигает 0,02—0,03 м.

Петрохимические особенности рассматриваемых гранитов характеризуют 10 полных силикатных анализов (табл. 1)\*. Анализу подвергнуты наиболее широко распространенные в массиве среднезернистая и крупнозернистая разновидности. Каких-либо заметных отличий в химизме крупнозернистых и среднезернистых гранитов не наблюдается. Все анализы говорят о том, что граниты пересыщены кремнекислотой и богаты щелочами.

С целью выяснения геохимических особенностей гранитного массива Кызылтас равномерно по всей его площади отобраны 232 пробы для полного спектрального анализа. По результатам этих анализов построены вариационные кривые распределения бериллия, свинца, циркония, титана, иттрия и иттербия в каждой из выделенных разновидностей гранитов. Для всех разновидностей гранитов наиболее вероятные содержания перечисленных выше элементов, за исключением бериллия, одинаковы, а вариационные кривые близки по форме. Поэтому в статье приведены вариационные кривые, характеризующие содержания каждого из этих элементов в массиве в целом, и вариационные кривые содержания бериллия в крупно-, средне- и мелкозернистых гранитах (рис. 2). Для остальных

\* Анализы выполнены в химической лаборатории Центральной группы спецпартий ЦКГУ (нач. лаборатории С. В. Нумеров).

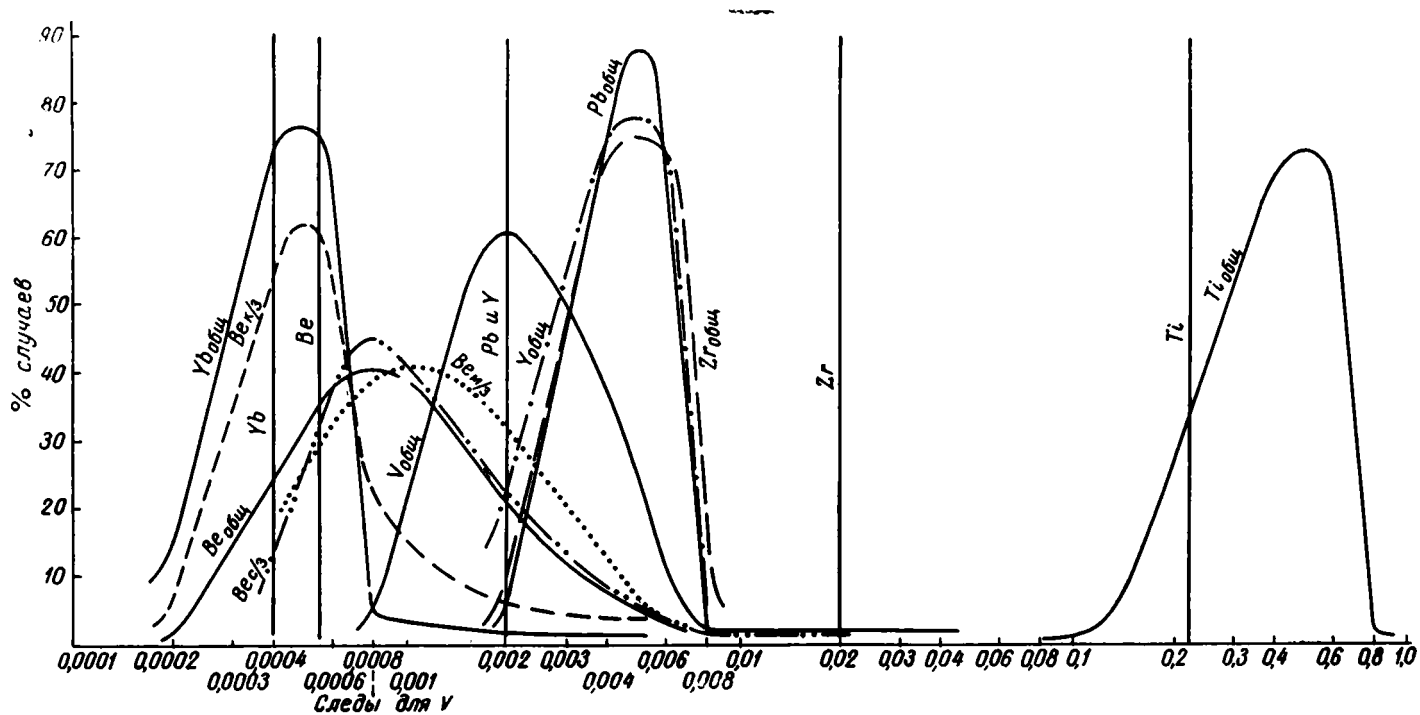


Рис. 2. Вариационные кривые содержаний некоторых элементов в границах массива Кызылтас, %. Цифры на абсциссе показывают интервалы содержаний элементов, для которых даны определения с помощью спектрального анализа, вертикальные линии — кларки для кислых пород.

элементов вариационные кривые не строились, а данные спектральных анализов приведены в табл. 2.

Рассмотрение вариационных кривых в табл. 2 показывает, что содержание иттербия, стронция и ниобия близко или равно кларку. Свинец, иттрий, титан, галлий и лантан присутствуют в количествах

Таблица 2

Спектральные анализы гранитов массива Кызылтан

Элементы	Кларк для кислых пород	Содержание элемента в гранитах массива в целом, %							
		0,0	Следы	0,001—0,003	0,004—0,006	0,007—0,009	0,01—0,03	0,04—0,06	0,07—0,09
		Количество проб с данным содержанием, %							
Ванадий . . . .	0,004	7,8	5,2	60,3	23,0	1,3	0,7	1,7	—
Барий . . . . .	0,083	70,7	—	—	—	—	25,4	3,9	—
Стронций . . . .	0,03	22,9	—	—	—	—	74,6	2,1	0,4
Ниобий . . . . .	0,002	7,8	0,4	44,0	45,2	0,9	1,7	—	—
Олово . . . . .	0,0045	65,0	8,2	19,0	6,5	1,3	—	—	—
Вольфрам . . . .	—	95,8	—	1,3	1,7	0,4	0,8	—	—
Молибден . . . .	0,0002	62,2	11,6	15,5	8,2	2,1	0,3	0,3	0,4
Медь . . . . .	0,003	—	79,5*	10,3	2,5	2,1	2,2	2,4	—
Никель . . . . .	0,0008	88,4	0,8	10,0	0,8	—	—	—	—
Кобальт . . . . .	0,0005	97,4	—	1,3	1,3	—	—	—	—
Хром . . . . .	0,0025	97,6	0,4	1,7	1,3	—	—	—	—
Висмут . . . . .	0,0002	99,2	—	—	0,4	—	0,4	—	—
Галлий . . . . .	0,003	—	—	—	100,0	—	—	—	—
Лантан . . . . .	0,0046	26,4	0,4	—	—	10,7	34,0	28,5	—
Скандий . . . . .	0,0007	98,3	1,7	—	—	—	—	—	—

\* Эта цифра объединяет 51,2% проб с содержанием 0,0004—0,0006% и 28,3% проб с содержанием 0,0007—0,0009%.

выше кларковых. Большинство элементов (цирконий, ванадий, барий, олово, вольфрам, молибден, медь и др.) практически отсутствует или их содержание ниже кларкового. Содержания бериллия увеличиваются от крупнозернистых гранитов к мелкозернистым примерно в 1,5—2 раза. При этом количество бериллия в крупнозернистых гранитах близко к кларковому, а в мелкозернистых гранитах примерно в 1,5—2 раза выше кларка.

Для характеристики физических свойств гранитов и вмещающих пород было отобрано 175 образцов, из них 79 ориентированных. На отобранных образцах изучены магнитная восприимчивость  $\chi$ ,

остаточная намагниченность  $J_n$  и плотность  $\sigma$ . Результаты изучения физических свойств приводятся в табл. 3.

Из таблицы следует, что все разновидности гранитов являются практически немагнитными [ $\chi = (30-50) \cdot 10^{-6}$  СГС,  $J_n = (20-70) \cdot 10^{-6}$  СГС] и характеризуются одинаковыми значениями плотности ( $\sigma = 2,57 \div 2,58$  г/см<sup>3</sup>). Вмещающие породы, представленные вулканогенными образованиями и гранодиоритами, обладают высокими магнитными свойствами [ $\chi = (1000-2000) \cdot 10^{-6}$  СГС].

Для пермских интрузий Центрального Казахстана выяснено, что по физическим свойствам граниты этих массивов четко дифференцируются на две группы [Духовский, 1963]. В первую группу входят граниты фазы дополнительных интрузий и жильных пород I этапа. Они практически немагнитны или слабо магнитны [ $\chi = (30-150) \cdot 10^{-6}$  СГС,  $J_n = (15-65) \cdot 10^{-6}$  СГС, их плотность  $2,56-2,58$  г/см<sup>3</sup>]. Вторая группа представлена гранитами главной интрузивной фазы. Для них характерны повышенные магнитные свойства [ $\chi = (500-650) \cdot 10^{-6}$  СГС;  $J_n = (200-320) \cdot 10^{-6}$  СГС] и несколько повышенная плотность ( $2,58-2,60$  г/см<sup>3</sup>).

Граниты массива Кызылтас по своим физическим свойствам аналогичны гранитам фазы дополнительных интрузий, установленной для многих пермских массивов Центрального Казахстана (Ортау, Бектауата, Кызылтау и другие). В то же время сходство минералогического и химического составов различных разновидностей гранитов Кызылтауского массива может свидетельствовать, исходя из закономерностей, полученных В. С. Коптевым-Дворниковым [1952, 1959] для гранитоидных интрузий Центрального Казахстана, о принадлежности этих гранитов к одной фазе интрузивной деятельности. На основании этих соображений все разновидности гранитов, закартированные с поверхности в пределах массива, можно отнести к фазе дополнительных интрузий. Ниже будет показано, что и по объему внедрившихся масс рассматриваемые граниты принадлежат к этой фазе интрузивной деятельности. Граниты главной интрузивной фазы на современном эрозионном срезе массива отсутствуют.

В плане интрузия Кызылтас имеет форму, близкую к изометричной. Размеры овала  $10,7 \times 8,7$  км, длинная его ось вытянута в северо-западном направлении. Площадь массива около  $70$  км<sup>2</sup>. Для определения формы и строения интрузии на глубине были привлечены данные гравиметрических и магнитных исследований.

По данным гравитационных наблюдений над массивом наблюдается четкая отрицательная аномалия большой амплитуды. Форма этой аномалии в плане близка к изометричной, зоны максимальных градиентов почти повсеместно совпадают с видимым контуром массива, что указывает на значительную обнаженность его апикальной поверхности на современном эрозионном срезе.

Количественная интерпретация гравиметрических данных с целью определения формы массива была проведена по трем диаметральному профилям (см. рис. 1, 3). В связи с изометричной формой в плане массив был отождествлен с вертикальным цилиндром ограниченной

глубины. Избыточная плотность массива на основании результатов изучения плотностей различных разновидностей гранитов и вмещающих пород (табл. 3) принята равной  $0,12 \text{ г/см}^3$ .

Таблица 3

Физические свойства гранитов массива Кызылтас и вмещающих пород

Породы	$\kappa, 10^{-6} \text{ СГС}$			$J_n, 10^{-6} \text{ СГС}$			$\sigma, \text{ г/см}^3$		
	Кол-во обр.	Пределы колебаний	Среднее	Кол-во обр.	Пределы колебаний	Среднее	Кол-во обр.	Пределы колебаний	Среднее
Аляскитовые граниты:									
крупнозернистые	27	0—120	30	20	0—65	20	27	2,54— 2,59	2,57
среднезернистые	84	0—240	50	18	0—75	20	85	2,54— 2,60	2,57
мелкозернистые	32	0—105	30	10	0—270	70	37	2,54— 2,60	2,58
Диориты	12	2000— 2400	2250	12	380— 1470	680	12	2,69— 2,78	2,75
Гранодиориты	19	690— 3240	1730	19	100— 2830	960	19	2,64— 2,68	2,66
Андезитовые порфириты и их туфы (по данным Б. Ш. Русинова)	—	—	1000— 2000	—	—	—	—	—	2,70

Диаметр цилиндра снимался непосредственно с геологической карты и проверялся по расстоянию между экстремумами кривой  $U_{zz}$ . Исходя из полученных таким путем размеров радиуса цилиндра  $R$ , максимальной амплитуды гравитационной аномалии  $\Delta g$  и избыточной плотности пород  $\Delta \sigma$  по формуле

$$\Delta g = 2\pi k \Delta \sigma (h - \sqrt{R^2 + h^2} + R)$$

определена длина цилиндра  $h$ , равная глубине залегания нижней кромки — подошвы массива.

После этого разрез по каждому профилю уточнялся методом подбора с помощью палеток, предложенных К. Ф. Тяпкиным [1961] для трехмерных тел. Следует отметить, что в связи с довольно приближенным отождествлением искомого объекта с вертикальным цилиндром форма тела, полученная после уточнения с помощью палеток К. Ф. Тяпкина, значительно отходит от первоначальных допущений. В результате интерпретации построены три поперечных разреза Кызылтасского массива (рис. 3).



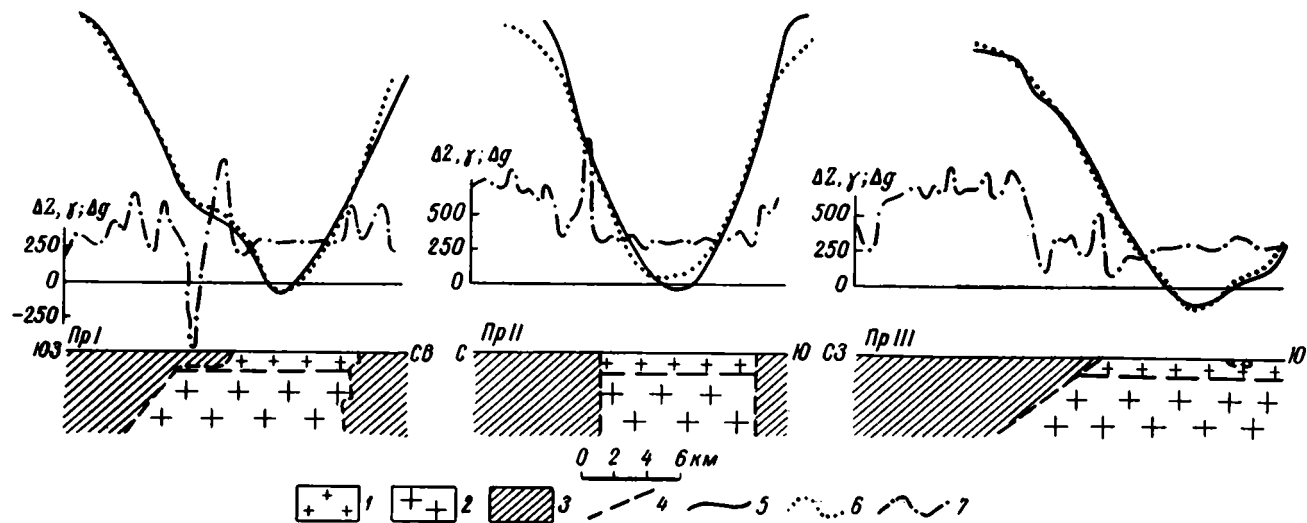


Рис. 3. Схематические геолого-геофизические разрезы по данным гравитационных и магнитных наблюдений. 1 — крупно-, средне- и мелкозернистые аляскистые граниты фазы дополнительных интрузий; 2 — граниты главной интрузивной фазы; 3 — вмещающие породы; 4 — предполагаемые геологические границы; 5 — наблюдаемая кривая  $\Delta g$ ; 6 — кривая  $\Delta g$ , полученная методом подбора; 7 — кривая  $Z_a$ .

По данным количественной интерпретации установлено, что глубина залегания нижней кромки — подошвы массива — может быть оценена цифрой порядка 5 км.\* Контактные поверхности массива на севере и юге близки к вертикальным, на северо-западе и юго-западе падение контакта более пологое (соответственно 35—40 и 50° в сторону вмещающих пород). В восточной части массива, где, по гравиметрическим данным, определение характера падения контактной поверхности затруднено из-за сильного влияния аномалий соседних структур, непосредственными визуальными наблюдениями в обнажениях можно установить, что поверхность контакта

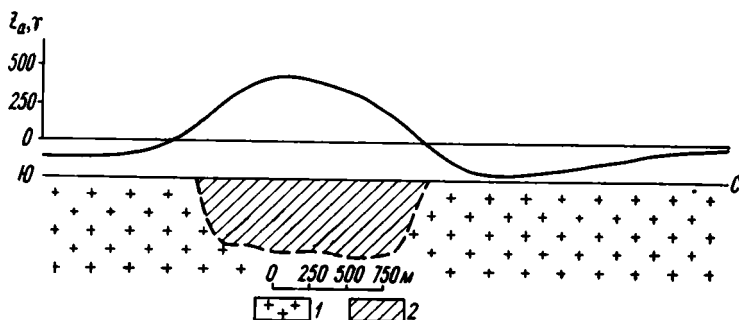


Рис. 4. Схематический разрез через останец кровли гранитов по магниторазведочным данным. Профиль IV.

1 — граниты; 2 — гранодиориты и вулканогенные породы.

полого погружается на восток под углом 5—10°. Приведенные выше сведения о характере поведения контактовых поверхностей массива подтверждают различную ширину зон ороговикования вмещающих пород.

В юго-западной части массива в процессе геологических наблюдений закартированы гранодиориты и вулканогенные породы, которые заходят в пределы его контура. Данные геофизических исследований и геологических наблюдений (ороговикование гранодиоритов) свидетельствуют, что вмещающие породы образуют здесь останец кровли массива, оказывающий отчетливое влияние на форму кривой  $\Delta g$  по профилям I и III. Расчетная вертикальная мощность этих образований составляет 600—1000 м. На рис. 4. приведен схематический разрез через рассматриваемый останец кровли массива, построенный по магниторазведочным данным. Глубина распространения слагающих его пород оценена по методу, предложенному

\* Связывая большую амплитуду гравитационной аномалии с большой мощностью гранитных масс, необходимо вместе с тем допускать, что они могут слагать не единое не разобшенное по вертикали тело, а представлять собой серию из двух-трех лакколитоподобных интрузий меньшей мощности, контролируемых структурными элементами земной коры (поверхностями межформационных несогласий, пологими расколами и т. п.) и располагающихся одна над другой.

Л. В. Булиной, величиной порядка 500—600 м. Судя по кривой  $Z_a$ , останец кровли имеет крутые контакты с гранитами, что может быть обусловлено влиянием разрывных нарушений в процессе становления интрузии.

В пределах восточной части массива геологическими наблюдениями отмечен крупный ксенолит, представленный диоритами. Этот ксенолит отмечается локальными повышениями гравитационного и магнитного полей по профилю III. Мощность его по гравитационным наблюдениям оценивается в 200 м. Отсутствие диоритов на всей изученной территории указывает, что это действительно ксенолит, поднятый гранитным расплавом из подстилающих пород, а не блок кровли, погружившийся в этот расплав\*.

По данным наземной и воздушной магнитной съемок над интрузией Кызылтас наблюдается спокойное положительное магнитное поле напряженностью 300—350 γ. Вмещающие толщи характеризуются резко изрезанным пилообразным магнитным полем напряженностью до 500—700 γ (см. рис. 3). Учитывая, что граниты массива являются практически немагнитными, можно считать, что положительная аномалия магнитного поля интрузии объясняется наличием на глубине каких-то магнитных пород\*\*. Очевидно, что это могут быть или вмещающие породы (гранодиориты и эффузивы), или граниты главной интрузивной фазы, которые еще не вскрыты современной эрозией.

Для выяснения причины положительной магнитной аномалии нами по профилю, проходящему через южный контакт интрузии, определена глубина залегания нижней кромки немагнитных гранитов фазы дополнительных интрузий, обнажающихся в современном эрозионном срезе (рис. 5). Наблюденная по этому профилю кривая  $Z_a$  может быть отождествлена с кривой  $Z_a$  над вертикальным уступом. Этому не противоречат и гравитационные данные, которые, как отмечалось, указывают на крутое, близкое к вертикальному, падение южного контакта массива.

Для определения глубины залегания нижней кромки  $l$  была использована формула

$$l \approx \frac{Z_{ex} X_{ex}}{J},$$

где  $Z_{ex}$  — экстремальное значение кривой  $Z_a$  над уступом,  $X_{ex}$  — абсцисса экстремального значения;  $J$  — интенсивность намагничивания.

---

\* Скорее всего, в месте выхода «ксенолита» диоритов существовал, видимо, самостоятельный подводящий канал, а может быть, и сам диорит является реликтом более древнего некка. — *Ред.*

\*\* Положительная напряженность магнитного поля над массивом не может быть обусловлена неправильным выбором уровня нормального поля, так как аэромагнитная съемка увязана с абсолютными значениями магнитного поля земли.

Значение  $J$  определено по формуле

$$J = \frac{Z_m}{2\pi},$$

где  $Z_m$  — сумма экстремальных значений кривой  $Z_a$ , т. е. полная амплитуда аномалии. Рассчитанная таким образом глубина распространения гранитов фазы дополнительных интрузий считается примерно 1 км.

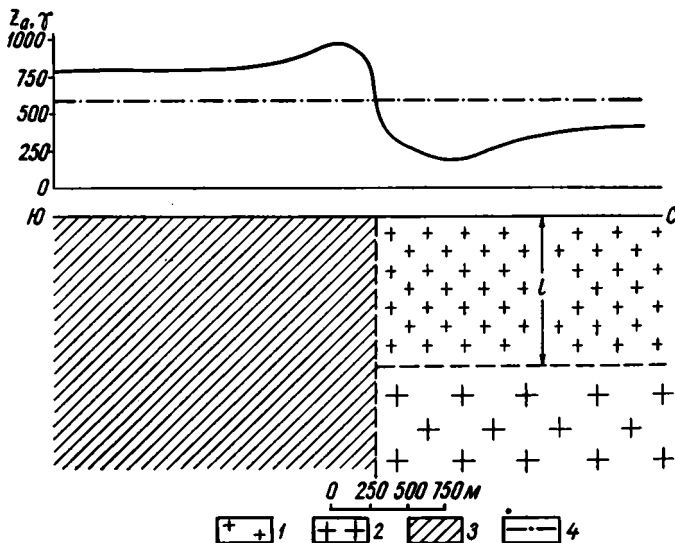


Рис. 5. Схематический разрез через южный контакт массива по магниторазведочным данным. Профиль V.

1 — граниты фазы дополнительных интрузий; 2 — граниты главной интрузивной фазы; 3 — вмещающие породы; 4 — линия нормального поля, выбранная для определения параметров уступа по кривой  $Z_a$ .

Поскольку, по гравитационным данным, вертикальная мощность массива определяется в 5 км, следует предположить, что вся остальная, большая часть интрузии, сложена магнитными гранитами главной интрузивной фазы. Их плотность, как указывалось выше, близка к плотности гранитов фазы дополнительных интрузий, поэтому гравитационными наблюдениями граниты обеих фаз отмечаются как единое возмущающее тело.

На основании того, что напряженность магнитного поля в пределах массива практически не изменяется, можно считать, что рельеф поверхности гранитов главной интрузивной фазы более или менее ровный. Поэтому полученную по профилю V глубину их залегания, равную 1 км, можно распространить на весь массив в целом.

Учитывая все перечисленные выше данные о форме массива и характере распределения в нем гранитов главной и дополнительной

фаз интрузий, а также геологическую обстановку в ближайших окрестностях массива, можно представить общую картину его становления, относительно которой у авторов существуют различные мнения.

М. М. Розенблат и В. Н. Талманов считают, что массив Кызылтас представляет собой батолит, являющийся одним из многочисленных выступов сплошного гранитного слоя, установленного гравиметрическими наблюдениями под эффузивно-осадочными толщами Токрауского синклиория.

Б. С. Зейлик и А. А. Духовский представляют процесс становления массива следующим образом. Камерное пространство массива, по-видимому, было сформировано в основном в результате неоднократных (по меньшей мере трех-четырёх) опусканий крупных блоков отслаивания. Подобный механизм образования камерного пространства интрузий был предложен в свое время В. К. Моичем [1957] и Г. Н. Щербой [1951]. Не исключено, что определенной роль в создании камерного пространства сыграл предшествующий верхнепалеозойский вулканизм, так как известно, что вулканические процессы нередко приводят к возникновению в земной коре значительных по размерам полостей, являющихся причиной образования крупных кальдер провала [Мархинин, 1962]. По-видимому, определенная роль при завоевании камерного пространства принадлежит и значительной механической активности самой магмы. Примеры такой активности известны в Японии и Центральной Сахаре [Гельман, 1963].

Можно с уверенностью говорить о том, что поглощение материала вмещающих пород не играло существенной роли при формировании камерного пространства массива, так как нигде в гранитах не устанавливаются сколько-нибудь существенные признаки ассимиляционных явлений, и в то же время состав и внешний облик гранитов совершенно одинаков в различных частях интрузии и не зависит от состава вмещающих пород.

Главный подводящий канал массива, по-видимому, отвечал центральной части его подошвы и располагался в зоне пересечения двух крупных расколов, один из которых имел северо-западное, а второй — северо-восточное простирание. На структурно-геологической карте предполагаемое место нахождения подводящего канала обозначено буквой А (см. рис. 1). Размеры его были относительно невелики, так как гравиметрическими наблюдениями он не отмечается.

Малые размеры подводящего канала, наличие ксенолита диоритов, смещенного в сторону от подводящего канала, и приуроченность к участку А наибольшего выгибания кровли массива, что подтверждается существованием здесь выступа апикальной части массива (наиболее возвышенная часть его рельефа), могут свидетельствовать о значительном гидростатическом напоре магмы, вполне достаточном для заполнения столь большого объема камеры.

Подводящий канал А, по-видимому, являлся основным как в период образования гранитов главной интрузивной фазы, так и в пе-

риод становления гранитов фазы дополнительных интрузий. Именно этим может быть обусловлена изометричная форма массива, устанавливаемая как в плане, так и по данным гравиметрии на глубине. Гранитный расплав по мере поступления в камеру, увеличение объема которой сопровождалось проседанием блоков отслаивания в зону магматической генерации, более или менее равномерно растекался во всех направлениях от зоны максимального притока. Направление растекания магматического расплава в период формирования каждого интрузивного тела (в частности тела, сложенного среднезернистыми гранитами) в какой-то мере отражается в пространственной ориентировке порфировых выделений полевых шпатов, устанавливаемой диаграммами, которые были использованы для построения горизонтальных проекций линий течения (см. рис. 1).

Промежутки времени, разделявшие внедрение каждой из выделенных разновидностей гранитов, были, по-видимому, достаточны, чтобы произошло полное застывание материала предыдущей интрузии. Этим могут быть объяснены резкие контакты между всеми закартированными в массиве разновидностями гранитов, а также различие в содержании бериллия и его накопление в материале более поздних внедрений. Однако следует отметить, что состав исходной магмы, из которой образовались все граниты фазы дополнительных интрузий, был более или менее однородным, на что указывают сходство минералогического и химического составов, а также одинаковые физические свойства всех разновидностей гранитов этой фазы.

Кроме главного подводящего канала *A*, можно предположить существование второстепенного подводящего канала, расположенного под участком *B*, к которому тяготеет, находясь несколько в стороне от него, вторая по абсолютной высоте точка рельефа массива (см. рис. 1). Этот канал обусловил возникновение (во всяком случае, в период внедрения среднезернистых гранитов) несколько обособленной северо-западной части массива.

Положение второстепенного подводящего канала *B* и направление движения гранитного расплава в этой части массива подчеркиваются протяженными дугообразными крутопадающими трещинами контракции, которые являются поперечными по отношению к элементам прототектоники. Подобная закономерность отмечалась А. В. Авдеевым и Б. С. Зейликом и ранее [1962] для гранитных массивов Ортау и Кызылтау и может быть использована для определения направления течения гранитного расплава в любой точке этой части массива.

Судя по форме протяженных крутопадающих контракционных трещин, магма, поднимавшаяся по подводящему каналу *B*, устремлялась в основном в северо-западном направлении и совершенно не поступала или поступала в небольших количествах на юго-восток. В результате этого возникло асимметричное гарпиолитоподобное тело среднезернистых гранитов, причленившееся к основной лакколитоподобной их массе и отделявшееся от остальной части массива

прогибом кровли. О существовании такого прогиба свидетельствуют «заливы» вмещающих пород, в частности гранодиоритов и эффузивов, вдающиеся в гранитный массив с юго-запада и северо-востока. Прогиб кровли представлял собою один крупный или серию мелких блоков вмещающих пород, ограниченных с юго-востока и северо-запада разломами, к которым приурочены подводящие каналы массива. Мощность остоца прогиба кровли, по данным гравиметрических и магнитных наблюдений, 500—1000 м.

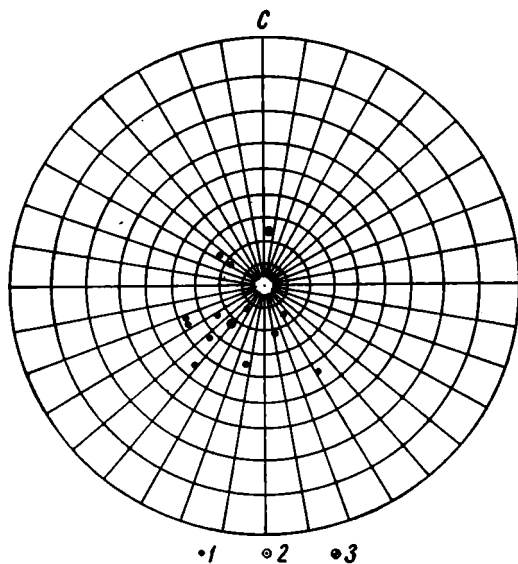


Рис. 6. Направление естественной остаточной намагниченности гранитов массива Кызылтас. 1 — направления  $I_n$ , спроектированные на верхнюю полусферу; 2 — среднее направление  $I_n$  для группы обратно намагниченных гранитов; 3 — проекция вектора современного магнитного поля Земли.

Относительно возраста массива Кызылтас можно высказать следующие соображения. Граниты массива прорывают туфы и лавы среднего состава франского яруса верхнего девона, возраст которых надежно устанавливается по взаимоотношениям с фаунистически охарактеризованными фаменскими отложениями, и вулканогенные образования кислого состава, возраст которых определен как верхнепалеозойский совершенно условно. По внешнему облику и составу граниты массива Кызылтас можно уверенно отнести к акчатаускому комплексу, для

которого принят по аналогии с гранитами калбинского комплекса Алтая пермский возраст. По устному сообщению Н. А. Воробьева, граниты подобного облика и состава отнесены в Каркаралинском районе к верхней перми на том основании, что они прорывают интрузии гранитоидов, возраст которых устанавливается по их четким взаимоотношениям с флористически охарактеризованными нижнепермскими вулканогенными образованиями.

К косвенным данным, определяющим пермский возраст массива, также относятся большая его мощность, обычная, насколько об этом можно судить по гравиметрическим данным, для интрузий акчатауского комплекса, а также результаты изучения направлений векторов остаточной намагниченности гранитов (рис. 6). Все изученные образцы гранитов намагничены обратно, положение среднего вектора этой намагниченности определяется такими углами склонения и наклона:  $D = 218^\circ$ ,  $i = -68^\circ$ . Для пермских

интрузий Центрального Казахстана (Ортау, Бектауата, Кызылтау и др.) весьма характерным является наличие обратно намагниченных гранитов. Положение среднего вектора обратной намагниченности совпадает с данными, полученными по рассматриваемому массиву. Кроме того, подтверждением пермского возраста массива может служить характер наблюдаемого над ним магнитного поля. Для большинства пермских интрузий Центрального Казахстана характерны спокойные положительные магнитные поля  $\Delta T$  напряженностью 300—500  $\gamma$ . [Духовский, Кронидов, 1961]. Аналогичное по характеру и напряженности магнитное поле  $\Delta T$  наблюдается и над интрузией Кызылтас.

Приведенные в статье материалы свидетельствуют о том, что пермские гранитные плутоны могут обладать большой вертикальной мощностью. При значительном однообразии их состава, отсутствии признаков гибридности и ассимиляции это, по-видимому, указывает на интенсивные тектонические движения, содействовавшие их формированию на позднем этапе развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Не исключено, что эта особенность является своеобразной характеристикой пермских плутонов и может быть распространена если не на все гранитные интрузии данного возраста, то по крайней мере на значительную их часть.

Граниты главной интрузивной фазы, которые являются причиной положительных магнитных аномалий, столь характерных для многих пермских интрузий Центрального Казахстана, могут, как показывает опыт изучения массива Кызылтас, не выходить на поверхность современного эрозионного среза этих плутонов. В массиве Кызылтас они находятся под гранитами фазы дополнительных интрузий на глубине порядка 1 км.

В заключение авторы считают необходимым подчеркнуть, что для всестороннего изучения гранитных интрузий необходимо привлекать не только геологические и геохимические, но и геофизические методы исследований. Совместное применение всех этих методов исследований позволяет получить достаточно надежные сведения о геологическом строении гранитных массивов как в плане, так и на глубине.

#### ЛИТЕРАТУРА

А в д е е в А. В., З е й л и к Б. С. К вопросу о становлении гранитных массивов Ортау и Кызылтау в Центральном Казахстане. В сб. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 74, 1962.

Г е л ь м а н М. Л. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963.

Д у х о в с к и й А. А. Использование геофизических данных для расчленения пермских гранитных интрузий Центрального Казахстана. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 94, 1963.

Д у х о в с к и й А. А., К р о н и д о в И. И. Типы магнитных полей  $\Delta T$  над некоторыми комплексами горных пород Центрального Казахстана. ВСЕГЕИ, инф. сб. 45, геофизика (вып. 3), 1961.



Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.

Коптев-Дворников В. С. и др. Закономерности формирования гранитных интрузий. В сб. Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. Изд. АН СССР, 1959.

Мархинин Е. К. Об одной важной стороне проблемы кальдер (о возможном механизме образования некоторых магматических камер). В сб. Вопросы вулканизма. Изд. АН СССР, 1962.

Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского р-на в Центральном Казахстане. Изд. АН КазССР, 1957.

Перекалина Т. В. К петрологии позднегерцинских гранитов Центрального Казахстана. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 13, 1962.

Тяпкин К. Ф. Интерпретация гравитационных аномалий, обусловленных конечными по простиранию геологическими объектами. Госгеолтехиздат, 1961.

Щерба Г. Н. Вертикальные движения как главная причина образования камерного пространства некоторых интрузивов Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 13, 1951.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Изд. АН КазССР, 1960.

## ВОЗМОЖНОСТИ КОРРЕЛЯЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД КАЗАХСТАНА ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

В последнее время все яснее становится, что изучение вулканогенных пород, в особенности расчленение и корреляция их, требует применения комплексной методики. Многочисленные попытки исследователей расчленить и сопоставить немые вулканогенные толщи Казахстана путем применения частных принципов стратиграфии и определения абсолютного возраста отдельных эффузивных пород еще не приводят к удовлетворительным результатам.

Корреляция вулканогенных толщ может осуществляться более успешно при применении (в дополнение к указанным принципам) палеомагнитного метода, в основе которого лежит процесс изменения геомагнитного поля Земли в отдельные отрезки геологического времени и фиксация его горными породами в виде остаточной намагниченности.

В Казахстане палеомагнитные исследования были начаты в 1957 г. сотрудником ВСЕГЕИ Б. Ш. Русиновым по инициативе отдела Казахстана (Л. И. Боровикова, А. С. Кумпана). Работы проводились при активном участии геологов М. И. Александровой, А. М. Беляева, Л. И. Боровикова, А. И. Булычева, В. В. Донских Б. С. Зейлика, В. Я. Копкина, Л. Н. Крыськова, Л. М. Палец, И. М. Парецкого, М. И. Радченко, А. А. Розенкранца, В. И. Рыцка, Б. Ф. Сельвесюка, Е. Р. Семеновой-Тяв-Шанской, Е. М. Талдыкина, М. В. Тащининой, С. Г. Токмачевой, а также геофизика Л. Е. Шолпо, благодаря которому была внедрена в комплекс палеомагнитных исследований магнитная чистка образцов переменным полем.

В настоящей статье дается краткое изложение некоторых результатов палеомагнитных исследований за 1957—1962 гг. В раннем периоде этих исследований была доказана возможность применения палеомагнитного метода на территории Казахстана. В частности, выявился ряд характерных свойств эффузивов для отдельных геологических эпох и было установлено, что наиболее целесообразно при дальнейших работах использовать преимущественно основные эффузивы как наиболее магнитостабильные [Кочегура, Шолпо, 1960; Кочегура, Русинов, 1961; Русинов, 1961a]. Наиболее обнадеживающие результаты получены по среднему и верхнему палеозою в процессе работ 1960—1962 гг., после того как были изучены вулканогенные свиты с наиболее полными разрезами и установленным их возрастом, подтвержденным палеонтологическими данными.

Надо сразу сказать, что геологическая обстановка, в которой проводились палеомагнитные наблюдения, в Казахстане очень сложная. Тем не менее в процессе исследований удалось, как ниже будет показано, доказать два основных положения: 1) параметр  $Q$  (отношение остаточной намагниченности —  $J_n$  к индуцированной  $J_i$ ) зависит от возраста пород и может служить корреляционным признаком; 2) магнитная чистка образцов переменным магнитным полем дает возможность во многих случаях выявить стабильную компоненту естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ). Кроме того, в процессе работ выявлены горизонты с прямой и обратной полярностью вектора остаточной намагниченности, представленные магнитоустойчивыми породами перми и триаса. Эти горизонты уверенно коррелируются (см. рис. 5, 6) на достаточно большом расстоянии. Протяженность зон разной полярности с выдержанным направлением  $J_n$  — очень важный факт (для Казахстана непосредственно доказанный впервые), так как этим, в частности, резко снижается вероятность самообращения намагниченности и более реальным становится возможность инверсии магнитного поля Земли.

### Сущность метода

Данный метод основан на способности горных пород благодаря присутствию в них ферромагнитного компонента приобретать намагниченность при своем образовании под влиянием геомагнитного поля Земли и сохранять эту намагниченность длительное время. При этом направление вектора естественной остаточной намагниченности совпадает с направлением магнитного поля Земли времени образования породы. В случае магнитной стабильности пород приобретенная таким образом намагниченность сохраняется вплоть до наших дней, позволяя тем самым производить по ней оценку возраста пород путем определения абсолютной величины намагниченности и направления вектора магнитного поля Земли в период их образования. Такого рода определения очень важны, во-первых, для разработки опорной геохронологической палеомагнитной шкалы, если возраст пород (свит) точно установлен, и, во-вторых, — для примерного определения возраста свит, если он неизвестен и требует уточнения [Кропоткин, 1958].

Определение возраста горных пород палеомагнитным методом стало возможным благодаря проведенным в ряде стран палеомагнитным исследованиям, в результате которых выяснились примерные пути миграции полюса и его положение в ряде геологических периодов. Наряду с этим палеомагнитными исследованиями установлено, что очень многие горные породы обладают естественной остаточной намагниченностью, направление которой почти противоположно современному магнитному полю Земли.

Обратная намагниченность пород согласно современным представлениям геофизиков возникает как при самообращениях под влиянием физико-химических процессов, происходящих в породах

и обуславливающих намагничивание пород против земного магнитного поля, так и при неоднократных инверсиях магнитного поля Земли, которое во время образования пород имело направление, обратное современному магнитному полю. Решение вопроса о том, происходили ли инверсии магнитного поля Земли в определенные отрезки геологического времени, имеет громадное значение для стратиграфии, и особенно — геохронологии. Если границы между прямо и обратно намагниченными толщами действительно соответствуют моментам, когда Земное магнитное поле меняло свою полярность, то эти границы должны быть синхронными в любых точках земной поверхности [Храмов, 1961]. Геологи в этом случае получают еще одну возможность для определения возраста пород и синхронизации различных образований в ходе геологической истории по полярности вектора естественной остаточной намагниченности. Поэтому в настоящее время проблема образования обратной намагниченности горных пород является основной и на ее разрешение необходимо направить все усилия геофизиков и геологов.

### Методика палеомагнитных исследований

Задача полевых работ по палеомагнетизму сводится к отбору ориентированных образцов из геологических разрезов исследуемых толщ. Отобранные образцы по возможности должны характеризовать магнитные свойства всех отдельных покровов или потоков, участвующих в строении разреза. Поэтому из каждого такого покрова должно отбираться не менее 10—15 образцов. При этом две трети образцов необходимо отобрать из центральной части и одну треть из краевых частей каждого эффузивного покрова или потока.

Образцы желательно брать кубической формы и примерно равными по размеру (со стороной в 5 см). Отбор образцов производится в естественных обнажениях, а также в горных выработках и из керна скважин. Породы, из которых отбираются образцы, должны быть относительно свежими. Отбор образцов производится по профилям, расположенным вкрест простирания пород, с интервалом 0,5—2 м. Следует отбирать образцы и по простиранию толщи для изучения поведения направления вектора естественной остаточной намагниченности  $J_n$  в пределах потока.

Магнитные свойства образцов можно измерять как в полевых, так и в лабораторных условиях, на специальных высокочувствительных магнитометрах (нами они измерялись на кварцевом магнитометре М-14-Ф с ценой деления 0,2—0,8  $\gamma$  [Русинов, 1961а]). Полевые измерения всегда желательны, так как позволяют сразу получить предварительные данные о магнитных свойствах пород и толщ в целом. Это дает возможность лучше проводить дальнейший отбор образцов. В лабораторных условиях (на геофизической станции в Саблино Ленинградской области) мы частично повторяли измерения на аstaticком магнитометре. В результате выяснилось, что погрешность в измерениях величин  $J_n$  и  $J_i$  в среднем не превышает 10%.

Для каждого обнажения строились стереографические проекции векторов остаточной намагниченности  $J_n$  и вычислялись среднеарифметические значения  $Q = \frac{J_n}{J_i}$ , где  $J_i$  — индуктивная намагниченность в земном магнитном поле, равная 0,5 Н.

### Результаты работ

В полевой сезон 1960 г. палеомагнитные работы в Центральном Казахстане проводились в районах гор Шунак и Айдагарлы (в районе ж. д. станции Моинты), где исследовались эффузивы девонского возраста; в горах Карабасан изучались флористически документированные эффузивы среднего карбона, а в районе г. Жантау отобраны образцы эффузивов из хорошо сохранившегося конуса условно пермского вулкана [Тащивина, Семенова-Тян-Шанская, 1963].

Летом 1961 г. детализировались исследования на некоторых участках лавы вулкана Жантау; на г. Аиртас изучены эффузивы, относимые к калмакэмельской свите среднего карбона, и в районах Курайлинской и Бериктасской синклиналей Северо-Восточного Прибалхашья впервые обследованы вулканогенные свиты верхней перми, содержащие остатки флоры, и триаса. Для характеристики эффузивов среднего и верхнего карбона проводились исследования в районе г. Калмак-Эмель, где возраст свит также был подтвержден органическими остатками.

Анализируя данные измерений основных магнитных параметров, можно заметить среди изученных эффузивов две группы с различной степенью магнитной стабильности. Одна группа пород обладает однородными направлениями векторов остаточной намагниченности и узким максимумом наиболее вероятных значений  $Q$ . Другая группа характеризуется значительным разбросом направлений вектора остаточной намагниченности и более широким максимумом наиболее вероятных значений  $Q$ . На многих обнажениях наблюдался большой разброс направлений вектора  $J_n$  по обеим полусферам, причем в одном и том же обнажении иногда оказывались образцы как прямо, так и обратно намагниченные. Все это указывает на то, что здесь мы имели дело с суммарным эффектом различных процессов, способных вызвать намагниченность пород, которая часто была вызвана современным магнитным полем или магнитным полем грозовых разрядов.

В то же время имеются породы, которые сохраняют прямую остаточную намагниченность (см. рис. 6). Значения  $Q$  у этих пород высокие:  $Q_+ = 8,3$  (обн. 15),  $Q_+ = 6,3$  (обн. 5). Такие прямо намагниченные породы, для которых  $Q_+$  в два или в три раза больше  $Q_-$ , относятся в основном к вулканогенным породам триасового возраста. Верхнепалеозойским вулканогенным породам присуща обратная полярность  $Q$ , хотя при этом наблюдались и случаи прямой намагниченности пород, обязанной перемагничиванию их в современном магнитном поле или свидетельствующей о существовании

в прошлом инверсий (не исключаются, конечно, и процессы самообращений). Важно отметить, что в Казахстане и у эффузивов девонского возраста преобладает обратное направление остаточной намагниченности; эффузивные породы этого времени с нормальной намагниченностью, как правило, оказываются нестабильными в магнитном отношении. Это обстоятельство согласуется с мировыми палеомагнитными данными, согласно которым магнитное поле Земли в девонский период было обратным современному. Вообще сравнительно широкое распространение среди палеозойских, в том числе и кембрийских, эффузивов однородной обратной остаточной намагниченности (рис. 1) лишний раз подтверждает высокую степень магнитной стабильности этих пород, что является одним из главных условий пригодности их для палеомагнитных исследований [Кочегура, Шолпо, 1960; Кочегура и др., 1963].

Вообще говоря, на неоднородную намагниченность пород влияют различные факторы: складчатость, разрывная тектоника, условия образования и процессы изменения эффузивов, степень вязкости лавы, характер истечения лавовых потоков, а также внедрение более молодых интрузий и даек (вулкан Жантау). Лавы подвижные с малой вязкостью, встречая различные препятствия и огибая их, образуют длинные потоки и покровы с изменением общего залегания, что отражается на направлении вектора  $J_n$ . Напротив, лавы вязкие образуют мощные, но короткие потоки, которые, встречая препятствие, не отклоняются от своего направления течения, а сами претерпевают всякого рода нарушения — деформируются, что ведет к изменению вектора  $J_n$ , что мы и отмечаем у взятых образцов.

Статистика частот поражаемости молнией естественных обнажений указывает на то, что в Казахстане за период примерно в 1000 лет на каждые 100 м<sup>2</sup> приходится не менее одного разряда прямого (разряд между облаком и землей) и более 5 разрядов между двумя

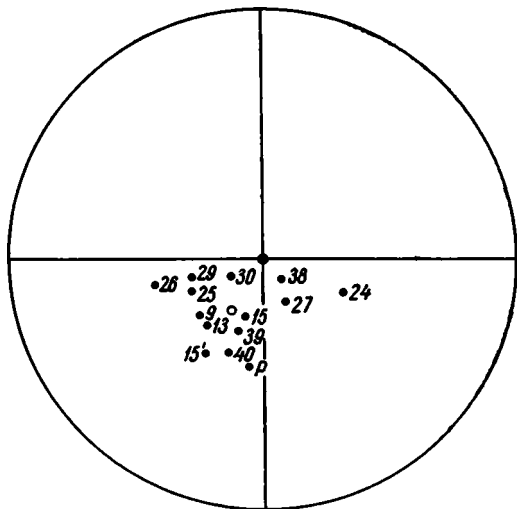


Рис. 1. Распределение средних направлений  $J_n$  по обнажениям эффузивных пород девона, карбона, перми. Обнажения: 13 — Д<sub>3</sub>; 24—27; 29, 30, 38 — Д—С; 9 — С<sub>2</sub>; 39, 40 — С<sub>3</sub>—Р; 15, Р — Р.

Районы: 9 — г. Карабасан; 13 — наманайская мульда; 15, 15' — г. Жантау; 24 — 27 — г. Найзакара; 29, 30, 38 — г. Илек; 39, 40 — урочище Тесиктас; Р — г. Семейтау;  $\circ$  — среднее направление по всем обнажениям.

облаками на высотах не более 1 км. Как показали наблюдения, кратковременные магнитные поля, возникающие от грозových разрядов, в десятки раз превышают земное магнитное поле и при этом всегда происходит изотермическое намагничивание. В тех случаях когда бывает прямой разряд основного лидера в Землю, возникают нагревы пород выше точки Кюри. При этом даже при нормальном земном магнитном поле в 0,5 э термонамагниченность, как показали лабораторные исследования, имеет гораздо большее значение, чем изометрическая намагниченность. Многие обнажения из-за указанных причин не могут быть использованы при наблюдениях.

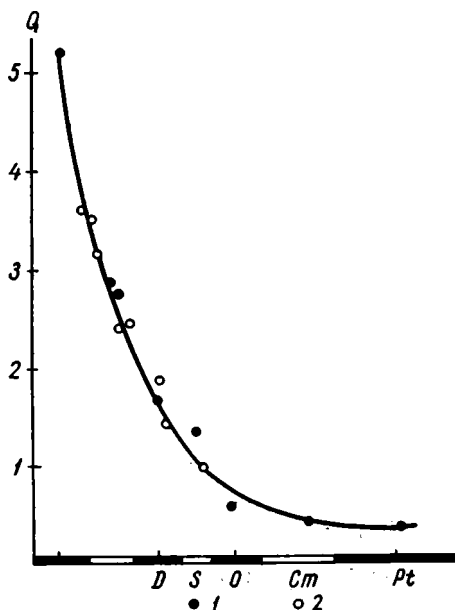


Рис. 2. Кривая зависимости параметра  $Q$  от возраста для эффузивов Токрауского и Северо-Балхашского синклиналиев. 1 — по материалам 1957—1959 гг.; 2 — по материалам 1960—1962 гг.

[Русинов, 19616] но потом она дополнилась данными, собранными при работах 1960—1962 гг.

Наиболее представительными в этой кривой являются данные, полученные для эффузивов силура и девона Чу-Илийской складчатой зоны, гор Шунак, Айдагарлы (Наманайская мульда), для эффузивов среднего карбона гор Карабасан и Калмак-Эмель, а также верхнего карбона — нижней перми района г. Жантау. Всего было изучено более 1500 образцов.

При большом числе образцов получают довольно уверенные средние значения  $Q$  (см. таблицу) и данную кривую эталонных зна-

Различные подвижки вдоль разломов, развороты по ним блоков также изменяют однородность направления вектора остаточной намагниченности пород, однако наибольшие помехи, по мнению Л. Е. Шолпо, [1961], создает вязкая намагниченность, которая бывает различной для отдельных разностей эффузивов. Все это надо иметь в виду при отборе ориентированных образцов. При палеомагнитном анализе обязательно следует учитывать также элементы залегания пород.

#### Зависимость параметра $Q$ от возраста

Кривая зависимости параметра  $Q$  (отношение  $\frac{J_n}{J_i}$ ) от возраста пород (рис. 2) сначала была построена по материалам работ 1957—1959 гг.

значения  $Q$  для эффузивных пород Казахстана

Район	Число образцов	$Q$	Возраст
г. Шунак . . . . .	164	1,4	$D_2?$
Наманайская мульда . . . . .	81	1,7	$D_3?$
г. Кок-Донбак (к северу от г. Балхаш)	13	1,4	$D_2$
г. Карабасан . . . . .	98	2,4 *	$C_2$
г. Калмак-Эмель . . . . .	50	2,5 *	$C_2$
г. Жантау (вост. склон) . . . . .	90	3,5	$C_3 - P?$
г. Жантау (юго-вост. склон) . . . . .	15	3	$C_3 - P?$
Юго-зап. часть Токрауского синклинория:			
г. Карашоки (обн. 24) . . . . .	10	2,9	$C_2$
урочище Тесиктас (обн. 39) . . . . .	7	3,1	$C_2?$
г. Имек (обн. 38) . . . . .	10	3,7	$C_3 - P_1?$
г. Имек (обн. 29) . . . . .	7	3,9	$C_3 - P_1?$
Курайлинская и Бериктасская синклинали	97	1,82 *	$C_3 - P_1$
Курайлинская синклиналь . . . . .	58	2,3 *	T
Бериктасская синклиналь . . . . .	105	2,6 *	T

\* Эталонные значения  $Q$  ввиду установленного возраста эффузивов.

чений  $Q$  можно использовать для целей стратиграфической корреляции и определения по ней возраста пород.

В 1961 г. был изучен палеомагнетизм верхнепалеозойских и триасовых эффузивов Курайлинской синклинали Северо-Восточного Прибалхашья. Получились такие данные, которые не укладываются в общую кривую. Сравнение магнитных параметров для эффузивов Курайлинской синклинали, Калмак-Эмельского и Токрауского синклинориев показало некоторое различие величин  $Q$  для одновозрастных пород. Эта величина для эффузивов Курайлинской синклинали значительно ниже, чем для одновозрастных эффузивов Токрауского и Северо-Балхашского синклинориев (см. таблицу). Если здесь нет ошибок в определении возраста свит, то расхождение можно объяснить выводами А. Г. Комарова [1962], согласно которым характер кривой зависимости  $Q$  от возраста может изменяться в связи с различием тектонического развития этих регионов. По этой причине нами построена отдельно кривая зависимости  $Q$  от возраста для пород Курайлинской синклинали (рис. 3), и мы предполагаем, что такого рода кривые в дальнейшем будут построены для многих структурно-фациальных зон в отдельности как в пределах каледонских, так и герцинских структур. Структурное положение этих

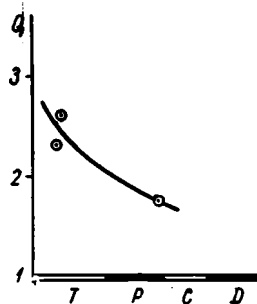


Рис. 3. Кривая зависимости параметра  $Q$  от возраста для эффузивов Курайлинской синклинали (Баканасский синклинорий).



зон внутри геосинклинальной системы может оказаться различным и, следовательно, процесс магнитного старения горных пород будет протекать в них неодинаково.

В юго-западной части Токрауского синклинали, где вопрос о возрасте эффузивов продолжает оставаться дискуссионным, нами отобрана небольшая группа образцов — по 5—10 из каждого обнажения. После измерения их магнитных свойств наметились два основных горизонта со значениями  $Q$  от 0,5 до 1 и от 2 до 5, соответствующими (по кривой зависимости  $Q$  от возраста) силуру (возможно девону) и карбону. В данном районе имеются также породы с большой магнитной стабильностью, позволяющей в дальнейшем проводить сопоставление отдельных толщ между собой при крупномасштабном картировании.

### Корреляция эффузивных пород по вектору естественной остаточной намагниченности $J_n$

Результаты работ последних лет позволили наметить в качестве корреляционного признака направление вектора  $J_n$ , но использование данного метода возможно лишь в тех случаях, когда направление вектора  $J_n$  сохраняется неизменным со времени образования породы.

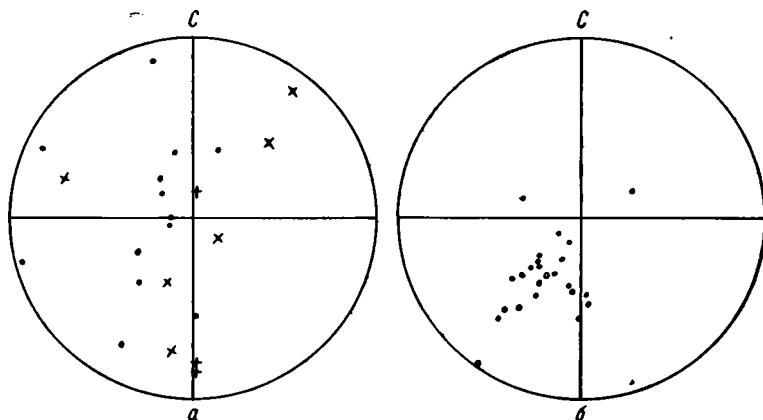


Рис. 4. Распределение направлений естественной остаточной намагниченности пород: а — до магнитной чистки; б — после чистки.

В условиях Казахстана намагниченность  $J_n$  чаще всего представляет собой суммарное явление одновременного существования в породе нескольких компонентов намагниченности, возникающих в различные периоды существования породы. Поэтому отдельные вторичные компоненты  $J_n$  будут ориентироваться в различных направлениях в соответствии с магнитным полем того времени, а суммарный вектор  $J_n$  приобретает направление, отличное от первоначального направления термоостаточной намагниченности. В резуль-

тате этого распределение направлений вектора  $J_n$  по отдельным образцам в пределах даже одного обнажения может стать хаотическим. Раньше до применения магнитной чистки, стереографические проекции  $J_n$  всегда показывали большой разброс направлений (рис. 4а) и неприменимость чем самым метода направления  $J_n$  для возрастной корреляции пород.

В дальнейшем было установлено, что отдельные компоненты намагниченности обнаруживают различный характер изменений под влиянием размагничивающего воздействия. Например, любая остаточная намагниченность при воздействии на нее переменного магнитного поля может быть сведена к нулю, но при этом уменьшение термоостаточной намагниченности ( $J_{rt}$ ) происходит очень медленно. Для полного размагничивания  $J_{rt}$  горных пород потребуется переменное поле от нескольких сотен до нескольких тысяч эрстед. В то же время изотермическая остаточная намагниченность такой же величины ( $J_r$ ) и вязкая намагниченность ( $J_{vn}$ ) размагничиваются переменным полем всего в несколько десятков эрстед [Русинов, Шолпо, 1962]. Поэтому, если подвергнуть образец воздействию переменного поля, то в процессе размагничивания у него сначала исчезнет изотермическая и вязкая намагниченности, а термоостаточная практически не изменится:  $J_n$  станет равным  $J_{rt}$ . На этом принципе, изученном экспериментально, основан метод магнитной чистки образцов переменным полем, в результате которой часто оказывается возможным определить направление первоначальной намагниченности  $J_{rt}$  горных пород и тем самым использовать это направление в качестве корреляционного признака (рис. 4б).

#### Метод корреляции эффузивных пород по полярности вектора естественной остаточной намагниченности

В 1961—1962 гг. мы проводили палеомагнитные и геологические исследования в среднем течении р. Аягуз, в районе Курайлинской синклинали. В результате изучения послойных разрезов вулканогенных толщ пермо-триаса и измерения магнитных параметров пород выделилась толща трахибазальтов с большой магнитной стабильностью, имеющих при этом прямую полярность естественной остаточной намагниченности —  $J_n$ . Эти трахибазальты отнесены А. А. Розенкранцем [Радченко, Розенкранц, 1960; Розенкранц и др., 1963] к триасу на основании выявления под ними горизонта известняков кенжебайской свиты с ископаемыми остатками ракообразных татарского яруса верхней перми. Толща трахибазальтов с прямой полярностью уверенно коррелируется на значительном расстоянии, так как подсечена в пяти разрезах, пройденных вкрест простирания северного крыла синклинали, и прослежена между указанными разрезами по простиранию (рис. 5, 6).

Нижележащие верхнепермские и пермо-карбоновые породы имеют только обратную полярность, которая, по-видимому, является первоначальной, потому что после магнитной чистки образцов

переменным полем все направления вектора остаточной намагниченности не изменяются (см. рис. 1).

Анализ результатов палеомагнитных исследований заставляет прийти к заключению, что эффузивные породы среднего и верхнего палеозоя до перми включительно в Казахстане имеют, как правило,

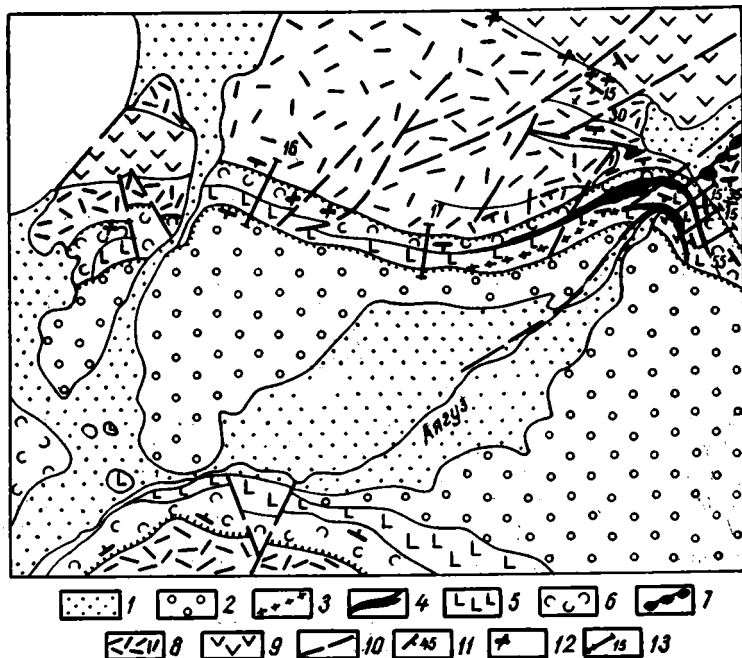


Рис. 5. Схема геологического строения Курайлинской синклинали (составлена А. А. Розенкранцем с дополнениями и изменениями В. В. Донских).

1 — четвертичные отложения; 2 — верхний триас, конгломераты; 3 — силлы липаритовых порфиров; 4 — силлы трахиандезитов; 5 — нижний — средний триас, толща оливковых трахибазальтов; 6 — нижняя и верхняя пермь, пестроцветная толща кислых туфов и игнимбритов; 7 — пермо-карбоновые нежки кислых эффузивов; 8 — верхний карбон — нижняя пермь, колдарская свита; трахиацитовые порфиры, их туфы, туффиты; 9 — средний — верхний карбон, керегетасская свита, дацито-липаритовые лавы; 10 — разрывные нарушения; 11 — элементы залегания; 12 — места сборов ископаемой флоры и фауны; 13 — палеомагнитные разрезы.

первоначальную намагниченность обратной полярности при азимуте вектора  $J_n$  в пределах от  $210^\circ$  до  $260^\circ$  (рис. 4б). Не обнаружено существенных различий в вещественном составе ферромагнитных компонентов прямо и обратно намагниченных пород. Температурная чистка до  $300^\circ\text{C}$  не выявила низкотемпературных компонентов намагниченности и дает сходные результаты для прямо и обратно намагниченных пород. Это дает нам основание предположить наличие инверсии магнитного поля между пермью и триасом и выделить эффузивы триаса из толщ, относимых ранее к верхней перми [Русинов, Донских, 1964].

В толще трахибазальтов триаса, имеющих прямую полярность остаточной намагниченности, обнаружены и обратно намагниченные породы эффузивного облика. Они встречены в пределах развития силлов трахиандезитов в основании и средней части разреза трахибазальтовой толщи и в верхней части трахибазальтов, непосредственно под конгломератами верхнего триаса.

Изученные эффузивы с обратной полярностью  $J_n$ , залегающие в нижней и средней части трахибазальтовой толщи, показали исключительное сходство между собой по петрографическим признакам и достаточно хорошее — по магнитным свойствам. То обстоятельство, что обратно намагниченные эффузивы залегают среди прямо намагниченных трахиандезитов на разных стратиграфических уровнях и представлены породами одного и того же типа, заставило нас сразу предположить интрузивный характер их залегания в противоположность А. А. Розенкранцу, который считал их покровами коктобинской свиты. И действительно, горизонты трахиандезитов в нижней и средней частях разреза оказались силлами, возникшими при послойном внедрении магмы в ранее застывшую толщу трахибазальтов. Детальными наблюдениями над поверхностями контактов силлов установлено, что они имеют неровные поверхности, частые раздувы, ответвления типа апофиз и внутренние блоки вмещающих пород. Следовательно, эти породы являются более

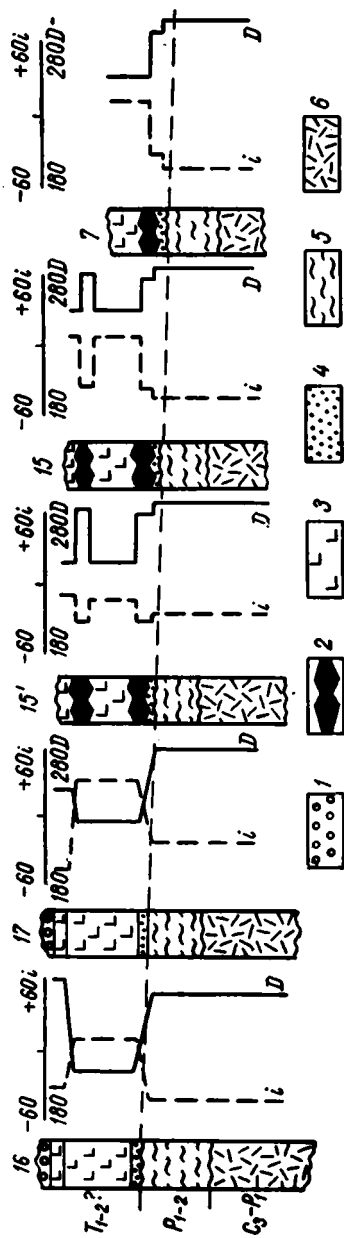


Рис. 6. Схема палеомагнитной корреляции разрезов пермо-триаса северного крыла Курайлинской синклинали. 1 — конгломераты; 2 — силлы трахиандезитов; 3 — оливиновые трахиандезиты; 4 — темнокрасные конгломераты и песчаники; 5 — туфы и лавы трахиандезитового состава; 6 — силлы трахиандезитов с обратной полярностью остаточной намагниченности пород. Д — склонение, i — наклонение вектора естественной намагниченности пород.



1. Для вулканогенных свит Центрального Казахстана наблюдается зависимость параметра  $Q$  от возраста пород. При этом характер кривой может несколько различаться в связи с различием тектонического развития структур внутри геосинклинального пояса.

2. Поскольку магнитная чистка приводит к установлению первичного вектора  $J_n$  (см. рис. 4а, б), появляется возможность построения по направлению вектора естественной остаточной намагниченности пород кривой перемещения магнитного полюса Земли в геологические эпохи. Эта кривая, по-видимому, не совпадет ни с одной из «мировых» кривых вследствие характерных особенностей региона и влияния аномалий магнитного поля. Тем не менее она все же будет отражать физическую реальность, и ее использование ляжет в основу возрастных определений пород в общем комплексе палеомагнитных методов.

3. Установлено наличие горизонтов прямой и обратной полярности, представленных магнитостабильными породами перми и триаса. При этом горизонты уверенно коррелируются на значительном расстоянии, что резко снижает вероятность самообращения намагниченности и позволяет предположить инверсию магнитного поля Земли в верхней перми — триасе, происшедшую незадолго до формирования основных лав. А так как основные лавы в Курайлинской синклинали лежат выше горизонта известняков с верхнепермской фауной [Радченко, Розенкранц, 1960; Розенкранц и др., 1963], то время их излияния скорее всего триасовое. Наличие инверсий открывает возможность к использованию полярности вектора естественной остаточной намагниченности для целей корреляции разрезов и определения возраста пород. Вместе с тем проблеме самообращения намагниченности должно быть уделено большее внимание. По мнению специалистов, работающих в области палеомагнетизма, доказать магнитную стабильность пород — это еще не значит доказать отсутствие эффекта самообращения. Правильный путь для решения этого вопроса — сравнительный анализ вещественного состава разнополяризованных пород.

4. В дальнейшем необходимо получить данные о лабораторной термоостаточной намагниченности изучаемых пород и ее свойствах.

#### ЛИТЕРАТУРА

Комаров А. Г. Намагниченность и химический состав разновозрастных основных эффузивов некоторых подвижных поясов и платформ. Сов. геология, № 4, 1962.

Кочегура В. В., Русинов Б. Ш. Палеомагнитные исследования в Казахстане. Тезисы докл. на IV Всес. конф. по палеомагнетизму. М., 1961.

Кочегура В. В., Русинов Б. Ш., Шолпо Л. Е. Геологические результаты палеомагнитных исследований. Тезисы докл. на Всес. совеща. геофизиков. Новосибирск, 1963.

Кочегура В. В., Шолпо Л. Е. К вопросу о магнитной стабильности изверженных пород. Уч. Зап. ЛГУ, № 286. Вопр. геофизики, № 12, 1960.

Кропоткин П. Н. Значение палеомагнетизма для стратиграфии и геотектоники. Бюл. МОИП, сер. геол., № 4, 1958.

Радченко Г. П., Розенкранц А. А. Новые данные о пермских отложениях Северо-Восточного Прибалхашья. Сов. геология, № 4, 1960.

Розенкранц А. А., Семенова Т. П., Ковалева В. В. К вопросу об абсолютном возрасте молодых эффузивов Северо-Восточного Прибалхашья. Тр. XI сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд. АН СССР, 1963.

Русинов Б. Ш. Использование кварцевого магнитометра для измерения магнитных свойств горных пород и руд. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 34, 1961а.

Русинов Б. Ш. Некоторые результаты палеомагнитных исследований в Казахстане. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 45, Геофизика, вып. 3, 1961б.

Русинов Б. Ш., Донских В. В. Палеомагнитные исследования в районе Курайлинской синклинали (Центр. Казахстан). Тезисы докл. на VI Всес. конф. по постоянному магнитному полю Земли и палеомагнетизму. М., 1964.

Русинов Б. Ш., Шолпо Л. Е. Магнитная чистка Казахстанских эффузивов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1962.

Ташинина М. В., Семенова-Тян-Шанская Е. Р. Верхнепалеозойский вулкан Жантау в Центральном Казахстане. Петрографический сб. № 5, ВСЕГЕИ, 1963.

Храмов А. Н. и др. Методика палеомагнитных исследований. Л., Гостехиздат, 1961.

Шолпо Л. Е. Вязкая намагниченность горных пород. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 45. Геофизика, вып. 3, 1961.

## О СВЯЗИ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ЭФФУЗИВОВ С ФЕРРОМАГНИТНЫМИ МИНЕРАЛАМИ

В настоящее время палеомагнитные работы широко известны и проводятся многими организациями на различных территориях Союза.

Палеомагнитная партия отдела поисково-съёмочной геофизики ВСЕГЕИ с 1957 г. занималась изучением остаточной намагниченности некоторых эффузивных толщ районов Центрального Казахстана в целях их корреляции [Русинов, 1961].

Геологическими объектами изучения служили: 1) основные эффузивы осадочно-вулканогенной толщи силура, венлок — нижний лудлов (по И. П. Минхневичу) в районе пос. Агадыр; 2) андезитовые порфириды и порфириновые туфы живетско-франского и франского ярусов девона на западных склонах гор Ортау (Ю. П. Ненашев); 3) дацитовая пачка карбон-пермского возраста и туфы перми в районе г. Аягуза (А. А. Розенкранц); 4) базальтовая подсвета ниже-среднетриасового возраста (А. А. Розенкранц).

Наряду с изучением магнитных свойств пород, производившимся Б. Ш. Русиновым, было сделано комплексное определение рудных (ферромагнитных) минералов: в аншлифах А. А. Беляевым, в искусственных шлифах — магнитной и электромагнитной фракций минералогами ВСЕГЕИ К. Ф. Каленовой, Т. В. Подольской, В. В. Макаровой и в петрографических шлифах — Е. И. Маркеловой. Полученные данные обобщены Е. И. Маркеловой.

Известно, что ферромагнитные минералы являются носителями остаточной намагниченности, наблюдаемой в горных породах [Nagata, 1950; Runcorn, 1956; Храмов, 1960].

Наиболее распространенными ферромагнитными минералами являются магнетит, титаномагнетит, гематит, маггемит, гемоильменит. Существенную роль в магнетизме изверженных горных пород и гидротермальных сульфидных образований имеет пирротин. Большое значение имеют гидроокислы железа, которые в изверженных породах являются только вторичными, а в осадочных — могут быть как вторичными, так и первичными [Круглякова, Кругляков, 1960; Багин, 1961; Калашников, 1961; Кругляков, 1961].

Наиболее распространенными и важными в изверженных породах являются минералы ряда титаномагнетита. В литературе часто титаномагнетиты рассматриваются как механические смеси ильменита или магнетита или как ряд твердых растворов магнетита и ульвошпинели [Кругляков, 1961].



Остаточная намагниченность, возникающая во время образования горных пород под воздействием магнитного поля Земли, не всегда сохраняется неизменной и зависит от природы ферромагнитных зерен, их химических изменений, а также различных последующих физико-химических и других условий и процессов [Nagata, 1950; Runcorn, 1956; Храмов, 1960].

В данной статье, располагая сравнительно немногими данными по изучению ферромагнитных минералов, мы отметим некоторую связь состава, структуры и степени изменения этих минералов с характером намагниченности изученных пород.

На основании комплексного изучения ферромагнитных минералов, анализируя имеющиеся данные, мы установили, что несмотря на отсутствие резких различий в количестве, качестве и структуре минералов, можно все-таки отметить некоторые особенности по указанным признакам для нормально и обратно намагниченных пород.

Для ферромагнитных минералов нормально намагниченных пород, преимущественно силура, девона и карбоно-перми, характерно следующее.

1. Магнетит и титаномагнетит нередко присутствуют в сростках от редких знаков до 10% в составе магнитной фракции (рис. 1).

Кроме точечной (пылевидной) вкрапленности (0,001—0,007 мм) магнетит довольно часто образует идиоморфные кристаллы (0,25—0,5 мм) с гематитовой периферийной частью (рис. 2). Обычно он в плотных агрегатах. Вкрапленность его в основной массе густая и значительная (рис. 3). Вторичные изменения в магнетите редко проявлены до конца.

2. Гематит образует сравнительно редкую и неплотную вкрапленность (рис. 4). Наблюдаются псевдоморфозы гематита по магнетиту (мартит) в виде тонкой вкрапленности (0,001—0,02 мм) среди основной массы породы.

3. Ильменит встречается редко.

4. Лимонит присутствует в единичных знаках.

5. Изредка наблюдается лимонитизированный пирит.

Ферромагнитные минералы в нормально намагниченных породах сравнительно мало затронуты глубоко идущими вторичными процессами — почти отсутствуют петельчатые и решетчатые структуры замещения. Отношение  $J_n : J_i = Q$  в породах колеблется в пределах 0,06—16,5.

Ферромагнитные минералы пород обратной полярности преимущественно триасового возраста имеют следующие особенности.

1. Магнетит и титаномагнетит совместно встречаются редко. Магнетит образует мелкую и рассеянную вкрапленность (0,003—0,007 мм) в основной массе породы и нередко — с гематитом (рис. 5). Крупные идиоморфные кристаллы для магнетита не характерны. Наблюдается лимонитизированный магнетит (рис. 6, 7).

2. Гематит образует густую мелкую вкрапленность (0,005—0,03 мм) и нередко имеет корочку окисления (рис. 8). Мартит (гематит по магнетиту) встречается редко.



Рис. 1. Свежие зерна магнетита (Mgt) и структуры распада титаномагнетита в андезитовом порфирите (D<sub>3</sub>fr) с нормальной полярностью. Шл. 25—9, × 120, ник. ||.

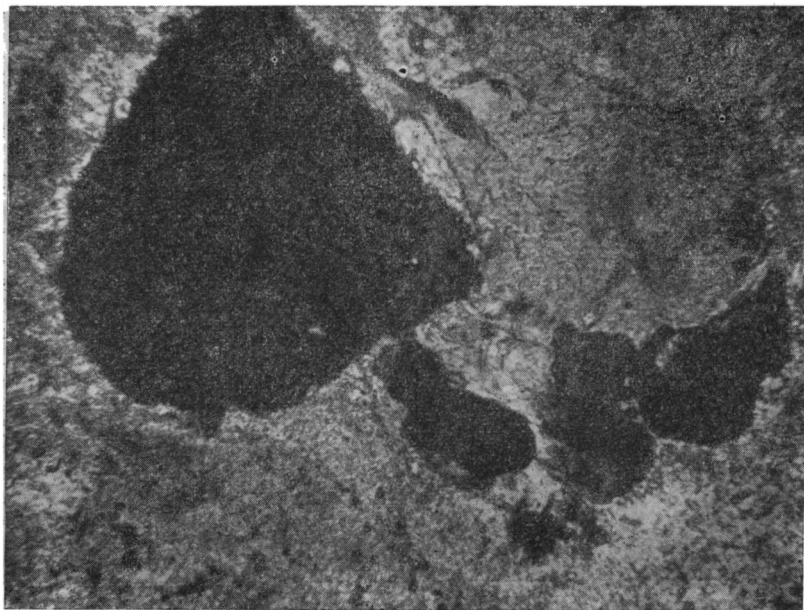


Рис. 2. Магнетит в виде идиоморфных вкрапленников (октаэдры — 0,2—0,5 мм) в андезитовом порфирите. Шл. 24—10. × 120; ник. ||.

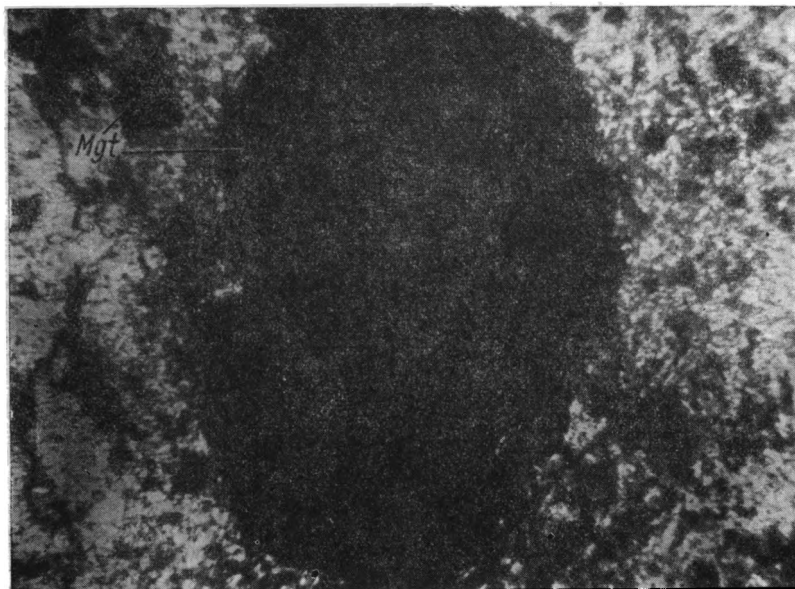


Рис. 3. Плотные скопления магнетита в андезитовом порфирите (D<sub>3fr</sub>). Порода имеет нормальную полярность. Шл. 37—9. × 120; ник. ||.



Рис. 4. Очень тонкая редкая окрапленность гематита по магнетиту в флюидальном андезитовом порфирите (D<sub>3fr</sub>). Порода имеет нормальную полярность. Шл. 28—8. × 120; ник. ||.



Рис. 5. Разложенный магнетит в катаклазированном андезито-  
 базальтовом порфирите ( $T_{1-2}$ ) с обратной полярностью. Шл. 9—9,  
 $\times 120$ ; ник.  $\parallel$ .

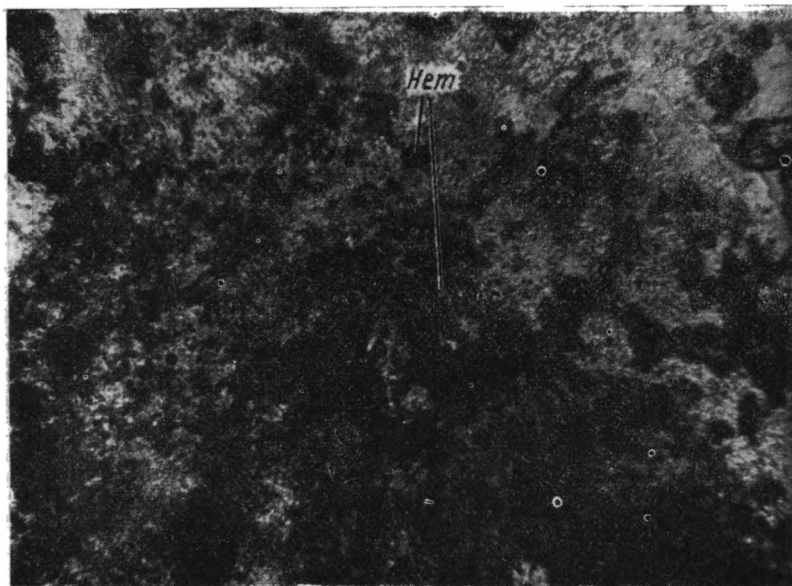


Рис. 6. Тонкая вкрапленность гематита в туфолове липаритовых пор-  
 фириров ( $D_{3fr}$ ). Порода имеет обратную полярность. Шл. 36—3.  $\times 120$ ;  
 ник.  $\parallel$ .

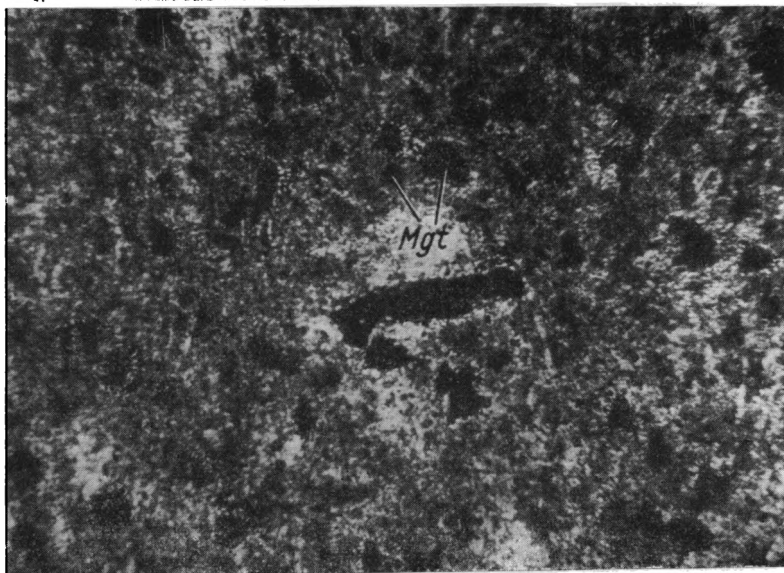


Рис. 7. Тонкая вкрапленность магнетита в олигофировом андезитовом порфирите ( $C_3 - P_1$ ). Порода имеет обратную полярность. Шл. 29-1.  $\times 120$ ; ник.  $\parallel$ .

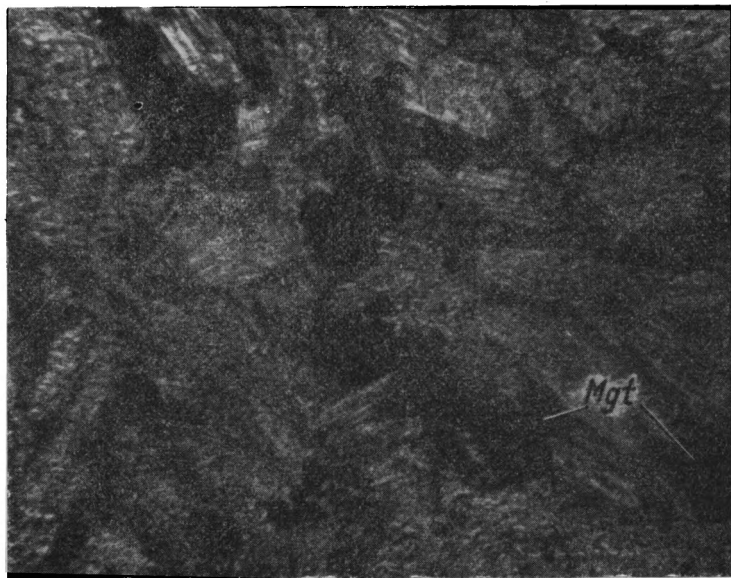


Рис. 8. Плотные агрегаты магнетита с каемками окисления в андезито-базальтовом порфирите ( $C_3 - P_1$ ). Порода имеет обратную полярность. Шл. 8-21.  $\times 120$ ; ник.  $\parallel$ .

3. Ильменит иногда составляет 1—2% электромагнитной фракции.
4. Лимонит наблюдается часто, нередко достигает 75% электромагнитной фракции. Характерны петельчатые и решетчатые структуры замещения.
5. Пирит образует редкую вкрапленность.
6. Пирротин присутствует в редких знаках.
7. Значения  $Q$  находятся в пределах 0,11—17,0.

Таким образом, приведенные особенности указывают как на качественные, количественные и структурные различия ферромагнитных минералов для нормально и обратно намагниченных пород, так и на разную степень их физико-химического изменения.

Вероятно, можно сказать, что магнетит и титаномагнетит обуславливают намагниченность пород нормальной полярности, а гематит, ильменит определяют магнитную природу обратно намагниченных пород.

Кроме того, в эффузивах нормальной и обратной полярности наблюдается связь между величиной магнитной восприимчивости  $\kappa$  и степенью вторичных изменений ферромагнитных минералов: чем меньше величина  $\kappa$ , тем интенсивнее изменены эти минералы. При магнитной восприимчивости  $(1000—2000) \cdot 10^{-6}$  СГС в породе присутствует неразложенный магнетит, при  $\kappa = (260—480) \cdot 10^{-6}$  СГС магнетит полностью замещен гематитом (мартитом) и лимонитом.

Наблюдаемые псевдоморфозы гематита по магнетиту в виде тонкой вкрапленности для пород нормальной полярности могут свидетельствовать о химическом намагничивании. Присутствие же в породах обратной полярности значительного количества гидроксидов железа которые в изверженных породах считаются вторичными, дает основание говорить об изменении полярности, связанной, по-видимому, с процессами после становления пород.

В литературе имеются различные сведения о природе нормальной и обратной намагниченности. Так А. А. Смелов [1961], изучая руды Ангаро-Илимского района, подчеркивает, что в нормально намагниченных рудах основным ферромагнитным минералом является магнетит —  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Fe}_2\text{O}_4$ .

Т. Нагата и С. Уеда [1959] отмечают, что только ильменито-гематитовая фаза ответственна за обратную термоостаточную намагниченность. С. К. Ранкорн [1956], изучая физические процессы намагничивания горных пород, пришел к выводу, что породы с нормальной полярностью содержат акцессорный минерал магнетит, а с обратной полярностью — исключительно гематит, ильменит, рутил. Л. Е. Шолпо [1959] при изучении магнитной стабильности дальневосточных базальтов установил, что, как правило, породы с обратной полярностью имеют следы более значительных изменений, нежели с нормальной намагниченностью.

Однако имеются мнения, отличные от указанных. Например, Г. А. Поспелова [1959, 1960] и В. В. Кочегура [1959] отмечают, что различий в ферромагнитных компонентах для нормально и обратно намагниченных пород не наблюдается.

А. Я. Власов и Г. В. Коваленко [1962, 1963] провели детальные работы по изучению вещественного состава пород для выяснения процессов механизма самообращения магнитного поля Земли. Производились термомагнитный, минералогический, петрографический, химический и рентгеноструктурный анализы для пород всех зон намагниченности. В результате выяснилось, что в нормально намагниченных образцах  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  составляет 3,53,  $\text{Ti}$  — 0,43%, а в обратно намагниченных — соответственно 3,84 и 0,33%. Для нормально и обратно намагниченных пород установили ферромагнитную компоненту с точкой Кюри в области 225—230° С, что, по-видимому, соответствует гемогиллениту. Термомагнитной сепарацией выявлены основные ферромагнитные минералы — гематит ( $T_k^* = 700-650^\circ \text{C}$ ), магнетит ( $T_k^* = 600-500^\circ \text{C}$ ) и гемогилленит ( $T_k^* = 250-200^\circ \text{C}$ ). Минералогический анализ подтверждает наличие гематита и гемогилленита, а рентгеноструктурный показывает некоторое различие процентного содержания гематита и ильменита.

Многочисленные работы, результаты которых представлялись на VI Всесоюзной конференции по постоянному магнитному полю Земли и палеомагнетизму [Власов, Коваленко, 1962, 1963], не указывают конкретного материала по наблюдению процессов самообращения намагниченности. Однако это не должно успокаивать исследователей и служить поводом для прекращения работ по оценке влияния вещественного состава на магнитную полярность пород.

Учитывая имеющиеся литературные данные и наши наблюдения, можно сказать, что заключения о природе остаточной намагниченности могут быть сделаны на основе специальных магнитных методов исследования пород лишь совместно с изучением вещественного состава пород и, в первую очередь, — изучения ферромагнитных минералов — их структуры, количества, качества, ассоциаций и степени изменения.

## ЛИТЕРАТУРА

Багин В. И. Гематит как магнитоустойчивая компонента. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1961.

Власов А. Я., Коваленко Г. В. Об инверсии земного палеомагнитного поля в нижнем девоне. V Всес. конф. по палеомагнетизму (июнь 1962). Красноярск, 1962.

Власов А. Я., Коваленко Г. В. Магнетизм переходных слоев между зонами с прямой и обратной намагниченностью. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1963.

Калашников А. Г. История геомагнитного поля (по палеомагнитным данным). Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1961.

Круглякова В. В. О поведении геомагнитного титаномagnetита в гипергенных условиях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1961.

Круглякова Г. И., Кругляков В. В. Влияние характера движений лавы на образование остаточной намагниченности горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1960.

Кочегура В. В. Изучение неогеновых плато базальтов Дальнего Востока — корреляция по зонам обратной и нормальной полярности. Тезисы докл. 3-й конф. по палеомагнетизму (27—30 октября 1959). Изд. ЛГУ, 1959.

Поспелова Г. А. Сравнительные исследования прямо и обратно на

магнитных вулканических пород. Тезисы докл. 3-й конф. по палеомагнетизму (27—30 октября 1959 г.). Изд. ЛГУ, 1959.

П о с п е л о в а Г. А. Причины обратной намагниченности вулканогенных пород Армении и Курильских островов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1960.

Р у с и н о в Б. Ш. Некоторые результаты палеомагнитных исследований в Казахстане. Инф. сб., № 45, Геофизика, вып. 3. ВСЕГЕИ, 1961.

С м е л о в А. А. Характер намагниченности руд и природа отрицательных аномалий Ангаро-Илимского района. Уч. зап. ЛГУ, № 249, сер. физ.-мат. и геол. наук, вып. 10, 1958.

Х р а м о в А. Н. Методика палеомагнитных исследований. Л., Гостоптехиздат, 1961.

Ш о л ц о Л. Е. К вопросу о магнитной стабильности изверженных горных пород. Тезисы докл. 3-й конф. по палеомагнетизму (27—30 октября 1959). Изд. ЛГУ, 1959.

N a g a t a T. Natural remanent magnetism of igneous rocks and mode development. Nature, 165, 242, 1950.

N a g a t a T., U e d a S. Exchange interaction as a cause of reverse thermoremanent magnetism. Nature, vol. 184, N 4960, p. 890—891, 1959.

R u n c o r n S. K. Magnetization of rocks. Handbuch der Physik, herausgegeben von S. Flügge Bd. XLVII. Geophysik, 1, 470—497, 1956.



**РЕФЕРАТЫ СТАТЕЙ, ПОМЕЩЕННЫХ В СБОРНИКЕ  
«ВОПРОСЫ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА»**

УДК 552.322.2 : 551.22(574.3)

**Пегматитовые образования Златогорского плутона (Северный Казахстан).**  
*Шарков Е. В.* Стр. 5—25.

В пределах расслоенной лополитообразной интрузии основных и ультраосновных пород платформенного типа заключены своеобразные пегматитовые тела ультраосновного, основного, среднего и кислого состава (горнблендит-, пироксенит-, диорит- и кварц-полевошпатовые пегматиты). Устанавливается закономерная приуроченность пегматитовых тел определенного состава к определенным зонам расслоенного плутона. Образование пегматитов автор объясняет фракционный кристаллизацией в условиях формирования интрузивных дифференцированных комплексов.

Табл. 3, илл. 5, библи. 15.

УДК 552.321.5/6 : 551.22(574.3)

**Коржункольский серпентинито-габбровый массив.** *Семенов Ю. Л.* Стр. 26—33.

В результате детального геолого-петрографического изучения Коржункольской интрузии выявлено более сложное ее строение, чем указывали предыдущие исследователи. Кроме габбро и диоритов в составе интрузии присутствуют габбро-нориты, пироксениты, верлиты и серпентиниты. На основании проведенных исследований автор приходит к выводу о принадлежности Коржункольского комплекса к дунито-пироксенито-габбровой формации, возникновение которой связывается с внедрением и последующей дифференциацией магмы базальтового состава в камере плутона.

Табл. 1, илл. 4, библи. 14.

УДК 552.321.1 + 552.321.5 : 551.22(574.3)

**Габбро-плагиогранитовые интрузии Джезказган-Улутауского района.**  
*Инялин. М. В.* Стр. 34—59.

В статье приводится геолого-петрографическая и геохимическая характеристики габбро-плагиогранитных интрузий, впервые выделяемых в Джезказган-Улутауском районе в самостоятельный интрузивный комплекс. Ранее эти интрузии либо объединялись с интрузиями нормальных гранитоидов, либо относились к гибридным образованиям, возникшим при ассимиляции гранитной магмой вещества вмещающих пород.

В состав формации входят пироксениты, горнблендиты, габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты. Подробный фактический материал в статье приводится в связи с необходимостью охарактеризовать признаки этих интрузий и особенности состава слагающих их пород, позволяющие относить их к габбро-плагиогранитной формации.

Автор разделяет мнение Н. П. Михайлова о существовании габбро-плагиогранитной магмы смешанного состава, возникающей при воздействии базальтовой магмы на породы сиалического слоя и последующей глубинной дифференциации ее.

Табл. 1, илл. 5, библи. 13.

**Особенности строения и условия образования каледонской диорит-гранодиоритовой формации.** *Малаякин В. С.* Стр. 60—78.

Формация является гетерогенной и многофазной. Она сложена породами, постепенно переходящими по составу от диоритов через гранодиориты к известково-щелочным гранитам.

Сопоставление диорит-гранодиоритовых комплексов различных структурно-формационных зон (Ерементау-Чингиз-Тарбагатайской, Ишим-Улутау-Кара-тауской, Бетпақдала-Заилийской) приводит автора к заключению о принадлежности указанных комплексов к диорит-гранодиоритовой формации, внедрение которой связано с проявлением главной фазы складчатости, приведшей к завершению геосинклинального этапа развития подвижных поясов. Возникновение диорит-гранодиоритовой формации автор склонен объяснить воздействием базальтовой магмы на породы гранитного состава.

Табл. 1, илл. 2, библи. 22.

**Верхнепалеозойские игнимбриты Северо-Восточного Прибалхашья.** *Ковалева В. В., Розенкранц А. А., Тащинуна М. В.* Стр. 79—99.

Игнимбриты более всего развиты в андезит-липаритовой формации верхнего карбона и перми, формирующейся на поздних стадиях развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Детальное изучение разрезов игнимбритовой толщи показало, что она составлена из нескольких игнимбритовых потоков, различающихся составом (от дацитов до липаритов и трахилипаритов), содержанием летучих и структурами, обусловленными различной степенью переплавления.

В пределах толщи игнимбритов установлены реликты вулканических аппаратов (жерловин и подводящих каналов), сложенных игнимбритами и игнимбритовыми агломератами того же состава, что и в потоках. Среди покровов игнимбритов встречались также слиллы смоляно-черных игнимбритов пироксенбиотитового липарит-дацита.

Образование игнимбритов происходило в подводящем канале, когда анатекситовая магма за счет выделения газов была превращена в своеобразную смесь из частиц раскаленной лавы, газа, обломков пемзы и ксенолитов. Такая очень подвижная масса переливалась через края жерловины и двигалась с огромной скоростью, выполняя неровности рельефа. Формирование толщ игнимбритов сопровождалось образованием кальдер проседания, грабен-синклиналей и компенсационных прогибов.

Табл. 1, илл. 8, библи. 26

**Субвулканическая интрузия монцонитоидов Сарыолен.** *Шарпенко Л. Н.* Стр. 100—118.

Субвулканическая интрузия монцонитоидов является комагматичной с андезит-дацитово-гранодиоритовой формацией среднего карбона, с которой она пространственно тесно связана. Интрузия многофазна и гетерогенна по составу, насыщена большим количеством ксенолитов. Она сформирована в три фазы с постепенным раскислением пород (от диоритов через сиенито-диориты, кварцевые монцониты до гранитов) от фазы к фазе. Породы несут все признаки контаминации и гибридазма, которые убывают от первой фазы внедрения к третьей.

Автор приходит к выводу, что породы, слагающие массив, являются производными гранитной магмы, которая ассимилировала породы основного состава, вынесенные магмой с глубины и не встреченные в регионе. Образование интрузии связано с очагами, возникающими при плавлении пород фундамента и

имеющими состав гранитной эвтектики. Формирование интрузии происходило на поздней стадии развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы в условиях тектонической активности.

Табл. 4, илл. 10, библ. 11.

УДК 552.323.5 : 552.7 : 551.736(574.51)

Пермская базальтовая формация хр. Кетмень. Добрецов Г. Л., Добрецова Т. Г. Стр. 119—132.

Формация базальтов, развитая в хр. Кетмень, в преобладающем количестве содержит базальты и долериты. Подчиненное значение в составе формации имеют красноцветные песчано-конгломератовые отложения, а также игнимбриты и туфы лпаритового состава.

Накопление отложений происходило в наземных условиях при излиянии базальтов из трещин. Авторы выделяют базальты в самостоятельную базальтовую (платобазальтовую) формацию и считают ее характерной для заключительного этапа развития складчатых областей.

Табл. 2, илл. 3, библ. 11.

УДК 552.33 : 552.7(574.3)

О южном продолжении ишимского щелочного комплекса. Семенов Ю. Л. Стр. 133—147.

В результате специальных исследований массивов Жусалинских слюдяных перидотитов автор выделил среди них и детально описал эссекситовые и шонкинитовые порфириды, слюдяные перидотиты, шпрстеймиты, залегающие в породах докембрия. На основании сходства указанных пород с аналогичными породами ранней фазы ишимского щелочного комплекса, возраст которого считается девонским, авторы относят все интрузии к тому же возрасту, объединяя их в единый магматический этап.

Описываемые породы отнесены к комплексу малых интрузий щелочных и субщелочных пород, характерных для конечных стадий развития складчатых областей.

Табл. 1, илл. 5, библ. 12.

УДК 551.22

Сложнопостроенные дайки и механизм их образования. Денисенко В. К. Стр. 148—155.

На примере изучения двух даек сложного строения, одна из которых сложена из трех параллельных соприкасающихся тел — кварцевых микродиоритов, гранодиорит-порфиров и кварцевых микродиоритов, а другая — разновидностями диабазы, автор приходит к заключению о механизме их образования. Подобные дайки сложного строения возникают в долгоживущих, неоднократно подновляющихся тектонических зонах, последовательно внедряясь вдоль одной и той же трещины вследствие ее повторного приоткрывания.

Илл. 3, библ. 10.

УДК 552.321.1 : 551.736 : 552.11(574.3)

К петрологии пермского гранитного массива Кызылтас. Зейлик Б. С., Дузовский А. А., Розенблат М. М., Талманов В. Н. Стр. 156—176.

В статье приводятся данные о петрографическом составе, геохимических особенностях, физических свойствах и условиях образования гранитов Кызылтасского массива. На основании интерпретации гравитационных и магнитных съемок установлены форма, размеры и внутреннее строение (положение в теле

интрузива гранитов различных фаз внедрения) этого массива. Рассматриваются геологические и геофизические данные, обосновывающие пермский возраст гранитов Кызылтасского массива.

На примере изучения массива Кызылтас показано большое значение комплексных геолого-геофизических исследований при решении многих петрологических вопросов.

Табл. 3, илл. 6, библиография 12.

УДК 550.384.33 : 552.323.001.36(574)

**Возможности корреляции вулканогенных пород Казахстана по палеомагнитным данным.** *Донских В. В., Русинов Б. Ш.* Стр. 177—190.

Статья носит методический характер. В основу метода исследований положена способность горных пород приобретать намагниченность при своем образовании под влиянием геомагнитного поля Земли и сохранять эту намагниченность. Направление вектора естественной остаточной намагниченности совпадает с направлением магнитного поля Земли времени образования породы.

Полученные авторами результаты позволяют им рекомендовать палеомагнитные исследования при корреляции разрезов немых вулканогенных образований (лучше основного состава) с синхронными толщами установленного возраста.

Табл. 1, илл. 7, библиография 14.

УДК 552.323 : 550.382.3

**О связи намагниченности основных эффузивов с ферромагнитными минералами.** *Маркелова Е. И., Русинов Б. Ш.* Стр. 191—199.

В статье приводятся сведения о намагниченности пород нормальной и обратной полярности в зависимости от наличия тех или иных ферромагнитных компонентов, содержащихся в эффузивных образованиях. Отмечается связь магнитной восприимчивости со степенью изменения ферромагнитных минералов.

Приводятся значения  $Q = \frac{J_n}{J_i}$  — отношение естественной остаточной намагниченности  $J_n$  к индуктивной намагниченности  $J_i$ .

Авторы указывают на необходимость специальных магнитных исследований пород в сочетании с обязательным изучением вещественного состава для выяснения природы остаточной намагниченности.

Илл. 8, библиография 16.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
<i>Е. В. Шарков.</i> Пегматитовые образования Златогорского плутона (Северный Казахстан) . . . . .	5
<i>Ю. Л. Семенов.</i> Коржункольский серпентинито-габбровый массив . . . . .	26
<i>М. В. Инякин.</i> Габбро-плагиогранитовые интрузии Джезказган-Улутауского района . . . . .	34
<i>В. С. Малавкин.</i> Особенности строения и условия образования каледонской диорит-гранодиоритовой формации . . . . .	60
<i>В. В. Ковалева, А. А. Розенкранц, М. В. Тащиина.</i> Верхнепалеозойские игнимбриты Северо-Восточного Прибалхашья . . . . .	79
<i>Л. Н. Шарпенюк.</i> Субвулканическая интрузия монзонитоидов Сарыолен . . . . .	100
<i>Г. Л. Добрецов, Т. Г. Добрецова.</i> Пермская базальтовая формация хр. Кетмень . . . . .	119
<i>Ю. Л. Семенов.</i> О южном продолжении пшимского щелочного комплекса . . . . .	133
<i>В. К. Денисенко.</i> Сложностроенные дайки и механизм их образования . . . . .	148
<i>Б. С. Зейлик, А. А. Духовский, М. М. Розенблат, В. Н. Талманов.</i> К петрологии пермского гранитного массива Кызылтас . . . . .	156
<i>В. В. Донских, Б. Ш. Русинов.</i> Возможности корреляции вулканогенных пород Казахстана по палеомагнитным данным . . . . .	177
<i>Е. И. Маркелова, Б. Ш. Русинов.</i> О связи намагниченности основных эффузивов с ферромагнитными минералами . . . . .	191
Рефераты . . . . .	200

### ВОПРОСЫ МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Ведущий редактор М. Г. Дешалыт  
 Технический редактор И. Г. Сидорова  
 Корректор Л. Г. Андрищенко  
 Переплет художника И. А. Гордона

Сдано в набор 12/II 1968 г. Подписано к печати 21/III 1968 г.  
 Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 12<sup>3</sup>/<sub>4</sub>. Усл. л. 12,75. Уч.-изд. л. 13,31.  
 Бумага № 1. Индекс 3—4—1—Л. Тираж 600 экз. М-18106.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.  
 Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.  
 Издательский № 569. Заказ № 1430.  
 Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома  
 Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.  
 Цена 1 р. 13 к.