

ПЕТРОЛОГИЯ  
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
БАЗИТОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,  
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

552.3+553.2.

ПЕТРОЛОГИЯ  
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
БАЗИТОВ

430



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1973



Сборник посвящен важнейшим вопросам, связанным с базитовой магмой, служащим основой для решения проблемы о строении и составе земной коры и об ее соотношениях с мантией. Сборник явился результатом работ прошедшего в декабре 1968 г. в ИГЕМ Всесоюзного симпозиума по указанной проблеме и отражает новейшие достижения в области петрологии, металлогении и экспериментального исследования базитов. В нем представлены важнейшие доклады по формациям базитов устойчивых областей земной коры и складчатых областей, по проблеме базальтовой магмы в свете современного эксперимента. Ряд докладов посвящен соотношению базальтоидных пород с породами щелочно-базальтоидного и ультрабазитового ряда, а также формационному анализу базальтоидных серий пород. Рассматриваются основные проблемы петрологии и металлогении базитов, соотношения ультраосновной-щелочной, щелочно-базальтоидной и щелочно-оливино-базальтовой формаций устойчивых областей земной коры, освещаются вопросы геохимии базитов, связи гидротермальных месторождений халькофильных элементов с базанитовой магмой.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, занимающихся изучением основных пород и связанных с ними полезных ископаемых.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
Г.Д. АФАНАСЬЕВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Базитовый магматизм в истории развития земной коры играет весьма существенную роль. Задача сопоставления и обсуждения всех существующих аспектов генезиса основных и ультраосновных пород, а также анализа особенностей проявления и условий залегания этих пород стояла перед совещанием "Петрология и металлогения базитов", созванным ИГЕМ АН СССР в декабре 1968 г. по инициативе безвременно умершего А.П.Лебедева и по решению Петрографического комитета. Материалом для настоящего сборника послужили важнейшие из докладов, зачитанных на совещании, в значительной мере переработанные авторами в свете дискуссий, происходивших на совещании, с учетом появившейся в последние месяцы литературы.

Как многие аспекты петрологии, базитовая проблема в настоящее время приобрела, помимо собственно петрологического, также и общегеологическое значение. Достаточно хорошо известно, что с базитовым магматизмом связаны многие полезные ископаемые эндогенного происхождения: сульфидные никелевые месторождения сложно дифференцированных интрузивов, медноколчеданные руды в породах базальтоидно-кератофировой магмы складчатых областей, месторождения исландского шпата в траппах и другие полезные ископаемые, имеющие важное народнохозяйственное значение.

Изучение базитового и особенно базальтоидного магматизма может помочь при решении проблемы о строении и составе земной коры и ее соотношениях с верхней мантией. Полученные материалы в сочетании с геофизическими и экспериментальными данными позволили сделать вывод об отсутствии "базальтового слоя", ограниченного сверху поверхностью Конрада, а снизу — поверхностью Мохоровичича.

Отдельные аспекты базитовой проблемы неоднократно привлекали внимание петрологов-экспериментаторов. Изучали равновесные системы важнейших компонентов базальтовой магмы, содержание и поведение воды в магматическом расплаве и в кристаллизующейся базальтовой магме.

Большие успехи имеются в области изучения базальтоидных формаций конкретных регионов: Сибирской платформы, Индии, Южной Африки, Южной Америки, Антарктиды и др. Эти районы описаны в монографиях отечественных и зарубежных петрографов. Достаточно хорошо изучены также спилит-диабаз-кератофировые формации как древних, так и молодых складчатых областей: Урала, Кавказа, Аппалачей.

Однако многие геолого-петрологические и геохимические аспекты базитовой проблемы изучены еще недостаточно полно. Отсутствует точное определение базальта как горной породы. Под базальтами понимается определенная группа пород, выделяемая по химическому составу, условиям образования, минеральному составу, структуре, текстуре и условиям залегания. Однако в природных ассоциациях наряду с собственно базальтами участвуют различные близкие по составу породы, но отличающиеся повышенной кислотностью и щелочностью.

Таким образом, предстоит уточнить границы ассоциаций пород, производных базальтовой магмы. Необходимо также выяснить соотношение базальтоидных пород с породами щелочно-базальтоидного и ультрабазитового рядов. Некоторые исследователи полагают, что ультрабазитовая и базальтоидная магмы — дериваты общего магматического источника с родоначальной магмой некоего промежуточного состава. Вероятно, ценная информация разного характера может быть получена при изучении близких по возрасту ассоциаций базитовых и ультрабазитовых комплексов и сопровождающих их пород трахитоидного и кератофирового составов из различных по типу структурного развития участков земной коры.

Сейчас накапливается довольно много фактов, свидетельствующих о различной эволюции магматизма в пределах древних консолидированных платформ типа Восточно-Европейской или Сибирской и магматизма, развивающегося в более молодых геосинклинальных системах.

Чрезвычайно важны исследования по абсолютному датированию основных и ультраосновных пород с применением калий-аргонового и рубидий-стронциевого методов. Однако при этом необходимо учитывать, что малые первичные содержания радиоактивных элементов при обогащении пород обычным стронцием и контаминации  $Ar^{40}$  могут приводить к искаженным значениям возраста. Существенно углубление и расширение исследований по распределению в базитах изотопа  $Sr^{87}$  как основы метеоритной гипотезы. Выявление петрохимической и геохимической специфики разновозрастных и приуроченных к разным структурам элементам земной коры базитов является повседневной задачей исследовательских работ.

На совещании были обсуждены многие весьма важные аспекты базитовой проблемы. Активная дискуссия происходила по вопросам взаимоотношения габброидных и перидотитовых пород, классификации траппов Сибири и природы базальтоидных пород палеозоя европейской части Союза. Много внимания уделено роли данных, полученных при новейших экспериментах в условиях высоких и сверхвысоких давлений и высоких температур в современных петрогенетических построениях. Наконец, были высказаны многие весьма ценные суждения о природе связи сульфидных руд с базитовым магматизмом. При этом выяснилась существенная металлогенетическая роль основной магмы, значительно большая, чем предполагалось ранее.

Конечно, сейчас нельзя дать четкого ответа на многие поставленные на совещании вопросы. Некоторые из них по-прежнему остаются спорными, и предложенные отдельными авторами их решения одинаково правомочны.

Исходя из этого, в сборник помещены статьи, в которых иногда рассматриваются отдельные вопросы с противоположных точек зрения и которые приводят к резко различным выводам (а это вполне целесообразно ввиду отсутствия абсолютных показателей). Редакционная коллегия сборника считала такое сопоставление различных взглядов полезным для дальнейшего развития исследовательских работ и приближения к решению поставленных вопросов.

Актуальность вопросов, поднятых на совещании по базитам и отраженных в статьях предлагаемого сборника, большой интерес, который вызвало совещание в среде петрографов и геологов, а также большая активность его участников и широкие дискуссии, возникшие по важнейшим обсуждаемым вопросам, позволяют нам надеяться, что предлагаемый сборник встретит самое благожелательное отношение широкой геологической общественности.

Председатель оргкомитета  
совещания член-корреспондент АН СССР  
Г.Д.АФАНАСЬЕВ

О. А. Богатиков, М. Н. Годлевский, В. П. Петров

## ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ БАЗИТОВ<sup>1</sup>

Сейчас, когда выяснилось, что главная масса гранитной магмы генерируется в земной коре в толще глубокометаморфизованных осадков как продукт выплавления эвтектического расплава, основной проблемой в теоретической геологии и петрографии являются представления о природе и условиях генезиса основной магмы и порожденных ею горных пород. Однако сейчас в этой области больше догадок и общих суждений, чем настоящего знания. Тем не менее все эти догадки исходят из одного общего предположения, которое, видимо, уже можно считать более или менее точно установленным: — из предположения о подкоровом источнике базальтовой магмы.

Первично казалось, что все особенности распространения и условий залегания основных пород объясняются гипотезой о том, что базальтовую магму можно рассматривать как продукт простого сухого плавления материала земной коры в условиях глубин, где достигаются соответствующие этому плавлению температуры (Петров, 1964; Менерт, 1963). Однако более детальное обсуждение имеющихся материалов показало, что это предположение не может считаться справедливым. Всякая теория, трактующая природу основной (базальтовой) магмы, должна объяснить факты, которые не могут быть поняты с точки зрения упомянутой выше простой гипотезы.

### Геологические и экспериментальные данные о природе базитовых магм

Все геологические данные, позволяющие судить о генезисе и природе базальтовой магмы, могут быть сведены к следующим трем положениям: 1) данные сейсмологов, указывающие на общее эффективно твердое состояние нижних горизонтов земной коры и верхней мантии (Магницкий, 1965); 2) присутствие единых петрографических типов базальтов и близких к ним пород, распространенных по всему земному шару и существовавших, видимо, в течение всей доступной изучению геологической истории (Левинсон-Лессинг, 1955; Заварицкий, 1955); 3) наличие четкой приуроченности основных пород некоторых петрографических типов к районам определенного тектонического строения (Штилле, 1964).

По первому пункту пока можно ограничиться лишь указанием, что общее твердое состояние подкорового вещества не исключает возможностей появления здесь местных магматических (жидких) очагов (Магницкий, 1965).

Вопрос постоянства составов главнейших типов основных и ультраосновных пород сейчас обсуждается в литературе довольно широко, и некоторые авторы, кроме об-

---

<sup>1</sup> Здесь дается полный текст зачитанного на совещании доклада. Выдержки из доклада были опубликованы ранее в Изв. АН СССР (серия геол., 1970, № 1).

щеприятых петрографических групп, выделяют некоторые специфические узкие типы, которым придают очень большое геологическое значение. Особенно важным среди западных петрографов считается разделение пород группы базальтов на два важнейших ряда – толеитовых и щелочных базальтов, хотя в оценке значения этого разделения нет единства.

Петрографические различия между толеитовым и щелочным рядами весьма незначительны и сводятся к различиям в содержании петрогенных элементов не более как на 1–1,5%. Геологический смысл разделения базальтов на толеитовую, щелочно-базальтовую и другие группы сторонники такого разделения видят в различных путях кристаллизационной дифференциации первичных магм.

Еще в начале нынешнего столетия было указано на преимущественное распространение щелочных базальтов и связанных с ними трахитофонолитовых пород на океанических островах, а толеитовой ассоциации на континентах; андезит-риолитовую группу пород связывали со складчатыми областями и в особенности с островными дугами. Тогда же Харкер подразделил все третичные и современные эффузивы на две большие петрографические провинции: Атлантическую с приуроченностью к ней недо-сыщенных щелочных пород (щелочных базальтов) и Тихоокеанскую (толеитовый ряд).

Очень скоро в многочисленных работах было указано на существование в обеих провинциях самых различных пород и на несостоятельность выделения этих крупных провинций (Левинсон-Лессинг, 1955). Тем не менее говорить о полном отказе от таких взглядов пока нельзя. Идеи об "океанической" и "континентальной" петрографических провинциях встречаются сейчас за рубежом в очень многих работах.

Проблема пространственного размещения основных пород теснейшим образом сопрягается с проблемой тектонической. Можно выделить ассоциации эффузивных горных пород неорогенных областей и ассоциации, связанные с орогенными районами. К первой группе относятся щелочно-основные ассоциации и отчасти толеитовые комплексы, а ко второй – в основном базальт-андезит-риолитовые ассоциации. Участие последней ассоциации не ограничивается магматизмом орогенных областей, ее распространение гораздо более сложно и разнообразно.

Место магматизма в общем развитии геосинклинальных и вообще орогенных областей более детально рассмотрено Штилле (1964); его схема пользуется сейчас почти полным признанием. Среди общей схемы орогенных областей Штилле выделяются два типа геосинклиналей: а) миогеосинклиналь, расположенная наиболее близко к кратону и лишенная магматизма, и б) эвгеосинклиналь – область, расположенная на наибольшем удалении от кратона.

Развитие эвгеосинклинали начинается еще до начала больших орогенных движений мощным инициальным вулканизмом. В течение этого периода наблюдаются обильные вулканические излияния базальтовых лав, имеющих характер покровных, существенно "толеитовых" пород. Вторым этапом магматизма в развитии эвгеосинклинали является интрузивный гранитоидный магматизм, сопровождающий орогенез – это, как называл Штилле, "синорогенный, сиалический плутонизм". Третий этап – субсеквентный (последующий) вулканизм, следующий за орогенезом. В течение этого этапа имеют место две фазы эффузивного вулканизма, дающего преимущественно магму андезитового ряда (андезиты, дациты и т.д.). Последним, четвертым, этапом магматизма, связанным с геосинклинальным процессом, по Штилле, является заключительная фаза вулканизма, завершающая орогенный цикл (посторогенный этап). Этот этап имеет место уже тогда, когда геосинклинальная зона в значительной степени "кратонизирована". К этому этапу приурочены мощные базальтовые излияния.

Конкретные примеры обычно гораздо сложнее, а выделенные фазы далеко не во всех орогенных областях проявляются достаточно отчетливо.

Наиболее важным результатом последних экспериментальных работ явилась возможность получения высоких и сверхвысоких давлений, моделирующих не только условия земной коры, но и достаточно глубоких участков верхней мантии. Первым примером прямого доказательства существования в природе специфических минеральных фаз высокого давления был синтез алмаза. Позднее было показано существование фаз высокого давления у кремнезема, кристаллизующегося при давлении более 30 кбар в форме более плотного минерала – коэсита, а при 80–120 кбар – в виде еще более плотного – стишовита (Стишов, Попова, 1961). Изучение поведения в условиях вы-

соких давлений базальтовых пород показало (Рябинин и др., 1963; Геншафт и др., 1967; Грин, Рингвуд, 1968), что уже при 9 кбар плагиоклаз становится неустойчивым, диопсид обогащается глиноземом и постепенно при давлениях порядка 13–15 кбар переходит в жадеитовую разность, усваивая часть плагиоклазового вещества. Другая часть плагиоклаза переходит в гранатовую частицу. В результате при давлениях 10–15 кбар, что соответствует глубинам не более 35–50 км, т.е. в самых верхних горизонтах мантии, базальт как таковой существовать не может и заменяется тождественной ему по химическому составу эклогитоподобной породой.

Выводом из этих экспериментов является представление о разных путях эволюции магматического расплава в мантии, на глубинах более 40–60 км и в пределах земной коры на меньших глубинах.

В зоне мантии минералы, кристаллизующиеся из магматического расплава, будут иные, чем в коре, а следовательно, если представлять развитие первичной магмы по принципу кристаллизационной дифференциации, путь такой дифференциации должен быть принципиально иным, чем в толще земной коры. Выделение из расплава первым граната и жадеитового пироксена приведет к резкому изменению состава остаточного расплава по сравнению с теми остаточными расплавами, которые возникают при выпадении оливина, диопсида и плагиоклаза. В частности, при кристаллизации из расплава первым граната совершенно исчезает принципиальное различие в путях дифференциации магмы состава толеитового и щелочного базальта; на глубинах даже за счет магмы щелочного базальта могут быть получены кварцсодержащие породы. Это легко рассчитывается теоретически и подтверждено экспериментально.

Экспериментальные доказательства перехода при больших давлениях (в верхней мантии) базальтовых пород в эклогит сейчас весьма широко используются для создания различных гипотез о генезисе материнских базальтовых магм и даже (в связи с резко большей плотностью эклогита по сравнению с базальтом) для объяснения причин орогенических движений (Белоусов, 1966). Однако мы по-прежнему совершенно не знаем природы вещества мантии. А.П.Виноградов (1959, 1962) параллелизует его с веществом хондритов каменных метеоритов; зонной плавкой этого вещества может быть получен расплав, соответствующий базальтовой магме, и остаток, отвечающий составу дунита. Представления А.П.Виноградова в качестве рабочей гипотезы приняты в настоящее время многими советскими исследователями.

Рингвуду с соавторами (Грин, Рингвуд, 1968) удалось показать, что установленная еще около десяти лет тому назад Татлом и Боуэном (Tuttle, Bowen, 1958) тенденция повышения основности содержащего воду эвтектического расплава по мере повышения давления наблюдается и для сухих систем; причем при давлениях порядка 30 кбар (что достигается в мантии на глубине около 100 км) наименьшими температурами плавления и отвердевания характеризуются расплавы, имеющие состав андезита.

Весьма важным при кристаллизации магмы является водный режим; при проникновении воды в магматическую камеру мы можем предположить возникновение дацитов, а на относительно небольших глубинах даже и риолитов, что весьма характерно для "областей андезитового вулканизма". Возможность существования "ювенильных" гранитоидов в советской литературе обсуждалось Ю.М.Шейнманном (1963), который указал на малую вероятность существования этих образований; мы не можем согласиться с таким выводом. Не только теоретические сопоставления позволяют предполагать возможность получения риолита в результате кристаллизации базальтового расплава. Эксперимент (Геншафт и др., 1965) позволяет моделировать процесс получения кислой остаточной жидкости. При большом давлении из базальтового расплава выпадает гранат, а затем после снижения давления начинается кристаллизация минеральной ассоциации низкого давления. Остаточное стекло имеет светопреломление риолитового стекла; количество остаточного кислого продукта подсчитать не удалось, но здесь важно само принципиальное решение.

Трудно пока понимаются этапы интрузивных фаз кислого магматизма, приуроченные к межэффузивным фазам развития геосинклинали ("синорогенные" и отчасти "последующие" фазы). Можно предполагать здесь также "ювенильные" гранитоиды, связанные с магмой "андезитовых" излияний, но вероятнее предположить интрузии гранитоидной внутрикоровой магмы.

Если сейчас мы можем составить хоть какие-то предположения о природе базальтового и близкого к нему материала, связанного с геосинклиналями и кратонами, то

крайне трудно что-либо высказать о природе магмы, дающей ультращелочные и карбонатитовые породы или кимберлиты. Наиболее простым было бы предположение об очень глубинном источнике кимберлитовой магмы, но ряд фактов (находки алмазов во вмещающих породах и др.) труднообъяснимы с этой точки зрения. Возможны, однако, здесь предположения об образовании алмаза в процессе мощных взрывных явлений при интрузии.

Нерешенной проблемой пока остается генезис ультраосновных пород. Существование на некоторых этапах жизни земной коры исходной ультраосновной магмы несомненно. Однако не ясно, является эта магма местным образованием или она должна рассматриваться как нормальный компонент мантии. Не вполне отчетливы и взаимоотношения ультрабазитов и габбро, обычно их сопровождающих; здесь возможны тесные генетические связи, имеющие большое общегеологическое значение. Большинство исследователей считают ультраосновные породы остатком мантийного вещества после отделения базальтовой магмы — подобно тому, как отмечалось выше; однако возможны и другие предположения. Только детальные петрологические исследования, значение которых наиболее удачно показано в работах Тейлора и Нобла (1963), позволят нам ближе подойти и к вопросу генезиса ультраосновных магм.

### Происхождение базитовой серии пород

Процессы кристаллизации базальтовой магмы в толще земной коры продолжают привлекать внимание широкого круга исследователей. Это объясняется тем, что разнообразие базитов в основном обусловлено характером кристаллизации и дифференциации базальтовой магмы. В различных условиях земной коры ход кристаллизации расплава различен. Кристаллизация бывает ускоренная и замедленная; может протекать под большим давлением и под малым, при высоком давлении летучих или парциальном давлении кислорода и при низком — в "сухих" условиях или при обогащении водой. Кроме того, на кристаллизующуюся магму могут оказывать воздействие гравитационные, магнитные, электрические поля и другие факторы, воздействие которых еще слабо изучено.

Эксперимент остается главным средством познания законов кристаллизации магмы. Исследованные двойные и тройные системы в первом приближении моделируют процессы, происходящие при остывании базальтовой магмы. Более подробные данные мы бы могли получить при анализе четверных систем, например такой, как  $Ab-An-Di-H_2O$ , экспериментально еще не изученной из-за ее сложности. Теоретические расчеты и эксперименты позволили уточнить температуры возникновения базальтовых магм. Так, согласно данным Йодера и Тилли (1965), температура выплавления базальта непосредственно ниже земной коры около  $1225^{\circ}C$ , а на глубине 95 км —  $1440^{\circ}C$ . Согласно выводам тех же авторов, температура ликвидуса нормальной базальтовой магмы при атмосферном давлении близка к  $1200^{\circ}C$ ; обогащение летучими снижает эту температуру. На огромную роль летучих, особенно воды, в процессах кристаллизации и дифференциации магмы указывают опыты Н.И.Хитарова (Хитаров и др., 1959), Йодера (Yoder, 1955), Шимада (Shimada, 1966) и др.

В тесной связи с поведением воды и других летучих в магме стоят исследования роли парциального давления кислорода на пути кристаллизации базальтового расплава (Osborn, 1959; Roeder, Osborn, 1966). Однако тенденция к объяснению всего разнообразия только этим фактором (как намечается у некоторых петрографов) встречает определенные трудности с геологических позиций. К тому же парциальное давление кислорода во многом зависит от концентрации газов, общего давления и других еще не совсем ясных факторов (Camichael, Nicholls, 1967).

Этапы кристаллизации базальтовой магмы изучены далеко не равномерно. Пожалуй, слабее всего изучен начальный этап, связанный с исследованием упорядоченности структуры расплава, определением скорости и энергии процесса нуклеации и т.д.

Не многим лучше изучен наиболее поздний этап, связанный с кристаллизацией обогащенного летучими остаточного расплава.

Предполагая происхождение базитовой серии пород из первичной силикатной магмы, следует точно представлять себе и те факторы, которые привели к дифференциации первично-гомогенного расплава. Влияние гравитации для базитов в настоящее время, видимо, уже не вызывает сомнения. Эксперименты Редера и Осборна (Roeder, Osborn, 1966), работы В.В.Лапина и Н.Н.Курцовой (1958) по кристаллизации основных металлургических шлаков и другие исследования несомненно доказывают возможность гравитационного разделения минералов в расплаве. Согласно данным Шимазу (Shimazu, 1963), гравитация кристаллов возможна при вязкости расплава не выше 100 пуаз, а при постоянной температуре зависит от основности расплава и степени насыщенности его летучими (т.е. благоприятна для базитов). Однако приписывать все разнообразие базитов одной гравитации было бы рискованно. Видимо, не меньшую роль в процессах дифференциации базальтовой магмы играют и другие факторы — такие, как конвекция и термодиффузия (Wager, Deer, 1939; Кадик, Хитаров, 1968), неравномерная скорость нуклеации кристаллизующегося расплава (Hawkes, 1967), фракционирование при движении расплава (Bhattacharji, 1967), ликвация и т.д.

Опыты Д.П.Григорьева (1935), З.П. Ершовой и Я.И.Ольшанского (1958) доказали определяющую роль летучих, в частности фтора, при образовании явлений несовместимости в расплаве. Эксперименты с фосфорсодержащими расплавами (Фишер, 1954; Philpotts, 1967) указывают на возможность явлений ликвации в базальтовых магмах с обособлением апатит-титаномагнетитовых руд. Однако в явлениях несовместимости до сих пор остается очень много неясного, а эксперименты, проводимые в этом направлении, явно недостаточны.

Перечисленные факторы дифференциации в различной степени действуют на всех уровнях земной коры как при движении магмы, так и при ее статическом положении. Исходя из этого, выделяют внутрикамерную и внутриочаговую дифференциации с соответствующими коррективами на давление, температуру, широту масштаба и длительность процессов.

Внутрикамерная дифференциация происходит в верхних горизонтах земной коры в условиях относительно невысоких давлений и температур и проявляется в строении отдельных массивов. Для них характерна неоднородность петрографического состава, но, как правило, отсутствуют признаки одновременности внедрения отдельных дифференциатов. Наиболее типичным примером внутрикамерной дифференциации является расслоение.

В настоящее время в литературе описано огромное количество расслоенных интрузий габбро-долеритового, габбро-анортозитового, габбро-пироксенитового и других составов. В них исследователи обычно выделяют многочисленные структурно-морфологические типы внутрикамерной дифференциации (ритмическая, скрытая слоистость и др.). Классическим примером расслоенной интрузии, кстати и лучше всего изученной, является Скергардская интрузия в Гренландии (Wager, Deer, 1939). Однако сами процессы образования слоистости представляют собой сложную и все еще не решенную проблему. А специальных исследований в этом направлении по-прежнему нет.

Внутриочаговая дифференциация протекает предположительно на гораздо больших глубинах при высоких давлениях и температурах. С глубиной дифференциацией обычно связывают различие в составе отдельными членами магматических комплексов и формаций. В качестве примера можно привести серии пород: базальт-трахитовую, базальт-дацит-риолитовую, габбро-перидотитовую, габбро-анортозитовую, габбро-сиенитовую и др.

В тесной связи с проблемой внутриочаговой дифференциации стоит и проблема ассимиляции, безусловно имеющей определенное место на глубине. Однако экспериментально и теоретически процессы глубинной ассимиляции почти не изучены. Взаимодействие базитовых магм с кислыми ксенолитами или кислым субстратом — в первую очередь физико-химический процесс, и рассматривать его надо, видимо, с позиций кислотно-основного взаимодействия. Такой подход к этой проблеме вызывает целый ряд дискуссионных вопросов (Богатиков, 1966), разрешить которые можно только при помощи детальных геолого-петрологических исследований и эксперимента.

Несколько особо от общего вопроса дифференциации базальтовой магмы стоит проблема анортозитов. Классические представления о генезисе анортозитов (лабрадори-

тов) древних щитов путем аккумуляции из расплава кристаллов плагиоклаза колеблены многими фактами. Эксперименты Йодера (Yoder, 1955), указывающие на смещение котектических линий в сторону расширения поля кристаллизации плагиоклаза при высоком парциальном давлении воды, противоречат существованию "сухих" условий в нижних ярусах земной коры, т.е. как раз в зоне предполагаемого становления анортозитов (гранулитовая фация). В связи с указанными и другими трудностями некоторые геологи пришли к выводу о метасоматическом происхождении анортозитов древних щитов, в частности известных массивов Украинского щита (Половинкина, 1964). Компромиссное решение было предложено Мишо (Michot, 1965) в применении к анортозитам Норвегии, происхождение которых объясняется этим исследователем анатектическим плавлением за счет диффузии компонентов из глубины. Близких к этой точке зрения взглядов на генезис анортозитов Адирондака придерживается Ваард (Waard, 1967<sub>1,2</sub>)

Следует добавить, что с проблемой анортозитов взаимосвязан широкий круг и других проблем — таких, как вопросы тектоники (Павловский, 1967), оруденения (Ranberg, 1948) и др.

Нерешенным пока остается вопрос генетической связи щелочных пород с базальтовой магмой. Предложенный еще Боуэном механизм образования щелочного остатка при кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы во многом уже не удовлетворяет исследователей. Много спорных вопросов возникает и при изучении габброидных пегматитов. В последние годы дискутируется также вопрос о метасоматическом происхождении некоторых габброидов при плагиоклазитизации пироксени-тов (Морковкина, 1967).

#### Металлогения базитов

Для полноты характеристики базитов как существенных ингредиентов земной коры следует обратиться к их металлогении, т.е. к обзору тех месторождений полезных ископаемых, которые имеют генетическую связь с основными породами. Среди них можно выделить две главные группы: магматические и постмагматические месторождения. Первая группа объединяет месторождения, представляющие собой составные части вмещающих их интрузивных массивов. Это не значит, конечно, что рудные минералы обязательно являются порообразующими или аксессуарными, они могут быть гистеромагматическими или даже более поздними. Важно лишь, что их образование является частью общего процесса формирования данного интрузива. Некоторые магматические месторождения представляют собой непосредственно часть массива пород, содержащих в рассеянном виде полезные минералы; в этом случае граница между горной породой и рудой совершенно условна. В других случаях рудные минералы могут концентрироваться в определенных зонах массива изверженных пород и образовывать неправильные пластообразные залежи с постепенными переходами от руды к самой породе. Наконец, рудные минералы могут образовывать секущие залежи как в теле самого интрузива, так и во вмещающих породах (отщепленные рудные тела). К магматическим месторождениям мы относим хромитовые (иногда с платиной), титановые и сульфидные медно-никелевые.

Постмагматические месторождения, связанные с базитами, образуются при различных процессах скарнирования, плутонических и вулканических гидротермальных процессах и т.д. Это — колчеданные месторождения, железорудные контактовые, исландского шпата, самородной меди и т.д.; к этой же группе можно отнести и некоторые полиметаллические, мышьяковые и др.

Источник рудного вещества для постмагматических месторождений не всегда может быть назван однозначно. Иногда даже в отношении магматических месторождений высказываются сомнения в источнике оруденения и приводятся различные соображения в пользу его наложенного характера. Однако с геологической точки зрения главным характерным признаком как горных пород, так и руд является способ их образования. Поэтому в настоящее время при металлогенических исследованиях представляется целесообразным изучать не только процесс отложения самого рудного вещества (который во многих случаях может быть отодвинут на второй план), но

главным образом условия формирования тех или иных рудных месторождений в совокупности с комплексами горных пород, геологически связанными с ними. Иначе говоря, следует рассматривать формационную принадлежность рудных месторождений (см. таблицу).

Анализ формационной принадлежности вскрывает одну важную закономерность: рудные месторождения ассоциируют с интрузивными комплексами, претерпевшими дифференциацию в процессе образования в толще земной коры. Это в равной степени относится к магматическим и постмагматическим месторождениям. Мало того, детальные петрологические исследования показывают, что дифференциация часто имеет региональный характер; так, например, в Норильском никеленосном районе дифференцированы не только рудоносные интрузии, но и вся лавовая толща.

Связь рудных месторождений с дифференцированными комплексами горных пород можно объяснить тем, что рудные элементы не относятся к широко распространенным; их весовые кларки (кроме железа) не поднимаются выше III декады. Они не находятся (снова кроме железа) на главном пути магматической кристаллизации, и концентрирование их всегда обусловлено какими-то побочными процессами.

Химические элементы, входящие в состав руд, связанных с базитами, занимают в периодической системе Д.И. Менделеева вполне определенное положение. На фиг. 1 дана таблица химических элементов, развернутая по большим периодам. В ней элементы симатических руд образуют довольно компактное поле, составленное "переходными" элементами так называемых вставных декад, в которых происходит постепенное заполнение третьего уровня энергии. Эти элементы характеризуются большой склонностью к образованию комплексных ионов и большим разнообразием степеней окисления. Указанные свойства делают соответствующие соединения этих металлов чрезвычайно чувствительными к изменению физико-химических параметров рудообразующих систем: температуры, давления, окислительно-восстановительного потенциала и т.д.

Всю область рудных элементов в таблице Д.И. Менделеева можно разделить в зависимости от ведущего элемента на отдельные домены (фиг. 1). Левый - домен титана, центральный, где имеется лишь один элемент - домен хрома, правый - домен никеля. Эти домены относятся к рудам магматических месторождений. Домен элементов колчеданных месторождений частично перекрывает домен никеля.

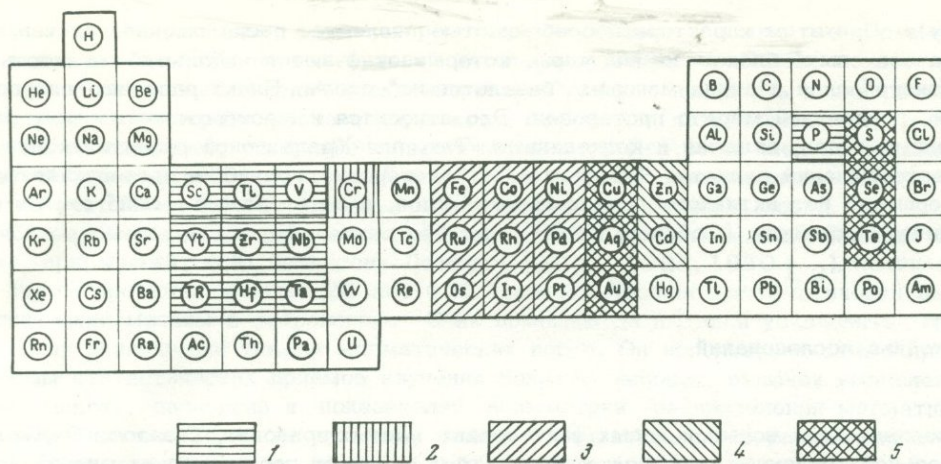
Одним из лучших доказательств магматической природы соответствующих месторождений является повышенная концентрация данного элемента в магме. Так, месторождения хромита приурочены, как правило, к дунитам, реже к гардбургитам, т.е. к породам, наиболее обогащенным хромом. То же относится к титановым месторождениям - они связаны с габброидами и другими породами, спонтанно наиболее богатыми титаном и одновременно обогащенными кальцием и щелочами.

Закономерности распределения хромитовых и титановых месторождений в целом повторяют закономерности распределения интрузивных комплексов соответствующих пород. Так, месторождения хромита среди интрузий гипербазитовой магмы никогда не встречаются совместно с месторождениями титановых руд; наоборот, титановые и хромитовые руды часто бывают приурочены к одному и тому же сложно построенному базальтоидному массиву. Объясняется это дифференциацией разных порядков: в первом случае подкоровой, во втором - внутрикамерной.

Несколько сложнее происходит образование исходных расплавов, из которых формируются медно-никелевые месторождения. Потенциально наиболее богаты никелем породы гипербазитовой формации; но медно-никелевые месторождения связаны не с ними, а исключительно с интрузиями базальтоидных комплексов, хотя и приурочены там большей частью к породам, богатым оливином. Объясняется это тем, что если руды хрома и титана являются кислородными соединениями, т.е. анион, строящий решетку рудного минерала, относится к петрогенным элементам, и процесс рудообразования в принципе не отличается от процесса формирования самой породы, то для концентрирования в промышленных масштабах никеля необходимо образование сульфидов, т.е. соединений, содержащих халькофильный элемент - серу. Гипербазитовый расплав беден серой, и это - основная причина того, что вместе с гипербазитовыми массивами не встречаются сульфидные месторождения никеля. Сера, входящая в базальтовый расплав, мобилизует при становлении базальтоидных массивов "переходные" элементы -  $Cu, Ni, Fe$  - и образует медно-никелевые руды. Сера, перешедшая

Формационная принадлежность рудных месторождений,  
связанных с базитами

	Месторождения	Формации подвижных поясов		Формации платформ	
		геосинклинальный этап	орогенный этап	древние платформы	эпибайкальские платформы
Магматические	Титановые руды (Fe, Ti, иногда P)	Габбро-диорит-диабазовая формация (Кусинское)	Габбро-сиенитовая формация (Патынское)	Формация анортозитов и габбро (Лиганда, Адирондак, Лак-Тио)	-
	Хромитовые с платиной (Fe, Cr, Pt)	Габбро-пироксенит-дунитовая формация (Соловьева гора)	-	Формация габброидных стратиформных интрузий (Седбери, Бушвельд, Стилуотер, Монча)	
	Медно-титановые (Fe, Ti, Cu)	То же (Волковское месторождение)			
	Медно-никелевые (Fe, Ni, Cu)	-	Габбро-норит-гипербазитовая формация (Чайский массив, Воронежская группа)		Интрузивная фация трапповой формации (Норильск I, Талнах, Инсизва)
				Интрузивная формация печенгской базальтоидной формации (Каула, Ждановское)	
Постмагматические	Колчеданные (Fe, Cu)	Контрастно дифференцированные и последовательно дифференцированные базальтоидные формации Рио-Тикто, Блява, Гай)	-	-	-
	Месторождения самородной меди (Cu)	Основные эффузивы			
	Железорудные (Fe)				Трапповая формация (Ангаро-Илимские месторождения)
	Месторождения исландского шпата				То же (район Нижней Тунгуски)



Фиг. 1. Распределение рудообразующих элементов базитов в периодической системе  
 1 - домен титана; 2 - домен хрома; 3 - домен никеля; 4 - домен элементов колчеданных месторождений; 5 - элементы, относящиеся к доменам никеля и колчеданных месторождений

в базальтоидные постмагматические растворы, содействует формированию колчеданных залежей. Причину неравномерного распределения серы между гипербазитовым и базальтоидным расплавами следует искать в подкоровых процессах магмообразования.

Вещество мантии (каменных метеоритов), согласно взглядам А.П.Виноградова (1961), при зонном расплавлении разделяется на базальтовую магму и остаток, отвечающий дунитам. При этом происходит разделение химических элементов. Что касается никеленосных базальтоидных интрузий, то сравнительное изучение показывает, что они занимают промежуточное положение между габбро и хондритами, что может быть обусловлено образованием их из магм при неполном выплавлении базальтов из мантийного вещества (Годлевский, 1967).

Из таблицы следует, что существует некая корреляционная зависимость между петрографическими формациями базитов и сопровождающими их рудными месторождениями; иначе говоря, существует металлогеническая специализация магм. Она касается не только магматических, но и постмагматических месторождений. Рассматривая с этой точки зрения те рудные минеральные ассоциации, которые сопровождают наиболее кислые дериваты базальтовой магмы, различные кислые диориты и граниты, мы приходим к довольно парадоксальному выводу, что металлогеническая специализация гранитов мало зависит от их происхождения. Наиболее ярким представителем базальтоидных комплексов с крайней степенью дифференциации слагающих его пород является Бушвельдский лополит.

Хотя красный гранит прорывает уже консолидированные породы бушвельдского комплекса, считается, что все породы комплекса - производные одного магматического очага, и гранит рассматривается как крайний кислый член дифференционного ряда. К верхнему контакту этого гранита приурочены месторождения касситерита, которые являются продуктами деятельности послемагматических растворов, связанных с гранитом.

Таким образом, в ассоциации с "базальтоидным" бушвельдским гранитом находятся рудные образования, типичные для комплексов кислых пород. Для палингенных оловяносных гранитов зараженность оловом предполагается как следствие ассимиляции (Барсуков, 1964). Возможность подобных явлений не исключается и для бушвельдского гранита. Однако устойчивая корреляция между определенными рудными и петрогенными элементами наводит, скорее, на мысль о каких-то более фундаментальных физико-химических закономерностях, определяющих дифференциацию, фракционирование и кристаллизацию магм и связанных с ними водных растворов.

Симатические месторождения возникают как в геосинклинальных прогибах, так и в зонах консолидированной земной коры - в геантиклиналях и на платформах (см.

таблицу). При этом характерной особенностью является расположение их в пределах "базальтовых" блоков земной коры, которые отличаются небольшой мощностью "гранитного" слоя и очень мощным "базальтовым" слоем. Блоки развиваются унаследованно, по крайней мере с протерозоя. Это относится к месторождениям всех рассмотренных типов, включая и колчеданные. Так, для Урала зоной развития колчеданных месторождений является Тагильско-Магнитогорский прогиб, в пределах которого совершенно нет активного "сиалического" слоя, а зато "базальтовый" слой имеет повышенную мощность (Соболев, 1968).

#### Методика исследований

Накопление все новых и новых фактических данных приводит, казалось бы, к парадоксальной тенденции, заключающейся в том, что рост геологических знаний все больше заслоняет общую картину строения Земли. Вместо монистической теории появляется масса конкурирующих, часто взаимоисключающих гипотез. Однако потребность человека в ясной логической системе ведет к современным попыткам измерить, определить количество, ввести как можно больше математики в область своих исследований.

Пользуясь физико-химическими и статистическими методами, для петрологических построений удается получить логически удовлетворительные модели.

Но, к сожалению, в результате неизбежной схематизации петрограф часто не находит в этих моделях большого сходства с природой, и тогда он возвращается к своему, пусть менее точному, но зато более широко охватывающему факты сравнительному методу.

Поэтому оптимальный эффект от введения в петрографию новых точных методов может быть получен лишь в тех случаях, когда они способствуют геологическому познанию, а не являются сами по себе единственной целью научных публикаций. К сожалению, превратное понимание применения методов физической химии и статистики встречается довольно часто. В качестве достаточно яркого примера следует упомянуть почти повальное увлечение после известных работ Осборна парциальным давлением кислорода. При этом забывается основной принцип всякого точного исследования, который заключается в том, что многие функции имеют смысл отнюдь не при всех значениях аргумента, а лишь при некоторых, строго определенных. Так, пользуясь чисто формальными расчетами парциального давления кислорода (произведенными, кстати, без соблюдения необходимых термодинамических правил), некоторые геологи считают причиной различного хода дифференциации ряда трапповых интрузий Сибирской платформы разный режим кислорода - в условиях закрытых и открытых систем, не учитывая при этом полного сходства геологической обстановки их формирования, нацело исключая указанное различие в подвижности кислорода.

Анализ реальных минеральных парагенезисов сравниваемых интрузий приводит к иным выводам, а именно: причины различного хода дифференциации определяются разным поведением подвижных виртуальных компонентов -  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeO}$  (Годлевский, 1968).

В петрологии изверженных пород, в частности базитов, за последнее время сложилась довольно парадоксальная ситуация, когда физико-химическое изучение постмагматических процессов, главным образом благодаря работам Д.С.Коржинского и его школы, намного опередило изучение собственно магматических явлений. Этому способствовало введение понятия о системах с вполне подвижными компонентами (Коржинский, 1936, 1957), что дало возможность расширить метод анализа парагенезисов и распространить его на метасоматические и магматические образования, возникшие в условиях открытых систем. При этом диаграммы химических потенциалов позволяют изучать течение сложных минералообразующих процессов. Довольно долго они служили также заменителями количественных Р-Т диаграмм. Однако совсем недавно стал возможным и прямой расчет Р-Т диаграмм при помощи специальных уравнений в изобарных потенциалах.

Магматические расплавы, которые представляют обычно замкнутые системы, лучше всего описать при помощи функций энтальпии и энтропии. Однако и здесь при исследовании различных явлений фракционирования следует прибегать к диаграммам с интенсивными факторами равновесия, каковы химические потенциалы виртуальных подвижных компонентов, ускорение силы тяжести и др. При этом следует отдавать предпочтение таким работам, которые исходят не из общих представлений о ходе процесса, но учитывать действительные составы минералов и горных пород.

Наиболее ранние петрографические работы, где применялась математическая статистика, принадлежит Ф.Ю. Левинсону-Лессингу (1923, 1925, 1930<sup>1, 2</sup>). Начиная с 1914 г., на протяжении почти 20 лет Ф.Ю. Левинсон-Лессинг систематически вводил статистические методы в петрологию. С их помощью он пытался установить границы между различными типами магматических пород. Он использовал самые простые формы статистических приемов изучения больших выборок, включая вычисление средних оценок, дисперсий и показателей асимметрии распределения магматических коэффициентов. Те же по существу задачи статистического разделения стоят и перед современными петрографами, с той лишь разницей, что непомерно возросший объем первичной информации требует для обработки применения электронных вычислительных машин. Одной из главных задач современной теоретической и региональной петрологии должен быть анализ формаций и фаций на основе данных химических анализов.

Вопрос о принадлежности сравниваемых комплексов к одному магматическому очагу в математическом выражении может быть сформулирован как проверка гипотезы о принадлежности двух выборок одной и той же генеральной совокупности. Эту проверку можно осуществлять различными способами: например, при помощи построения доверительных интервалов на диаграммах А.Н. Заварицкого или при помощи статистики А.Н. Колмогорова в наиболее простой графической интерпретации. Большое значение имеет также применение при изучении процессов дифференциации и фракционирования методов корреляционного регрессионного анализа, дисперсионного, факторного и многомерного статистических анализов.

В петрологии в последние годы, как нам кажется, наметилась тенденция и к чрезмерному увлечению большим числом дорогостоящих силикатных анализов горных пород без достаточно продуманной их обработки. Диаграммы, основанные на пересчетах и графическом построении всех компонентов полного силикатного анализа, как правило громоздки и трудночитаемы. Более наглядны "целевые" диаграммы, составленные на основе нескольких компонентов и направленные на выявление определенной линии эволюции базальтового расплава. В этом отношении удобны различные вариационные диаграммы. Могут быть использованы сериальные индексы Ритмана, щелочно-основной индекс Пикока, треугольные диаграммы Коржинского и Томи-та, коэффициент железистости Уэджера и Дира, индекс затвердевания Куно, фактор связи Польдерварта и др.

Однако при современных исследованиях базитов огромное значение имеют и новейшие методики. Большие трудности, связанные с определением абсолютного возраста при незначительных содержаниях калия должны быть преодолены в ближайшее время прецизионными определениями содержания калия и аргона. В свете исследований А.П. Виноградова и Е.И. Донцовой многое может дать изучение изотопного отношения  $O^{18}/O^{16}$  и других стабильных изотопов в различных дифференциатах базальтовой магмы, а также в анортозитах различного генезиса. Изучение изотопного состава серы плодотворно применимо к исследованиям сульфидов, генетически связанных с базальтовой магмой.

Интересные данные могут быть получены и при использовании электронного микроскопа для установления тонкой структуры минералов базитов, таких как пироксены, титаномagnetиты. Применение электронного микроанализатора (микрозонда) в будущем значительно расширит возможности петрографов.

Приведенный краткий обзор, естественно, не охватывает того огромного круга вопросов, с которым неизбежно сталкиваются исследователи, занимающиеся проблемой базитов. Мы только постарались показать главные направления, по которым развивается в настоящее время петрология базитов, и подчеркнуть некоторые задачи, которые предстоит разрешить для создания научно обоснованной модели базитового магматизма, его эволюции во времени и связанной с ним металлогении.

- Барсуков В.А. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. – В сб. "Химия земной коры". Изд-во "Наука", 1964.
- Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. Изд-во "Наука", 1966.
- Белюсов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во "Наука", 1966.
- Виноградов А.П. Метеориты и земная кора. – Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение 1. – Геохимия, 1961, № 1.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. – Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Кристаллизация базальта при давлении 25 кбар и температурах от 800 до 1300. – Сов. геология, 1965, № 8.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 6.
- Годлевский М.Н. Источники оруденения, связанного с траппами Сибирской платформы. – В сб. "Петрология траппов Сибирской платформы" (Труды НИИГА, т.151). Л., изд-во "Недра", 1967.
- Годлевский М.Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. – Междуна. геол. конгресс. XXIII сессия, Докл. сов. геол. Проблема 7. "Эндогенные рудные месторождения". Изд-во "Наука". 1968.
- Григорьев Д.П. Несовместимость силикатных расплавов, близких по составу к природным горным породам. – Записки Всерос. мин. об-ва, 1935, ч.64, вып. 1.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Петрология верхней мантии. Изд-во "Мир", 1968.
- Ершова З.П., Ольшанский Я.И. Равновесие двух жидких фаз во фтор-силикатных системах, содержащих щелочные металлы. – Геохимия, 1958, № 2.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- Кадик А.А., Хитаров Н.И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества. – Геохимия, 1968, № 6.
- Коржинский Д.С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. – Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 1.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Лалин В.В., Курцева Н.Н. Дифференциация силикатных расплавов в производственных условиях и их геологическое значение. – Изв АН СССР, серия геол., 1958 № 5.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О пределах подразделения семейства андезитов. – Изв. Геолкома, 1923, т. 43, № 6.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О разделении базальтов и андезитов. – Изв. Геолкома, 1925, т. 44, № 4.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. 1. О разделении дацитов и липаритов. – Докл. АН СССР, 1930, серия А, т.8.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. 2. Статистические характеристики химизма трахитов. – Изв. АН СССР, 1930, т. 7, № 1.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. – Избр. труды, т. IV. Изд. 6-е. Изд-во АН СССР, 1955.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во "Недра", 1965.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд-во ИЛ, 1963.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Изд-во "Наука", 1967.
- Павловский Е.В. Тектонические аспекты проблемы аортозитов. – Геотектоника, 1967, № 5.
- Петров В.П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. – Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 3.

- Половинкина Ю.Ир. К вопросу о происхождении лабрадоритов Украины. - Труды ЛАГЕД, 1964, вып. 19.
- Рябинин Ю.Н., Петров В.П., Марков В.К., Лившиц Л.Д., Делицин И.С. Дальнейшие сведения об условиях образования плотной модификации кремнезема при высоких давлениях и температурах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Соболев И.Д., Основные черты глубинного строения Урала. - В сб. "Глубинное строение Урала". Изд-во "Наука", 1968.
- Стишов С.М., Попова С.В. Новая плотная модификация окиси кремния. - Геохимия, 1961, № 10.
- Тейлор Х.П., Нобл Дж.А. Происхождение ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски. - Труды XXI Межд. геол. конгресса, вып. II. М., 1963.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во ИЛ, 1958.
- Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. - В кн. "Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования". Изд-во ИЛ, 1954.
- Хитаров Н.И., Лебедев Е.Б., Ренгартен Е.В., Арсеньев Р.В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплаве. - Геохимия, 1959, № 5.
- Шейнманн Ю.М. О тектонических условиях магмообразования. - В сб. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". Изд-во АН СССР, 1963.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во "Мир", 1964.
- Bhattacharji S. Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. - J.Geol., 1967, v. 75, N 1.
- Carmichael J., Nicholls J. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. - J.geophys. res., 1967, v. 72, N 18.
- 230 Hawkes D.D. Order of abundant crystal nucleation in a natural magma. - Geol. Mag., 1967, v. 104, N 5.
- Kuno H. High-alumina basalt. - J.Petrol., 1960, v.1.
- Michot P. Le magma plagioclasiq. - Geol. Rundschau, 1965, v.54, N 2.
- Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. - Ibid., 1959, v.257.
- Philpotts A.R. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. - Econom. geol., 1967, v. 62, N 3.
- Ramberg H. Titan ores formed by disoll. of silic in granulite facies. - Econ. Geol., 1948, v. 43, N 7.
- Roeder P.L., Osborn E.F. Fractional crystallization trends in the system  $Mg_2SiO_4$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - $Fe_2O_3$ - $SiO_2$  over the range of oxygen partial pressures of  $10^{-11}$  to  $10^{-0,7}$  atm. - Bull. volcan., 1966, v. 29.
- Shimazu Yasuo. Physical and physico-chemical theory of generation, upward transfer, differentiation, and explosion of magmas. - Bull. volcan., 1963, v.26.
- Shimada Mitsuhiro. Effects of pressure and water on the melting of basalt. - Spec. Contris. Geophys. Inst. Kyoto Univ., 1966, N 6.
- Tuttle O.F., Bowen N.L. Origine of granite in the light of experimental studies in the system  $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $SiO_2$ - $H_2O$ . - Geol. Soc. Amer. Men., 1958, v.74, 193.
- Waard D.1. Absolute P-T conditions of granulite-facies metamorphism in the Adirondacks. - Proc. Køninkl nederl. akad. wet., 1967, B.70, N 4.
- Waard D.2. On the origin of anorthosite by anatexis. - Proc. Køninkl. nederl. akad. wet., 1967, B.70, N 4.
- Wager L., Deer W. The petrology of Skaergaard intrusion. - Medd. of Greenland, 1939, v. 105, N 4.
- Yoder H.S. Diopside-anortit-water system at 5000 bars. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, v.66.



В.И.Гоньшакова

## К ВОПРОСУ О СООТНОШЕНИИ ШЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОЙ, ШЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ И ШЕЛОЧНО-ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИЙ УСТОЙЧИВЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### Введение

Наши знания о магматических формациях – о их типах, классификации, условиях образования – неразрывно связаны с познанием строения, состава и развития верхних слоев Земли. Вследствие этого расширение наших знаний в этой области влечет за собой и необходимость более четкого представления о существующих природных ассоциациях изверженных горных пород, их геолого-структурном положении, условиях формирования и составе. В связи с этим вполне естественно, что существующая классификация магматических формаций "по мере накопления новых фактов и выявления новых закономерностей, несомненно, также будет заменена новой – более совершенной" (Кузнецов, 1964, стр.3).

Согласно определению Н.П.Хераскова (1952), "формациями называются естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т.д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении" (Кузнецов, 1964, стр. 12).

Приведенная Н.П.Херасковым характеристика геологической формации близка к определению магматической формации Ю.А.Кузнецова (1964) и магматического комплекса Г.Д.Афанасьева (1960). При этом Н.П.Херасков отмечает, что внутри формации могут быть скачки, перерывы, свидетельствующие о качественном изменении условий образования. Как увидим, подобные "скачки" характерны, по-видимому, и для магматических формаций. Здесь они также определяются сменой физико-химических условий в процессе образования формаций (комплексов). Каждая формация, как известно, связана с определенными типами тектонических структур. При этом как естественные сообщества горных пород, так и свойственные им структурные формы в процессе геологических исследований могут пополняться новыми данными. Так, в частности, материалы последних лет показывают, что выделяемая некоторыми исследователями формация ультраосновных – щелочных пород распространена более широко, чем представлялось ранее.

Как свойственно каждому типу формаций, данный тип формаций может проявиться в разное время, но в определенной тектоно-магматической обстановке.

Остановимся на рассмотрении трех типов магматических формаций – щелочно-базальтоидной, ультраосновной-щелочной и щелочно-оливин-базальтовой, обладающих сходными чертами и являющихся наиболее сложными и дискуссионными.

### О соотношении щелочно-базальтоидной и ультраосновной-щелочной формаций

Щелочно-базальтоидную формацию Ю.А.Кузнецов (1964) в соответствии с представлениями многочисленных исследователей определяет как ассоциацию вулканогенных пород, состоящую существенно из тефритов, базанитов, лимбургитов, авгититов,

нефелиновых и лейцитовых базальтов и др. Наряду с ними обычно присутствуют также оливиновые базальты (пикрит-базальты), трахибазальты, фонолиты.

Ю.А.Кузнецов справедливо указывает на самостоятельность существования этой формации, отличающейся от формации щелочных оливиновых базальтов (1964, стр. 294) и еще более от трапповой формации.

Формация щелочных базальтоидов не является продуктом глубокой дифференциации оливин-базальтовой или толеитовой (трапповой) магмы. Генерация магм, порождающих эти формации, происходит на больших глубинах из самостоятельных очагов, образование которых тесно связано с подкоровыми тектоническими напряжениями, с глубинной тектоникой. К такому выводу приходит в настоящее время большинство исследователей, занимающихся изучением указанных формаций. Наряду с этим Ю.А.Кузнецов, предпринявший первую попытку классификации магматических формаций, не совсем справедливо, на наш взгляд, отделяет щелочно-базальтоидную формацию от формации центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатами. В основу такого разделения, видимо, он положил следующее обстоятельство: "непременным и ведущим компонентом формаций щелочных и ультраосновных пород являются ультраосновные породы, в частности дуниты и перидотиты, состоящие существенно из магнезиального оливина. В щелочно-базальтоидной формации собственно ультраосновных пород нет и исключением является Маймеча-Котуйская провинция севера Сибирской платформы, содержащая в своем составе лавы ультраосновного состава (меймечиты), хотя и здесь эффузивная природа этих пород оспаривается некоторыми геологами" (стр. 295). Наряду с этим имеется ряд фактов, которые позволяют не разъединять эти формации, а, наоборот, объединять, придав им связующее название, например "щелочно-ультраосновная - щелочно-базальтоидная формация". О необходимости объединения этих формаций говорят следующие факты:

1) пространственное сонахождение пород щелочно-базальтоидного ряда и ультраосновных-щелочных интрузивных пород (Маймеча-Котуйская провинция на севере Сибирской платформы, Кайзерштуль на Рейне, прогиб Большого Донбасса на Русской платформе); дальнейшие исследования отдельных регионов, несомненно, позволят выделить и другие участки развития этой формации на земном шаре;

2) сходное геолого-структурное положение щелочно-базальтоидных и ультраосновных - щелочных формаций;

3) сходные петрохимические, минерогенетические и метасоматические особенности щелочно-базальтоидных и ультраосновных щелочных формаций;

4) сопряженность в пространстве и во времени эффузивных и интрузивных фаций, в эволюционном ряду которых в одном случае наблюдается гомодромное направление, в другом - антидромное; характер этих направлений, как подробно рассмотрел А.Н.Заварицкий (1944), зависит в основном от изменений физико-химических условий в процессе дифференциации магматических расплавов, от длительности периодов покоя в процессе формирования отдельных фаций и фаз комплекса и т.д.

Примером первого типа (гомодромное направление) служит средне-верхнедевонская щелочно-ультраосновная - щелочно-базальтоидная формация прогиба Большого Донбасса (наиболее полно развитая в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем), развитие которой происходило в гомодромном направлении, т.е. от ультраосновных - щелочно-ультраосновных пород (гипабиссальные интрузии), через щелочные базальтоиды (эффузии и эксплозии) к кислым щелочным породам (преимущественно гипабиссальные интрузии) (Гоньшакова, Егоров, 1968).

Примером второго типа (антидромное направление) является сходная с указанной выше ультраосновная - щелочная формации Маймеча-Котуйской провинции, неоднократно описанная в литературе.

Пространственное, временное, геологическое и петрогеохимическое сходство вулканогенных серий пород с гипабиссальными телами ультраосновных - щелочных пород не позволяет нам разделять эти две фациальные разновидности, как делает Ю.А.Кузнецов (1964), на две особые формации. На комагматичность вулканогенных пород и интрузий указывали ранее Ю.М.Шейнманн и другие геологи (Шейнманн и др., 1961), Е.Л.Бутакова и Л.С.Егоров (1962).

Приведенные примеры служат, на наш взгляд, подтверждением теснейшей генетической (парагенетической) связи между щелочно-базальтоидными и ультраосновными-щелочными формациями, позволяющими объединять их в одну щелочно-ультраосновную - щелочно-базальтоидную формацию.

Предполагается происхождение пород рассматриваемого формационного типа из магм сходного состава в результате сходного процесса их эволюции. Комплекс (формация) может слагаться всеми существующими фациальными разновидностями (эффузии, экструзии, субвулканические образования, центральные интрузии и пр.).

Исходной магмой для этих формаций (комплексов) могла быть магма щелочно-ультраосновного характера типа меймечита – в пользу высказанного предположения служат экспериментальные данные, полученные в самое последнее время Ю.С.Геншафтом, В.В.Наседкиным, Ю.Н.Рябининым, В.П.Петровым (1967).

При этом нельзя забывать весьма важного указания Ю.А.Кузнецова (1964) о том, что сходные формации (комплексы) как в пространстве, так и в особенности во времени не могут быть абсолютно тождественны, но, как отмечает Ю.А.Кузнецов, "общих признаков у таких комплексов, даже если они пространственно значительно удалены друг от друга, ... всегда гораздо больше, чем у самых близких по составу и возрасту магматических комплексов, но принадлежащих к различным формационным типам" (стр. 28).

Примером этого опять-таки служат указанные выше комплексы, относимые нами к одному формационному типу. Все они по главнейшим особенностям, позволяющим их выделять в один формационный тип, сходны; но в то же время имеются и отличия, объясняемые, по всей вероятности, с одной стороны, общим ходом развития Земли (разновозрастные комплексы), а с другой – местными локальными особенностями формирования комплекса и областей генерации магматических расплавов (гетерогенностью участков мантии). Кроме того, кажущееся различие в представителях отдельных формационных типов (формациях) может объясняться уровнем знания того или иного объекта на настоящее время, недостаточной изученностью объекта вследствие плохой обнаженности, особой геолого-тектонической обстановкой (наличие блоковой горст-грабенообразной структуры района и пр.) или неполно представленной ассоциацией горных пород, слагающих ту или иную формацию. Опасность здесь заключается в том, что исследователь делает попытку сравнения формаций и приходит к выводу о значительном различии объектов. Так, на одном участке могут вскрываться в основном поздние дифференциаты комплекса (формации), в другом – наиболее полная ассоциация пород комплекса, в третьем – промежуточная; но во всех случаях что-то должно быть общее (и это при тщательном анализе и позволяет относить все комплексы к одному формационному типу).

Наряду с этим наблюдаемые случаи проявления рассматриваемой формации, только в виде сложных интрузий ультраосновных – щелочных пород (Алданский щит, Присаянье и др.), эффузивные аналоги которых могли быть уничтожены эрозией, заставляют выделять среди щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации субформацию центральных интрузий ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами. К этой же формации следует отнести и генетически родственную ей субформацию кимберлитов (даек и трубок взрыва).

Петрохимическое сходство щелочно-ультраосновной (типа меймечита) и кимберлитовой магм теперь почти ни у кого уже не вызывает сомнения (Шейнманн, 1955, 1961; Гапеева, 1958; Волотовская, 1960; Соболев, 1960; 1962; Лебедев, 1965; Кухаренко, Орлова, 1964; и др.). Различие их состоит лишь в условиях образования, в то же время генетическое родство тех и других обуславливает частую сопряженность их во времени и пространстве. Исследования показывают, что минеральный состав различных разновидностей кимберлитов сходен с минеральным составом меймечитов, польценитов, мелилитовых базальтов и пикритовых порфиров.

Тесная связь кимберлитов с лимбургитами, карбонатитами, альнеитами, мелилитовыми базальтами отмечается для отдельных районов Бразилии, Исландии, Южной Африки. В Юго-Восточной Африке среди кимберлитовых полей известны карбонатиты, фанолиты, трахиты, нефелиниты, содержащие включения щелочных перидотитов.

О соотношении щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной и щелочно-оливин-базальтовой формаций

Рассмотрение особенностей щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной и щелочно-оливин-базальтовой формаций, их взаимосвязи необходимо потому, что некоторые члены этих формаций по ряду петрографических и петрохимических особенностей

тей достаточно близки, что приводит к путанице и заставляет некоторых исследователей породы двух указанных формаций относить к одной, чаще всего к щелочно-оливин-базальтовой формации. Как выясняется, на современном уровне наших знаний к щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации могут быть отнесены (в пределах Советского Союза), в частности, такие формации, как Маймеча-Котуйская, формация прогиба Большого Донбасса, Карело-Кольская, района Приморья и Маньчжурии, а к щелочно-оливин-базальтовой – Прибайкальская, Кавказская (Памбакский и Тежсарский комплексы), Кузнецкого Алатау и др.

Специфической особенностью щелочно-ультраосновных – щелочно-базальтоидных формаций является смена натриевого характера лав (лимбургитов, авгитов, пикритов) к концу формирования комплекса (формации) калиевым с образованием трахитов, фолонитов, малиньитов, сиенитов и др. Вследствие этого в образовании рассматриваемого формационного типа принимают участие на первых этапах ассоциации пород гавайского типа, Таити, Канарских островов и Зеленого Мыса (тихоокеанские и атлантические представители натриевой линии), сменяемые на поздних этапах лавами типа Марос-Хайвуд (тихоокеанские представители калиевой ветви) и Этны (Заварицкий, 1944).

Объяснение этого процесса, по всей вероятности, нужно искать в процессах магматической дифференциации, происходящих как на глубине (в мантии), так и по мере продвижения магматических масс в верхние слои Земли. Значительный разрыв во времени образования отдельных фаз рассматриваемого типа формаций, исчисляемый несколькими миллионами и десятками миллионов лет, подтверждает возможность участия процессов дифференциации в образовании формации. Так, например, известно, что для проявления процессов дифференциации при извержении вулкана Геклы (Заварицкий, 1952) потребовалось всего 100 лет. Как предполагает А.Н.Заварицкий (1944), дифференциаты с образованием нефелиновых базальтов, трахитов и т.д. появляются тогда, когда теряется связь (вулкана, промежуточного очага. – Прим. автора) с первичной магмой.

Обособленность очага от первоначального источника может приводить к процессам ассимиляции постороннего вещества, что также способствует возникновению более разнообразной серии пород (чаще всего калиевой ветви) вплоть до трахитов и кварцевых порфиров (представители пантеллеритовой ветви, т.е. кислых пород, сильно пересыщенных щелочами). Так, участие процессов ассимиляции известняков при образовании лейцитовых базальтов позволяет предполагать наблюдаемую нередко тесную пространственную сопряженность тех и других (Припятская впадина, массив Пика Марос на Целебесе, Везувий и др.); причем присутствующие обычно в рассматриваемой формации щелочно-ультраосновные серии пород – верлиты, пироксениты, оливиниты – не являются абиссальными породами: они принадлежат к гипабиссальным образованиям, что характерно и для ассоциации вулканических пород Индийско-Африканской области (вулкан Питон-де-Неж на о-ве Реюньон) и вулканического района Буфумбира (лавовые поля Бирунга в Экваториальной Африке).

Натриевый характер исходных лав рассматриваемой формации, значительное развитие среди них щелочно-ультраосновных серий пород, представленных как в интрузивной (гипабиссальной), так и в эффузивной фациях, а также особая петрогеохимическая специфика пород этой формации значительно отличают их от пород щелочно-оливин-базальтовой формации. Для последней, как известно, щелочно-ультраосновные интрузии (оливиниты, пироксениты и пр.) не характерны. Кроме того, материалы свидетельствуют (Лучицкий, 1960), что среди щелочно-оливин-базальтовой формации такие породы, как лимбургиты, авгититы, фельдшпатоидные представители базальтов, занимают резко подчиненное положение по сравнению с трахибазальтами, что также отличает эту формацию от щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной, где картина обратная. Об этом хорошо свидетельствуют приведенные В.С.Гладких (1968 г.) данные. Так, по его данным, в Маймеча-Котуйской провинции породы базальт-трахитовой серии составляют всего 45%, в то время как в Кузнецком Алатау они составляют 85% от всей мощности толщ. Кроме того, развитие в Кузнецком Алатау среди пород щелочно-оливин-базальтовой формации пород, не свойственных щелочно-ультраосновным – щелочно-базальтоидным формациям (линозитов, анкармитов, берешитов и др.), также различает эти формации.

Из сопоставления средних химических составов однотипных лав (данные В.С.Гладких, 1968 г.) Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау выявляется, что первые содержат больше  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ , но меньше  $Al_2O_3$ . Анализ петрохимических особенностей отдельных серий пород двух рассматриваемых провинций позволили В.С.Гладких прийти к выводу о том, что породы базальт-трахитовой серии Маймеча-Котуйской провинции являются щелочно-известковистыми, а в породах той же серии Кузнецкого Алатау - известково-щелочными. Выявляется, что в ходе эволюции пород двух рассматриваемых провинций (формаций) интенсивность концентрации калия относительно натрия к концу магматической эволюции в Маймеча-Котуйской провинции выше, чем в Кузнецком Алатау. Весьма возможно, что это обстоятельство тесно связано с различным исходным составом магм, генерируемых на разных глубинах, а также с различными условиями формирования этих формаций.

Показателен различный состав редкоземельных элементов в породах Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау. Так, например, по данным В.С.Гладких, величина отношения редкоземельных элементов цериевой (La-Nd) группы к иттриевой в породах базальт-трахитовой серии Маймеча-Котуйской провинции изменяется от 1,6 до 16,7, а в Кузнецком Алатау - от 3,5 до 8,8. Особенно существенны различия в содержаниях редких и рассеянных элементов: эффузивные породы Маймеча-Котуйской провинции относительно однотипных пород Кузнецкого Алатау обогащены ниобием в два-десять раз, цирконием в два-восемь раз, редкоземельными элементами в два-шесть раз, бериллием и скандием в два-три раза, ванадием в три-пять раз, но обеднены танталом и хромом.

Величина отношения ниобия к танталу в Маймеча-Котуйской провинции выше и колеблется в пределах 7,9-20,0, в Кузнецком Алатау - в пределах 1,2-4,8. В итоге В.С.Гладких приходит к выводу, что указанная разница в содержаниях элементов в породах двух провинций может быть объяснена прежде всего разной концентрацией элементов в исходных магмах. К сожалению, несмотря на сделанный самим автором вывод, он стоит на позиции, что породы Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау относятся к одному формационному типу - к щелочному оливин-базальтовому. Тем самым В.С.Гладких отрицает существование наиболее типичного щелочно-базальтоидного формационного типа, выделенного Ю.А.Кузнецовым (1964) и признанного для Маймеча-Котуйской провинции большинством исследователей.

## Выводы

Несмотря на определенное сходство в локализации щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных и щелочно-оливин-базальтовых формаций (приуроченность к древним и молодым платформам, к океаническим впадинам) выявляются некоторые черты отличия в их геолого-структурной позиции. Как правило, щелочно-ультраосновные - щелочно-базальтоидные формации приурочены к четырем типам областей: а) к окраинным частям платформ, где на них воздействуют движения в соседней складчатой области; б) к областям великих разломов, секущих как платформы, так и области завершённой складчатости (типа Восточно-Африканской системы); в) к зонам пограничных разломов, отделяющих платформу от древней складчатой области; г) к внутриплатформенным прогибам (авлакогенам).

Отмечены случаи появления щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных формаций в молодых (относительно возраста внедрения) складчатых областях в пределах зон ранней консолидации (молодые платформы).

Наряду с этим преимущественными областями локализации щелочно-оливин-базальтовых формаций служат как раз именно зоны ранней консолидации - молодые платформы (Кузнецкий Алатау, Прибайкалье, Кавказ), причем при анализе конкретной обстановки структурного положения той и другой формации выявляется также определенное отличие: щелочно-ультраосновные - щелочно-базальтоидные формации, как правило, связаны с зонами региональных глубинных разломов большой протяженности, свидетельствующими о связи давшей эти формации магмы с глубинными сферами Земли. Проявление этих формаций не только на континентах, но и в океанах

(Индийский, Атлантический, Тихий), локализованных в рифтовых областях (Барт, 1961), подтверждает их связь с глубокими сферами Земли. Различная глубина заложения разломов (зон проницаемости) и длительность их существования, по всей вероятности, являются теми факторами, которые обуславливают представительность серий пород, входящих в состав щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных формаций.

В локализации щелочных оливин-базальтовых формаций (на примере Кузнецкого Алатау) выявляется несколько иная специфика. По данным И.В.Лучицкого (1960), вулканические образования в указанном районе локализованы в зонах разломов, приуроченных к флексуобразным перегибам, ограничивающим впадины (Минусинская впадина). При этом он отмечает (стр. 241), что "конфигурация обрамления впадин в общем настолько сложна, что в данном случае приходится говорить об особом типе глубинных разломов, существенно отличающихся по своей морфологии от тех линейно вытянутых и прослеживающихся на огромные расстояния глубинных разломов, которые А.В.Пейве (1945), Н.А.Штрейс (1951) и другие исследователи называют для геосинклинальных областей" (и которые характерны для древних платформ и океанических блоков. - Прим.автора).

Весьма возможно, в формировании двух рассматриваемых формаций существенную роль играли геолого-структурные условия и особенности глубинных разломов. Большая глубина зарождения (и формирования) щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных очагов (подкорковая) по сравнению с глубиной зарождения щелочных оливин-базальтовых очагов, формирующихся, вероятнее всего, в нижних сферах земной коры, может объяснить и специфику ассоциаций горных пород, входящих в состав этих комплексов.

Геолого-структурное и петрогеохимическое сходство щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных формаций на Русской и Сибирской платформах указывает на сходство условий их образования, на существование закономерностей в их формировании. Эти особенности, в свою очередь, позволяют допускать близкие глубины зарождения магматических очагов, давших эти породы. Некоторое различие в составе щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных формаций (выпадение некоторых серий пород, различие в составе и пр.) можно объяснить не столько различием в составе исходного (подкорowego) субстрата (очага), сколько условиями, в которых происходило дальнейшее формирование формаций (комплексов). В первую очередь к ним относятся характер геолого-тектонической обстановки, глубина заложения промежуточных очагов (существование которых предполагается), скорость дифференциации и продвижения магмы в верхние слои земной коры, возможная ассимиляция магмой вмещающих пород и пр.

Проявление щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного (в том числе и кимберлитового) магматизма, возможно, существенным образом связано со строением мантии ниже ее поверхности, в частности со структурой волновода (астеносферы). По данным Р.М.Деменицкой (1967), "анализ сейсмологических данных подтверждает, что астеносфера (волновод) располагается на разных глубинах в континентальных и океанических областях и даже в разных океанах" (стр. 259). Такое изменение глубин астеносферы приводит к появлению "астеносферных флексур", неустойчивость которых может быть причиной повышенной тектонической активности, проявляющейся на поверхности. Возможно, с этими областями определенным образом связаны участки земной коры с четко выраженным блоковым строением, которые служат наилучшими проводниками глубинного магматизма в верхние слои земной коры. Так, по указанию Р.М.Деменицкой к настоящему времени разрезы коры с четко выраженным блоковым строением выявлены в Азово-Кубанской впадине, на Урале, в Казахстане, на Балтийском и Украинском щитах. Имеющиеся данные указывают на проявление в пределах этих регионов щелочно-ультраосновного магматизма.

По данным В.А.Милашева и др. (1963), блоковое строение с неоднократным подъемом и разрывом блоков характерно и для Сибирской платформы, в частности для участков, где проявлен кимберлитовый магматизм (Анабарская антеклизия и др.). Причем весьма существенно, что именно в районах с блоковой структурой, по Р.М.Деменицкой, отмечено утонение гранитного слоя (слой В). Не дискутируя о причинах геологической сущности сейсмических границ раздела, т.е. являются ли они

границами изменения физических констант — давления и температуры, влияющими на изменение петрографического состава (это особый вопрос), важно в данном случае констатировать наличие особых свойств коры в этих участках, возможно, тесно связанных с проявлением глубинного магматизма в этих регионах.

## Литература

- Афанасьев Г.Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. — В кн. "Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций". Госгеолтехиздат, 1960.
- Барт Т.Ф. Состав и эволюция магмы южной части срединного Атлантического хребта. — В кн. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т.1. Изд-во АН СССР, 1961.
- Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. — В сб. "Петрография Восточной Сибири", т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Волотовская Н.А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных щелочных и карбонатных пород. — В кн. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". М., 1960.
- Гапеева Г.М. Положение кимберлитов в генетической классификации горных пород. — Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1. Госгеолтехиздат, 1958.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Возможные пути эволюции глубинного вещества Земли, — Физика Земли, 1967, № 9.
- Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрогеохимические особенности ультраосновных-щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции (северо-западная часть Сибирской платформы). Изд-во "Наука", 1968.
- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. Изд-во "Недра", 1967.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1944.
- Заварицкий А.Н. Извержение вулкана Геклы (Исландия, 1947). — Природа, 1952, № 4.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П. К проблеме генезиса платформенных щелочно-ультраосновных магматических комплексов. — В сб. "Происхождение щелочных пород" (Труды III Петрограф. сов.). Изд-во "Наука", 1964.
- Лебедев А.П. Глубинные оболочки Земли и проблема петрографии базитов и ультрабазитов. — Геохимия, 1965, № 8.
- Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
- Милашев В.А. и др. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. Госгеолтехиздат, 1963.
- Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях — Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Соболев В.С. Условия образования месторождений алмаза. — Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Соболев В.С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии. — Геол. и геофиз., 1962, № 7.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, т. 27, 5.
- Шейнманн Ю.М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. — Записки Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 34.
- Шейнманн Ю.М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение ультрабазитов. — Сов. геология, 1961, № 8.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — Геол. редких месторожд., 1961, вып. 12-13.
- Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. — В сб. "Тектоника СССР", т.3. Изд-во АН СССР, 1951.

М.Н.Годлевский

## СВЯЗЬ ОБРАЗОВАНИЯ НИКЕЛЕНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ С ПРОЦЕССАМИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Одним из аспектов изучения медно-никелевой рудной формации является проблема происхождения рудообразующего вещества. Хотя в отличие от прочих магматических месторождений, медно-никелевые месторождения содержат не кислородные, а сульфидные руды, тем не менее по самой тесной ассоциации сульфидной и силикатной составляющих магматическая природа оруденения не подлежит сомнению. Чрезвычайное однообразие руд и силикатных пород никеленосных интрузий независимо от их возраста и пространственного положения дает основание предполагать их связь с неким постоянно действующим единым источником, который не может быть расположен в земной коре, а должен находиться значительно глубже, в пределах верхней мантии Земли. Современные воззрения на строение земной коры и подкорового пространства приводят нас к убеждению, что основным источником базальтовой магмы и других фемических расплавов является верхняя мантия.

О составе и строении верхней мантии могут быть высказаны лишь косвенные суждения. Многочисленные "вестники глубин" в виде "родственных включений" в кимберлитах (Соболев В.С., Соболев Н.В., 1964), перидотитовых модулей в щелочных оливиновых базальтах и базанитах (White, 1966) и, возможно, перидотитовых и оливинитовых обломков в пироксенитах Мончи (Герлинг и др., 1965; Казаков, 1965) дают некоторое представление о составе подкорового материала. Однако попытки однозначно решить вопрос о том, каким веществом сложена верхняя мантия, наталкиваются на значительные трудности. Первоначальная и, казалась бы, наиболее простая эклогитовая гипотеза, объясняющая природу поверхности М простым фазовым переходом, встречает серьезные затруднения. По совокупности данных перидотитовая гипотеза в настоящее время представляется наиболее обоснованной. Эта гипотеза отнюдь не исключает, конечно, существования глубинных эклогитов, установленных прямым наблюдением. Основываясь на особенностях прохождения сейсмических волн в верхней мантии и на экспериментальных данных, некоторые иностранные ученые сделали предположение, что химический состав первичной недифференцированной верхней мантии таков, что при ее частичном плавлении возникает базальтовая магма и остается тугоплавкий дунитовый или перидотитовый остаток (Рингвуд и др., 1968). Таким образом, первичный состав верхней мантии должен быть промежуточным между базальтом и перидотитом.

К близким выводам пришел А.П.Виноградов (1961). Сопоставляя земные глубинные породы с метеоритами и основываясь на экспериментах по зонной плавке, А.П.Виноградов считает, что в процессе дифференциации вещества верхней мантии происходит его расщепление на базальт и дунит с соответствующим перераспределением химических элементов.

В отношении никеленосных интрузий было показано (Годлевский, 1967, 1968), что хотя они и относятся к базальтоидным формациям, однако имеют черты более глубинных образований. По содержанию ряда петрогенных, халькофильных и сидерофильных элементов они занимают промежуточное положение между базальтами и хондритами, что позволяет связывать их появление с подкоровыми процессами выплавления базальта из мантийного вещества в согласии с теорией зонной плавки А.П.Виноградова.

Проблема генерации магмы и возникновения локальных магматических очагов в настоящее время связывается с наличием в верхней мантии волновода, т.е. слоя с пониженными сейсмическими скоростями. Волновод не имеет правильной формы, и границы его размыты. Хотя сведений еще недостаточно, существуют основания полагать, что глубина залегания, мощность и степень выраженности волновода в разных местах различны и что эти различия связаны с крупными тектоническими зонами в земной коре (Nuttli, 1963). Тем самым устанавливается зависимость проявлений магматизма от геотектонических структур и времени их формирования. Дифференцированные базальтоидные интрузии, несущие сульфидное медно-никелевое оруденение, образуются в эпохи консолидации орогенов и тектонической и магматической активности на платформах, проявленной в форме развития платобазальтов (для многих архейских и нижнепротерозойских интрузий отнесение их к позднеорогеновным или платформенным часто условно). Медно-никелевые месторождения никогда не возникают при формировании эвгеосинклиналей, хотя иногда наблюдается пространственное (но не временное) совмещение никеленосных интрузий с офиолитовыми поясами.

Размещение медно-никелевых месторождений определяется в первую очередь расположением тектонических блоков первого порядка и контролируется ограничивающими их глубинными разломами (Годлевский, 1968). В некоторых случаях глубинные разломы непосредственно переходят из одних регионов в другие, являясь общими для них независимо от присущего им режима развития (Шатский, 1948; Пейве, 1960). Глубинные разломы представляют собой тип тектонических структур, по-видимому, не только не зависящий от складчатой структуры данного региона, но и определяющий ее. Ограниченные глубинными разломами призмы создают блоковое строение земной коры и верхов верхней мантии. Для большинства никеленосных районов характерно расположение их в пределах "базальтовых" блоков с мощным "осадочным" слоем, сравнительно маломощным "гранитным" и очень мощным "базальтовым". Эти блоки отличаются резким разделом М и отсутствием слоя со скоростями 7,5 км/сек (за исключением Печенги).

Никеленосные интрузии, расположенные в орогенных поясах, обычно образуются в заключительную фазу орогенеза. Они располагаются по большей части в сводовых частях геоантиклинальных поднятий и бывают связаны с разломами, ограничивающими наложенные грабены (наложенная синклиналь Печенги, районы Северного Прибайкалья, Кордильер и т.д.). В платформенных условиях никеленосные интрузии также бывают приурочены к сравнительно ограниченным, но глубоким депрессиям, расположенным обычно по периферии платформ (Бушвелд, Садбери, Стиллаутер, Норильск, Талнах и др.). Механизм образования никеленосных интрузий независимо от их тектонической позиции выражается, по-видимому, в выжимании магмы вследствие просадки тектонических блоков при восстановлении изостатического равновесия.

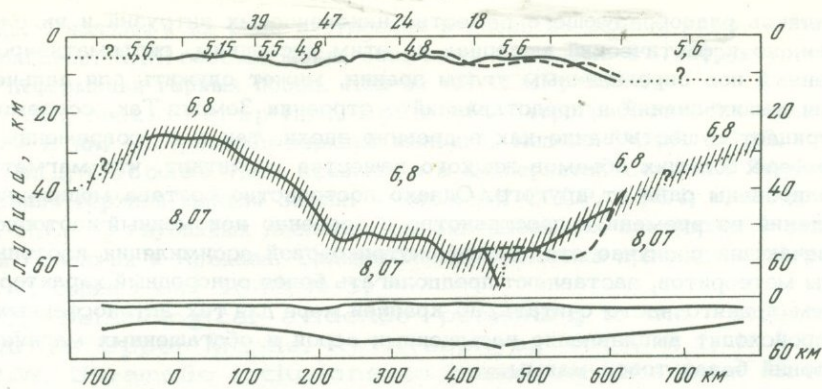
Районам распространения медно-никелевых месторождений свойственно аномальное строение земной коры (и, возможно, верхней мантии). Здесь наблюдаются значительные перепады мощностей отдельных слоев с изменением конфигурации граничных поверхностей.

Хотя достаточно хорошо известно, что мощность коры в ходе геологической истории может неоднократно меняться, в данном случае мы имеем, несомненно, дело с чертами унаследованного развития, мало затушеванного позднейшими процессами нивелирования.

Наиболее ярко это проявлено в районе Садбери (Деменишкая, 1967). Здесь, как, вероятно, нигде на материках, по полученным данным наблюдается резкое изменение мощности коры на сравнительно небольшом расстоянии в пределах суши. Было установлено, что земная кора района Верхнего озера имеет необычную структуру, совершенно непохожую на структуру земной коры прилегающих районов Канадского щита. Под осадками непосредственно обнаружен "базальтовый" слой, ниже залегают породы мантии.

Глубина до границы М изменяется от 20 до 55 км и более, т.е. здесь на близком расстоянии обнаружена и самая тонкая и самая мощная кора в пределах древних структур Северной Америки (см. фигуру).

Геофизические наблюдения — термические, магнитные и др., а также незначительный перепад рельефа — менее 1 км — не указывают на возможность образования



Фиг. Структура земной коры вдоль профиля Верхнего озера в районе Садбери (по Смиту, Стейнхарду и Алдредже, из книги Р.М.Деменицкой, 1967)

Цифры на фиг. - скорости упругих волн, м/сек; 18 - 39 - гравиметрическая аномалия

здесь в недавнее геологическое время аномальной коры. По-видимому, на современном строении земной коры отразились те тектонические движения, которые вызвали гуронские дислокации и последующее формирование на их месте колоссальной депрессии, выполненной кьюиноускими отложениями.

Возраст этих дислокаций > 1 млрд. лет. В других никеленосных районах также можно проследить унаследованные аномалии в строении земной коры (отсутствие "гранитного" слоя под центром Печенгского синклиория, уменьшение его мощности под Норильским прогибом и т.д.). Возможно, что с точки зрения понимания глубинных процессов именно эти случаи отклонения от обычной закономерности должны привлечь к себе особое внимание.

Как известно, глубинный механизм эвгеосинклиальных зон представлен "альпинотипными" гипербазитами. Это довольно простая в петрографическом отношении формация ультраосновных пород. Потенциально гипербазитовая формация подвижных поясов весьма богата никелем. При формировании гипербазитовых массивов из недр выносятся никеля значительно больше, чем при образовании медно-никелевых месторождений, но отсутствие серы в очагах гипербазитовой магмы препятствует образованию рудных концентраций.

Согласно развиваемым здесь взглядам, никеленосные интрузии формируются из базальтовых расплавов, неполностью отсепарированных от хондритового вещества и, в частности, захвативших с собой тяжелые металлы и серу. Из этих составных частей в дальнейшем образуются руды. Процесс этот не имеет ничего общего как по месту, так и по времени с образованием альпинотипных интрузий или расплавов, из которых они кристаллизуются. Существует, как известно, много точек зрения на происхождение альпинотипных гипербазитов; однако следует считать доказанным, что эти гипербазиты не могли возникнуть за счет фракционирования базальтовой магмы и имеют первичномантийное происхождение. Результаты опытов над соответствующими системами показали, что альпинотипные гипербазиты по сравнению с перидотитами глубинных включений образованы при более высоких температурах и на меньших глубинах (Базилевский, 1968). Таким образом, сфера Земли, где генерируется материал никеленосных интрузий и альпинотипных гипербазитовых массивов, совершенно различны. Первый возникает как расплав в основании базальтовых магматических очагов, на глубинах, превышающих во всяком случае 40 км, в то время как второй образуется как тугоплавкий остаток, внедрившийся из мантии в разогретую зону эвгеосинклинали. Поэтому гипербазиты подвижных поясов ни при каких условиях нельзя рассматривать как реликт после выплавления никеленосных базальтоидных расплавов из хондритового вещества мантии, хотя тот и другой материал возникают в процессе дифференциации Земли на оболочки по механизму зонной плавки.

В заключение следует сказать, что не только имеющиеся в настоящее время сведения о строении земной коры и верхней мантии позволяют приблизиться к понима-

нию источников рудообразующего вещества никеленосных интрузий и никелевых месторождений, но и фактический материал по этим последним, систематизированный и рассмотренный под определенным углом зрения, может служить для дальнейшего расширения наших знаний и представлений о строении Земли. Так, современная геофизика отрицает существование как в древние эпохи, так и в современный период в тектоносфере больших объемов жидкого вещества и считает, что магматические очаги изолированы один от другого. Однако постоянство состава медно-никелевых месторождений во времени и пространстве и особенно неизменный изотопному составу серы, отвечающий в случае отсутствия внутрикоревой ассимиляции изотопному составу серы метеоритов, заставляют предполагать более однородный характер верхней мантии, чем принято часто считать, по крайней мере для тех астеносферных очагов, в которых происходит выплавление насыщенных серой и обогащенных магнием остаточных порций базальтовой магмы.

## Выводы

1. Никеленосные интрузии занимают промежуточное положение между базальтами и хондритами (Годлевский, 1967). Появление их связывается с подкоровыми процессами выплавления базальта из мантийного вещества в согласии с теорией зонного плавления А.П.Виноградова. Они образуются в эпохи консолидации орогенов или магматической активности на платформах, проявленной в форме развития платобазальтов, и никогда не возникают при формировании эвгеосинклиналей. Глубинный магматизм эвгеосинклиналей, представленный гипербазитами, не имеет ничего общего с никеленосным базальтоидным магматизмом.

2. Размещение медно-никелевых месторождений определяется расположением тектонических блоков первого порядка и ограничивающих их глубинных разломов. Для никеленосных районов характерен профиль земной коры с мощным "осадочным" слоем, маломощным "гранитным" и очень мощным "базальтовым".

3. Районам распространения никеленосных интрузий свойственно унаследованное аномальное строение земной коры, мало затушеванное последующими процессами нивелирования.

4. Постоянство состава медно-никелевых месторождений во времени и пространстве и особенно неизменный изотопный состав серы, отвечающий составу серы метеоритов, заставляют предполагать однородный характер астеносферных очагов, в которых происходит выплавление магмы никеленосных интрузий.

## Литература

- Базилевский А.Т. Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпинелида. — Геол. рудн. месторожд., 1968, № 6.
- Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение 1. — Геохимия, 1961, № 1.
- Герлинг Э.К., Маслеников В.А., Морозова И.М., Матвеева И.И., Васильева С.Н. Древнейшие ультраосновные и основные породы Мончегундры (Кольский полуостров) и новые данные об абсолютном возрасте подкорового вещества Земли. — В сб. "Абсолютный возраст докембрийских пород СССР". М.—Л., изд-во "Наука", 1965.
- Годлевский М.Н. Источники оруденения, связанного с траппами Сибирской платформы. — Труды НИИГА, 1967, т. 151.
- Годлевский М.Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. — Межд. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7. Эндеогенные рудные месторождения. Изд-во "Наука", 1968.
- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. Изд-во "Наука", 1967.
- Казаков А.Н. Микроструктурная ориентировка оливина в породах предположительно верхней мантии. — Записки Всес. мин. об-ва, серия II, 1965, ч. 94, вып. 5.

- Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. - Междун. геол. конгресс: XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18. Структуры земной коры и деформации горных пород. Изд-во АН СССР, 1960.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. - В кн. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения верхней мантии Земли. - Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1.
- Шатский Н.С. О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области Поволжья и Кавказа. Сравнительная тектоника древних платформ. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Muttli O. Seismological evidence pertaining to the structure of the Earth's Upper Mantle.-Rev.Geophys., 1963, v. 1, N 3.
- White R.W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. Beir,Mineral. u Petrogr., 1966, v.12.

Ф.К.Шипулин

## О СВЯЗИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ С БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМОЙ

Согласно господствующей точке зрения все или почти все гидротермальные и скарновые месторождения разнообразных металлов считаются генетически связанными с гипабиссальными гранитоидными интрузиями. Однако к настоящему времени накопилось достаточно объективных данных, чтобы отнести значительную или даже большую часть таких месторождений к производным базальтовой магмы. Поэтому по признаку генетической связи месторождений с разными магматическими системами среди них можно выделить по крайней мере две самостоятельные генетические серии (Шипулин, 1957), одна из которых связана с интрузиями собственно гранитной магмы, имеющей палингенное происхождение, другая – с базальтовой магмой и ее производными.

Разнообразные генетические типы месторождений первой серии, связанные с самостоятельной гранитной магмой, содержат почти исключительно металлы, расположенные на периодической геохимической таблице в полях элементов горных пород и редких элементов, в том числе Mo, W, В, Ве, Nb, Та, U, TR, Li, Zv, Р и др. Особенностью этих элементов является то, что они по физическим и химическим свойствам близки либо к широко распространенным щелочным металлам, либо к кремнию и алюминию. В связи с этим уже в процессах первичной дифференциации вещества Земли происходило их преимущественное накопление совместно с указанными петрогенными элементами в богатых щелочами кислых алюмосиликатных расплавах. Их последующая история связана в основном с сиалической оболочкой и возникающей при ее плавлении гранитоидной магмой, дающей интрузии щелочных, аляскитовых, лейкократовых гранитов, граносиенитов, гранодиоритов и пр. (Шипулин, 1969).

Выявлена генетическая связь ряда редкометалльных и редкоземельных месторождений также с интрузиями щелочной основной и ультраосновной магм, что указывает на общность истории этих элементов со щелочами и в глубинных очагах базитовой и ультрабазитовой щелочной магм.

Генетическая серия месторождений, связанных с базальтовой магмой и ее производными, также отличается значительным разнообразием генетических типов. В соответствии с формами проявления рудоносных магматических образований такие месторождения могут быть подразделены на ряды (см. таблицу).

Первый ряд образуют гидротермальные месторождения, связанные с гипабиссальными интрузиями габбро, габбро-норитов и их более кислыми дифференциатами. В качестве примера могут быть названы медно-свинцово-цинковые с золотом и серебром (полиметаллические) месторождения Садбери в Канаде. Эти типичные гидротермальные месторождения расположены в Садбери над кровлей лополита или силла габбро-норитов – гранофилов, в придонной части которого размещаются хорошо известные магматические месторождения медно-никелевых руд. Линзовидные неправильные тела полиметаллических сульфидно-карбонатных руд пересекаются дайками оливиновых диабазов, связанных с питающими очагами магмы того же основного состава. Сомневаться в генетической связи гидротермальных полиметаллических руд с основной по составу интрузией Садбери нет оснований. Считают, что во времени образование этих гидротермальных месторождений произошло вскоре после накопления ликвидационных медно-никелевых руд, в состав которых также входят Pb, Zn, Ag и Au, ча-

Схема группировки гидротермальных месторождений, связанных с базальтовой магмой

Тип месторождений	Состав	Примеры
Генетически связанные с гипабиссальными интрузиями основной магмы (габбро-норитов и пр.)	Pb, Cu, Zn, Fe (Ag, Au, Ni)	Садбери (Канада)
Генетически связанные с интрузиями трапповой магмы	Pb, Zn, Cu, Fe(Au)	Сибирская платформа
Парагенетически связанные с самостоятельными малыми интрузиями (СМИ):		
СМИ формации альбитофиров-диабазов ранних этапов геосинклинального цикла	Колчеданные, скарные железорудные, Cu-Zn, Ag-Au	Урал, Закавказье
СМИ формации диоритов-гранодиорит-порфиоров поздних этапов	Золото-сульфидные, железорудные, (Mo, W)	Северо-Восток СССР, Западные Саяны, Центральный Казахстан
СМИ формации порфиров конечных этапов	Полиметаллические, колчеданные, касситерит-сульфидные, сурьмяно-ртутные, кобальт-мышьяково-серебряные, медно-молибденовые, железорудные и др.	Алтай, Забайкалье, Приморье, Закавказье и др.
СМИ формации щелочных и субщелочных основных пород платформ	Кварц-сульфидные, карбонатно-сульфидные с Au, Pb, Zn, Cu	Алдан, США

стью в промышленных концентрациях. Интересно, что гидротермальные руды содержат, кроме перечисленных выше элементов, также примесь никеля, т.е. составы металлов магматических и послемагматических месторождений Садбери довольно близки.

Примером гидротермальных месторождений, связанных с траппами, могут служить описанные Ю.В.Погодиным (1956, 1959) многочисленные рудопроявления меди, свинца, цинка, иногда с золотом и сурьмой, в карбонатных и карбонатно-баритовых с целистином жилах в бассейне Подкаменной Тунгуски и на юге Сибирской платформы. По сумме геологических и геохимических данных, в частности по тесной ассоциации оруденения с дайками траппов, наличию аксессуарных сульфидов свинца и цинка в траппах, изотопам свинца, присутствию Co, Ni и других элементов и в рудах и в породах и другим признакам Ю.В.Погодин установил генетическую связь указанного оруденения с трапповой магмой. Установлено, что рудоносные растворы поступали вдоль зон разломов из глубинных частей трапповых интрузий и следовали за внедрением субщелочных дифференциатов трапповой магмы.

Следует отметить, что среди месторождений, связанных с гипабиссальными интрузиями основной магмы и траппами, пока не выявлены крупные по размерам, хотя рудопроявления иногда многочисленны, а содержание в них металлов достигает промышленного. Если интрузии основной магмы формируются вблизи поверхности,

то, по-видимому, создаются условия, неблагоприятные для образования крупных концентраций руды. Это вызвано, вероятно, относительно слабой дифференцированностью магмы, отсутствием активного взаимодействия с вмещающими силикатическими породами и значительной открытостью системы, при которой летучие компоненты как переносчики металлов не успевают накапливаться в локальных участках.

Особенно сложными, многообразными и дискуссионными в отношении генезиса являются важные в промышленном отношении месторождения, структурно-геологически или парагенетически связанные с комплексами так называемых самостоятельных малых интрузий (Шипулин, 1965). Последние представлены разнообразными по составу дайками, небольшими штоками и неправильными телами средних, основных и кислых пород, развитых на всех месторождениях данного ряда.

Поскольку вопросы происхождения и оценки металлогенической роли малых интрузий в последние десятилетия в советской геологической литературе широко обсуждались, здесь кратко перечисляются те их особенности, которые важны для выяснения форм связи с магматизмом ассоциированного с ними оруденения.

Самостоятельные малые интрузивы образуют обычно линейно вытянутые пояса даек и других по форме небольших тел вдоль протяженных зон крутопадающих крупных тектонических нарушений как в складчатых, так и в платформенных областях, особенно на стыках крупных структурных элементов земной коры. Такие пояса с опережающими их более мелкими свитами даек протягиваются на сотни километров, например, на Рудном Алтае вдоль Северо-Восточной и Иртышской зон смятия, в Южном Приморье вдоль побережья Японского моря, в бассейне Колымы, в ряде зон смятия в Средней Азии, Казахстане, Закавказье, на Урале и во многих других регионах с полиметаллическими, колчеданными, касситерит-сульфидными, скарновыми железорудными, золото-сульфидными, сурьмяно-ртутными, медно-молибденовыми и прочими месторождениями в основном халькофильных элементов, железа и кобальта.

В сложении малых интрузивов принимают участие разнообразные породы, особенно же часто различные типы порфиритов и лампрофиров, диабазов, гранодиорит-порфиры и микродиориты, обладающие обычно признаками гибридизма. Последние проявляются в неравновесных составах между вкрапленниками и основной массой пород и в особенностях петрохимических свойств пород, которые по сравнению с равными по кислотности другими магматическими породами обычно неравномерно обогащены щелочами. Занимая по валовому химическому составу в целом промежуточное положение между базальтами и гранитами, породы самостоятельных малых интрузивов по отношениям наиболее характерных окислов, например  $FeO:MgO$ , одиноким с базальтами и андезито-базальтами. Их родство с базальтовой магмой подчеркивается также набором характерных широко распространенных элементов-примесей — таких, как  $Ni$ ,  $Co$  и  $Cr$ .

Интересно, что вкрапленники в породах малых интрузивов обычно представлены основным плагиоклазом, пироксенами, иногда оливином, роговой обманкой, мелилитом, а в основной массе часто преобладают щелочные полевые шпаты, иногда кварц. На основании этого и ряда других данных можно заключить, что кристаллизация пород самостоятельных малых интрузивов начиналась в глубинных очагах из магматического расплава основного состава, а заканчивалась в близповерхностных условиях из более кислого и щелочного расплава. Это подтверждает, что в процессе подъема основной магмы со взвешенными в ней ранними кристаллами происходило ее активное взаимодействие с силикатическими (гранитоидными) породами и обогащение наиболее подвижными компонентами, в отношении которых она первоначально недосыщена.

В соответствии с геологическими условиями формирования самостоятельных малых интрузивов выделяется несколько их формаций, различающихся составом и сопровождающей их рудной минерализацией (см. таблицу).

Обычно считается, что как дайки аплитов, пегматитов и гранит-порфиров, малые интрузии, особенно лампрофиры и порфириты, генетически связаны с гранитными интрузиями, представляя их диахистовые (расщепленные) дериваты. Установлено, однако, что самостоятельные малые интрузии нередко развиты в регионах, где вообще нет гранитных интрузий, или внедрение их происходит до образования гранитов. На отсутствие прямой связи малых интрузий с гранитной магмой указыва-

ют также особенности состава пород малых интрузивов, ранние парагенетические минеральные ассоциации которых, представленные основным плагиоклазом, пироксенами или оливином, не омогут быть выведены из кислого расплава. Анализ физико-химических особенностей и кинетики процессов кристаллизации магматических расплавов указывают на невозможность естественной эволюции расплавов от пересыщенных кремнекислотой к недосыщенным и от структуры сложно полимеризованных расплавов стадии кристаллизации полевых шпатов и кварца к более простым островным или цепочечным, характерным для стадии кристаллизации оливинов и пироксенов. По термодинамическим соображениям такие процессы для гипабиссальных интрузий, становление которых происходит при непрерывной отдаче тепла, не вероятны.

Независимость малых интрузий от вулканогенных образований определяется тем, что в пространстве и времени они с вулканическими процессами обычно не связаны. Кроме того, резко выраженная дифференцированность малых интрузий и гибридность слагающих их пород показывают несопоставимость малых интрузий ни с эффузивами, ни с субвулканическими интрузиями.

По совокупности геолого-петрографических и геохимических данных представляется, что формирование самостоятельных малых интрузий происходит за счет промежуточных по глубинности очагов базальтовой магмы, образованных путем инъекции базальтового расплава в конце эпох интенсивного магматизма в сиалические толщи коры.

В таких промежуточных по глубинности очагах происходит активное взаимодействие базальтовой магмы с сиалическими породами, интенсивно протекают процессы дифференциации и в заключительные моменты кристаллизации и после их завершения происходит отделение от магматической системы главных порций металлоносных рудообразующих растворов. Относительно небольшие площади распространения однотипных по составу и последовательности внедрения малых интрузий показывают на сравнительно небольшие размеры отдельных магматических очагов с их индивидуально проявленными процессами дифференциации, но в совокупности такие очаги образуют пояса, протягивающиеся иногда на тысячи километров.

Чаще внедрение малых интрузий происходит до начала рудообразования, и с ними по времени совпадает интенсивный предрудный метасоматоз вмещающих пород с развитием в них биотита, хлорита, пирита, карбонатов, серицита, кварца и пр. Состав таких метасоматитов хорошо увязывается с кристаллизующейся на глубине основной магмой, богатой железом, магнием, кальцием и щелочами. Интересно, что интенсивное развитие предрудного метасоматоза наблюдается обычно только в рудных полях, хотя самостоятельные малые интрузии развиты гораздо шире. На основании этого можно заключить, что рудоносными являются только те глубинные магматические очаги, которые оказались обогащенными летучими компонентами. При этом выделение летучих из таких очагов начинается еще в магматическую стадию, когда в равновесных с кристаллизующимся расплавом газовых растворах переносятся петрогенные элементы, обуславливающие предрудный метасоматоз, и завершается в поздней или послемагматическую стадию выносом собственно рудообразующих компонентов, не вошедших в породообразующие минералы.

В некоторых рудных районах (Приморье, Средняя Азия и др.) отмечается чередование во времени процессов рудоотложения с внедрением малых интрузий. Однако и здесь внутрирудные дайки чаще отделяют более ранние существенно железистые стадии рудоотложения с пиритом и пирротинном от более поздних с отложением наряду с железом халькофильных элементов.

Общность происхождения малых интрузий и оруденения иллюстрируется также широким развитием в дайках рассеянных сульфидов железа и халькофильных элементов и наличием в них иногда каплевидных выделений сульфидов. Показательно в этом отношении и сходство метального состава руд собственно магматических месторождений медно-никелевого типа и послемагматических, ассоциированных с самостоятельными малыми интрузивами. В тех и других распространены, в частности, Cu, As, Ag, Au, Se, Te, иногда Co, Zn и Pb.

Результаты изучения изотопного состава серы в рудах собственно магматического генезиса (Виноградов, Гриненко, 1966; Шипулин, 1963) позволяют высказать предположение о причинах образования халькофильными, или, по А.Н.Заварицкому,

металлическими и металлоидными элементами сингенетических сульфидных масс в магматическом расплаве. По-видимому, в тех случаях, когда магматический расплав содержит достаточно большое количество серы первичного, ювенильного или ассимиляционного происхождения, халькофильные элементы, а также железо и никель связываются с ней уже в магматическом расплаве, в результате ликвидации которого возникают скопления собственно магматических сульфидных руд. В тех же случаях, когда расплав беден серой, накапливающиеся в конечных дифференциатах халькофильные элементы образуют летучие соединения с галоидами и водой и выносятся во вмещающие породы. При встрече в последних с сульфатами минерализованных подземных вод или серой осадочного происхождения, в результате обменных окислительно-восстановительных химических реакций образуются сульфиды металлов как нерастворимые их продукты. По этой причине изотопные отношения серы в сульфидах собственно магматических месторождений, как правило, близки к метеоритному стандарту и сере основных магматических пород, в то время как в рудах разнообразных послемагматических месторождений изотопные отношения серы подвержены резким колебаниям и часто близки к таковым в сульфидах морской воды и осадочных пород.

Исключения из этого правила составляют чаще те халькофильные элементы, сульфиды которых обладают низкими температурами плавления и повышенной летучестью, в частности сульфиды ртути, сурьмы и мышьяка. В рудах некоторых гидротермальных месторождений этих элементов изотопные отношения серы соответствуют таковым серы ювенильного происхождения, что указывает на возможность выноса указанных металлов из магматической системы в виде сернистых соединений.

Как правило, рудные тела или их совокупности на описываемых месторождениях обладают значительной вертикальной протяженностью, достигающей 1,0-1,5, иногда 2,0-2,5 км. В составе руд принимает участие значительное число элементов, при этом из нерудных минералов наряду с кварцем иногда при его резко подчиненной роли развиты сульфаты (барит), карбонаты (кальцит, анкерит, доломит), хлорит, актинолит, серицит, а в месторождениях скарнового типа - пироксены, амфиболы, гранаты, скаполит, ильваит, эпидот и пр. Рудные представлены сульфидами, сульфосолями, арсенидами, самородными элементами, окислами почти исключительно халькофильных элементов и элементов группы железа, иногда также молибдена. Хотя молибден не относится к группе халькофильных элементов, по ряду свойств (высокое сродство с серой, величина потенциала ионизации и пр.) он близок к ним, чем и обусловлено образование месторождений молибдена, связанных как с гранитными интрузиями, так и с основной магмой.

Для месторождений, парагенетически связанных с самостоятельными малыми интрузиями, наиболее характерными элементами являются Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Hg, Ge, Sn, Pb, As, Sb, Bi, S, Se, Te, Co, Fe, Mo.

Подавляющее большинство их имеет частные кларки в основных магматических породах, более высокие, чем в кислых. Все они обладают относительно невысокими атомными объемами и высокой поляризующей способностью. В соединениях этих элементов с легко поляризуемыми простыми анионами - такими, как сера, кислород и галоиды, проявляется дополнительный поляризационный эффект. Их соединения с указанными простыми анионами обладают повышенной долей наиболее прочной ковалентной связи. При этом высокая поляризуемость атомов в сочетании с их большой электроотрицательностью еще более уменьшает длину полярных связей в их соединениях. Вследствие активного взаимодействия катионов большинства халькофильных элементов с анионами в расплаве, обладающем, по-видимому, огромной ионной силой, и в связи с малой первоначальной концентрацией этих элементов их коэффициенты активности на протяжении всего периода кристаллизации расплава должны быть ничтожными и они остаются в растворе. Лишь в самом конце затвердевания расплава концентрация и активность этих элементов повышаются до уровня, достаточного для образования их собственных соединений.

Большинство перечисленных элементов имеют повышенные потенциалы ионизации. Поэтому многие из них, особенно расположенные на периодической таблице после редких земель с их лантанидным сжатием, склонны к образованию в самородном состоянии (Au, Hg, Bi, а также Ag, Cu и др.).

Величина энергии кристаллических решеток окислов и сульфидов у халькофильных элементов значительно больше, чем у щелочных металлов, но меньше, чем у кремния, алюминия и элементов группы железа, и примерно одинакова с энергией кристаллических решеток сходных соединений кальция и магния. Вместе с тем температуры плавления окислов и сульфидов халькофильных элементов обычно значительно ниже температур плавления породообразующих минералов.

По величине энергии связи с простыми анионами халькофильные элементы образуют, таким образом, промежуточную группу между более сильными по энергии связи с кислородом катионами — комплексообразователями — и более слабыми катионами, входящими во внешние сферы силикатных и алюмосиликатных комплексов.

Перечисленные особенности рассматриваемой группы металлов в основном и определяют их поведение в магматическом расплаве. При этом в общем случае в соответствии с принципом Ле-Шателье их сильно экзотермические соединения образуются еще в ранние стадии остывания магматического расплава, но из-за низких температур плавления они должны сохраняться в жидкой фазе до наиболее поздних низкотемпературных стадий кристаллизации, проявляя тенденцию к накоплению в основных и тяжелых дифференциатах.

В зависимости от соотношений активностей сильных и слабых катионов в расплаве и наличия или отсутствия серы и галоидов история халькофильных элементов и элементов группы железа в магме протекает по-разному.

При дефиците серы и летучих перечисленные металлы могут образовывать собственные ионные ассоциации с кислородом либо присоединяются к простым кремнекислородным комплексам, кислород которых сохраняет способность к дополнительной поляризации. При этом одни из них образуют собственные аксессуарные минералы (рутил, магнетит, касситерит, ильменит и пр.), другие входят в виде изоморфной примеси в породообразующие минералы, и в том и в другом случае рассеиваясь в магматических породах.

При наличии в магме ювенильной или ассимиляционной серы, как уже отмечалось, халькофильные элементы, железо, кобальт и никель образуют с ней прочные соединения с существенно ковалентной связью и частью остаются в породах в виде рассеянных сульфидов, хорошо известных во всех основных породах, частью же могут накапливаться в виде крупных масс ликвационного типа либо в виде летучих сульфидов выносятся во вмещающие породы.

При недостатке серы и повышенной активности галоидов и воды, накапливающихся одновременно с халькофильными элементами в остаточных порциях расплава, происходит вынос металлов из магматической системы в виде летучих соединений сначала по преимуществу со фтором, соединения которого обладает наибольшими энергиями связи, затем с хлором и водой. При взаимодействии таких металлоносных растворов во вмещающих породах с содержащими серу подземными водами или осадочными горными породами в зависимости от геологических и физико-химических условий возникают разнообразные типы гидротермальных сульфидных месторождений халькофильных элементов, железа и кобальта.

Некоторые охарактеризованные особенности геохимии рудообразующих металлов в магматическом расплаве находят подтверждение и с термодинамических позиций. Так, рано появившиеся в результате наиболее экзотермических реакций окислы некоторых металлов скорее должны сохраниться как таковые до образования собственных окислов аксессуарных минералов, а не разрушаться по мере продвижения кристаллизации, заменяясь, например, сульфидами.

Энергетически такая замена невыгодна. Изобарные потенциалы образования сульфидов большинства тяжелых металлов по сравнению с окислами по абсолютной величине обычно меньше; поэтому в охлаждающейся системе, отдающей тепло во внешнюю среду, по принципу смещения равновесия замена более экзотермических соединений менее экзотермическими маловероятна. В то же время изобарные потенциалы образования галоидных соединений халькофильных элементов, особенно фторидов, в стандартных условиях, как правило, значительно превышают изобарные потенциалы образования их сульфидов, а частью и окислов. Поэтому замена сульфидов и окислов на галоидиды энергетически выгодна, и в случае повышения активности галоидов в конце кристаллизации расплава может происходить разрушение ранее возникших сульфидов и окислов и вынос металлов с галоидами за пределы магматической системы. По указанным причинам понятны обычная смена во вре-

мени в скарнах магнетита на пирит, пирротин и халькопирит и появление в гидротермальных рудах магнетита в составе наиболее ранних парагенезисов. Конечно, при этом должны учитываться активности компонентов и другие физико-химические особенности среды, которые для собственно магматических процессов практически еще не изучены.

В отличие от большинства халькофильных элементов, олово, свинец, золото и, возможно, некоторые другие обладают какими-то специфическими особенностями, благодаря которым они не обнаруживают строгой приуроченности к производным базальтовой магмы, а нередко связаны с гранитными интрузиями. Особенно это характерно для олова, чрезвычайно высокая энергия кристаллической решетки окисла которого обуславливает его связь преимущественно с кислородом. Видимо поэтому так часто месторождения олова в грейзенах, высокотемпературных кварцевых жилах и подобных образованиях связаны с гранитами, хотя важнейшие его концентрации в касситерит-сульфидных месторождениях ассоциированы с малыми интрузиями и связаны с базальтовой магмой.

Касситериты из месторождений той и другой генетической серии отличаются как сопутствующими элементами, так и элементами-примесями (Шипулин, 1969).

Выше отмечалось, что разные магматические источники могут иметь также молибден и железо. Молибден в составе собственно редкометалльных месторождений в ассоциации с вольфрамом, бериллием, ураном и другими элементами связан с гранитами, а в медно-молибденовых месторождениях, скорее, связан с очагами основной магмы.

Скарновые месторождения железа особенно широко распространены в ассоциации с малыми интрузиями и связаны с очагами основной магмы, но есть такие месторождения и в связи с интрузиями самостоятельной гранитной магмы. Малые интрузии для последних не характерны.

Месторождения, генетически связанные с очагами основной магмы, нередко размещаются около гранитных интрузий, предшествующих по времени внедрению малых интрузий и рудообразованию. В соответствии с изложенной концепцией такие гранитные интрузии не являются источниками рудообразующих растворов, но их влияние на процессы рудообразования может быть также весьма существенным. Связано это с возникновением около гранитоидных интрузий во время их формирования ореолов прогрета и контактового метаморфизма вмещающих пород, приобретающих повышенную проницаемость и реакционную способность, с метаморфизмом, перемещением и накоплением в определенных структурных ловушках минерализованных подземных вод, с образованием зон трещиноватости и т.д. Иногда из гранитов могут также поступать некоторые дополнительные рудообразующие компоненты (Шипулин, 1963). Поэтому наличие предшествующих оруденению гранитных интрузий в рудных полях месторождений описываемой генетической серии иногда может служить дополнительным положительным поисковым признаком.

В свете приведенных данных естественно рекомендация обратить главное внимание при поисках гидротермальных и скарновых месторождений перечисленных выше типов на зоны проявления интрузий основной магмы, особенно на комплексы самостоятельных малых интрузивов и субвулканических тел, представляющих дифференциаты глубинных очагов базальтовой магмы.

Наряду с описанными наиболее распространенными эндогенными месторождениями халькофильных элементов в некоторых случаях концентрации этих элементов возникают, по-видимому, как сингенетические во время формирования осадочных толщ. Решающее значение в кинетике процессов накопления малораспространенных металлов в осадочных толщах могли иметь явления соосаждения и сорбции, известные из практики химико-технологических процессов.

Соосаждение из водных растворов представляет захват примесей микрокомпонентов, в том числе халькофильных элементов, осадком макрокомпонента (коллектором). В качестве коллекторов служат трудно растворимые соединения многих широко распространенных металлов: гидроокиси железа, алюминия, магния и т.д., карбонаты кальция и магния, сульфаты кальция и бария, многие сульфиды, а также различные органические вещества. Так, с гидроокисями железа переводятся из раствора в осадок даже следы кадмия, кобальта и никеля; гидроокисью алюминия увлекается почти полностью титан; гидроокисью магния — медь и т.д. Соосаждению могут подвергаться микроэлементы, содержание которых в растворе достигает все-

го  $10^{-10}$  -  $10^{-12}$  г.ион/л, т.е. на несколько порядков меньше тех, какие известны для халькофильных элементов в морской воде.

Различные виды сорбции микроэлементов минеральными частицами наиболее активно протекают при образовании тонкозернистых, особенно смешанных и глинистых осадков.

Обычная приуроченность металлоносных осадочных образований к дельтовым и прибрежно-морским фациям при этом может быть обусловлена тем, что здесь наблюдается смешение пресных и морских вод с различными растворенными ингредиентами их и взвесями и происходят частые нарушения условий осадконакопления. В результате создаются наиболее благоприятные физико-химические условия для химических реакций и появления соединений макрокомпонентов, а также для осаждения тонких взвесей, что и ведет к сосаждению и сорбции в осадках рассеянных металлов.

Таким образом в отдельных горизонтах осадочных пород, а также углей, горючих сланцев и т.д. могут образовываться резко повышенные концентрации меди, свинца, цинка, германия, кадмия, урана и других рудных элементов. При диагенезе и метаморфизме таких металлоносных осадков создаются условия для собирательной перекристаллизации рудных минералов и местных перемещений рудного вещества, в результате которых и возникают достаточно разнообразно стратифицированные месторождения.

Рудные концентрации халькофильных элементов, связанные с интрузиями собственно гранитной магмы, проявлены также достаточно широко, но, за исключением олова, по-видимому, имеют малое практическое значение.

#### Литература

- Виноградов А.П., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса. - Геохимия, 1966, № 1.
- Погодин Ю.В. Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Подкаменной Тунгуски. - Сов. геология, 1956, № 50.
- Погодин Ю.В. Медная, свинцовая и полиметаллическая минерализация юга Сибирской платформы. - В кн. "Труды совещания по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы". Иркутск, 1959.
- Шипулин Ф.К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8.
- Шипулин Ф.К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения, ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. - Геол.рудн. месторожд., 1963, № 2.
- Шипулин Ф.К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. - В сб. "Критерии связи оруденения с магматизмом". Изд-во "Недра", 1965.
- Шипулин Ф.К. Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании. - В сб. "Труды юбилейной сессии ИГЕМ АН СССР", т. I. Изд-во "Наука", 1969.

М.Б.Бородаевская, А.И.Кривцов, Н.К.Курбанов, Т.Ю.Маренина,  
В.В.Сагло, Е.П.Ширай, С.Т.Агеева, А.Д.Штейнберг

## БАЗАЛЬТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА КОЛЧЕДАНОСНЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ (НА ПРИМЕРЕ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ)

Связь колчеданного оруденения с вулканогенными формациями базальтоидного магматизма начальных стадий развития геосинклинальных областей общепризнана. Вместе с тем большое количество поисково-разведочных и научно-исследовательских работ показало, что перспективность дифференциатов базальтоидного магматизма на колчеданное оруденение зависит от характера эволюции симатических расплавов, который в конечном итоге определяется геотектоническим режимом отдельных частей геосинклинальных поясов на начальных этапах их развития. Таким образом, закономерности размещения медноколчеданных месторождений могут быть поняты при проведении структурно-формационного районирования; причем, районирование должно охватывать территорию, развитие которой происходило в период, максимально близкий к завершению процессов колчеданного рудообразования, т.е. период начала позднегеосинклинальной истории отдельных частей геосинклинальных поясов.

Исходя из этого, авторами настоящей работы было проведено структурно-формационное районирование западной и северной частей Магнитогорского мегасинклинория (фиг. 1). В процессе исследований установлены следующие основные положения:

- а) режим геотектонического развития отдельных частей геосинклинального пояса оказывает определяющее влияние на степень и характер дифференциации исходных симатических расплавов, а также на петрохимические особенности накапливающихся вулканитов;
- б) вулканогенные формации базальтоидного магматизма различаются по фациальным характеристикам, что также отражает особенности геотектонического режима;
- в) структурно-формационные единицы первого порядка отличаются автономным развитием, что определяет разновременность становления одних и тех же формаций в разных частях мегасинклинория;
- г) накопление вулканитов сопровождается развитием синвулканических (вулканотектонических) и собственно вулканических структурных форм, обладающих некоторыми специфическими чертами и играющих весьма важную роль в размещении промышленных концентраций медноколчеданных руд;
- д) тектоническое развитие отдельных структурно-формационных единиц носит в целом унаследованный характер, в связи с чем дислокации, проявившиеся после раннегеосинклинальной стадии, не привели в ряде случаев к искажению ранее возникших структурных форм.

### Вулканогенные формации

Проблема формационного членения продуктов базальтоидного магматизма начальных стадий развития Уральского геосинклинального пояса в течение ряда лет разрабатывается Д.С.Штейнбергом (1966). С учетом данных этого исследователя и

результатов собственных работ нами на площади Магнитогорского мегасинклинория выделяются две группы формаций:

а) слабо дифференцированные: натриевая базальтовая и переходная от натриевой к кали-натриевой андезит-базальтовой;

б) дифференцированные натриевые: контрастная липарит-базальтовая и последовательная базальт-андезит-дацит-липаритовая.

Слабо дифференцированная базальтовая формация, развитая в При-сакмарской зоне (фиг.1), характеризуется резким преобладанием продуктов трещинных подводных излияний, представленных базальтовыми афиритами, над сопровождающими их кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами с граптолитами. Незначительную роль в составе формации играют кремнекислые дифференциаты, представленные эффузивными, реже пирокластическими фациями. Формации в целом имеют резко выраженный эффузивный облик. Интрузивные породы субвулканической фации распространены ограниченно и представляют собою преимущественно корни базальтовых потоков. Судя по многочисленным определениям граптолитов, возрастной диапазон накопления пород слабо дифференцированной базальтовой формации в Магнитогорском мегасинклинории может оцениваться в пределах  $S_{11n} - S_{1W}$ . Базальты слабо дифференцированной формации близки по составу к нормальным толеитовым базальтам по Ноккольдсу. Они характеризуются следующими средними содержаниями петрогенных компонентов (по 24 анализам):  $SiO_2 - 48,11$ ,  $TiO_2 - 1,19$ ,  $Al_2O_3 - 16,66$ ,  $Fe_2O_3 - 4,44$ ,  $FeO - 5,43$ ,  $MgO - 5,02$ ,  $CaO - 9,29$ ,  $Na_2O - 3,51$ ,  $K_2O - 0,80$ . Колебания содержаний фемических компонентов, главным образом  $MgO$ , характеризуют толеитовую тенденцию дифференциации (коэффициент фракционирования меняется от 51 до 79). От основных дифференциатов других формаций рассматриваемые базальты отличаются повышенным содержанием  $TiO_2$ ,  $CaO$ , несколько увеличенным значением  $K_2O/Na_2O$  при меньшем содержании  $SiO_2$ .

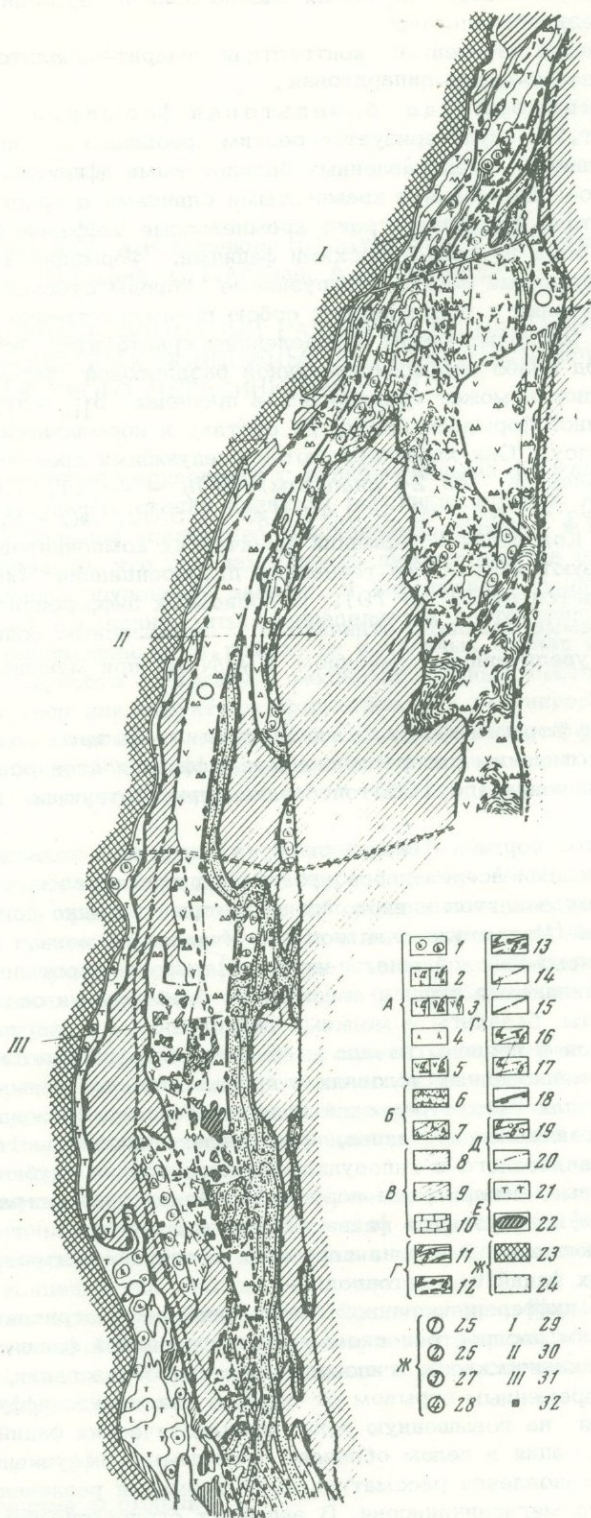
Контрастно-дифференцированная липарит-базальтовая формация характеризуется широким распространением дифференциатов основного состава при подчиненном значении (до 10%) постоянно присутствующих кремнекислых вулканитов.

Среди базальтов этой формации выделяются: а) продукты подводных трещинных излияний в условиях некомпенсированного прогибания, представленные главным образом шаровыми лавами спилитов и вариолитов, которые нередко сопровождаются яшмовидными породами (Истамгуловская подзона Учалинской зоны, Акьяр-Бурибайская подзона Тубинско-Гайской зоны и др.), б) породы пирокластических и эффузивных фаций (лапиллиевые туфы и агломераты с обломками ошлакованных базальтоидов, гиалокласты, базальты с мелкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена), накапливавшихся в периоды начала стабилизаций, в обстановке компенсированного прогибания в мелководных условиях в пределах значительных по площади поднятий, характерных для Верхнеуральской подзоны Учалинской зоны.

Кремнекислые, составляющие формации, представлены преимущественно интрузивными фациями субвулканического и гиповулканического уровня глубинности (дацитовые, липарит-дацитовые, липаритовые порфиры). Менее распространены пирокластические, экструзивные и эффузивные фаии. Эти вулканиты слагают вулканические сооружения, располагающиеся обычно на периферии поднятий, контролирующих размещение пирокластических фаций базальтоидов.

В отличие от слабо дифференцированной базальтовой рассматриваемая формация характеризуется широким распространением пород интрузивной фации, среди которых выделяются субвулканические и гиповулканические образования, внедрявшиеся с несколько большим временным отрывом от периода накопления эффузивных фаций. Вместе с тем несмотря на повышенную роль пирокластических фаций контрастно-дифференцированная формация в целом обладает существенно эффузивным обликом. Возрастной диапазон становления рассматриваемой формации различен в разных частях Магнитогорского мегасинклинория. В западных структурно-формационных единицах он оценивается как  $S_2 - D_1$  (?), тогда как в восточных отвечает эйфельскому веку среднего девона.

Среди базальтоидных дифференциатов формации по особенностям химического состава различаются две группы (фиг.2). Одна включает базальты нормальной щелочности, близкие к составам средних типов пород по Дэли; вторая представлена



⊙	1	▨	13
⊙	2	▨	14
⊙	3	▨	15
⊙	4	▨	16
⊙	5	▨	17
⊙	6	▨	18
⊙	7	▨	19
⊙	8	▨	20
⊙	9	▨	21
⊙	10	▨	22
⊙	11	▨	23
⊙	12	▨	24
⊙	25	I	29
⊙	25	II	30
⊙	27	III	31
⊙	28	■	32

базальтами, обладающими большей величиной коэффициента "b". При том же что и в первом случае или несколько увеличенном значении коэффициента "a" их фигуративные точки ложатся на кривую Иеллоустон или Этна, приближаясь к оси "b" на известковистой плоскости диаграммы, т.е. по составу эти породы близки к спилитам.

Фиг. 1. Структурно-формационная карта силурийских и ниже-среднедевонских отложений северной и западной частей Магнитогорского мегасинклинория

А. Вулканогенные формации 1-5: 1 - базальтовая формация (подушечные лавы базальтов с прослоями яшм, пирокластов не более 10%); 2 - контрастно-дифференцированная липарито-базальтовая; а - подушечные лавы базальтов с прослоями и горизонтами яшм, пирокластов не более 10%, б - лавы, лавобрекчии и туфы липарито-дацитового состава, часто слагающие экструзивные постройки или небольшие по протяженности потоки, а также пластовые субвулканические интрузии, количество пирокластов широко варьирует от 10 до 50% и более; 3 - последовательно-дифференцированная (продукты вулканизма центрального типа базальт-андезит-дацит-липаритовая): а - базальты, андезито-базальты с горизонтами андезито-дацитов и дацитов (соотношение эффузивов и пирокластов 1:1), б - чередование базальтов и андезито-базальтов с андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами и липаритами (количество эффузивов и пирокластов широко варьирует от 0,5/1,5 до 1,5/0,5), в - дациты, липарито-дациты и липариты (соотношение эффузивов и пирокластов варьирует от 0,5/1,5 до 1,5/0,5), в разрезе участвуют рифогенные известняки; 4 - переходная формация от последовательно-дифференцированной к андезито-базальтовой (продукты вулканизма центрального типа - андезито-базальты, базальты, редко дациты, андезито-дациты и их туфы); 5 - слабодифференцированная андезито-базальтовая; а - эффузивно-пирокластические фации, слагающие крупные вулканические постройки центрального типа (доля вулканомиктовых фаций того же состава не более 10%), б - пирокластически-эффузивные фации (удаленные от источника, с долей вулканомиктовой фракции до 25-30%).

Б. Осадочно-вулканогенные и вулканомиктовые формации 6,7: 6 - осадочно-пирокластические и пирокластическо-осадочные породы андезито-базальтового состава с прослоями и пачками терригенно-осадочных пород и рифогенных известняков, 7 - осадочно-пирокластические и пирокластическо-осадочные породы смешанного состава с прослоями и пачками терригенно-осадочных пород.

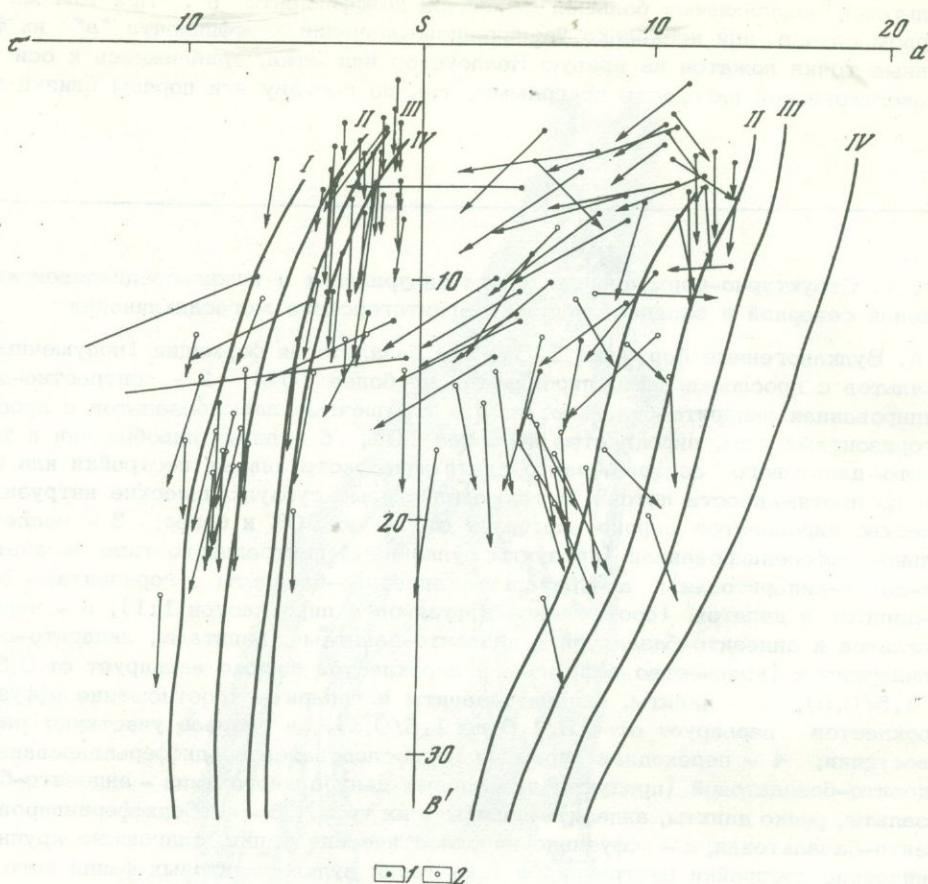
В. Осадочные и эксгалиационно-осадочные формации 8-10: 8 - углисто-кремнистые и кремнистые сланцы с граптолитами и яшмы, 9 - кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями яшм, 10 - известняки рифогенные.

Г. Границы 11-18: 11 - мегасинклинория, 12 - структурно-формационных зон: а - в пределах нижнего структурного яруса, б - погребенные под породами верхнего структурного яруса, 13 - поперечных блоков первого порядка: а - в пределах нижнего структурного яруса, б - погребенные под породами верхнего структурного яруса, 14 - структурно-формационных подзон, 15 - структурно-формационных блоков, 16 - формаций: а - последовательных, б - синхронных, 17 - фаций: а - последовательных, б - синхронных, 18 - наложенных послефранских прогибов

Д. Разрывные нарушения 19,20: 19 - поперечные расколы фундамента мегасинклинория: а - прослеженные в нижнем структурном ярусе, б - погребенные, 20 - прочие разломы.

Е. Интрузивные и жильные образования 21-22: 21 - гипербазиты, 22 - малые интрузии.

Ж. Прочие обозначения: 23 - выходы протерозойско-нижнепалеозойского фундамента, 24 - прогибы послефранского возраста, 25 - присакмарская структурно-формационная зона (на южной и западной ее окраине выделяется Турбинско-Гайская зона второго порядка); 27 - Учалинская структурно-формационная зона; 28 - Гумбейско-Нагайбакская структурно-формационная зона, 29 - северный блок, 30 - центральный блок; 31 - южный блок, 32 - месторождения и рудопроявления колчеданной формации



Фиг. 2. Векторная диаграмма по методу А.Н.Заварицкого для пород контрастно-дифференцированной формации  
Линии дифференциации:

I - Мон-Пеле; II - Лассен-Пик; III - Йеллоустонский парк; IV - Этна; 1 - липариты, 2 - базальты. При построении всех диаграмм учитывался коэффициент  $b' = b - Al_2O_3$  (по Д.С.Штейнбергу)

Базальтоиды первой группы характеризуются более высокой степенью окисленности железа ( $\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO} = 0,40$ ), тогда как во второй группе эта величина не превышает 0,34.

На всех без исключения площадях развития пород контрастно-дифференцированной формации встречены представители как первой, так и второй групп со всеми переходными разностями. Однако в одних районах преобладают базальты нормальной щелочности, а в других - повышенной. К первым относятся вулканиты Верхнеуральского и Сибайского районов, ко вторым - Александринского и Бурибайского. В породах обеих групп плагиоклаз альбитизирован, но в первой группе продукты деанортитизации полностью или большей частью сохранены в породе, в то время как во второй они в основном отсутствуют. Разница в составе пород определяется не столько привнесом  $Na_2O$ , сколько выносом  $CaO$  и относительным увеличением феррических компонентов. Содержание  $SiO_2$  в базальтах контрастно-дифференцированной формации колеблется в меньшей степени, чем в породах того же состава других формаций. Содержание  $TiO_2$  низкое (0,6-1,2%), что характерно для всех основных

пород раннегеосинклиналиной стадии развития Уральского подвижного пояса. Содержание  $MgO$  для базальтов данной формации всегда ниже, чем содержание  $CaO$  и суммарное содержание железа. В целом базальты формации представлены слабо-дифференцированными афировыми разностями толеитовой серии. Толеитовый характер дифференциации подтверждается изменением коэффициента фракционирования вверх по разрезу.

Кремнекислые дифференциаты формации обладают нормальной (близкой к средним породам по Дэли) или пониженной щелочностью. Обычно понижение щелочности пропорционально пересыщенности породы глиноземом и связано с серицитизацией, которая в той или иной степени затрагивает все кислые породы. Отношение  $K_2O$  к  $Na_2O$  также, естественно, увеличивается при пересыщении глиноземом, но  $Na_2O$  всегда преобладает над  $K_2O$ . Содержание  $CaO$  обычно невелико, а плагиоклаз в пересчете на нормативный состав был, по-видимому, представлен альбит-олигоклазом. Содержание  $TiO_2$  (0,2–0,4%) выше, чем в кислых породах последовательно-дифференцированной формации. Содержание  $MgO$  низкое (0–2%). В целом необходимо подчеркнуть, что липариты из различных районов весьма близки между собой по составу и соответствуют кварц-полевошпатовой (гранитной) эвтектике.

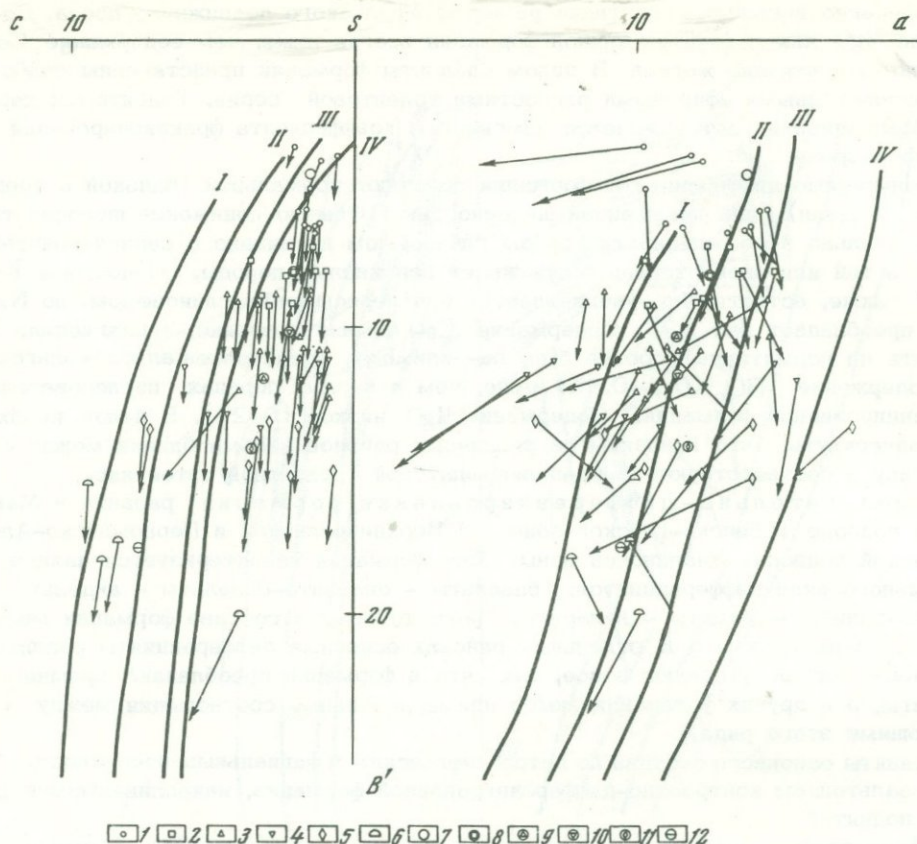
Последовательно-дифференцированная формация развита в Макан-Гайской подзоне Тубинско-Гайской зоны, в Верхнеуральской и Первомайско-Александринской подзонах Учалинской зоны. Эта формация характеризуется наличием непрерывного ряда дифференциатов: базальты – андезито-базальты – андезиты – андезито-дациты – дациты – липариты, роль которых в составе формации меняется в широких пределах. В отдельных районах основные дифференциаты развиты ограниченно или отсутствуют вовсе, так что в формации преобладают кремнекислые вулканиды, а в других устанавливаются примерно равные соотношения между составляющими этого ряда.

Вулканиды основного состава по петрографическим и фаціальным особенностям близки к базальтоидам контрастно-дифференцированной формации, накапливавшимся в условиях поднятий.

Дифференциаты среднего и кремнекислого составов представлены эффузивными, пирокластическими и интрузивными (субвулканическими, гиповулканическими, гипабиссальными) фациями, имеющими примерно равные соотношения. Для эффузивных фаций характерны флюидальное сложение, интрагеллурические вкрапленники, брекчиевые текстуры, глыбовая отдельность и нередко наблюдаемые краснокаменные изменения. Среди пирокластиков широко распространены разнообразные игнимбриты, в обломочной части присутствуют флюидальные гидратированные стекла, пемзы; часты обломки типа фьямме. Значительная роль в составе формации принадлежит эксплозивным брекчиям.

Кремнекислые составляющие формации слагают изолированные вулканические постройки центрального типа или небольшие положительные вулкано-тектонические структуры в областях ареального вулканизма. С кремнекислыми вулканидами постоянно ассоциируют пачки вулканомиктовых пород, тяготеющих в своем развитии к сводовым частям положительных структурных форм или к их обрамлению. В сходных участках распространены также и рифогенные известняки. Фаціальные особенности пород формации и характер их размещения свидетельствуют о том, что их накопление происходило в мелководных и субаэральных условиях в обстановке, близкой к режиму островных дуг, что ранее отмечалось Г.Ф.Червяковским (1966) и нами (Бородаевская и др., 1969).

В отличие от других формаций последовательно-дифференцированная характеризуется значительной ролью интрузивных фаций. Среди последних выделяются образования субвулканического уровня, являющиеся "корнями" потоков, тела того же уровня глубинности, но внедряющиеся после периода излияний, породы гиповулканического уровня, еще более оторванные от эффузивных фаций во времени и так же, как и гипабиссальные породы этой формации, прорывающие вышележащие толщи, представленные либо вулканидами других формаций, либо еще более поздними терригенно-вулканомиктовыми породами. Таким образом, геантиклинальные условия развития рассматриваемой формации, увеличение жесткости коры, удлинение путей поступления магматических расплавов приводят к тому, что завершающие стадии магматизма в подобной обстановке имеют растянутый характер. Этим определяют



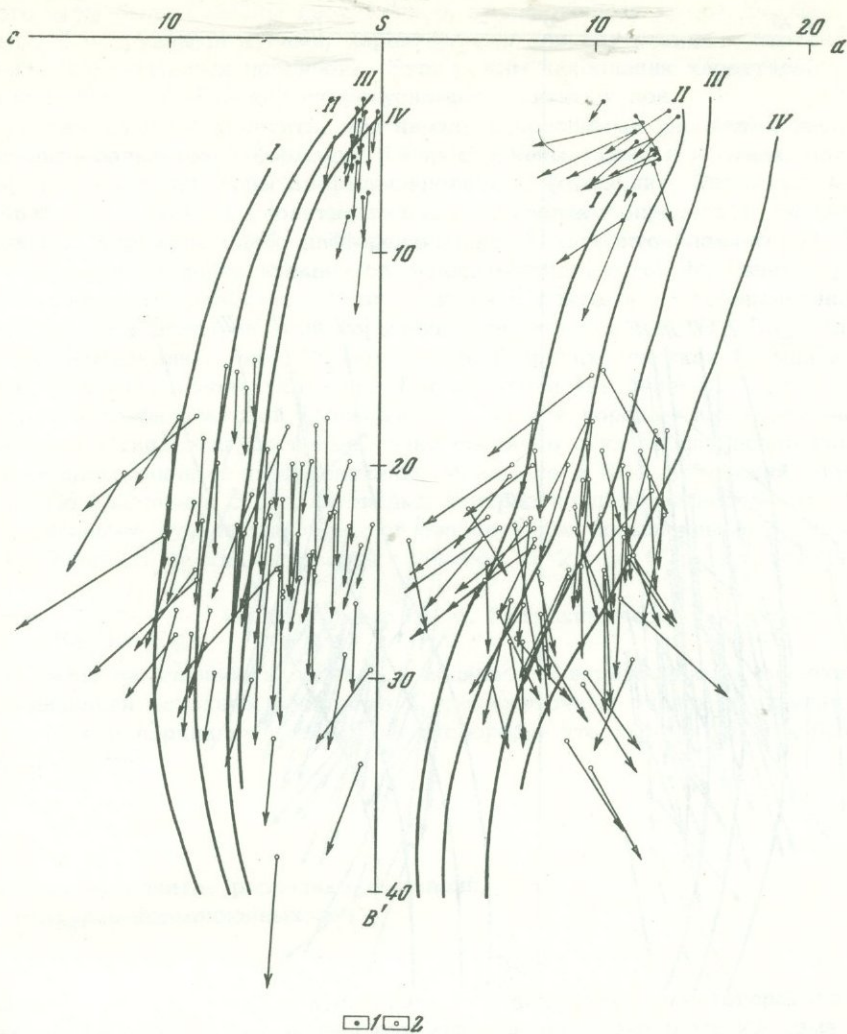
Фиг. 3. Векторная диаграмма по методу А.Н.Заварицкого для пород последовательно-дифференцированной формации Гайского района

Линии дифференциации:

I - Мон-Пеле, II - Лассен-Пик, III - Йеллоустонский парк, IV - Этна; 1 - липариты, 2 - липарито-дациты, 3 - дациты, 4 - андезиты-дациты, 5 - андезиты, 6 - андезиты-базальты; 7-12 - средние составы: 7 - липаритов, 8 - липарито-дацитов, 9 - дацитов, 10 - андезиты-дацитов, 11 - андезитов, 12 - андезиты-базальтов

ся "вулcano-плутонические" черты рассматриваемой формации, которая по соотношениям входящих в нее фаций имеет в целом интрузивно-эффузивно-пирокластический облик. Возрастной диапазон развития пирокластических и эффузивных фаций последовательно-дифференцированной формации в западных зонах Магнитогорского мегасинклинария условно определяется как  $D_1-D_{2e}$ , а в восточных отвечает живетскому веку среднего девона.

Анализ петрохимических особенностей пород последовательно-дифференцированной формации позволяет заключить, что она характеризуется крайней изменчивостью в соотношениях пород различной основности в отдельных участках, из чего следует вывод об отсутствии единого магматического резервуара. В большинстве участков средний состав пород формации определяется как андезитовый или дацитовый. Для пород этой формации характерна близкая к средним составам по Дэли или пониженная щелочность (фиг. 3). Кислые породы (дациты, липарит-дациты, липариты) всегда в той или иной степени пересыщены глиноземом и обычно смещены в оси В от вариационных кривых, что является результатом выщелачивания с уменьшением содержания как суммы щелочей, так и СаО. В целом породы характеризуются преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$  ( $n = 80-100$ ). Для них характерны низкие содержания  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ . Содержание  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $SiO_2$ ,  $FeO$  в кислых разностях колеблется в широких пределах, что отличает их от кислых пород контрастно-дифференцированной формации.

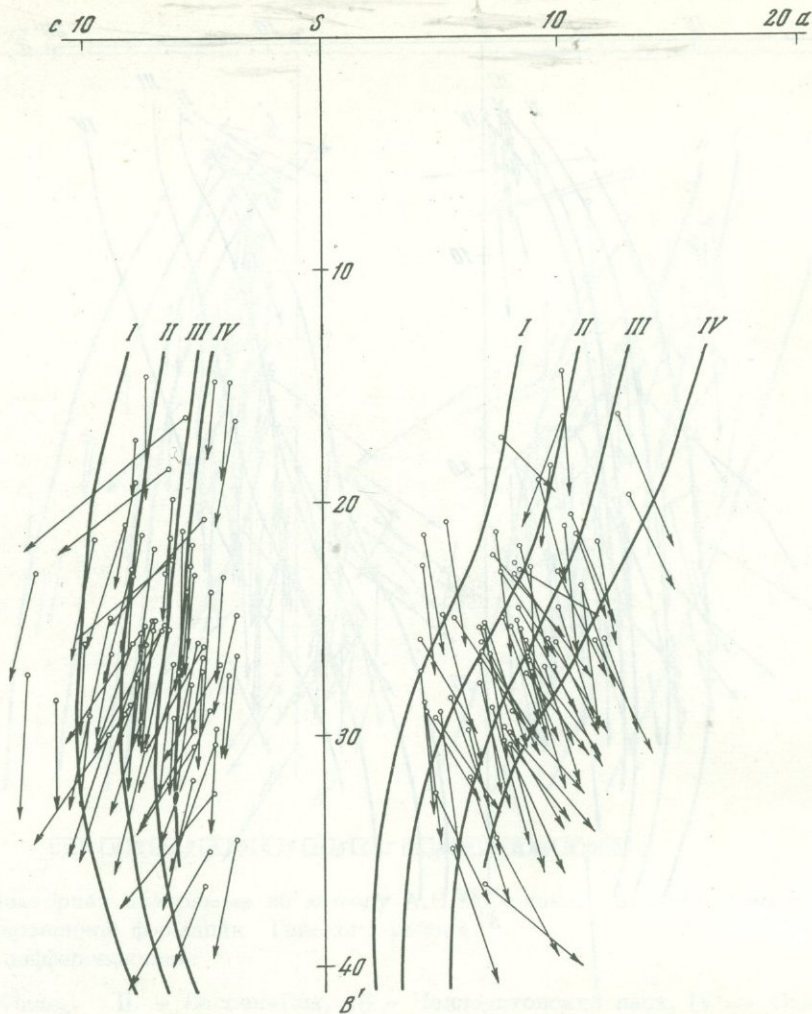


Фиг. 4. Векторная диаграмма по методу А.Н.Заварицкого для пород последовательно-дифференцированной формации Верхнеуральского и Учалинского районов  
 Линии дифференциации:

I - Мон-Пеле, II - Лассен-Пик, III - Йеллоустонский парк, IV - Этна, 1 - Верхнеуральский район, 2 - Учалинский район

В участках, где последовательно-дифференцированная формация представлена всеми составляющими дифференцированного ряда (базальт - андезит - дацит - липарит), бросается в глаза неполное соответствие изменения характера щелочности пород на плоскости "asb" с вариационными кривыми кайнотипных серий, а именно: в кислых членах формации щелочность понижена при одновременном пересыщении пород глиноземом, а в основных - несколько повышена (одновременно с уменьшением коэффициента "с" за счет выноса  $CaO$ ). Данное несоответствие объясняется наложением процессов гипогенного выщелачивания, в той или иной степени затронувших все породы формации.

Заканчивая на этом характеристику пород последовательно-дифференцированной формации, подчеркнем значительное петрохимическое родство ее кислых составляющих с липаритами контрастно-дифференцированной формации. Это отчетливо видно при сопоставлении расположения соответствующих фигуративных точек на диаграмме А.Н.Заварицкого (рис.2, 3).



Фиг. 5. Векторная диаграмма по методу А.Н.Заварицкого для пород слабо дифференцированной андезит-базальтовой формации

Линии дифференциации:

I - Мон-Пеле, II - Лассен-Пик, III - Йеллоустонский парк, IV - Этна

Слабо дифференцированная андезит-базальтовая формация наряду с петрохимическими особенностями отличается от рассмотренных выше также и ведущим значением пирокластических фаций, резко преобладающих над эффузивными и чередующихся с пачками вулканомиктовых пород. Для пород формации, имеющих ярко выраженный порфировый облик, характерен довольно монотонный состав. Во всех фациях они представлены преимущественно пироксеновыми, пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиритами андезит-базальтового, реже базальтового состава. Это свидетельствует о значительной глубине заложения питающих очагов и слабой дифференцированности магматических расплавов.

Преобладание пирокластических фаций над эффузивными так же, как и появление прибрежно-морских терригенно-осадочных пород, выполнявших узкие депрессии, позволяет связывать накопление этих образований с деятельностью вулканитов центрального типа в обстановке режима островных дуг, когда отдельные сооружения выходили из-под уровня моря и существовали локальные, незначительные по размерам мелководные бассейны типа лугун, в которых в спокойной обстановке накапливались терригенные осадки. В результате деятельности крупных вулканических аппаратов

центрального типа были созданы протяженные вулканогенные гряды, по масштабу сопоставимые с островными дугами, характерными для внутренних областей и краевых зон эвгеосинклинальных прогибов. Этот режим накопления характерен для Ирландской и Тубинско-Гайской структурно-формационных зон.

Вместе с тем следует отметить, что наряду с подобными участками литосферы породы андезито-базальтовой формации распространены также и в зонах, для начальных стадий которых характерны дифференцированные формации. Эволюция режима от устойчивого прогибания к геантиклинальным условиям определяет закономерную смену указанных формаций слабо дифференцированной андезито-базальтовой. В связи с этим время накопления вулканитов андезито-базальтовой формации в разных частях мегасинклиория различно. Если в зонах с длительным геантиклинальным режимом возрастной диапазон этой формации определяется как  $D_1-D_{2e}$  (а по некоторым исследователям даже  $S_2-D_1$ ), то в других участках формация развивается лишь в нижнем девоне (на западе) и в живете (на севере).

Породы андезито-базальтовой формации относятся к породам известково-щелочной серии толеитового типа. Фигуративные точки составов этих пород располагаются в поле, ограниченном линиями дифференциации Мон-Пеле и Йеллоустонский парк (фиг. 4,5). По сравнению с базальтоидами контрастно-дифференцированной формации рассматриваемые вулканиты обладают относительно повышенными содержаниями  $K_2O$ . Коэффициент фракционирования меняется от 27 до 67, а коэффициент

окисленности  $\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$  не превышает 0,34. Петрохимические особенности пород формации и общая изменчивость состава и количества вкрапленников свидетельствуют о дифференциации исходных расплавов в промежуточных очагах и вулканических каналах при низком парциальном давлении кислорода, что характерно для режима устойчивых поднятий.

Соотношения вулканитов различных формаций,  
типы структурно-формационных зон

При анализе истории развития вулканизма всей площади Магнитогорского мегасинклиория установлено, что в общем развитии базальтоидного магматизма проявлена следующая тенденция к смене формаций во времени: а) слабо дифференцированная базальтовая; б) контрастно-дифференцированная липарит-базальтовая; в) последовательно-дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая; г) слабо дифференцированная андезито-базальтовая. Однако это временная последовательность далеко не всегда выдерживается в пределах отдельных структурно-формационных единиц, среди которых вследствие автономного характера развития отсутствуют примеры с полным набором формаций в одном разрезе. В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть соотношения вулканитов различных формаций на примере отдельных частей Магнитогорского мегасинклиория.

Вулканиты слабо дифференцированной базальтовой формации в целом приурочены к протяженным прогибам и обнажаются на современном эрозионном срезе вдоль западного борта мегасинклиория и в отдельных блоках его северной части. Вулканиты других формаций либо залегают на недифференцированных базальтах непосредственно, либо отделены от них горизонтами терригенно-осадочных пород, фиксирующих этап консолидации после накопления базальтоидов.

Соотношения дифференцированных формаций между собою более сложны. Зачастую определение границ формаций вызывает значительные трудности. В ряде районов вулканиты последовательно-дифференцированной формации отделены от вулканитов контрастно-дифференцированной перерывом, фиксированным горизонтами яшм и яшмовидных пород. Вместе с тем в других областях имеются наблюдения, показывающие, что последовательно-дифференцированная формация как бы завершает развитие контрастно-дифференцированной. Эти соотношения в значительной мере определяются спецификой тектонического режима отдельных структурно-формационных единиц. Для уча-

сков развития контрастно-дифференцированной формации устанавливается, что длительный режим устойчивого прогибания с накоплением базальтоидов довольно резко сменяется обстановкой стабилизации, во время которых проявляется кремнекислый вулканизм. В зонах развития последовательно-дифференцированной формации переход от режима устойчивого прогибания к геантиклинальным условиям происходит постепенно за счет сокращения длительности начальных стадий и увеличения последующих. Это отражается в изменении соотношений между основными и кремнекислыми дифференциатами в пользу последних, что в значительной мере и отличает рассматриваемые формации.

Кроме отмеченных двух крайних случаев, известны еще и промежуточные. Так, устанавливается, что в северной части Учалинской зоны базальтоидные составляющие контрастно-дифференцированной формации накапливаются вначале в глубоководных условиях при устойчивом прогибании, а затем в мелководных и субаэральных в обстановке поднятий, которые впоследствии контролируют размещение кремнекислых дифференциатов формации. В целом различия между контрастно- и последовательно-дифференцированными формациями в значительной мере определяются соотношениями длительности геосинклинального и геантиклинального режимов в соответствующих зонах и характером перехода первого во второй. На родство формаций, кроме сходства фациального облика некоторых дифференциатов, указывает также отмеченная близость петрохимических особенностей кремнекислых составляющих.

Вулканиды андезито-базальтовой формации в целом завершают становление кремнекислых составляющих дифференцированных формаций. В некоторых районах они накапливаются после перерыва и конседиментационной складчатости (Гай, Ново-черкасск, Юбилейное), в других — появляются до завершения кремнекислого вулканизма дифференцированных формаций. Так, в северной и восточной частях Маман-Мамбетовской полосы устанавливается появление андезито-базальтов среди липарито-дацитов последовательно-дифференцированной формации и довольно широкое распространение кремнекислых вулканидов внутри разреза монотонных пирокластических толщ андезито-базальтовой формации. Подобное взаимопроникновение дифференциатов рассматриваемых формаций характерно также и для интрузивных фаций субвулканического и гиповулканического уровней глубинности.

Отмеченные соотношения вулканидов объясняются тем, что обе формации развиваются в близких условиях; для обеих характерен режим, сходный с режимом островных дуг. В целом же для андезито-базальтовой формации, завершающей вулканизм начальных стадий геосинклинального развития, устанавливается тем больший отрыв от других формаций, чем больше различия в их геотектонических условиях развития.

Формационный анализ вулканидов Магнитогорского мегасинклинория позволяет применительно к этому эвгеосинклинальному прогибу выделить несколько типов структурно-формационных зон.

а. Зоны ранней стабилизации, характеризующиеся развитием в условиях устойчивого прогибания и резким переходом к субплатформенной обстановке при отсутствии собственно геантиклинальной стадии. В подобных зонах, отличающихся незавершенностью развития, накапливаются вулканиды слабо дифференцированных формаций, базальтовых афиритов существенно эффузивного облика (Присакмарская зона).

б. Зоны с длительным режимом устойчивого прогибания, резко сменяющимся относительными поднятиями, открывающими переход к геантиклинальным условиям. Для таких зон характерно развитие контрастно-дифференцированной формации с базальтоидными составляющими, накапливающимися в глубоководной обстановке, и кремнекислыми дифференциатами, формирующимися в мелководных и субаэральных условиях. Формация в целом имеет эффузивный облик при заметной роли пирокластических и интрузивных фаций кремнекислого состава, завершающих ее развитие (Истамгуловская подзона Учалинской зоны).

в. Зоны, режим устойчивого прогибания которых постепенно сменяется развитием длительно существующих поднятий, предшествующих наступлению собственно геантиклинальных условий. В зонах этого типа также развиваются контрастно-дифференцированные формации, в верхних частях разрезов которых эффузивные фации базальтоидов сменяются пирокластическими, получающими широкое развитие (Верхнеуральская подзона Учалинской зоны).

г. Зоны, характеризующиеся постепенным переходом от устойчивого прогибания к длительно существующим геантиклинальным условиям. В такой обстановке нередко продолжая контрастные формации, развиваются последовательно-дифференцированные формации, отличающиеся значительной ролью кремнекислых дифференциатов. Существенную долю среди пород формации составляют пирокластические и интрузивные фаши различных уровней глубинности, так что формации в целом имеют эффузивно-пирокластический, интрузивно-эффузивно-пирокластический или даже вулканоплутонический облик (Макан-Гайская, Тубинско-Баймакская подзоны Тубинско-Гайской зоны и др.).

д. Зоны с устойчивым длительным геантиклинальным режимом характеризуются развитием слабо дифференцированной андезито-базальтовой формации существенно пирокластического облика (Ирендкская и Гумбейско-Нагайбакская зоны).

Перечисленные типы структурно-формационных зон могут быть объединены в две группы. Первую образуют моноформационные зоны, отличающиеся длительностью существования определенного режима (типы а и д). Ко второй принадлежат полиформационные зоны, эволюция режима которых определяет возникновение условий, общих для развития двух, реже трех формаций. Общностью режима заключительных стадий развития полиформационных зон определяется также и стирание границ между ними, происходящее перед началом позднегеосинклинальной стадии развития мегасинклиория.

Структурно-формационные зоны выделенных типов разделены долгоживущими разломами глубокого заложения, однако границы между ними вследствие выравнивания тектонического режима нередко оказываются захороненными продуктами андезито-базальтового вулканизма завершающих стадий базальтоидного магматизма, мигрирующих во времени от западных зон к восточным.

Из приведенных данных о одновременности развития одинаковых формаций в различных зонах и эволюции режима последних с достаточной очевидностью устанавливается ограниченный характер терминов "раннегеосинклинальная стадия" и "позднегеосинклинальная стадия". Прежде всего развитие отдельных структурно-формационных зон отличается большой сложностью; так что понятие "раннегеосинклинальная стадия" не отражает всей их специфики, различий между отдельными зонами и одновременности развития. С другой стороны, тектонический режим, близкий к позднегеосинклинальному, по Г.Ф.Яковлеву (Яковлев и др., 1966), наступает в различных зонах в разное время, чем определяется ограниченность временного содержания в понятии "позднегеосинклинальное развитие". В связи с изложенным становится ясной необходимость разработки терминологической стороны вопроса структурно-формационного районирования. Здесь следует лишь отметить, что понятия "раннегеосинклинальное развитие" и "позднегеосинклинальное развитие" могут быть использованы лишь для мегаструктур.

#### Металлогеническая специализация формаций

Одной из закономерностей первого порядка, предопределяющей размещение колчеданных месторождений Южного Урала, являются их приуроченность к зонам полиформационного типа и тесная связь с дифференцированными формациями.

Как отмечалось нами ранее (Бородаевская и др., 1969), наибольшее число месторождений сосредоточено в областях развития вулканитов последовательно-дифференцированной формации. При этом колчеданные месторождения, ассоциирующие с вулканитами различных формаций, отличаются друг от друга и по вещественному составу руд, что видно из таблицы (см. таблицу).

Для месторождений первой группы характерны более высокие содержания  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Au}$  и  $\text{Ag}$  при преобладании  $\text{Cu}$  над  $\text{Zn}$  и наличии несколько повышенных, но не промышленных концентраций  $\text{Pb}$ . Свинец практически отсутствует в рудах месторождений второй группы, в которых содержание  $\text{Zn}$  больше содержания  $\text{Cu}$ . Судя по

Вещественный состав руд в вулканитах различных формаций

Группа месторождений	Отношение содержания элементов в рудах (числитель - вариации, знаменатель - среднее)			
	$\frac{Cu}{Zn}$	$\frac{Cu}{Cu+Zn}$	$\frac{Au}{Cu+Zn+Au+Ag}$	$\frac{Ag}{Cu+Zn+Au+Ag}$
Связанные с последовательно-дифференцированной формацией	$\frac{1,10-4,70}{2,01}$	$\frac{0,53-0,83}{0,594}$	4,97	31,0
Связанные с контрастно-дифференцированной формацией	$\frac{0,35-1,03}{0,715}$	$\frac{0,26-0,51}{0,405}$	6,15	7,45

результатам исследований, проведенных пока только на отдельных объектах, месторождения выделяемых групп различаются также и по концентрации в рудах некоторых редких и рассеянных элементов (Se, Te и др.).

Исходя из признания парагенетических связей колчеданных месторождений с дифференциатами базальтоидного магматизма, отмеченные выше различия в составе руд следует рассматривать как проявление металлогенической специализации колчеданосных вулканогенных формаций. Характер дифференциации последних отражается в изменении доли отдельных минеральных ассоциаций в общем составе руд. В целом возрастанию роли кремнекислых дифференциатов, пирокластических и интрузивных фаций в продуктивных формациях отвечает повышение в рудах соответствующих месторождений удельного веса поздних минеральных ассоциаций, содержащих повышенные количества меди, цинка, иногда свинца, золота и серебра.

Зоны моноформационного типа, насколько можно судить по результатам изучения известных в их пределах отдельных месторождений, обладают специфическими металлогеническими чертами. Так, располагающиеся в Присакмарской структурно-формационной зоне (слабо дифференцированные базальтоиды) Ишкининское, Ивановское и Дергамышское месторождения характеризуются повышенными содержаниями кобальта и никеля. В рудах Ивановского месторождения содержание Zn не превышает

0,1%, отношение  $\frac{Co}{Cu+Zn}$  меняется от 0,05 до 0,07, а  $\frac{Ni}{Cu+Zn}$  - от 0,10 до 0,35.

В зонах с вулканитами слабо дифференцированной андезито-базальтовой формации промышленные колчеданные месторождения неизвестны. Однако в отдельных структурно-формационных единицах, где устанавливается совмещенное накопление андезито-базальтов и кремнекислых вулканитов дифференцированных формаций, их обнаружение вполне вероятно. При этом не исключено, что специфика развития подобных участков найдет свое отражение и в составе руд.

В комплексах вулканитов колчеданосных формаций, как уже давно установлено, колчеданные залежи располагаются преимущественно в пределах полей развития кремнекислых дифференциатов, реже - вблизи них. Вертикальные уровни размещения рудных тел могут быть различны, поскольку кремнекислые вулканиты нередко образуют несколько горизонтов, чередуясь с породами основного состава.

Месторождения обычно располагаются в виде прерывистых линейно-вытянутых зон, совпадающих с древними разрывными структурными элементами. Выделяются следующие главные типы рудоподводящих разломов: 1) протяженные разломы, совпадающие с границами структурно-формационных зон и подзон; 2) несколько менее протяженные, но все же прослеживающиеся на десятки километров разломы, параллельные границам зон и подзон; 3) системы прерывистых эшелонированных разломов, занимающих диагональное (северо-восточное или северо-западное) положение. Разломы второй и третьей групп, образующие широкие зоны (до 0,5-1,5 км),

обычно совпадают с осевыми частями вулканогенных гряд или с магмоподводящими каналами, питавшими цепочки одиночных построек вулканитов дифференцированных формаций.

Не менее важная закономерность — приуроченность главной массы колчеданных залежей к положительным структурам небольшого размера, представляющим собою в большинстве случаев в различной степени деформированные вулканические постройки центрального типа и вулканотектонические структуры, сложенные кислыми вулканитами. При этом как масштабы, так и морфология медноколчеданных залежей определяются структурными особенностями конкретных рудных полей.

Изложенное показывает, что структурно-формационное районирование в сочетании с палеовулканическими исследованиями может явиться основой для типизации рудных районов с последующей количественной оценкой их перспектив.

## Заключение

На примере Магнитогорского мегасинклиория устанавливается, что участки литосферы подобного типа на начальных стадиях развития не представляют собою единый трог; они состоят из ряда зон, отличающихся разновременным развитием при различных геотектонических условиях. Режим тектонического развития оказывает самое существенное влияние на характер дифференциации исходных базальтоидных расплавов и фациальный облик вулканогенных формаций. Автономным характером зон определяется синхронность становления различных формаций и разновременность одинаковых.

Среди структурно-формационных зон выделяются две группы формаций. К первой принадлежат зоны моноформационного типа, отличающиеся отсутствием изменений тектонического режима в период развития инициального базальтоидного магматизма. Моноформационными зонами являются внешние прогибы ранней стабилизации (При-сакмарская слабо дифференцированная базальтовая формация) и палеозойские островные дуги (Ирендыкская и Гумбейско-Нагайбакская зоны — слабо дифференцированная андезитобазальтовая формация). Для зон второй группы (полиформационный тип) характерно изменение тектонического режима в рассматриваемый период развития эвгеосинклиального пояса. К этим зонам принадлежат внутренние прогибы (Учалинский и Тубинско-Гайский), где обстановка некомпенсированного прогибания резко или постепенно сменяется условиями, близкими к геоантиклинальным. В полиформационных зонах на основании, сложенном недифференцированными базальтами, либо непосредственно на чокеле прогиба развиты вулканиты контрастно и последовательно-дифференцированной формаций, отражающих характер эволюции зон, а также вулканиты слабо дифференцированной андезитобазальтовой формации, накапливающиеся при компенсированном прогибании в геоантиклинальных условиях. Возникновение последних во всех зонах на завершающих стадиях развития инициального магматизма определяет спайвание зон, т.е. стирание границ между ними.

Перечисленные выше формации на силурийско-нижнедевонском отрезке истории Магнитогорского мегасинклиория применительно ко всей его площади развивались в следующей временной последовательности: а) слабо дифференцированная базальтовая; б) контрастно-дифференцированная липаритобазальтовая; в) последовательно-дифференцированная базальто-андезит-дацит-липаритовая; г) слабо дифференцированная андезитобазальтовая; д) вулканомиктовые и туфогенно-осадочные (флишоидные) формации.

Приведенная последовательность отражает в целом миграцию базальтоидного магматизма во времени и выражается в последовательном отмирании зон от бортов эвгеосинклиального прогиба к его центральным частям. Вследствие этого отсутствуют зоны с полным формационным рядом, а две последние формации, характерные для завершающих стадий инициального магматизма, развиваются в разных зонах в разное время с выпадением отдельных составляющих ряда (в крайнем случае — дифференцированных формаций).

Медноколчеданные месторождения Южного Урала располагаются в зонах полиформационного типа и находятся в тесной парагенетической связи с дифференцированными

ми формациями, а именно — с их кремнекислыми составляющими. Продуктивные в отношении колчеданного оруденения формации различаются по металлогенической специализации. Руда с повышенными содержаниями Cu, Zn, Ag, Au сосредоточена в месторождениях, связанных с последовательно-дифференцированной формацией. В целом повышение степени дифференцированности симатических расплавов, увеличение доли кремнекислых дифференциатов определяют возрастные роли поздних минеральных ассоциаций, обогащенных Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Ba и другими элементами.

Решающее значение для локализации медноколчеданного оруденения имеют вулканические сооружения или синвулканические, конседиментационные положительные структуры, в той или иной мере деформированные разрывными нарушениями. В зависимости от характера рудовмещающих структур рудные тела имеют форму сундучных, пластовых, жилобразных и сложных залежей, масштаб которых определяется структурными особенностями рудных полей.

Районирование эвгеосинклинальных колчеданосных областей на структурно-формационной основе с привлечением данных палеовулканических исследований позволяет провести типизацию рудных районов с последующим переходом к количественной оценке их перспектив.

### Литература

- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Сагалов В.В., Требухин В.С. Условия локализации колчеданных месторождений, их типы, главные геологические предпосылки для поисков и оценки. — В сб. "Критерии поисков медноколчеданных месторождений". М., 1969.
- Червяковский Г.Ф. Фациальный анализ и палеовулканогеологические реконструкции. — Тезисы докл. II Уральск. петрограф. сов. Свердловск, 1966.
- Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм Урала. — Тезисы докл. II Уральск. петрограф. сов. Свердловск, 1966.
- Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Гончарова Т.Я., Кропачев С.М. Тектономагматическое развитие Южного Урала в палеозое. — Вестн. МГУ, серия IV. Геология, 1966, № 4.

Н.П.Михайлов, Е.В.Шарков

## ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ФОРМАЦИИ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород, обладающие характерными петрологическими и металлогеническими особенностями, являются одной из наиболее четко выделяемых магматических формаций.

Главные отличительные признаки расслоенных интрузий были выявлены в течение двух-трех последних десятилетий, в основном после детальных работ Холла (Hall, 1932), Вагнера (1932) и Камерона (Cameron, 1963) по Бушвельдскому комплексу, Уэйджера и Дира (Wager, Deer, 1939) по Скергорду, Хауленда, Пиллза, Сэмпсона (Howland, a.o., 1936) и Хесса (Hess, 1960) по комплексу Стиллоутер, Брауна (Brown, 1956) по интрузии острова Рам и др.

Все данные зарубежных авторов по расслоенным интрузиям (примерно до начала 60-х годов) были обобщены в "Петрологии" Ф.Тернера и Дж. Ферхугена (1961), которые рассматривают расслоенные габбро-норит-перидотитовые интрузии как самостоятельный тип главных интрузивных ассоциаций.

Большой вклад в проблему петрологии и металлогении расслоенных интрузий внесли советские геологи. После широко известных исследований Мончегорского plutона, выполненных большим коллективом геологов, появилось уже много новых данных по характеристике подобных первично-расслоенных интрузий на Кольском полуострове, в Саяно-Алтайской области, в Северном Прибайкалье, в Казахстане и в Средней Азии.

В настоящее время расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород привлекают к себе все возрастающее внимание не только в связи с тем, что с ними ассоциируются крупные месторождения сульфидных медно-никелевых и титаномагнетитовых руд, но и потому, что эти интрузии являются "ключом" для разрешения ряда петрологических вопросов, связанных с проблемами происхождения основных и ультраосновных пород и дифференциации базальтовой магмы.

Если в отношении альпидных ультрабазитов еще не прекратилась дискуссия об их магматическом или метасоматическом происхождении, то по справедливому выражению Ф.Тернера и Дж.Ферхугена, "даже у наиболее ревностных сторонников гипотезы образования плутонов путем диффузии в твердом состоянии не вызывают сомнений в их магматическом происхождении" (1961, стр. 268). При этом всеми исследователями эти интрузии рассматриваются как производные базальтовой (толеитовой) магмы.

Простой минеральный состав этих интрузий (практически они состоят из оливина, ромбического пироксена, моноклинного пироксена и плагиоклаза), а также возможность определения состава этих минералов по оптическим свойствам, позволяют на основании одних только минералого-петрографических исследований улавливать даже небольшие изменения условий кристаллизации базальтовой магмы. Этому способствует, конечно, и сравнительно хорошая экспериментальная изученность кристаллизации базальтовых расплавов (т.е. равновесия минеральных систем, в которые входят указанные минералы). Благодаря всегда четко выраженной первичной магматической слоистости и практическому отсутствию явлений метасоматоза, затухающих первичные магматические структуры, появляется возможность реконструировать ход процесса формирования таких интрузий.

Все эти факторы делают расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород весьма благоприятными объектами для изучения большого круга вопросов петрологии — от общих проблем дифференциации базальтовой магмы до закономерностей кристаллизации конкретных интрузивных тел.

Во всех предложенных в последние годы схемах классификации магматических формаций (Кузнецов, 1964; Смолин, 1964; Попов, 1966) формация расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород занимает вполне определенное место, но выделяется, правда, все еще под различными наименованиями.

В работах зарубежных геологов мы почти не находим представлений о магматических формациях в том виде, как они зародились и успешно развиваются в Советском Союзе. Тем не менее определенные элементы формационного анализа все чаще начинают там появляться и при этом расслоенные (или "стратиформные") интрузии всегда выделяются особо. Кроме упоминавшейся уже монографии Тернера и Ферхугена, где выделена и хорошо описана ассоциация габбро, норитов, перидотитов и связанных с ними пород расслоенных интрузий, следует отметить интересную работу Р.П.Тайера (1963), в которой он показал очень четкие и принципиальные различия между "альпинотипными" и стратиформными" габбро-перидотитовыми комплексами.

Состоявшийся в 1963 г. в Вашингтоне Международный симпозиум по расслоенным интрузиям (Symposium on layered intrusions) явился новой вехой на пути изучения таких интрузивных образований и показал, что их семейство с каждым годом быстро и неуклонно растет. И, наконец, нельзя здесь не отметить интересного и содержательного доклада Уайли (Wyllie, 1968) на Симпозиуме XXIII Международного геологического конгресса в Праге, организованном Международным комитетом по верхней мантии. Уайли выделил 11 ассоциаций ультрамафических пород в зависимости от их сериальных связей и тектонического положения. И первой в ряду этих 11 генетических ассоциаций он поставил как наиболее четко выделяемую расслоенную (стратиформную) габбро-норит-перидотитовую ассоциацию в больших интрузиях.

Такое единство взглядов у различных исследователей относительно петрологической (и генетической) самостоятельности расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород является следствием того, что эти интрузии, формировавшиеся в различные геологические эпохи и в различных регионах (и даже на разных континентах), обладают целым рядом общих устойчивых и объективно устанавливаемых признаков.

#### Геологическое положение и возраст

Большинство расслоенных интрузий располагается в пределах древних щитов среди глубоко метаморфизованных образований архея и протерозоя и имеет докембрийский возраст (Бушвелд, Садбери, Стиллуотер, Маскок, Дулут и др., у нас — Мончегорский, Иоко-Довыренский плутоны и др.). Реже такие интрузии имеют раннепалеозойский возраст, располагаясь на активизированных окраинах древних платформ или в зонах тектоно-магматической активизации консолидированных срединных массивов (Златогорский, Лысогорский, Булкинский массивы и др.); известны единичные расслоенные интрузии более позднего возраста вплоть до третичных (Скергорд в Восточной Гренландии, интрузии о-ва Рам). Все расслоенные интрузии независимо от их геологического возраста никогда не появляются в геосинклинальную стадию развития складчатых областей, а внедряются в уже консолидированные участки земной коры, т.е. они являются типичными посторогенными образованиями, связанными со стадиями тектоно-магматической активизации жестких структур. Судя по минеральным ассоциациям, рассматриваемые образования относятся к интрузиям больших глубин (15–30 км). По многочисленным данным геофизических исследований, районы развития расслоенных интрузий всегда характеризуются сокращенной мощностью гранитного слоя при большой мощности слоя базальтового. Это обстоятельство подчеркивает также М.Н.Годлевский (1968) для районов развития сульфидных медно-никелевых месторождений, в том числе и связанных с расслоенными интрузиями.

Долгое время считалось, что наиболее обычной формой расслоенных интрузий является лополит. Однако в последние годы доказывается, что подавляющее большинство таких интрузий имеет не лополитообразную, а воронкообразную форму с чашеобразной внутренней структурой.

При этом почти всегда обнаруживается независимость внутреннего строения массива от его внешних ограничений (Wilson, 1956; Wager, Broun, 1957; Smith, Carr, 1963; Волохов, 1963; Михайлов и др., 1966). Чашеобразная структура плутонов доказывается пологим, почти горизонтальным залеганием первичной магматической слоистости в центральных частях плутона и более крутым центрально-клиновидным — в краевых частях.

### Состав массивов

Расслоенные массивы сложены преимущественно разновидностями основных пород, совершенно не свойственных альпийским интрузиям: габбро-норитами, норитами, оливиновыми норитами, троктолитами. Ультраосновные дифференциаты, количественно почти всегда уступающие норитовым породам, представлены пироксенитами, перидотитами, шрисгеймитами, дунитами, оливинитами. Очень характерно для расслоенных интрузий наличие переходных разновидностей между основными и ультраосновными породами (плагноклазовые перидотиты, плагноклазовые пироксениты, гарризиты и пр.), чего не наблюдается в альпийских комплексах.

Жильную серию расслоенных интрузий представляют микронориты, микрогаббро, габбро-диабазы, лампрофиры (единиты, спессартиты, камитониты), горнблендиты (всегда очень богатые апатитом), а также разнообразные пегматитовые образования от пироксенит-пегматитов и горнблендит-пегматитов до кислых пегматитов и гранофилов.

Общий валовый химический состав расслоенных интрузий и состав закаленных краевых (недифференцированных) зон показывают, что родоначальная магма этих интрузий имела состав, близкий к составу толеитового базальта (см. таблицу). Это подтверждается также наличием кислых пегматитов и гранофилов, кристаллизовавшихся последними.

### Текстура и структура пород

Расслоенные интрузии основных и ультраосновных пород явились именно такими объектами, на которых был разработан принципиально новый подход к изучению текстур и структур изверженных пород, анализирующий процессы кристаллизации минералов из жидкой магмы на ранних стадиях образования породы.

Наличие различных видов первичной магматической слоистости в этих интрузиях заставило их исследователей наряду с простой констатацией соотношений минералов произвести глубокий анализ формирования пород, слагающих отдельные слои.

В результате исследований Уэйджера и Дира (Wager, Deer, 1939), Хесса (Hess, 1960), Джексона (Jackson, 1961) и других геологов было установлено, что наиболее характерные особенности структур пород расслоенных интрузий обусловлены тем, что минералы раннего выделения из магмы (т.е. идиоморфные осажденные кристаллы) успевают выкристаллизоваться, осесть и быть захороненными другими такими же кристаллами, прежде чем начнется более поздняя кристаллизация минералов из заключенного между ними остатка магмы. Указанными авторами был введен ряд новых терминов, касающихся не столько самих структур горных пород, сколько их отдельных составных частей и процессов формирования последних. Так,

Химические составы закаленных фаз  
некоторых расслоенных интрузий (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	51,45	50,68	48,99	50,58	48,02	51,72
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,45	1,40	1,06	0,14	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,67	17,64	18,87	13,55	18,14	14,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,26	1,13	1,17	1,52	-
FeO	9,04	9,88	8,65	9,08	6,12	7,29
MnO	0,47	0,15	0,11	0,18	0,09	0,17
MgO	6,84	7,67	7,82	9,70	9,80	11,65
CaO	10,95	10,47	10,46	11,22	10,80	10,43
Na <sub>2</sub> O	1,58	1,87	2,44	1,79	1,65	1,75
K <sub>2</sub> O	0,14	0,24	0,19	0,63	0,34	0,56
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,34	0,42	0,41	0,53	2,95	1,91
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,03	0,06	0,16	0,06		
Сумма	100,10	99,74	100,63	99,65	99,57	99,99
MgO: FeO	0,76	0,78	0,78	1,07	1,60	1,60

1 - Бушвельдский комплекс (Daly, 1928); 2 - Стиллуотер (Hess, 1960);  
3 - Скергорд (Wager, Deer, 1939); 4 - массив Маскок (Smith, Kapp, 1963);  
5 - Златогорка; 6 - Мончегорск

например, осажденные кристаллы первой генерации предлагается называть "кумулясом" или "первичным преципитатом". Пластинчатые и призматические кристаллы минералов кумулуса обычно располагается длинными осями в плоскости слоистости, формируя трахитоидную текстуру породы. Они кристаллизовались первыми из главного объема магмы, опускались в расплаве под действием силы тяжести и накапливались на дне магматической камеры в виде каши кристаллов.

Минералы второй группы, называемые интерпреципитатом или интеркумулясом, представлены ксеноморфными зернами, располагающимися в промежутках между минералами кумулуса и иногда пойкилитов (например, структуры роговообманковых перидотитов - шрисгеймитов). Эти минералы кристаллизовались в более позднюю стадию из остаточной межзерновой магматической жидкости. В небольших количествах из интеркумулятного расплава могут образоваться кислые микропегматиты и гранофиры, о которых уже упоминалось. Соотношение между этими двумя группами минералов в породах расслоенных интрузий аналогично соотношению между кластическими зернами и цементом в осадочных горных породах. Роль области сноса здесь играет магматический расплав, постоянно меняющийся по составу в результате фракционной кристаллизации.

Исследование соотношений этих двух групп минералов в различных слоях интрузий позволяет подойти к решению вопроса о происхождении одной из наиболее значительных особенностей расслоенных интрузий - первичной магматической слоистости.

Первичная магматическая слоистость - слоистость, возникающая при кристаллизации интрузий в результате дифференциации исходной магмы. В настоящее время в расслоенных массивах основных и ультраосновных пород можно выделить по крайней мере три типа слоистости: 1) макрослоистость, 2) ритмичную и 3) скры-

тую. Непосредственно при полевых работах устанавливаются и картируются два первых типа слоистости. О наличии скрытой слоистости можно судить только после проведения камеральных работ.

**Макрослоистость.** Разрез расслоенных интрузий обычно состоит из двух структурных составных частей: 1) мощных слоев однородных пород и 2) пачек сравнительно тонкого ритмичного переслаивания.

Мощность участков тонкого переслаивания обычно составляет не больше 15–30% мощности всего разреза, но они настолько характерны, что фиксируются в первую очередь. При оценке ритмичности в масштабах всего массива иногда упускается из виду этот основной элемент строения расслоенных интрузий, т.е. слои массивных однородных пород, характеризующие главные этапы кристаллизации магмы. Поэтому нам представляется целесообразным выделить и подчеркнуть "макрослоистость" в качестве самостоятельной единицы, включающей в себя и пачки ритмичного переслаивания.

**Ритмичная слоистость** – закономерное чередование слоев пород различного состава. Обычно в ритмических циклах снизу вверх наблюдается переход от слоев, относительно богатых сравнительно высокотемпературными минералами (например, оливином) к слоям, обогащенным более низкотемпературными составляющими (пироксеном или плагиоклазом). Характер ритмичной слоистости зависит от ее положения в разрезе массива и различен для разных массивов.

Менее заметной, но петрологически более важной является скрытая слоистость, которая выражается в закономерном изменении состава главных породообразующих минералов, обогащающихся вверх по разрезу низкотемпературными составляющими: оливин и пироксены – железистыми компонентами; плагиоклаз – альбитом. Скрытая слоистость может подчеркиваться также внезапным исчезновением или появлением одной из минеральных фаз.

Таким образом, изучение первичной магматической слоистости показывает, что кристаллизация интрузивных тел происходила от подошвы к кровле. Вертикальная (стратиграфическая) последовательность слоев соответствует порядку кристаллизации магмы; причем последняя в процессе кристаллизации представляла замкнутую систему. Осаждение кристаллов было непрерывным в течение образования отдельных слоев и ритмов, но прерывалось между отдельными ритмами. Об этом свидетельствуют закономерное изменение размеров осажденных минералов внутри ритмов и резкое изменение размеров зерен и минеральных ассоциаций на границах между ритмами.

## Дифференциация

В настоящее время для расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород выделяется два типа дифференциации, которые можно назвать "бушвельдским" и "скергордским".

Первый – бушвельдский – тип характеризуется последовательным образованием дифференцированных серий (макрослоистость) от перидотитов и пироксенитов в нижних частях расслоенных интрузий, через троктолиты и оливиновые нориты к норитам и габбро-норитам в верхних частях. При этом снизу вверх происходит уменьшение содержания анортитовой молекулы в плагиоклазах (от  $An_{90}$  до  $An_{40-30}$ ) с одновременным слабым повышением железистости темноцветных минералов (оливин, пироксен). Такая последовательность согласуется с экспериментально выведенной Боуэном (1934) концепцией нормального хода фракционной кристаллизации базальтовой магмы и соответствует равновесному ходу кристаллизации силикатного расплава в экспериментально изученной системе диопсид – форстерит – анортит – кремнезем (Осборн, Гайт, 1954). Этот тип дифференциации, основную роль в котором играет гравитационно-кристаллизационное фракционирование при постоянном реагировании выделившихся кристаллов с остаточным расплавом, типичен для никеленосных перидотит-габбро-норитовых интрузий (Бушвельд, Стиллуотер, Маскок, Мончегорск, Иоко-Довыренский, Златогорка и др.). Он характеризуется появлением гранитоидного расплава в качестве конечного члена дифференциации.

Второй тип дифференциации — скергордский — при сходном механизме образования (преимущественно также кристаллизационно-гравитационном) характеризуется резким увеличением железистости фемических минералов вверх по разрезу интрузии при умеренном понижении основности плагиоклазов. Это приводит к накоплению в остаточном расплаве железа и титана, что иногда ведет к образованию титаномагнетитовых месторождений. Этот тип дифференциации не встречается в никеленосных интрузиях; он характерен для существенно основных (габбро-норитовых, габбро-норит-анортитовых) интрузий (например, Скергорд, Цагинская интрузия на Кольском полуострове, Булжинская — в Западном Саяне и др.), несущих титаномагнетитовую минерализацию.

На примере хорошо сохранившихся расслоенных интрузий, в частности Бушвельдского плутона, устанавливается, что собственно "бушвельдский тип" дифференциации характерен только для нижней части разреза, а именно — для "критической зоны". В верхней же части, в так называемом "Главном поясе" Бушвельда дифференциация имеет "скергордский" тип и приводит к сегрегациям титаномагнетита, образующим иногда выдержанные слои. Отсюда можно предположить возможность того, что различие в типах дифференциации может оказаться лишь следствием различия в уровнях эрозионного среза аналогичных друг другу интрузий. Если это предположение окажется справедливым, то интрузии с дифференциацией скергордского типа с титаномагнетитовой минерализацией могут оказаться на глубине никеленосными (если дифференциация приобретает бушвельдский тип). Следовательно, по-новому могут быть оценены перспективы отдельных интрузий в отношении сульфидной медно-никелевой минерализации.

Близкими к рассмотренному типу расслоенных интрузий являются дифференцированные существенно долеритовые интрузии траптовой формации, формировавшиеся в условиях значительно меньших глубин в эффузивно-осадочном чехле платформ и отличающиеся от первых петрографическим составом (долериты, габбро-долериты, троктолит-долериты, кварцевые долериты, монзониты при практическом отсутствии ультраосновных дифференциатов) и более разнообразной металлогенической специализацией (никель, медь, железо, платиноиды, золото, графит, исландский шпат). Поэтому, несмотря на некоторое сходство в металлогении (особенно в отношении сульфидной медно-никелевой минерализации с платиноидами) глубинные расслоенные ("стратиформные") интрузии и траптовые интрузии (преимущественно гипабиссальные) следует относить к разным самостоятельным магматическим формациям, требующим различных методов изучения.

## Литература

- Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных горных пород. ОНТИ, 1934.
- Вагнер П.А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Цветметиздат, 1932.
- Волохов И.М., Иванов В.М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс Западного Саяна. Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Годлевский М.Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. — Межд. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7. Эндогенные рудные месторождения. Изд-во "Наука", 1968.
- Козлов Е.К. Перспективы поисков никеля в Мурманской области. Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1963.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Абрамсон М.Р., Иняхин М.В. Златогорский дифференцированный массив основных и ультраосновных пород в Северном Казахстане. — Сов. геология, 1966, № 10.
- Осборн Е.Ф., Тайт Д.Б. Система диопсид-форстерит-анортит. — В сб. "Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования". Изд-во ИЛ, 1954.
- Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Изд-во "Недра", 1966.
- Смолин П.П. Формационные типы гипербазитов и их минералогия. — Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 2.

- Тайер Т.П. Некоторые различия между альпинотипными и стратиформными габбро-перидотитовыми комплексами. — Труды XXI сессии Междун. геол. конгресса, вып. II, Изд-во ИЛ, 1963.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во ИЛ, 1961.
- Brown G.M. The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides. Royal Soc.(London) Philos. Trans, 1956, v. 940.
- Cameron E.N. Structure and rock sequences of the Critical Zone of the eastern Bushveld Complex. — Min. Soc. Amer. Special Paper, 1963, 1.
- Daly R.A. Bushveld igneous complex of the Transvaal. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1928, v. 39.
- Hall A.L. The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal. — Geol. Surv. S.Africa, 1932, Mem. 28.
- Hess H.H. Stillwater igneous complex, Montana. — Geol. Soc. of Amer., 1960, Mem. 80.
- Howland A.L. Peoples J.W., Sampson E. The Stillwater igneous complex. Montana Bur. Mines and Geol. Misc. Contr. 7, 1936.
- Jackson E.D. Primary Textures and Mineral Associations in the Ultramafic Zone of Stillwater igneous complex, Montana.—Geol. Surv. Pfor. Paper, N 358. Washington, 1961.
- Smith C.H., Kapp H.E. The Muskox intrusion, a recently discovered layered intrusion in the Coppemine River area, Northwest territories, Canada.—Miner. Soc. of America, Special Paper, 1963, 1.
- Wager L.R., Brown G.M. Funnel-Shaped layered intrusions.— Geol. Soc. Amer. Bull. 1957, v.68.
- Wager L.R., Deer W.A. Petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdluzssuaq, East Greenland. Med. om Gronland, Bd., 1939, v. 105, N 4.
- Wilson H.D.B. Structure of lopoliths.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1956, v. 67.
- Wyllie P.G. The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. XXIII IGC, Symposium on deep-seated foundations of Geological phenomena, Asbst. Prague, 1968.

Е.В.Шарков, Д.П.Васьковский

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИНТРУЗИИ ГАББРО-НОРИТ-ЛАБРАДОРИТОВ ГЛАВНОГО ХРЕБТА МОНЧИ И МОНЧЕГОРСКОМ ПЛУТОНЕ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

В 1964 - 1967 гг. Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР производились тематические исследования на территории массива габбро-норит-лабрадоритов Монче-, Чуна-Тундры и Волчьих Тундр (массив Главного хребта) и Мончегорского плутона, некоторые результаты которых излагаются ниже.

Массив габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта.

Этот массив является одной из крупнейших интрузий основных пород на Балтийском щите. В современном эрозионном срезе массив резко вытянут в меридиональном направлении, слагая Лосевые, Волчьи, Чуна- и Монче-Тундры. Общая длина массива ~ 80 км, площадь ~ 550 км<sup>2</sup>. Массив располагается на границе между двумя различными по составу и строению комплексами: к востоку от него распространена кольская серия гнейсов, слагающая древнейший Центрально-Кольский блок; к западу - беломорская серия гнейсов и мигматитов. К югу и юго-востоку от массива развиты образования тундровой серии. Почти со всех сторон массив Главного хребта оборван тектоническими нарушениями, и доступная наблюдению часть массива представляет собой тектонический блок, форма которого обусловлена главным образом конфигурацией ограничивающих его разломов.

До недавних лет массив Главного хребта рассматривали в качестве крутопадающей интрузии трещинного типа (Мурашев, 1958). Однако исследования Б.А.Юдина и геофизические работы (Шкорбатов, Перфилова, 1964; Богданов, Сорокина, 1964) показали, что массив представляет собой полого залегающее тело. По Е.К.Козлову, Б.А.Юдину и В.С.Докучаевой (1967), интрузия была сформирована в три субфазы.

Полученные нами материалы показали, что массив Главного хребта является расслоенной интрузией. Изучение характера распространения пород позволило установить, что массив по вертикали четко разделяется на три зоны, имеющие в свою очередь сложное строение.

1. Зона габбро-норитов слагает нижнюю часть разреза массива. Состоит из ритмичного переслаивания среднезернистых габбро-норитов, оливиновых габбро-норитов, плагиоклазовых лерцолитов и вебстеритов. Преобладающей породой зоны являются среднезернистые габбро-нориты. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Ультраосновные породы более характерны для нижней части разреза, основные - для верхней. Строение зоны в латеральном направлении неоднородно. Оливино-содержащие разновидности пород встречаются только в центральных частях массива (западный склон хребта Монче-Тундра, восточные склоны хребтов Чуна-Тундра и Волчьи Тундры). На северном окончании хребта Монче-Тундра и на его восточном склоне зона сложена среднезернистыми габбро-норитами. Мощность зоны не менее 500-600 м, полная мощность неизвестна, так как ее нижний контакт не наблюдался.

2. Зона трахитоидных габбро-норит-лабрадоритов и лабрадоритов слагает среднюю часть разреза массива. Сложена однообразными трахитоидными габбро-норит-лабрадоритами и лабрадоритами. Характерная особенность пород зоны - резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к пироксенам. С востока

на запад наблюдается постепенный переход габбро-норит-лабрадоритов в анхимоно-минеральные лабрадориты, слагающие весь восточный склон Волчьих Тундр и Чуна-Тундры.

В основании зоны прослеживается невыдержанный горизонт лейкократовых троктолитов. Мощность зоны в пределах хребта Чуна-Тундра и в центральной части хребта Монче-Тундра 2-2,5 км; к северу мощность зоны убывает, составляя в хребте Волчьих Тундр всего 0,3-0,5 км.

3. Зона крупнозернистых габбро-лабрадоритов залегает выше зоны трахитоидных лабрадоритов, слагая верхние части разреза массива в Монче-, Чуна-Тундре и Волчьих Тундрах. В отличие от подстилающих лабрадоритов эти породы имеют массивную текстуру и неравномернозернистое сложение с неясно выраженной слоистостью. Породы однородны как по разрезу, так и в латеральном направлении. В основании зоны прослеживается невыдержанный горизонт троктолитов. Мощность зоны, судя по наблюдениям в хребте Чуна-Тундра, не менее 2,5-3 км. Полная мощность неизвестна, так как породы более высоких уровней уничтожены эрозией.

В породах массива Главного хребта проявляется скрытая слоистость<sup>1</sup>. Состав оливина изменяется от  $Fe_{20-22}$  в оливиновых габбро-норитах и плагиоклазовых перцолитах нижней зоны до  $Fe_{25}$  в трактолитах основания зоны лабрадоритов и до  $Fe_{35}$  в трактолитах зоны крупнозернистых габбро-лабрадоритов. Состав ромбического пироксена варьирует от  $Fs_{22-23}$  в габбро-норитах нижней зоны через  $Fs_{34-35}$  в габбро-норит-лабрадоритах до  $Fs_{43}$  в крупнозернистых габбро-лабрадоритах верхней зоны; плагиоклаз № 78-80 - в габбро-норитах, плагиоклаз № 76-67 - в лабрадоритах средней зоны и плагиоклаз № 63 - в крупнозернистых габбро-лабрадоритах верхней зоны; моноклиновый пироксен - от  $W_{37}En_{51}Fs_{12}$  в габбро-норитах нижней зоны до  $W_{23}En_{50}Fs_{27}$  - в габбро-лабрадоритах верхней зоны.

Было произведено выборочное изучение гранулометрических характеристик минералов кумулуса<sup>2</sup> в главных разновидностях пород массива. При помощи окуляр-микроскопа определяли диаметры 300-500 зерен каждого из минералов кумулуса в расслоенных породах. Результаты обрабатывались по методу квартилей (Рухин, 1962). Для пород характерно логнормальное распределение размеров зерен, как установлено и для других расслоенных интрузий (например, комплекс Стиллутотер (Jackson, 1961). Коэффициенты сортировки и асимметрии близки к коэффициентам хорошо сортированных образований осадочного генезиса. Однако зерна сосуществующих минералов кумулуса в габбро-норитах (плагиоклаз, ромбический и моноклиновый пироксены) и в троктолитах (оливин и плагиоклаз) не являются гидравлически эквивалентными<sup>3</sup>, и соотношения их диаметров часто обратны тем, которые наблюдаются в породах, образованных в условиях движущейся среды. Следовательно, магма, из которой произошло осаждение кристаллов, была застойной в процессе кристаллизации, и магматические течения существенно не влияли ни на транспортировку, ни на отложение кристаллов.

Размеры зерен того или другого минерала при прочих равных условиях определяются главным образом: 1) временем пребывания кристалла в расплаве и 2) крис-

<sup>1</sup> Термин предложен Уэйджером и Диром (Wager, Deeg, 1939) для характеристики закономерного изменения состава главных породообразующих минералов, которые снизу вверх по разрезу интрузии обогащаются низкотемпературными составляющими: оливин и пироксены - железистыми компонентами, плагиоклаз - альбитом.

<sup>2</sup> По терминологии Уэйджера, Брауна и Уодсворта (Wager a.o., 1960) и Ир.Ю.Половинкиной (1966).

<sup>3</sup> Гидравлически эквивалентными называются зерна, погружающиеся в расплаве данной вязкости с одинаковой скоростью согласно закону Стокса:

$$V = \frac{2}{9} g r^2 \frac{P_k - P_m}{\eta} \quad (g - \text{гравитационная постоянная, } r - \text{радиус зерна, } P_k - \text{плотность кристалла, } P_m - \text{плотность магмы, } \eta - \text{вязкость в паузах, } V - \text{скорость осаждения}).$$

таллохимическими свойствами минерала (скоростью образования зародышей, скоростью роста кристаллов и т.д.). Время пребывания зерна в расплаве определяется расстоянием, пройденным кристаллом от места зарождения до дна магматической камеры, где он уходит из контакта с главным объемом расплава. Сравнительно небольшие колебания размеров зерен минералов кумулуса (их хорошая сортировка) указывают на то, что кристаллизация в каждый данный момент происходила в ограниченной зоне, прилегающей ко дну магматической камеры, а преобладающий размер зерен, одновременно выделяющихся из расплава минералов, контролировался их кристаллохимическими свойствами.

Конформное расположение зон, переслаивание пород у контактов зон, наличие переходов между разновидностями пород и закономерное изменение состава главных породообразующих минералов по разрезу массива свидетельствуют о том, что все породы массива представляют собой сингенетичный естественный ряд: плагиоклазовый лерцолит (оливиновый габбро-норит) - габбро-норит - троктолит - лабрадорит (габбро-норит-лабрадорит) - трактолит - габбро-лабрадорит.

Несмотря на то, что полный разрез интрузии неизвестен, имеющиеся данные (разделение массива на три зоны, представляющие мощные слои, наличие ритмичной и скрытой слоистости) позволяют отнести массив Главного хребта к формационному типу крупных расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород.

Путем сравнения изученной интрузии с разрезом массивов, имеющих более полный разрез, мы можем судить о том, какой именно части интрузии данного типа соответствует вскрытая эрозией часть массива Главного хребта. По вещественному составу и характеру разреза последний близок к Главной зоне комплекса Бушвелд в Южной Африке и верхней части разреза комплекса Стиллуотер в Северной Америке (Hess, 1960).

Мончегорский плутон. Плутон сложен гарцбургитами, бронзититами и норитами (Елисеев, 1953; Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967) и является полого залегающей расслоенной интрузией. В современном эрозионном срезе плутон имеет форму дуги, выпуклой стороной обращенной к хребту Монче-Тундра, от которого он отделен мощной тектонической зоной. Субмеридиональная ветвь слагает горы Ниттис, Кумужья, Травяная, субширотная - Сопча, Нюд, Поаз.

Вертикальные разрезы плутона на участках Ниттис - Кумужья - Травяная и Сопча аналогичны друг другу. Нижняя часть разреза (500-560 м) представлена чередованием гарцбургитов и бронзититов, верхняя (300-460 м) - бронзититами с единичными прослоями гарцбургитов. Для выяснения внутренней структуры этих зон нами был изучен керновый материал по нескольким скважинам, которые пересекли плутон и вышли во вмещающие породы. Для участка гор Ниттис (скв. 885) и Сопча (скв. 791) установлено, что чередование пород в перидотитовой зоне имеет ритмичный характер. На участке горы Ниттис определено по крайней мере 13 ритмов, на участке горы Сопча - 16. Каждый ритм имеет трехчленное строение (снизу вверх): пойкилитовые гарцбургиты (минералы кумулуса - оливин и хромшпинелид), гранулярные гарцбургиты (оливин, хромшпинелид, бронзит) и бронзититы (бронзит).

В нижней части зоны ритмичного переслаивания преобладают пойкилитовые гарцбургиты; причем в ритмах нередко отсутствуют их верхние - бронзититовые - члены. Наиболее полно ритмы представлены в средней части разреза зоны, а для верхней части разреза характерно преобладание гранулярных гарцбургитов и бронзититов, часто с полным выпадением нижнего члена ритмов.

Контакты между ритмами резкие. В пределах одного ритма переходы между породами разного состава чаще постепенные. На границе ритмов обычно наблюдается заметное изменение зернистости пород, обусловленное тем, что бронзиты верхней части ритма обычно более мелкозернистые, чем перекрывающие их гарцбургиты.

С запада на восток (от горы Сопча к горам Нюд и Поаз) наблюдается уменьшение мощности массива, сопровождающееся уменьшением мощности указанных пачек пород и их выклиниванием. При переходе от участка горы Сопча к участку горы Нюд резко сокращается мощность перидотитовой зоны (до 120 м). Еще дальше на восток - в восточной части горы Нюд и на горе Поаз перидотитовая зона исчезает и разрез начинается с бронзититов, мощность которых здесь составляет 86 м. В ультраосновных породах участка Нюд-Поаз количество плагиоклаза несколько увеличивается, но структурные соотношения минералов по существу остаются прежними. Минералами кумулуса являются только оливин и бронзит, а плагиоклаз встречается

исключительно в виде ойкокристаллов или в интерстициях между зернами. Таким образом, общий характер разреза остается прежним и разница сводится к редукции отдельных зон.

В отличие от участков Ниттис и Сопча на участке Нюд-Поаз выше зоны бронзитов залегает мощная зона норитов, в которых минералами кумулуса являются уже бронзит и плагиоклаз. Мощность зоны норитов 340 м (на горе Поаз). Полная мощность зоны норитов неизвестна, так как ее верхняя часть и вышележащие породы уничтожены эрозией.

Ритмичная слоистость на участке Нюд характеризуется переслаиванием гранулярных гарцбургитов и бронзититов, т.е. аналогична верхним частям разреза зоны ритмичного переслаивания на участках Ниттис и Сопча. Близ контакта с зоной норитов в верхней части ритмов устанавливаются прослои норитов. В основании зоны норитов наблюдаются прослои бронзититов. Это позволяет предположить, что зона норитов была распространена значительно шире и ее отсутствие на участках Сопча и Ниттис, по-видимому, объясняется тем, что она уничтожена эрозией.

Нами было проведено изучение распределения размеров зерен минералов кумулуса в отдельных образцах из главных разновидностей пород Мончегорского плутона (по скв. 885 - Ниттис, по скв. 791 - Сопча и по скв. 767 - Нюд). Так же, как и для пород массива Главного хребта, в них устанавливается логнормальное распределение размеров и хорошая сортировка зерен каждого из минералов кумулуса. В то же время зерна разных минералов кумулуса в одной и той же породе оказываются гидравлически неэквивалентными.

Таким образом, изучение гранулометрии пород массива приводит к выводу о том, что механизм возникновения первичной магматической слоистости был тот же самый, что и для массива Главного хребта, т.е. представлял собой осаждение выделяющихся минералов при отсутствии поступательного движения кристаллизующегося расплава<sup>1</sup>. В пользу такого заключения свидетельствует редкость первичных линейных текстур в породах плутона (Елисеев и др., 1956).

Из сказанного, однако, не следует, что перемещение значительных масс материала полностью отсутствовало в период формирования слоистости в Мончегорском плутоне. На некоторых участках, главным образом в пределах "рудного пласта Сопчи" (Елисеев и др., 1956), в породах отмечается хорошо выраженная линейность, наблюдается изгибание слоев; причем наиболее тугоплавкие из них (дуниты, гарцбургиты) ломаются и перемешаются в более легкоплавком бронзитите с образованием эруптивных автобрекчий; в цементирующих бронзититах отмечаются мелкие складочки волочения и т.д. Проведенное нами изучение гранулометрических характеристик минералов кумулуса в породах с линейной текстурой показало, что зерна оливина и бронзита весьма близки по гидравлическим свойствам, что хорошо согласуется с макроскопическими особенностями пород участка. Все эти данные свидетельствуют о том, что формирование структуры участка происходило в процессе движения непольностью консолидированного материала. Движение могло быть вызвано оползанием полужидких осадков на дне магматической камеры наподобие подводных оползней, описанных в литологической литературе (Рухин, 1962; и др.). Аналогичные образования описаны Хессом (Hess, 1960) в комплексе Стиллоутер, Уэйджером и Диром (Wager, Deer, 1939) в Скергордской интрузии и т.д.

Таким образом, как макроскопические наблюдения над структурными особенностями расслоенных пород, так и результаты изучения их гранулометрии позволяют прийти к выводу, что перемещение значительных масс материала являлось существенным фактором формирования структуры пород только на отдельных участках

---

<sup>1</sup> До последнего времени для Мончегорского плутона в качестве основного механизма формирования первичной магматической слоистости принималась гравитационно-кинетическая дифференциация (Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967). Впервые к выводу о возникновении расслоенности в условиях только гравитационной дифференциации пришел Е.К.Козлов (Козлов и др., 1967) для участка Ниттис-Кумужья - Травяная. Основанием для такого заключения послужило слабое развитие линейных текстур на этом участке.

плутона. Основным же механизмом формирования плутона являлось гравитационное осаждение выделяющихся из расплава кристаллов.

В эндоконтакте Мончегорского плутона развита зона обогащенных плагиоклазом пород, по своим особенностям полностью аналогичная зонам закалки других расслоенных интрузий - Стиллутера (Hess, 1960), Маскокса, Златогорки (Михайлов и др., 1966). Для определения состава исходной магмы Мончегорского плутона нами был химически проанализирован мелкозернистый норит из непосредственного эндоконтакта, взятый из участка без каких-либо признаков контаминации. Химизм этих норитов ( $\text{SiO}_2 = 51,72$ ;  $\text{TiO}_2 = 0,22$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,23$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{нет}$ ;  $\text{FeO} = 7,29$ ;  $\text{MnO} = 0,17$ ;  $\text{MgO} = 11,65$ ;  $\text{CaO} = 10,43$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 1,75$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,55$ ;  $\text{H}_2\text{O}_{105} = 0,06$ , п.п.п. = 1,91; сумма = 99,98)<sup>1</sup> отвечает химическому составу олевинового толеита, как это обычно для расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород (Hess, 1960; Smith, Kapp, 1963; Михайлов и др., 1966; и др.).

По характеру разреза (зона закалки, перидотитовая зона, бронзитовая зона, норитовая зона), характеру ритмической слоистости в перидотитовой зоне (пойкилитовый гарибургит - гранулярный гарибургит - бронзитит), текстурам и структурам пород и химизму породообразующих минералов Мончегорский плутон аналогичен нижней части разреза - так называемой ультрамафической зоне комплекса Стиллутер (Jackson, 1961) и во многом близок к "критической" зоне комплекса Бушвельд (Hall, 1932; McDonald, 1967).

Все изложенное позволяет считать, что массив габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта и Мончегорский плутон ультраосновных и основных пород относятся к одному и тому же формационному типу расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород, характерному для областей консолидации. Хотя высказывались мнения о прорывании габбро массива Главного хребта Мончегорским плутоном (Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967; и др.), достаточных доказательств этой точки зрения, на наш взгляд, не существует. В связи с этим можно предположить, что массив Главного хребта и Мончегорский плутон являются частями единой крупной интрузии, разделенными разломами и характеризующимися различным уровнем эрозионного среза.

## Литература

- Богданов В.И., Сорокина И.И. Глубинное строение районов Монча-Чуна-Тундр по геофизическим данным. - В сб. "Вопросы разведочной геофизики", вып. 4. Л., изд-во "Недра", 1964.
- Елисеев Н.А. Мончегорский плутон. - В сб. "Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи". М.-Л., Изд-во АН СССР, 1953.
- Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К., Лялин П.В., Масленников В.А. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. - Материалы ЛАГЕД АН СССР, вып. 3. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Козлов Е.К., Докучаева В.С., Юдин Б.А. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых Тундр. Изд-во "Наука", 1967.
- Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Абрамсон М.Р., Иняхин М.В. Златогорский дифференцированный массив основных и ультраосновных пород в Северном Казахстане. - Сов. геология, 1966, № 10.
- Мурашев Д.Ф. Интрузия основной магмы. - В кн. "Геология СССР", т. XXVII, ч. I. Госгеолтехиздат, 1958.
- Половинкина Ир.Ю. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород, ч. I. Изд-во "Недра", 1966.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.

<sup>1</sup> Анализ выполнен в химической лаборатории ИГД АН СССР, аналитик В.Ф.Гусева.

- Шкорбатов С.С., Перфилова А.П. К вопросу о структуре Главной габбровой интрузии Монче- и Чуна-Тундры. - Ученые записки ЛГУ, серия физич. и геол. наук, 1964, вып. 15.
- Jackson E.D. Primary Textures and Mineral Associations in the Ultramafic Zone of Stillwater igneous complex, Montana. - Geol. Surv. Prof. Paper, 1961, 358.
- Hall A.L. The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal. - Geol. Surv. S. Africa, 1932, Mem. 28.
- Hess H. H. Stillwater igneous complex, Montana. - Geol. Soc. Amer., 1960. Mem. 80.
- McDonald J.A. Evolution of Part of the Lower Critical Zone, Farm Ruighoek, Western Bushveld. - J. Petrol., 1967, vol. 8, No 2.
- Smith C.H., Kapp H.E. The Muskox intrusion, a recently discovered layered intrusion in the Coppermine River area, Northwest Territories, Canada. - Min. Soc. Amer. Spec. Paper, 1963, 1.
- Wager L.R., Deer W.A. Petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdluzssuaq, East Greenland. - Med. om Grondland, 1939, Bd. 105, No 4.
- Wager L.R., Brown G.M., Wadsworth W.J. Types of igneous cumulates. - J. Petrol., 1960, v. 1, No.1.

В.Ф. Морковкина

## ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ГАББРОИДОВ, АССОЦИИРУЮЩИХ С АЛЬПИНОТИПНЫМИ ГИПЕРБАЗИТАМИ

### Основные представления о генезисе габброидов

Природные ассоциации ультраосновных и основных пород в настоящее время разделяются на две самостоятельные формации: базитовую и гипербазитовую.

В базитовых формациях ведущая роль принадлежит габброидам, которые комплексируются с различными по составу породами: гипербазитами, пироксенитами, горнблендитами, сиенитами, диоритами, анортозитами и др. Явления наложения различных фаций в пределах одной формации создали сложные и запутанные сочетания пород, в результате чего возникли трудности в выяснении точных возрастных и генетических соотношений между ними.

Типичными представителями этих комплексов являются расслоенные (стратиформные) массивы типа Бушвельда, Стилуотера и Скаергарда, образующие лапполитоподобные, воронкообразные тела, в придонной части которых преобладают ультраосновные, а в верхней — основные породы. Образование этих комплексов ставится в связь с дифференциацией базальтовой (толеитовой) магмы, кристаллизация которой предполагается в спокойных условиях равномерного охлаждения снизу вверх. Для этих комплексов характерно выдержанное полосчатое строение с закономерным изменением минерального и химического составов полосок.

Однако природа этой полосчатости (криптовой, ритмической, планпараллельной, линейной и т.д.) остается неясной и спорной. Она рассматривается как следствие изменения  $P$  и  $T$  в кристаллизующейся магме в результате быстрого охлаждения, пульсации магмы при изменении  $P_{H_2O}$ , гравитации кристаллов в совокупности с цикличностью турбулентных потоков и конвекционных течений, кристаллизационной дифференциации с ритмичным притоком свежих порций магмы, последовательной инъекции магм соответствующего состава, различной степени нуклеации минеральных групп из пересыщенной магмы, замещения слоистых осадочных пород и т.д.

Обилие гипотез о происхождении полосчатости свидетельствует о неясности механизма ее образования, а следовательно, и о неоднозначном решении самой проблемы расслоенных комплексов.

Гипербазитовые формации известны во всех, особенно древних, складчатых областях мира, где они контролируют глубинные разломы, образуя мощные пояса и цепочки массивов, вытянутые на сотни километров вдоль осевых зон складчатых структур. Повсюду они представлены ассоциацией гипербазитов с габбро, габбро-норитами, пироксенитами, анортозитами, горнблендитами, амфиболитами и более кислыми породами. Во многих случаях они имеют полосчатое строение, иногда аналогичное расслоенным комплексам.

Следовательно, и расслоенные и альпинотипные габбро-перидотитовые (базит-гипербазитовые) комплексы имеют много общего как в наборе составляющих их пород, так и в геологическом положении. Согласно Тайеру (Thayer, 1960), для альпинотипных комплексов характерны следующие особенности: огромные площади

развития, неправильная форма тел, непостоянство количественных соотношений габбро и гипербазитов, отсутствие контактовых явлений между ними и ксенолитов вмещающих пород в них, невыдержанный характер полосчатости и контрастный состав полосок, широкое развитие богатых оливином разностей, катакластические структуры пород, включения габбро в перидотитах и наоборот, нодулярные и орбикулярные структуры хромитовых руд, неправильное их распределение и низкое содержание Fe в хромите, высокое отношение  $MgO/FeO$  в породах и минералах.

Поскольку многие из этих особенностей характерны и для расслоенных интрузивов, очевидно, они не могут служить в качестве главных признаков генетического различия комплексов.

Согласно Устерому (Oosterom, 1963), габбро-перидотитовая серия Западной Норвегии по своему строению, набору пород и распространению криптополосчатых габброидов, залегающих на гипербазитах, аналогична расслоенным интрузиям Бушвелда, Скаергарда и др., тем не менее этот автор относит данную ассоциацию к альпинотипным образованиям, считая, что они возникли путем частичного анатексиса и локального палингенеза безводных пород в условиях нижней коры.

Тесная и сложная связь гипербазитов и базитов проявляется на Урале. Долгое время их совокупность рассматривалась в качестве единой формации, возникшей при становлении базальтовой магмы (А.Н.Заварицкий, Б.М.Романов и др.). В последние годы эту ассоциацию разделяют на две самостоятельные и разновозрастные формации: гипербазитовую и более молодую габбро-пироксенит-дунитовую (Ю.А.Кузнецов, С.В.Москалева, Д.С.Штейнберг и др.)

Между тем обе формации приурочены к одному и тому же глубинному разлому, по простиранию связаны постепенными переходами, имеют одинаковый набор пород и по существу различаются лишь количественными соотношениями гипербазитов с габброидами. Однако это обстоятельство не может служить основанием для разделения ассоциации на самостоятельные формации, тем более что количественные соотношения пород являются следствием ряда причин, в том числе и метаморфизма.

Возникновение габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала, в которой преобладают габброиды, связывается с процессами становления базальтовой магмы. Вместе с тем образование габброидов даже в ее пределах интерпретируется различно. Так, например, полосчатые габбро и габбро-нориты массива Денежкин Камень относятся к более ранним образованиям по сравнению с гипербазитами, а в сходно построенном Кумбинском массиве — к более поздним (Воробьева и др., 1962). В Кытымском массиве габбро и габбро-нориты рассматриваются как дифференциаты базальтовой магмы, а близкие к ним по составу такситовые габброиды (кытымиты) — как метасоматические породы (Ефимов, 1963).

Габброиды офиолитового пояса Малого Кавказа также имеют различную генетическую интерпретацию. Они рассматриваются либо как продукты дифференциации ультраосновной или основной магмы (С.Б.Абовян, М.А.Кашкай и др.), либо как самостоятельные интрузивы базальтовой магмы (С.А.Паланджян и др.). В последнее время появились доказательства принадлежности части габброидов к апогипербазитовым метасоматитам (Арутюнян, 1968).

Многие базит-гипербазитовые ассоциации, рассматриваемые ранее как бесспорно магматические, также получили обоснование метасоматического способа образования. В частности, габбро-норит-анортозитовый комплекс Джугджур и Станового хребта сформировался, по данным В.Н.Мошкина и И.Н.Дагелайской (1964), в результате метасоматических преобразований древних сланцев, амфиболитов и гипербазитов.

Таким образом, постоянная ассоциация гипербазитов и базитов является несомненной и характерной для различных структурных зон земной коры. Однако причины и природа этой постоянной связи далеко еще не ясны и дискуссионны. В одних случаях эта связь, по-видимому, чисто пространственная, обусловленная, скорее всего, тектоникой, в других — более глубокая, органическая и обусловлена как магматизмом, так и процессами метаморфизма.

На примере Полярного Урала и Малого Кавказа нами установлено, что связь гипербазитов с габброидами, пироксенитами и другими породами носит органический характер и обусловлена трансформацией вещества гипербазитов, отражающей определенные этапы геологической истории этих регионов.

Гипербазитовая формация Полярного Урала представлена ассоциацией ультраосновных и основных пород, связанных между собой постепенными переходами и перемежаемостью. Поскольку геологическое строение района, характеристика пород формации и их генезис были подробно освещены нами ранее (Морковкина, 1962, 1967), то отметим здесь лишь те особенности, которые имеют непосредственное отношение к выяснению причин постоянной ассоциации гипербазитов с габброидами.

Гипербазиты слагают преимущественно водораздельную часть полярноуральского хребта, образуя мощный пояс вдоль зоны глубинного разлома. В отличие от типичных альпийских поясов, сложенных главным образом серпентинитами, гипербазиты Полярного Урала характеризуются разнообразием минерального состава. Среди них выявляются различные серпентиниты, перидотиты, пироксениты, оливиниты и энстатитовые оливиниты, связанные между собой серией промежуточных разновидностей. Породы местами очень свежие, крупно — до гигантозернистого сложения, местами же сильно серпентинизированы, амфиболлизированы, рассланцованы и катаклазированы. Как показали детальные исследования, гипербазиты пояса гетерогенны, т.е. различны по времени, месту, способу и условиям образования. Вместе с тем последующая их перекристаллизация и явления наложенного метаморфизма сильно завуалировали истинные соотношения между отдельными типами гипербазитов и последовательность их образования.

Наиболее ранними представителями гипербазитов можно считать плотные черные лизардитовые серпентиниты, которые встречаются лишь в виде реликтов. Отсутствие каких-либо признаков исходной породы не позволяет установить истинную природу плотных серпентинитов; тем не менее не исключена возможность образования их по первичным дунитам, испытавшим региональную серпентинизацию. С достоверностью устанавливается их перекристаллизация в различные типы хризотилowych и антигоритовых серпентинитов с образованием полосчатой и брекчиевидной микроструктуры (фиг. 1,а).

Широко распространенные здесь оливиновые породы несут признаки вторичных регенерированных образований, последующая серпентинизация которых преобразовала их в дунит-серпентиниты.

Перидотиты (верлиты, вебстериты и гарцбургиты) с неравномерным распределением порфиробластов пироксена размером от 5 до 10 см, тесно связаны с пироксенитами, образующими в них жилы, полосы и неправильной формы тела различной мощности и протяженности.

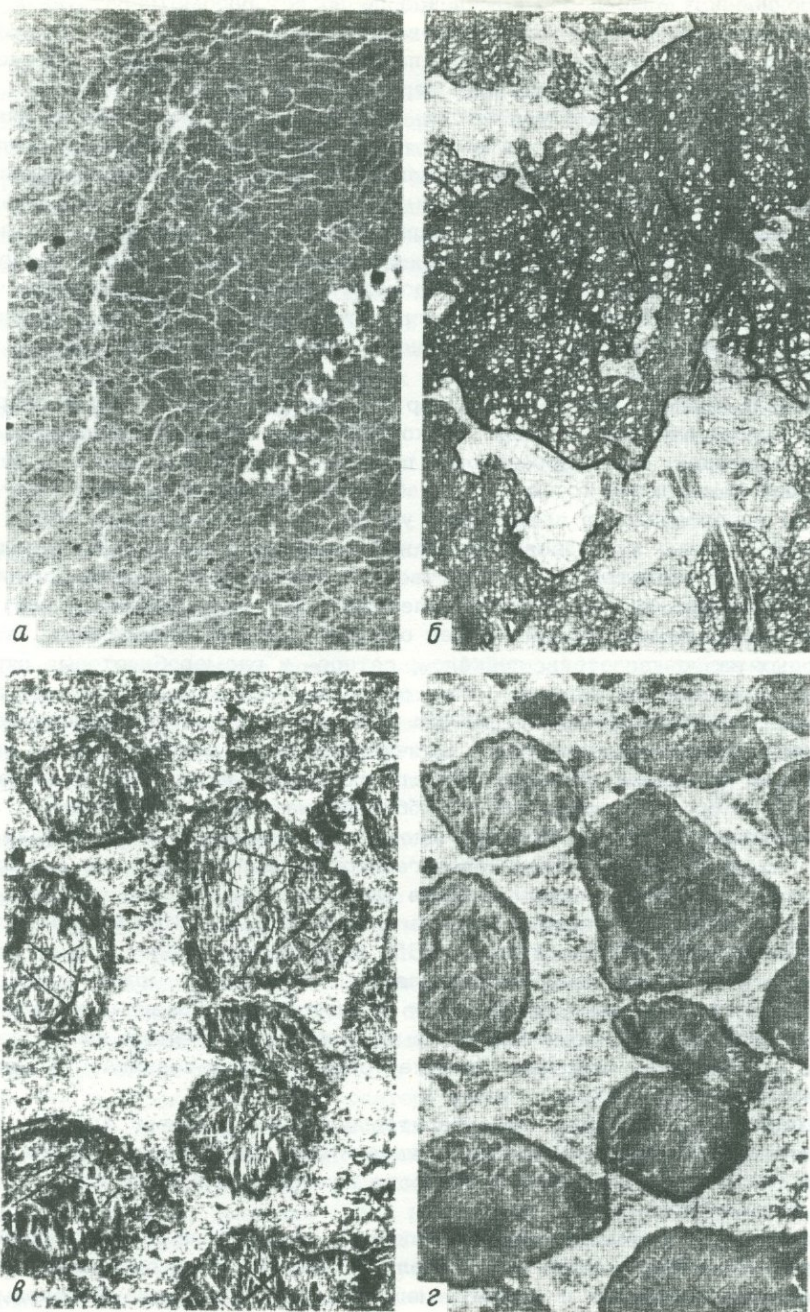
Многочисленные доказательства метасоматического образования пироксенитов и порфиробластов пироксена перидотитов были изложены нами ранее (Морковкина, 1962, 1967), и здесь нет необходимости их повторять.

Для пород пояса характерны также интенсивная амфиболлизация, хлоритизация, а местами альбитизация, которые обусловили развитие новых минеральных ассоциаций и еще более запутали картину строения пояса.

Таким образом, ультраосновные породы Полярного Урала несут на себе признаки многократных и разнообразных преобразований, в том числе дегидратацию и перекристаллизацию ранних серпентинитов. Некоторые из них (ранняя серпентинизация) имели региональный характер, другие же контролировались тектоническими зонами и межблоковыми разломами.

Габброиды распространены преимущественно вдоль краевых, особенно восточной, частей пояса и вдоль зон нарушения в его центральной части. Они тесно связаны с пироксенитами, образуя единый пироксенит-габброидный комплекс мигматитоподобного строения с обилием минеральных и текстурно-структурных разновидностей. Среди пород комплекса существенную роль играют оливиновые габбро, плагиоклазиты, цоизититы, габбро-пегматиты, габбро, габбро-нориты, пироксениты и горнблендиты, связанные между собой и с гипербазитами постепенными переходами и перемежаемостью с образованием брекчиевидных, грубо — и тонкополосчатых разновидностей (фиг. 1,б-г).

Во всех габброидах присутствуют реликты дунит-серпентинитов с признаками их регенерации.



Фиг. 1. Структурные разновидности ультраосновных пород

а - структура плотного серпентинита с явлениями перекристаллизации вдоль трещинок; шл. 230/67, увел. 3,5, без анализатора; б - метасоматический характер диопсида (белый) в перидотитах Полярного Урала; шл. 287/67, увел. 3,5, без анализатора; в - брекчиевидная структура серпентинита, темное - реликты плотного серпентинита, шл.43/62, увел. 3,5, без анализатора; г - то же, с анализатором

Всестороннее изучение пород комплекса позволяет рассматривать их как продукты интенсивных метасоматических преобразований гипербазитов пояса. Главными из них можно считать пироксенитизацию, фельдшпатизацию и поизитизацию, каждая из которых сопровождалась дегидратацией и перекристаллизацией гипербазитов. В отдельных случаях преобразования гипербазитов связаны с плагиигранитными инъекциями с развитием типичных мигматитов, в которых роль субстрата выполняли дунит-серпентиниты. Последние при этом частично или полностью были преобразованы в гиперстен-диопсид-плаггиоклазовые роговики, местами обогащенные вкрапленностью титаномagnetита. Их массивные кристаллически зернистые разности, имеющие облик интрузивных габбро-норитов, постепенными переходами связаны с гипербазитами и с плагиигранитами. Присутствие в породах голубоватого опаловидного кварца, а также особенности состава самих плагиигранитов свидетельствуют о глубинном характере инъекционных явлений и, возможно, о палингенной природе самих плагиигранитов.

Габброиды Полярного Урала до сих пор еще многими исследователями рассматриваются как магматические породы. Однако целый ряд признаков свидетельствует об их метасоматической, апогипербазитовой природе: отсутствие экзо- и эндоконтактных явлений даже около крупных тел габброидов в серпентинитах; многочисленные реликты гипербазитов в виде полос, угловатых и неправильных тел с явлениями их преобразования; одинаковый состав пироксенов в габброидах, вмещающих гипербазиты и их реликтах; непосредственное продолжение цепочек плаггиоклаза и пироксена в окружающие гипербазиты с пересечением их рассланцованности; унаследованное плаггиоклазами формы зерен оливина; обилие минеральных, текстурных и структурных разновидностей; пойкило-, гетеро- и гломеробластовые структуры минералов; развитие коронных структур около оливина с симплектитами из пироксена и шпинели; наличие хромита в габбро и плаггиоклазитах; противоречивые соотношения между минералами; резко изменчивая форма и величина зерен минералов при отсутствии признаков одновременности их образования; переходы массивных разностей через брекчии замещения и габбро-пегматиты в серпентиниты; зависимость направления полосчатости габброидов от простирания тектонических зон и т.д.

Анализ сосуществующих пироксенов, габброидов и пироксенитов, а также химические составы орто- и клинопироксенов указывают на их образование в условиях высоких  $P$  и  $T$ , близких условиям гранулитовых фаций. Учитывая это, а также данные Рингвуда и Грина (Green a. o., 1965) о переходе базальтов в условиях нижней коры в эклогиты через пироксен-плаггиоклазовые гранулиты, можно высказать предположение, что габброизация гипербазитов является своеобразным выражением процесса гранулитизации. Отсюда следует вывод, что либо твердые гипербазиты находились в нижней коре, либо аналогичные условия могут возникать в зонах глубинных разломов.

Амфиболовые породы гипербазитовой формации севера Урала возникли в результате наложения процессов амфиболитизации на гипербазиты и продукты их более ранних преобразований. Амфиболитизация носит многократный характер и обусловлена различными причинами.

В гипербазитах, в том числе серпентинитах, она привела к образованию амфиболитов, состоящих из одного или нескольких амфиболов, с признаками их неоднократной перекристаллизации и взаимозамещений. В таких полиамфиболовых породах трудно установить последовательность образования различных амфиболов. С одной из ранних фаз амфиболитизации связано, вероятно, образование в гипербазитах прожилков и крупных тел горнблендита, сложенного титанистой роговой обманкой (керсутитом), замещенной в дальнейшем актинолитом. Абсолютный возраст флогопита, прожилки которого секут актинолиты, соответствует 402 млн. лет (Морковкина, 1967). Следовательно, все более ранние преобразования гипербазитов, включая габброизацию и актинолитизацию, имеют заведомо доордовикский возраст.

В восточной части формации отмечались более поздние проявления амфиболитизации, связанные с формированием гранитоидов. Процессы гранитизации, сопровождающие их становление, наиболее интенсивно проявились вдоль зоны сочленения с гипербазитовой формацией. В сферу их воздействия оказались вовлеченными породы вмещающей зеленокаменной толщи, а также гипербазиты и габброиды; все эти породы были преобразованы в одинаковые амфибол-плаггиоклазовые фации резко такситового строения (габбро-амфиболиты).

Следовательно, становление гранитоидов восточного склона Полярного Урала оказались главной причиной объединения двух самостоятельных и разновозрастных формаций в единое целое.

Таким образом, особенности строения базит-гипербазитовой ассоциации Полярного Урала, набор составляющих ее пород и количественные соотношения между ними являются продуктом сложных и разнообразных процессов, отражающих общие закономерности геологического развития данного региона.

Ранее нами было доказано (Морковкина, 1967), что гипербазиты севера Урала представляют собой ряд тектонических блоков (протрузий), выведенных в современное положение в разное время и с различной глубины. В результате в непосредственном соприкосновении оказались блоки гипербазитов с резко различным характером преобразования; свежие оливиниты и рассланцованные серпентиниты, пироксениты и горблендиты, гиперстен-плаггиоклазовые роговики и энстатиты.

Причина интенсивных и разнообразных преобразований гипербазитов заложена в приуроченности их к глубинному разлому — зоне активных процессов метаморфизма, метасоматоза и магмообразования.

#### Некоторые особенности гипербазит-базитовой ассоциации Малого Кавказа

При изучении офиолитового пояса Малого Кавказа обнаруживается удивительное сходство его с гипербазитовой формацией Полярного Урала.

Габброиды, входящие в состав Севано-Акеринского пояса, характеризуются сложным строением и изменчивым составом. Они тесно связаны с дунит-серпентинитами, перидотитами и пироксенитами, явлениями перемежаемости и постепенных переходов.

Гипербазиты здесь представлены серпентинитами, дунит-серпентинитами, перидотитами и пироксенитами.

Серпентиниты по составу и сложению очень разнообразны. Наиболее широко распространены плотные, лизардитовые серпентиниты, аналогичные тем, которые в гипербазитах севера Урала встречаются лишь в виде реликтов. Они обнаруживают неравномерную перекристаллизацию в более зернистые и листоватые хризотилловые и антигоритовые разности с полосчатой и брекчиевидной структурой (фиг. 2, а, б). При этом развиваются крупные порфиробласты баститоподобного хризотила (фиг. 3), который нередко ошибочно принимают за псевдоморфозы по пироксену.

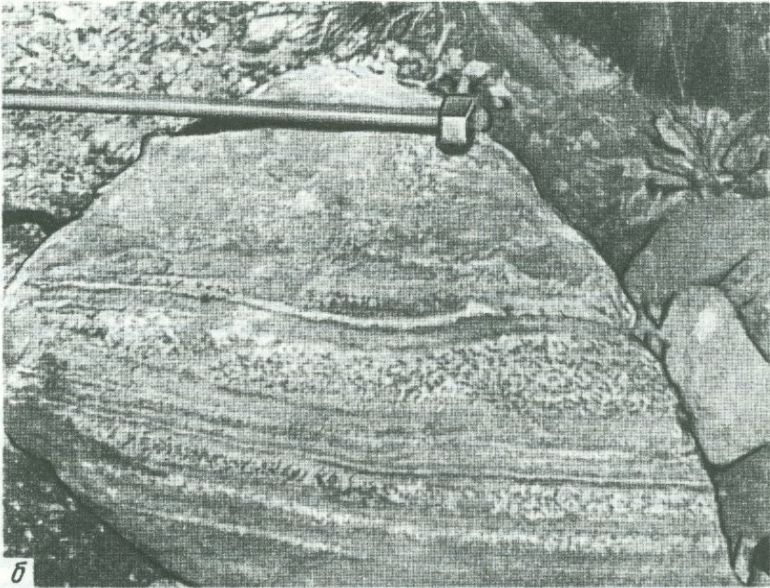
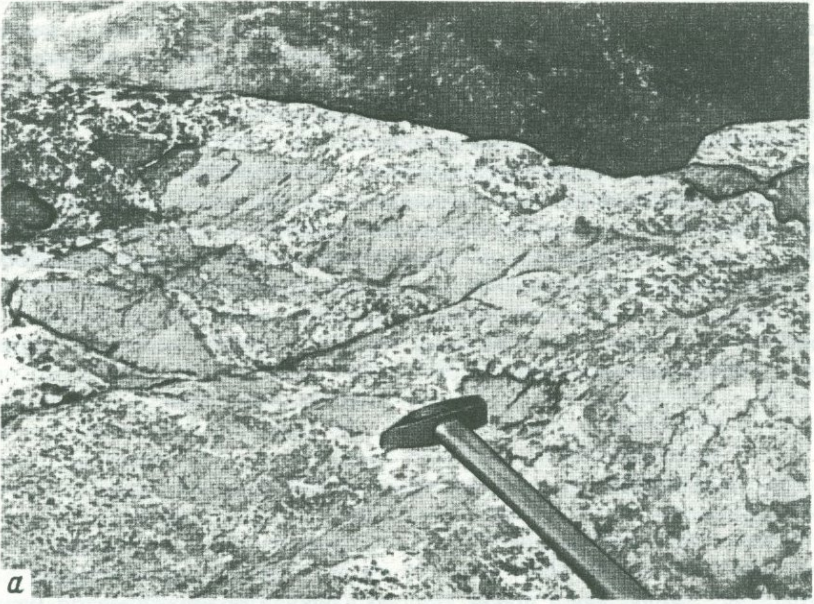
Перидотиты и пироксениты по характеру распространения, структурно-текстурным особенностям, форме и размерам зерен пироксенов, а также по соотношениям между собой и с серпентинитами обнаруживают полную аналогию с породами севера Урала и подобно им образовались в процессе пироксенизации серпентинитов.

Дуниты и оливиниты, имеющие здесь незначительное распространение, всюду содержат реликты плотного серпентинита с отчетливо выраженными признаками дегидратации и перекристаллизации. Можно думать, что эти породы являются продуктом регенерации плотных серпентинитов.

Габброиды Севано-Акеринского пояса представлены двумя генетическими типами: апогипербазитовыми и програнитоидными, т.е. образовавшимися в связи с формированием гранитных интрузивов.

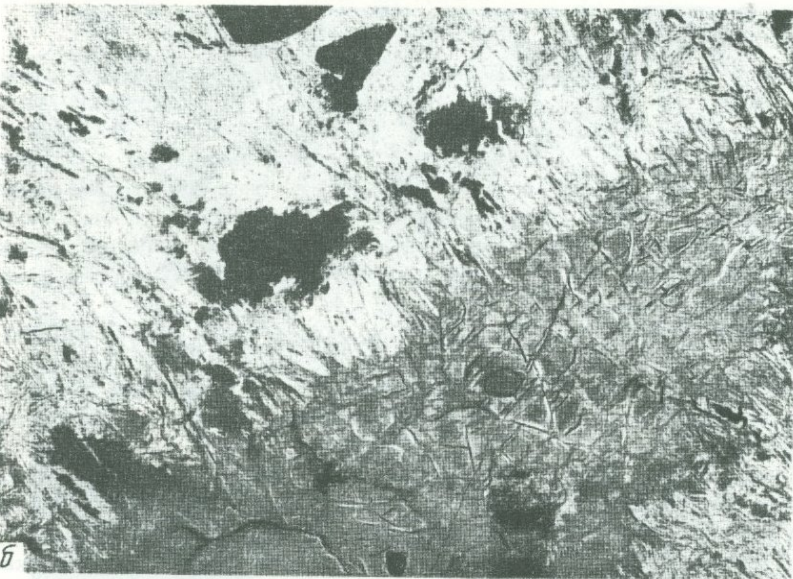
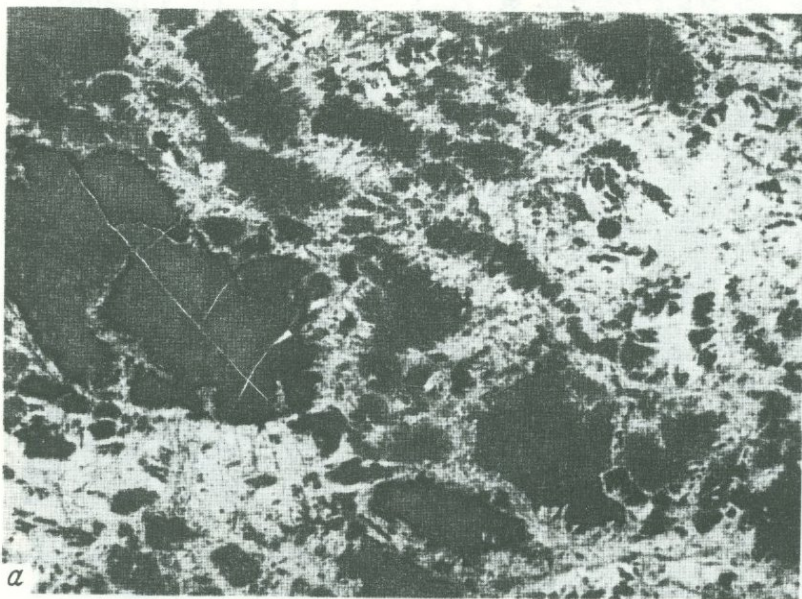
Апогипербазитовые габброиды разнообразны по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям. Среди них выявляются диопсидные, гиперстеновые, оливиновые, цоизитовые, амфиболовые и другие разности, связанные между собой и с гипербазитами перемежаемостью и постепенными переходами. В структурном отношении они также широко варьируют от крупнозернистого до микрокристаллического и роговикового сложения. Изменчивы и текстуры пород — от массивных и полосчатых до брекчиевидных и гнейсовидных (фиг. 4). Они обладают всеми признаками, отмеченными для габброидов севера Урала, и подобно им являются продуктами метасоматического преобразования ультраосновных пород.

В офиолитовом поясе отдельные массивы габброидов различаются между собой характером сложения, вещественным составом и количественными соотношениями с гипербазитами.



Фиг. 2. Текстуры разновидности габброидов

а-б - брекчиевидная текстура габброидов с реликтами (темное) гипербазита, верховье р.Левая Пай-Ера; б - полосчатая текстура габброидов Полярного Урала там же



Фиг. 3. Микроструктура серпентинитов района оз.Севан

а - брекчиевидная с реликтами (темное) плотного lizardитового серпентинита, шл. 236/67, увел. 3,5, с анализатором; б - полосчатая, с реликтами плотного lizardитового серпентинита, шл. 237/56, увел. 20, без анализатора



Фиг. 4. Характер развития баститовидного хризотила (белый) по петельчатому серпентину, шл. 285/67, увел. 40, без анализатора

Так, например, в Шоржинском массиве широко распространены такситовые меланократовые габброиды (фиг.5,а,б) и троктолиты, которые постепенными переходами связаны с гипербазитами, играющими здесь ведущую роль. В Бабаджанском массиве преимущественное значение имеют полосчатые габброиды с наложенными на них явлениями амфиболитизации и пренитизации. В Джан-Ахмедском районе широко распространены пироксен-плаггиоклазовые и амфибол-плаггиоклазовые роговики и гнейсы, образовавшиеся непосредственно по серпентинитам, реликты которых в них обильны. Здесь же устанавливаются интенсивная карбонатизация пренитизация и оталькование серпентинитов.

Таким образом, в формировании габброидов офиолитового пояса главную роль играли процессы преобразования вещества самих гипербазитов.

В этом отношении представляют интерес выводы Г.С.Арутюняна (1968) об апогипербазитовой природе габброидов Севанского хребта, основанные на большом фактическом материале.

Разделяя представления А.Л.Книппера и Ю.Л.Кастяна (1964) о блоковой природе гипербазитов Малого Кавказа, следует добавить, что "внедрение" протрузий имело место после преобразования гипербазитов и с разной глубины.

Сравнительное изучение базит-гипербазитовых ассоциаций Малого Кавказа и Полярного Урала показало, что при удивительном сходстве между ними имеются некоторые существенные различия.

Так, например, характерные для севера Урала явления интенсивной дегидратации и перекристаллизации гипербазитов в офиолитовом поясе проявились весьма слабо и лишь в начальной стадии. Вместе с тем типичные для него процессы карбонатизации, пренитизации, лиственинитизации, гранатизации и оталькования почти отсутствуют на Полярном Урале. Устанавливается также, что гипербазиты Малого Кавказа более интенсивно серпентинизированы и рассланцованы, чем уральские. Естественно было ожидать обратной картины: чем древнее породы, тем сильнее они серпентинизированы. Однако фактический материал доказывает, что более длительное развитие региона способствовало "обновлению" гипербазитов, т.е. обусловило их дегидратацию и перекристаллизацию, придав им облик свежих кристаллическизернистых пород.



Фиг. 5. Текстуры разновидности габброидов района оз.Севан

а — фельдшпатизированный серпентинит; б — такситовые габброиды с реликтами гипербазита

В формировании габброидов, ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами, ведущая роль принадлежит процессам метасоматического преобразования гипербазитов. Эти преобразования носят разнообразный характер и связаны как с потоком эндогенных эманаций, так и с магматизмом.

Характер распространения габброидов, их минеральный состав, текстурно-структурные особенности и количественные соотношения с гипербазитами обусловлены спецификой геологического развития каждого конкретного региона.

Одинаковая апогипербазитовая природа габброидов двух разновозрастных складчатых зон позволяет думать, что метасоматическая апогипербазитовая природа габброидов является общей закономерностью в формировании альпинотипных базит-гипербазитовых комплексов.

Постоянная связь габброидов с гипербазитами в этих комплексах носит органический характер, тогда как количественные соотношения между ними зависят от направленности и интенсивности процессов трансформации вещества гипербазитов, а также характера и интенсивности более поздних процессов, наложенных на породы комплекса в целом.

Выяснения характера процессов метасоматоза и метаморфизма, времени и места их развития дает возможность восстановить особенности геологической истории самого региона.

При изучении базит-гипербазитовых комплексов различных структурных зон коры необходимо учитывать роль процессов метасоматоза и метаморфизма в формировании слагающих их пород.

#### Литература

- Абовян С.Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. — В кн. "Геология Армянской ССР", т.3. Интрузивные породы. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1966.
- Арутюнян Г.С. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям. — Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1968, № 5.
- Воробьев О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 65, 1962.
- Ефимов А.А. Кытлымский платиноносный массив. — В кн. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала", т.1. Свердловск, 1963.
- Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. Л., Гос. научн.-техн. геол. разв. изд-во, 1932.
- Кашкай М.А. Офиолитовая формация Малого Кавказа. — В кн. "Геология Азербайджана. Петрография". Изд-во АН Аз.ССР, 1952.
- Кашкай М.А. Основные и ультраосновных пород Азербайджана. — Изд-во АН Аз.ССР, 1947.
- Книппер А.Л., Костанян Ю.Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Изд-во "Наука", 1967.
- Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Пироксениты краевых зон Хараматаловско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал). — В кн. "Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов". Изд-во "Наука", 1965.
- Москалева С.В. О формациях основных и ультраосновных пород Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 4.
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Анортзитовая формация хребтов Станового и Джугджура. — В кн. "Магматические формации". Изд-во "Наука", 1964.

- Паланджян С.А. К геологии ультраосновных и основных пород северо-восточного побережья озера Севен. - Изв. АН Арм.ССР, серия географ. наук, 1965, № 1.
- Романов Б.М. Габбро-перидотитовая формация Урала. - Сов. геология, 1949, сб. 40.
- Штейнберг Д.С. Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала. - В кн. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала" (Труды 1-го Уралского петрогр. сов.), т. 1. Свердловск, 1963.
- Oosterø M.G. The ultramafites and layered gabbro sequences in the granulite facies rocks an Stjernøgg (Finnmar Norway). - Leidese, Geol., Mededel, 1963, v.28.
- Thayer T. R. Some critical differences between alpinetype and stratiform peridotite-gabbro complexes. - 21st. Int. Geol. Congr. report, Copenhagen, 1960, Sect. 13.
- Green D.H., Ringwood A.E., Green T.H., Major A. Petrology of the upper mantle.- Dept. Geophys. and Geochem. Austral. Nat. Univ., 1966, Bull. 444.

С.М.Кравченко

## К ГЕОХИМИИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ БАЗАЛЬТОИДНЫХ СЕРИЙ

Дифференцированные эффузивные коагматические серии различной щелочности, представленные главным образом базальт-риолитовыми, базальт-трахитовыми и базальт-фонолитовыми рядами, широко распространены. Им соответствуют аналогичные по химизму плутонические и вулканоплутонические базальтоидные формации, сопровождающиеся разнообразными эндогенными месторождениями (Кузнецов, 1964). Кроме того, огромные массы континентальных траппов и океанических примитивных толеитов (Engel a. o.; 1965; Виноградов, 1968), в первом приближении весьма однообразные, при более детальном изучении обнаруживают отчетливые признаки дифференциации так называемых первичных базальтовых магм. Таким образом, дифференциацию базальтовых магм следует рассматривать как один из важнейших геологических процессов.

Подавляющее большинство коагматических базальтоидных серий обнаруживает целый ряд общих особенностей: плавность изменений петрохимических и геохимических характеристик, сходство минерального состава различных по пород, эвтектический состав конечных продуктов дифференциации и их незначительный объем. Все это позволяет полагать, что в целом сложные процессы формирования дифференцированных эффузивных серий могут рассматриваться как сочетание фракционной или направленной кристаллизации с определенными механизмами отделения и транспортировки на поверхность последовательных продуктов дифференциации.

Сопоставление данных по минералогии дифференцированных серий с результатами экспериментальных исследований силикатных систем (Боуэн, 1934; Иодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968) при различных давлениях свидетельствует о том, что в данном случае дифференциация базальтовых магм происходит главным образом в верхних частях земной коры под влиянием высоких температурных градиентов.

Накопление геохимической информации о составе базальтоидов, основанной на применении усовершенствованной аналитической техники и ядерных методах анализа, позволяет использовать математический аппарат для их сопоставления и показать оптимальные варианты приближений к теоретической модели фракционирования в ходе направленной кристаллизации для различных редких элементов.

Настоящая работа базируется на каменном материале, собранном автором совместно с Б.П.Золотаревым и С.Ф.Соболевым по толеитовым, высокоглиноземистым и щелочным четвертичным базальтоидам современной геосинклинальной области — Курильской островной дуги и щелочным кайнозойским базальтоидам современной орогенной эпигеосинклинальной области Малого Кавказа (Армения). Данные о распределении урана получены методом осколкордиографии, разработанным И.Г.Берзиной (Берзина и др., 1969), о содержании калия, урана и тория — методом прецизионной гамма-спектрометрии естественного излучения, разработанным Ю.С.Семеновым (Кравченко, Семенов, 1970), калия и рубидия — методом пламенной фотометрии, скандия — количественно-спектральным методом.

При изучении дифференцированных силлов исследователи получают возможность проследить все особенности смены последовательных дифференциатов друг другом, сопоставить объемы образующихся пород и, используя эти данные как индукторы степени фракционирования, вычислить комбинированные коэффициенты распределения

некоторых редких элементов. Результаты изучения дифференцированных силлов имеют принципиально важное значение для понимания особенностей фракционирования редких элементов в эффузионных комагматических сериях. МакИнтайр показал, что при формировании известного дифференцированного силла Скергаард целый ряд редких элементов фракционируется в ходе дифференциации толеитовой магмы при постоянных комбинированных коэффициентах распределения (McIntire, 1963).

Автором при изучении тешенитового дифференцированного силла Каменка на Сахалине было показано, что в ходе дифференциации оливин-базальтовой магмы некоторые редкие элементы также фракционируют при постоянных комбинированных коэффициентах распределения и что наблюдается большое сходство в характере фракционирования редких элементов при формировании как дифференцированных силлов, так и аналогичных по химизму эффузивных дифференцированных серий (Кравченко, 1968). При сопоставлении особенностей фракционирования редких элементов в ходе дифференциации магм различной щелочности при образовании силлов было констатировано проявление кислотно-основного взаимодействия компонентов (Кравченко, 1968) в соответствии с концепцией Д.С.Коржинского (Коржинский, 1959, 1960), изученное ранее лишь теоретически и экспериментально (Рябчиков, 1965). Результаты изучения динамики фракционирования редких элементов при формировании дифференцированных силлов свидетельствуют о возможности проявления тех же закономерностей и при формировании эффузивных комагматических серий.

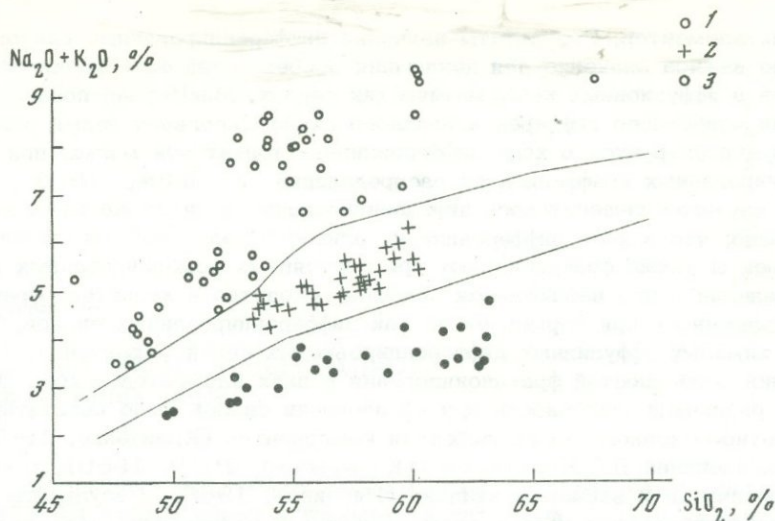
Изученные нами комагматические эффузивные серии в порядке возрастающей щелочности располагаются следующим образом: толеитовая серия базальт - дает о-ва Кунашир, высокоглиноземистая серия андезито-базальт - андезит о-ва Парамушир, щелочная серия базальт - дает Центральной и Северо-Западной Армении и существенно щелочная серия трахибазальт - трахиандезит - дает Юго-Восточной Армении. На диаграмме Харкера для суммы щелочей изученных пород границы полей распространения толеитовых, высокоглиноземистых и щелочных базальтов (фиг. 1) показаны по данным Куно, автора термина "высокоглиноземистые базальты" (Куно, 1966).

О-ва Кунашир расположен в пределах участка Курильской островной дуги, характеризующегося субконтинентальным типом строения земной коры мощностью 10-15 км (Косминская и др., 1964). Являясь самым южным из Курильских островов, он расположен непосредственно к северо-востоку от о-ва Хаккайдо, где, по-видимому, мощность земной коры возрастает и она приобретает континентальный характер.

На о-ве Кунашир были изучены породы вулканов Менделеева и Головина: андезито-базальты третичного основания вулкана Менделеева, четвертичные андезиты соммы I и андезито-дациты экструзивного купола, а также андезиты экструзивного купола, и андезито-дациты внутренней соммы вулкана Головина. Все базальтоиды о-ва Кунашир относятся к толеитовому типу, по величине сериального индекса Рит-

мана  $(S = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43} = 0,80-0,95)$  принадлежат к предельно сильному тихоокеанскому типу (содержат в нормативном составе гиперстен и большое количество нормативного кварца).

О-ва Парамушир - самый северный из Курильских островов. Он приурочен к участку, характеризующемуся континентальным типом строения земной коры мощностью 21,5-30 км (Косминская и др., 1964). Изученные андезито-базальты и андезиты вулканов Эбеко и Богдановича принадлежат к группе высокоглиноземистых базальтоидов, а базальты шлаковых конусов вулкана Ветрового и мелких прибрежных конусов северного побережья, соответствующие по времени образования первому оледенению, - к группе щелочных. Андезиты р.Матросской вулкана Богдановича по времени образования относятся к нижнечетвертичному времени. Андезито-базальты расположенных рядом кратеров Эбеко и Неожиданный слагают несколько голоценовых потоков глыбовой лавы. Мегпорфировые базальты вулкана Ветрового по величине сериального индекса Ритмана ( $S = 2,36$ ) относятся к среднему и слабому тихоокеанскому типу, не содержат модального гиперстена и характеризуются наличием небольшого количества нормативного нефелина. Андезиты и андезито-базальты вулканов Эбеко и Богдановича по сериальному индексу (0,86-2,58) соответствуют среднему тихоокеанскому типу и содержат нормативный гиперстен и небольшое количество кварца.



Фиг. 1. Диаграмма Харкера  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  для изученных базальтоидов Курьильских островов и Малого Кавказа.

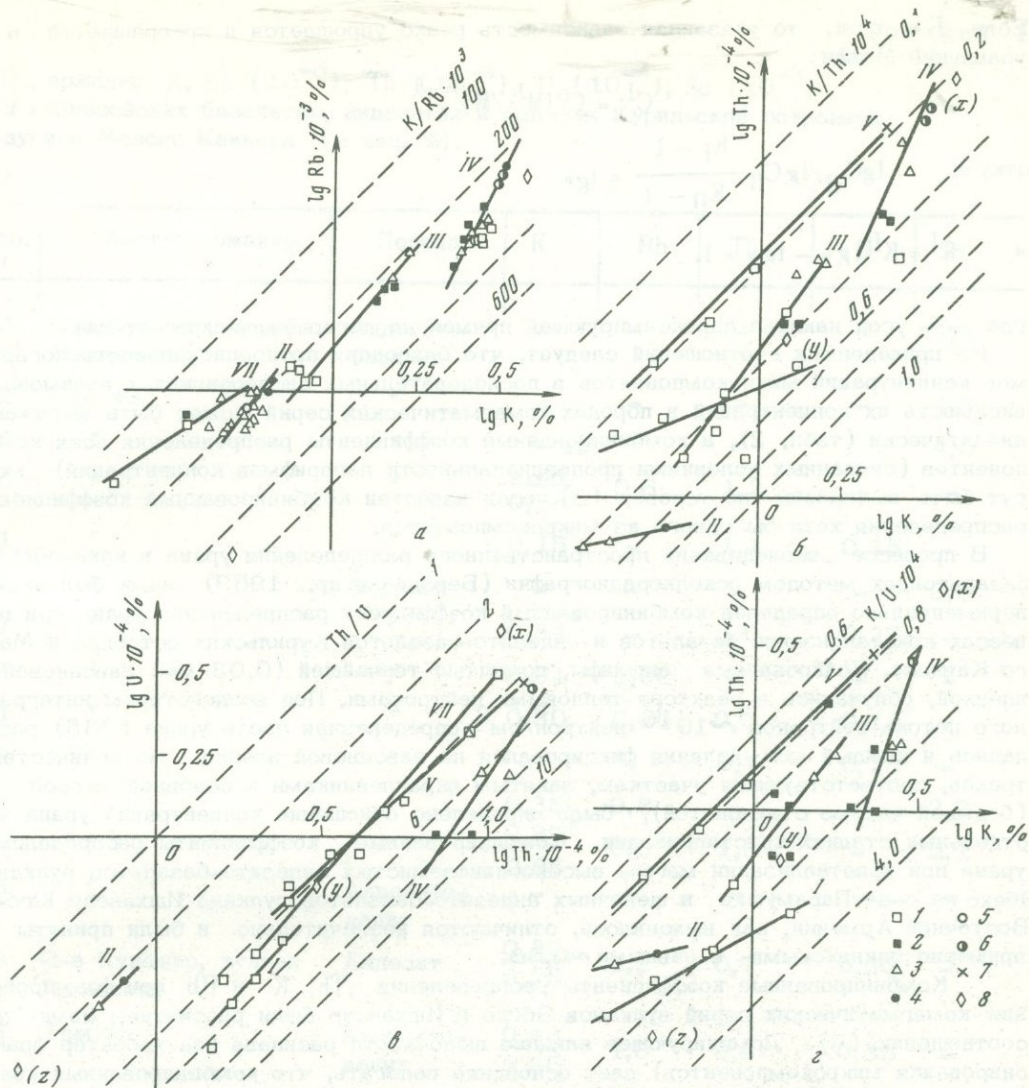
1 – толеитовый базальт, 2 – высокоглиноземистый базальт, 3 – щелочной базальт

В изменении состава пород по разрезу отдельных пачек потоков преобладает антидромная тенденция. Наконец, двупироксеновые андезиты, слагающие вулканические бомбы вулкана Эбеко извержения 1935 г., относятся к высокоглиноземистому типу, а по сериальному индексу – к предельно сильному тихоокеанскому типу.

Область Малого Кавказа характеризуется одним и тем же континентальным типом коры с очень небольшими вариациями глубин поверхностей Мохо (45–55 км) и Конрада (39–42 км). Начало верхнеплиоцен–четвертичного цикла характеризовалось мощными ареальными излияниями однородных базальтов и андезито–базальтов, распространенных на огромной территории. Только в отдельных участках формировались полигенные вулканы центрального типа. Общая щелочность базальтоидов повышается в направлении с северо–запада на юго–восток (Ширинян, 1963). Нами изучены верхнеплиоценовые базальты и андезито–базальты Северо–Западной и Центральной Армении, образовавшиеся при ареальных излияниях, а также верхнеплиоценовые базальты, андезито–базальты и андезиты вулкана Кара–Даг, расположенного на северо–западе, андезито–базальты и андезиты вулкана Араилер, расположенного в Центральной Армении, и верхнеплиоценовые трахиандезито–базальты, трахиандезиты, липарито–дациты и четвертичные трахибазальты вулкана Ишхансар (антидромная последовательность), расположенного в юго–восточной Армении и Азербайджане.

Составы всех изученных базальтоидов Армении на диаграмме Харкера попадают в поле щелочных базальтоидов (см. фиг. 1). Базальты и андезито–базальты Северо–Западной и Центральной Армении часто содержат модалный и нормативный гиперстен и кварц. По величине сериального индекса ( $S' = 3,28 - 3,34$ ) они относятся к слабому тихоокеанскому типу. В то же время трахиандезито–базальты и трахиандезиты вулкана Ишхансар относятся к слабому атлантическому и переходным типам ( $S' = 4,82 - 5,53$ ), а липарито–дациты – к слабому тихоокеанскому типу ( $S' = 3,58$ ). Породы юго–восточной Армении содержат оливин, натриевый диопсид–авгит, базальтическую роговую обманку и биотит. В их нормативном составе иногда появляется небольшое количество нефелина.

Данные о содержании “некогерентных” элементов K, U, Th и Rb в породах комагматических серий различной щелочности (табл. 1) показаны в виде логарифмических графиков  $\lg U - \lg K$ ,  $\lg Th - \lg K$ ,  $\lg U - \lg Th$  и  $\lg Rb - \lg K$  (фиг. 2). Очевидно, можно аппроксимировать зависимость логарифмов концентраций названных элементов в породах каждой комагматической серии как линейную. Это может рас-



Фиг. 2. Соотношение логарифмов концентраций Rb - K(a), Th - K(б), U - Th(в) и K = U(г) в породах комагматических серий

I - сипл Палисайд (Heier a. Rogers, 1963); II - вулкан Головина и Менделеева, о.Кунашир; III - вулканы Эбеко и Ветровой, о.Парамушир; IV - вулкан Ишхансар, Юго-Восточная Армения; V - долеритовый сипл, Тасмания (Heier a.o., 1965); VI - район Северо-Западной Армении; VII - грабен Осло (Heier a. Rogers, 1963)  
 1 - базальты; 2 - андезит-базальты; 3 - андезиты; 4 - андезит-дациты; 5 - дациты; 6 - липарито-дациты; 7 - гранофиры; 8 - логарифмы средних концентраций: (x) - гранитов, (y) - щелочных базальтов, (z) - континентальных базальтов

смагиваться как доказательство фракционирования двух микрокомпонентов в комагматических породах при постоянном отношении комбинированных коэффициентов распределения (Кравченко, 1968). В общем виде зависимость концентраций микрокомпонентов в жидкой фазе  $C^L$  от степени фракционирования, измеряемой или массой выпавших кристаллов ( $M^C$ ) или отношением массы жидкой фазы к общей массе ( $M^L/M$ ), начальной концентрации ( $C^0$ ) и комбинированного коэффициента распределения (K), имеет экспоненциальный характер (Рябчиков, 1965). При этом показателем степени является интеграл от 0 до  $M^C$  выражения, в которое выходит K.

Если  $K = \text{const}$ , то указанная зависимость резко упрощается и превращается в уравнение Макфи:

$$C^L = C^0 (M^L/M)^{K-1}, \quad (1)$$

откуда 
$$\lg C_{II}^I / \lg C_{II} \frac{K_I - 1}{K_{II} - 1} = \text{tg} \alpha \quad (2)$$

и 
$$K^I = K^{II} \text{tg} \alpha - \text{tg} \alpha + 1, \quad (3)$$

где  $\alpha$  — угол наклона аппроксимирующей прямой на логарифмическом графике.

Из приведенных соотношений следует, что благодаря пропорциональности логарифмов концентраций микрокомпонентов в последовательных дифференциатах взаимозависимость их концентраций в породах комагматических серий может быть выражена аналитически (табл. 2), а комбинированные коэффициенты распределения всех компонентов (связанных условиями пропорциональности логарифмов концентраций) могут быть вычислены по условию (3), если известен комбинированный коэффициент распределения хотя бы одного из микрокомпонентов.

В процессе исследований пространственного распределения урана в кайнозойских базальтоидах методом осколкордиографии (Берзина и др., 1969) нами был экспериментально определен комбинированный коэффициент распределения урана при процессах кристаллизации базальтов и андезито-базальтов Курильских островов и Мало-го Кавказа. Полированные аншлифы, покрытые тончайшей (0,03 мм) лавсановой пленкой, облучались в реакторе тепловыми нейтронами. Под воздействием интегрального потока нейтронов  $\sim 10^{16}$  нейтрон/см<sup>2</sup> определенная часть урана (<sup>235</sup>) распалась и каждый акт деления фиксировался на лавсановой пленке. По количеству треков, соответствующих участкам, занятым вкрапленниками и основной массой (большой частью стекловатой), было определено отношение концентраций урана на отдельных стадиях кристаллизации. Комбинированные коэффициенты распределения урана при кристаллизации магмы высокоглиноземистых андезито-базальтов вулкана Эбеко на о-ве Парамушир и щелочных андезито-базальтов вулкана Ишхансар Юго-Восточной Армении, как выяснилось, отличаются незначительно и были приняты примерно одинаковыми и равными  $\sim 0,03$ .

Комбинированные коэффициенты распределения Th, K и Rb при формировании комагматических серий вулканов Эбеко и Ишхансар были рассчитаны нами по соотношению (3). Доминирующее влияние щелочности расплава (на характер фракционирования микрокомпонентов) дает основание полагать, что комбинированный коэффициент распределения урана при кристаллизации магмы одного и того же состава как непосредственно при формировании эффузивов, так и в периферических магматических камерах был одинаков (табл. 3).

Анализ логарифмических графиков и сопоставление величин комбинированных коэффициентов распределения свидетельствуют о том, что характер фракционирования одних и тех же пар элементов в дифференцированных сериях различной щелочности существенно различен (Кравченко, 1969, 1970). Наклон условных прямых, соединяющих точки пород отдельных комагматических серий и отражающий соотношение интенсивностей фракционирования микрокомпонентов и калия, четко коррелируется с щелочностью серий. В более щелочных сериях относительно кислотные, менее основные компоненты концентрируются более интенсивно, чем в менее щелочных.

В соответствии с концепцией Д.С.Коржинского (Коржинский, 1959, 1960) о кислотно-основном взаимодействии компонентов повышение щелочности среды должно вызвать возрастание активностей основных компонентов и понижение активностей менее основных компонентов и соответственно увеличение комбинированных коэффициентов распределения первых и уменьшение — вторых<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Предполагалось, что соотношения калия и рубидия при фракционировании являются исключением (Кравченко, 1969). Уточнение данных по рубидию показало, что этого исключения не существует.

Содержание K, Rb ( $10^{-3}$ ), Th ( $10^{-4}$ ), U ( $10^{-4}$ ), Sc ( $10^{-3}$ )  
в кайнозойских базальтах, андезитах и дацитах Курильской островной  
дуги и Малого Кавказа (в вес. %).

№ обр.	Местоположение	Порода	K	Rb	Th	U	Sc
603	О-в Кунашир, вулкан Менделеева	Андезито-базальт	-	-	-	-	3,9
602	Там же	"	-	-	-	-	4,3
565	"	"	- **				4,0
600	"	"	$\frac{0,24}{0,33}$	0,6	1,2	-	-
601	"	"	0,15*	-	1,1	0,15	-
558	"	Андезит	-	-	-	-	3,9
557	"	"	0,54*	-	1,0	0,27	-
624	"	"	0,61	1,00	-	-	-
621	"	"	0,30	0,20	0,6	0,12	-
622	"	"	-	-	0,7	0,15	-
620	"	"	0,35	0,6	-	-	2,2
570	"	"	$\frac{0,87}{0,65}$	0,8	1,6	-	2,1
573	"	Андезито-дацит	-	-	-	-	-
678	О-в Кунашир, вулкан Головнина	Андезит	$\frac{0,29}{0,25}$	0,2	0,7	0,30	-
688	Там же	Андезито-дацит	$\frac{0,53}{0,35}$ *	1,0	0,8	0,36	-
689	"	Дацит	0,36	1,00	-	-	-
351	О-в Парамушир, вулкан Ветровой	Базальт	0,74	1,00	-	-	-
350	Там же	"	0,70	1,00	-	-	3,5
353	"	"	0,91*	-	0,3	0,60	-
407	"	"	0,59*	-	1,3	0,18	-
356	"	"	0,77	1,00	-	-	2,8
358	"	"	0,80	1,00	-	-	-
394	"	"	-	-	-	-	4,8
326	Вулкан Эбеко	Андезито-базальт	1,58	4,00	-	-	-
330	Там же	"	1,66	4,00	-	-	-
340	"	"	1,40	3,00	-	-	-
366	"	"	-	-	-	-	2,6
530	"	"	1,114	2,00	-	-	-
510	"	"	1,06	2,00	-	-	3,0
511	"	"	1,18*	-	3,3	1,1	-

Табл. 1 (продолжение)

№ обр.	Местоположение	Порода	K	Rb	Th	U	Sc
539	Там же	Андезито- базальт	$\frac{1,17}{1,14}^*$	2,5	3,6	0,7	-
416	Там же	"	$\frac{1,30}{1,16}^*$	2,0	3,3	1,05	-
301	"	"	$\frac{1,28}{1,10}^*$	2,0	3,3	0,7	-
346	"	"	$\frac{1,28}{1,28}^*$	-	4,7	0,8	-
312	"	Андезит	1,80	4,0	-	-	2,8
548	"	"	$\frac{8,27}{1,90}^*$	4,00	5,1	0,66	2,2
467	Вулкан Богдановича	"	$\frac{1,77}{1,90}^*$	-	4,1	1,57	-
469	Там же	"	$\frac{1,90}{1,55}^*$	3,0	5,1	1,26	-
381	"	"	-	-	-	-	1,9
489	"	"	-	-	-	-	3,6
60	Северо-Западная Ар- мения, вулкан Карадаг	Базальт	0,96	1,00	-	-	-
61	Там же	"	0,83	0,80	3,4	-	-
62	"	"	0,80	0,83	-	-	-
53	"	Андезит	1,57	3,00	-	-	-
54	"	"	1,30	2,50	-	-	-
55	"	"	$\frac{1,50}{0,91}^*$	1,00	-	-	-
65	"	"	$\frac{0,91}{1,05}^*$	0,9	3,7	0,57	-
88	"	Дацит	$\frac{2,56}{2,56}^*$	-	5,3	1,57	-
854/1	"	"	1,41	2,0	6,4	0,96	-
49	Центральная Армения, вулкан Араилер	Андезит	1,55	2,00	-	-	-
50	Там же	"	1,70	0,00	-	-	-
78	Северо-Западная Ар- мения, район Амасии	Базальт	0,91	0,70	-	-	-
80	Там же	"	1,08	0,70	-	-	-
82	"	"	1,05	1,00	-	-	-
84	"	"	0,95	0,6	-	-	-
81	"	"	$\frac{0,72}{0,71}^{**}$	0,6	4,1	-	-
85	"	"	$\frac{1,03}{0,88}^*$	2,0	3,5	0,48	-
87	"	"	$\frac{0,98}{0,88}^*$	2,0	3,9	0,57	-
273	Центральная Армения, к северу от Еревана	"	0,73	0,70	-	-	-
275	Там же	"	0,77	0,6	-	-	-

Табл. 1 (окончание)

№ обр.	Местоположение	Порода	K	Rb	Th	U	Sc
172	Юго-Восточная Ар- мения, вулкан Ишхан- сар	Трахианде- зито-базальт	2,58	4,00	-	-	-
174	Там же	"	2,45	5,00	-	-	-
175	"	"	2,40	3,00	-	-	-
144	"	"	2,15	3,00	-	-	-
110	"	"	2,50	4,00	-	-	-
111	"	"	2,50	4,00	-	-	-
165	"	"	2,39	4,00	-	-	-
166	"	"	2,40	4,00	-	-	-
143	"	"	2,32	4,00	-	-	1,0
145	"	"	$\frac{2,35}{2,35}^*$	4,00	6,6	1,5	1,3
214	"	"	-	-	-	-	1,2
219	"	"	2,23	4,0	-	-	1,2
121	"	"	$\frac{2,17}{2,00}^*$	4,0	9,0	1,07	-
177	"	"	$\frac{2,42}{2,33}^*$	4,0	7,0	1,02	-
97	"	Трахиан- дезит	3,23	6,00	-	-	-
130	"	"	$\frac{2,62}{2,35}^*$	5,05	9,7	1,6	-
131	"	"	2,57	4,00	-	-	-
107	"	"	2,66 <sup>*</sup>	-	11,0	1,60	-
181	"	Липарито- дацит	$\frac{3,09}{3,20}^*$	7,00	14,5	1,62	-
183	"	"	$\frac{2,77}{3,06}^*$	5,00	13,6	2,58	-

\* K, U и Th определены методом прецизионной гамма-спектрометрии Г.С.Семановым (ВНИИЯГ); точность определения U и Th - 15-20%; чувствительность определения U  $10^{-6}\%$ , Th  $10^{-5}\%$ .

\*\* K и Rb определены методом пламенной фотометрии, инженер-аналитик Н.Л.Елеченко (Киевский университет); точность определения Rb 9,2%, чувствительность  $10^{-4}\%$ ; Sc определен количественно-спектральным методом, аналитик Н.В.Коровина. В соответствии с классификацией Ф.Ю.Левинсона-Лессинга граничными значениями содержаний кремнекислоты между базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами и липарито-дацитами приняты 52,0; 57,2; 62,1; 63,0 и 70,5. Содержания кремнекислоты в изученных образцах определены по данным 115 силикатных анализов.

Таблица 2

Функциональная зависимость содержаний K, Rb ( $10^{-3}$ ), U ( $10^{-4}$ ) и Th ( $10^{-4}$ ) в коагматических базальтовых сериях (в %) (см. фиг. 2)

№ прямых	Функциональная зависимость	№ прямых	Функциональная зависимость
	Рубидий - калий		Уран - калий
2	Rb = 13,80 K <sup>3,32</sup>	1	U = 0,41 K <sup>0,57</sup>
3	Rb = 2,00 K <sup>1,28</sup>	2	U = 0,43 K <sup>0,27</sup>
8	Rb = 0,91 K <sup>2,03</sup>	3	U = 0,69 K <sup>1,33</sup>
4	Rb = 1,68 K <sup>1,10</sup>	4	U = 0,093 K <sup>3,17</sup>
	Торий - калий	5	U = 1,32 K
1	Th = 2,1 K <sup>0,40</sup>		Уран - торий
2	Th = 0,93 K <sup>0,27</sup>	1	U = 0,18 T <sup>1,89</sup>
3	Th = 2,75 K <sup>1,28</sup>	2	U = 0,46 T <sup>0,96</sup>
4	Th = 1,12 K <sup>2,01</sup>	4	U = 0,036 T <sup>1,6</sup>
5	Th = 5,37 K	5	U = 0,25 T

Таблица 3

Приближенные комбинированные коэффициенты распределения U, Th, K и Rb при формировании коагматических серий вулкана Эбеко (I) и вулкана Ишхансар (II)

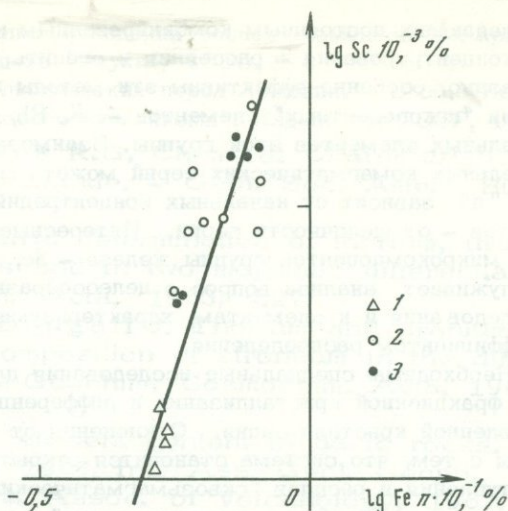
Элементы	I	II
U	0,03	0,03
Th	0,046	0,39
K	0,27	0,69
Rb	0,08	0,66

Доминирующее влияние особенностей процесса фракционирования базальтовых магм на характер распределения некогерентных элементов — следствие низких значений и постоянства их комбинированных коэффициентов распределения. Оно объясняет непонятную ранее (Heier a.o., 1963) общность поведения некогерентных элементов в процессах фракционирования базальтовых магм несмотря на резкие различия их геохимических характеристик.

Из изложенного следует, что любые микрокомпоненты, характеризующиеся постоянными комбинированными коэффициентами распределения, должны распределяться в продуктах дифференциации базальтовых расплавов в общем в соответствии с математической моделью направленной кристаллизации (уравнение 1) и в той или иной мере в соответствии с принципом кислотного взаимодействия компонентов. Степень приближения к указанным соотношениям должна быть тем большей, чем строже вы-

Фиг. 3. Соотношение логарифмов концентраций Se-Fe в породах комагматических серий

1 - вулканы Менделеева и Головинина, о. Кунашир; 2 - вулканы Эбеко и Ветровой, о. Парамушир; 3 - вулканы Ишхансар, Кара-Даг и другие, Армения



держивается условие постоянства комбинированных коэффициентов распределения и чем больше они отличаются от единицы. Судя по имеющимся аналитическим данным, элементы группы железа фракционируются при относительно постоянных комбинированных коэффициентах распределения (McIntire, 1963; Кравченко, 1968), а характер их распределения в породах комагматических серий может быть описан математически в виде функции  $y = ax^k$  (Ньюпеннен, 1966; Iwasaki, Ratsura, 1967).

В описанных породах комагматических серий кайнозойских базальтоидов Курильской островной дуги и Малого Кавказа изучено распределение скандия. В отличие от некогерентных элементов распределение скандия в породах комагматических серий связано непосредственно не с характером фракционирования базальтовых расплавов, а с характером фракционирования железа или магния, поскольку скандий входит в относительно существенных количествах ( $K > 1$ ) в минералы железа или железа и магния (см. табл. 1, фиг. 3). На логарифмических графиках видно, что корреляционная зависимость  $\lg Sc - \lg Fe$ , определяющаяся количественно-спектральным, т.е. инструментальным, методом, вполне определена. Очевидно, что тенденции изменения логарифмов концентраций скандия в породах комагматических серий могут быть с большей или меньшей степенью приближения аппроксимированы как линейные и что в комагматических сериях различной щелочности параметры такой зависимости меняются.

В принципе анализ динамики фракционирования микрокомпонентов в процессах дифференциации базальтовых магм с помощью предложенных выше методов может быть полезен и в том случае, если микрокомпонент (U, Sc и др.) обладает изменяющимся комбинированным коэффициентом распределения и характер его изменения на отдельных этапах дифференциации может быть с допустимым приближением аппроксимирован как линейный.

Отсутствие термодинамических констант, характеризующих переход жидкая фаза  $\rightleftharpoons$  твердая фаза в базальтовых расплавах, пока не позволяет прогнозировать поведение микрокомпонентов в ходе кристаллизации базальтовых магм и формирования эффузивных комагматических серий на основе термодинамических расчетов. Известные правила Гольдшмидта, рассматривающего некоторые свойства только твердых фаз и геохимические характеристики элементов, а также многочисленные построения, имеющие целью модернизировать названные правила, как показали Шоу и Уайттеккер, по необходимости носят полуэмпирический характер (Shaw, 1953; Witteker, 1967).

В то же время анализ динамики фракционирования редких элементов на основе модели направленной кристаллизации, описываемый уравнением Макфи (Neumann a.o., 1957; McIntire, 1963; Рябчиков, 1965; Кравченко, 1968, 1969, 1970), с учетом принципа кислотно-основного взаимодействия компонентов и геохимических характеристик микрокомпонентов (Коржинский, 1959, 1960) позволяет рассчитать комбинированные коэффициенты распределения некоторых микрокомпонентов

(обладающих постоянным комбинированным коэффициентом распределения), степень их концентрирования — рассеяния и оценить роль щелочности расплавов. Как было показано, особенно эффективны эти методы исследования при анализе фракционирования "некогерентных" элементов — K, Rb, Th и U и, по-видимому, также и остальных элементов этой группы. Взаимозависимость их концентраций в породах отдельных комагматических серий может быть описана уравнением вида  $y = ax^k$ , где "а" зависит от начальных концентраций, а "k" для одной и той же пары элементов — от щелочности серии. Интересные возможности появляются и в отношении микрокомпонентов группы железа — Sc, а также, по-видимому, Co, Cr и Ni. Заслуживает анализа вопрос о целесообразности применения названных методов исследования и к элементам, характеризующимся изменяющимся комбинированным коэффициентом распределения.

Необходимы специальные исследования для анализа степени приближения процессов фракционной кристаллизации и дифференциации базальтовых магм к модели направленной кристаллизации. Отклонения от этой модели в большинстве случаев связаны с тем, что система становится открытой в ходе кристаллизации в результате поступления в расплав "сквозьмагматических", преимущественно калиевых по составу растворов, особенно при антидромной последовательности излияний (вулканы Ишхансар и Ветровой).

Накопление прецизионной геохимической информации создает возможность корректировки и развития гипотез о формировании месторождений, петрогенезиса, а также гипотез, связанных с различными моделями дифференциации мантии при помощи количественных расчетов.

## Литература

- Берзина И.Н., Кравченко С.М., Гурвич М.Ю., Золотарев Б.П. Определение концентрации урана и его пространственного распределения в кайнозойских базальтоидах по следам от осколков деления. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1969.
- Боуэн Н.А. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. Изд-во "Наука", 1968.
- Горшков Г.П. Вулканизм Курильской островной дуги. Изд-во "Наука", 1967.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. Изд-во "Мир", 1968.
- Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- Кравченко С.М. К геохимии тешенитового дифференцированного силла Каменка (Сахалин). — Докл. АН СССР, 1968, т.180, № 2. Докл. АН СССР.
- Кравченко С.М. Кислотно-основное взаимодействие компонентов при фракционировании базальтовых магм. — В сб. "Физико-химические проблемы петрологии". Изд-во "Наука", 1970.
- Кравченко С.М. Кислотно-основное взаимодействие компонентов при формировании базальтовых эффузивных дифференцированных серий. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1.
- Кравченко С.М., Семенов Ю.С. Гамма-спектрометрическое определение концентраций урана, тория и калия в кайнозойских базальтах, андезитах и дацитах Курильских островов и Малого Кавказа. — Докл. АН СССР, 1970, № 2.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. — Докл. АН СССР, 1959, т.128, № 2.
- Коржинский Д.С. Кислотность — щелочность при магматических процессах. — Межд. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 14. Гранито-гнейсы (Киев, Изд-во АН УССР, 1960).
- Косминская И.П., Зверев С.М. и др. Общие черты строения земной коры и переходной зоны. — В сб. "Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану". Изд-во "Наука", 1964.
- Ньюлленен Т.И. О методике оценки потенциальной никеленности массивов основных — ультраосновных пород. — Геохимия, 1966, № 1.

- Рябчиков И.Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. Изд-во "Наука", 1965.
- Ширинян Г.С. Петрохимия молодых вулканических пород Армении. - В сб. "Петрохимические особенности областей молодого вулканизма". Изд-во АН СССР, 1963.
- Engel A.E., Engel C.G., Havens R.G. Chemical Characteristics of Ocean Basalts and the Upper Mantle. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, v.76, p.713-74.
- Heier K.S., Rogers W. Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1963, v.27.
- Heier K.S., Compston W., McDougall J. Thorium and uranium concentration and the isotope composition of strontium in the differentiated Tasmania dolerites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1965, v.29.
- Jwasaki J., Ratsura T. Minor element content in basic rocks. XIV Gener. Assambley Switzerland 1967. Int. Ass. Geol. Geoph. Abstracts of Papers, v. VII. Int. Assoc. of Volcanology, 1967.
- Kuno H. Lateral variation of Basalt Magma across continental margin and Island Arcs. Rep. of Simposium Ottawa, Canada - 8 September 1965. Geol. Surv. of Canada, 1966.
- McIntire W.J. Trace element partition coefficient - a review of the origin and application in geology. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1963, v. 27, N 12.
- Neumann H., Mead J., Vitaliano C.J. Trace element variation during fraction crystallisation as calculated from distribution law. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, v.6.
- Shaw D.M. The amouflage principle and trace-element distribution in magmatic minerals. - J.Geol., 1953, v.61, N 2.
- Wittecker W. The factors effecting the elements ratio in crystallising minerals. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, N 3.

В.А. Кутолин

## НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ БАЗАЛЬТОВ В СВЯЗИ С ИХ ПЕТРОХИМИЕЙ

Проведено статистическое изучение петрохимических особенностей щелочных оливиновых и толеитовых базальтов океанов, базальтов андезитовой формации, базальтов континентальной оливин-базальтовой формации, а также недифференцированных трапсов молодых (Яншин, 1965) и древних платформ (табл. 1). Классификация магматических формаций принята по Ю.А. Кузнецову (1964), а в качестве фактического материала использовано свыше 1200 опубликованных химических анализов базальтов и недифференцированных долеритов, статистическая обработка которых производилась при помощи ЭВМ. Список литературных источников химических анализов, а также критерии отбора этих последних приведены в монографии автора (Кутолин, 1969).

В табл. 2 приведены средние арифметические и средние квадратические отклонения распределения породообразующих окислов и числовых характеристик для базальтов и недифференцированных долеритов всех изученных групп. Статистическая проверка показала, что толеитовые базальты океанов отличаются резко пониженным содержанием калия, для океанических щелочных оливиновых базальтов характерно пониженное содержание кремнезема и высокое содержание титана, в базальтах андезитовой формации значительно больше глинозема и меньше титана и закиси железа, а для трапсов молодых платформ типично пониженное содержание магния и кальция.

Полученные результаты могут быть полезными для решения некоторых вопросов петрохимии и петрологии базальтов, относительно которых в настоящее время не существует единого мнения. Так, обсуждая вопрос о соотношении химических составов оливин-базальтового и толеитового типов базальтовых магм, Грин и Польдervарт (Green, Poldervaart, 1955) в противоположность мнению Кеннеди (Kennedy, 1933) пришли к выводу, что не существует резко определенных типов базальтовой магмы, а, скорее, имеются непрерывные серии от насыщенных кремнеземом (толеитовых) до ненасыщенных кремнеземом (оливин-базальтовых) пород.

Это заключение критиковалось Уэджером (Wager, 1956), который считал, что толеиты в общем богаче кремнеземом, чем оливиновые базальты. Из числа рассмотренных нами групп пород к толеитовому типу относятся трапсы древних и молодых платформ, а также толеитовые базальты океанов, тогда как представителями оливин-базальтового типа являются щелочные базальты континентальной и океанической оливин-базальтовой формации. Как видно из табл. 2 и фиг. 1, толеиты отличаются от щелочных оливиновых базальтов повышенным содержанием кремнезема. Содержание магния ниже в трапсах, чем в континентальных и океанических щелочных оливиновых базальтах; однако содержание данного окисла в океанических толеитах примерно такое же, как в этих последних. Содержание щелочей повышено в представителях оливин-базальтового типа по сравнению с трапсами древних платформ и океаническими толеитами, однако в трапсах молодых платформ оно не уступает щелочным оливиновым базальтам. Кроме того, в базальтах оливин-базальтовых формаций содержится больше форфора и титана, хотя содержание последнего повышено также и в толеитах Гавай. Таким образом, петрохимические различия между толеитами и щелочными оливиновыми базальтами не столь резки и определены, как

## Перечень магматических формаций

Формация	Группы базальтов и долеритов	Районы
Трапшовая	Траппы древних платформ	Сибирская платформа (СССР), Африканская платформа, Индийская платформа
	Траппы молодых платформ	Зауралье и Тургайский прогиб, Кузбасс (СССР)
Андезитовая	Базальты андезитовой формации	Камчатка и Курильские острова (СССР), Япония, Алеутские острова, Индонезия, Армения (СССР), Карпаты (СССР), Каскадные горы
Континентальная оливин-базальтовая	Базальты континентальной оливин-базальтовой формации	Прибайкалье (СССР), Восточный Китай и Южное Приморье (СССР), зона Великих Африканских разломов, Мадагаскар, Австралия
Океаническая оливин-базальтовая	Толейтовые базальты океанов	Гавайские острова, срединные океанические хребты
	Щелочные оливиновые базальты океанов	Острова Атлантического океана, острова Тихого океана, острова Индийского океана

полагал Кеннеди (Kennedy, 1933), хотя общие особенности химизма оливин-базальтового и толейтового типов были намечены им достаточно верно.

Интересен вопрос о происхождении оливин-базальтового и толейтового типов базальтовой магмы. Ранее в специальном обзоре было показано (Кутолин, 1965), что ни одна из имеющихся по этому поводу гипотез не может быть признана удовлетворительной во всех отношениях. Это обстоятельство позволяет предложить для обсуждения новую модель происхождения оливиновых базальтов и толейтов, которая в значительной степени основана на результатах, полученных Гаррисом (Harris, 1957), а также Д.Г.Грином и А.Е.Рингвудом (1968). Современные геологические данные свидетельствуют (Engel, 1965), что в пределах океанических островов щелочные оливиновые базальты являются производными толейтовых базальтов; однако сравнение химического состава этих двух групп пород показывает, что первые не могут быть продуктом нормальной кристаллизационной дифференциации вторых, так как они имеют низкое отношение железа к магнию и невысокое содержание кремнезема, хотя в то же время обладают повышенным содержанием щелочей (особенно калия), титана и фосфора. Совершенно такое же соотношение существует и между химическими составами базальтов континентальной оливин-базальтовой формации и траппами древних платформ.

Гаррис предположил (Harris, 1957), что повышенное содержание калия, титана и фосфора при низком отношении железа к магнию может быть обусловлено или образованием базальтов в результате дифференциации магмы при одновременном взаимодействии магмы с вмещающими породами мантии, что приводит к обогащению дифференциатов калием, титаном и фосфором, которые не могут войти в состав минералов мантии и поэтому накапливаются в продуктах дифференциации, тогда как отношение железа к магнию контролируется взаимодействием магмы с веществом мантии и вследствие этого не улетучивается, или в результате возникновения базальтов в глубоких горизонтах мантии с последующим их подъемом в ее верхние части с помощью зонной плавки, что ведет к сходному результату в отношении химического состава. Как показал недавно А.А.Ярошевский (1968), механизм зонной плавки будет эффективным для концентрации калия и других "некогерентных" (Грин, Рингвуд, 1968)

Средние арифметические ( $\bar{X}$ ) и средние квадратические (S)  
для базальтов и долеритов разных формаций

Компо- ненты	1		2		3		4		5		6	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
SiO <sub>2</sub>	49,22	2,04	50,22	2,58	50,86	1,96	47,78	2,21	49,15	1,33	45,83	2,40
TiO <sub>2</sub>	1,48	0,73	1,66	0,44	1,04	0,43	2,22	0,74	2,09	0,52	3,06	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,18	1,42	15,60	1,29	17,73	1,73	15,33	1,87	15,09	1,04	14,99	2,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,18	1,72	5,08	2,12	3,92	1,71	4,09	2,05	3,35	1,36	3,90	1,58
FeO	9,32	1,80	6,91	2,50	6,33	2,22	7,51	1,88	7,56	1,27	8,43	1,77
MnO	0,20	0,09	0,18	0,06	0,17	0,11	0,15	0,15	0,17	0,02	0,14	0,09
MgO	6,22	1,33	4,65	1,45	5,37	1,70	6,99	1,98	7,75	1,23	7,65	2,58
CaO	10,47	1,17	8,10	1,33	9,81	1,25	9,00	1,32	10,61	0,70	10,02	1,44
Na <sub>2</sub> O	2,22	0,59	2,92	0,55	2,69	0,68	2,85	0,78	2,23	0,40	2,91	0,71
K <sub>2</sub> O	0,75	0,43	1,32	0,58	1,00	0,54	1,31	0,55	0,30	0,15	1,18	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,15	He опр.	He опр.	0,19	0,25	0,44	0,23	0,23	0,06	0,48	0,24
a	6,04	1,46	8,70	1,44	7,61	1,96	8,30	2,20	5,33	1,03	8,21	1,99
c	7,34	1,35	6,56	1,53	8,50	1,66	6,35	1,64	7,43	0,77	6,05	1,48
b	28,33	2,68	23,40	3,46	23,00	3,87	27,89	4,21	28,98	2,05	30,56	5,44
f'	42,36	6,07	50,09	7,52	43,25	7,81	39,86	6,76	35,48	4,03	38,60	7,28
m'	37,82	6,60	34,21	8,10	40,10	7,89	42,78	7,76	45,38	4,57	41,20	7,32
c'	19,94	5,17	15,70	6,53	16,45	6,03	17,13	6,12	19,06	2,93	20,10	4,78
n	81,95	9,13	77,27	8,18	81,01	8,34	76,26	8,74	91,95	3,57	79,04	6,77
ψ	9,75	5,53	25,80	16,07	15,35	7,38	13,19	7,79	9,98	3,96	11,71	6,22
t	2,21	1,08	2,47	0,66	1,50	0,64	3,37	1,12	3,08	0,76	4,80	1,29
Q	-2,89	4,52	-1,48	6,45	-2,14	5,55	-7,94	5,91	-2,02	3,26	-12,18	5,24
a · 100	87,13	37,32	144,46	58,61	95,14	39,07	143,15	60,58	73,28	17,72	145,02	56,50
c' · 100	116,48	38,85	162,12	73,00	113,4	40,68	98,89	33,00	78,87	16,77	99,84	37,11

1 - траппы древних платформ (258 анализов); 2 - траппы молодых платформ (90 анализов); 3 - базальты андезитовой формации (355 анализов); 4 - базальты континентальной оливин-базальтовой формации (276 анализов); 5 - толеитовые базальты океанической оливин-базальтовой формации (110 анализов); 6 - щелочные оливиновые базальты океанической оливин-базальтовой формации (118 анализов).

элементов при низком отношении железа к магнию лишь при переменной ширине расплавленной зоны. В свою очередь Д.Г.Грин и А.Е.Рингвуд (1968) установили, что при повышении давления от 9 до 18 кбар из расплава оливинового толеита вместо оливина первым начинает кристаллизоваться ортопироксен, вследствие чего происходит снижение содержания кремнезема в продуктах дифференциации такого расплава.

Таким образом, если допустить, что щелочные оливиновые базальты океанов образуются в результате дифференциации толеитовой магмы в магматическом очаге, расположенном в пределах мантии на глубине 35-70 км (что соответствует давлению в 9-18 кбар), причем одновременно с дифференциацией происходит взаимодействие магмы с вмещающими породами мантии, то установленные соотношения в особенностях химического состава щелочных оливиновых и толеитовых базальтов океанов получают правдоподобное объяснение.

В пределах континентов щелочные оливиновые базальты и траппы почти не встречаются совместно; поэтому следует полагать, что они имеют независимое происхождение. В соответствии с построениями Гарриса и А.А.Ярошевского можно считать, что щелочные оливиновые базальты континентов возникают в глубоких частях мантии и поднимаются в ее верхние горизонты в результате зонной плавки, что и приводит к их обогащению калием, титаном и фосфором при низком отношении железа к магнию, тогда как эффект Грина-Рингвуда обеспечивает пониженное содержание кремнезема. Такое предположение хорошо согласуется с геологическими данными о связи

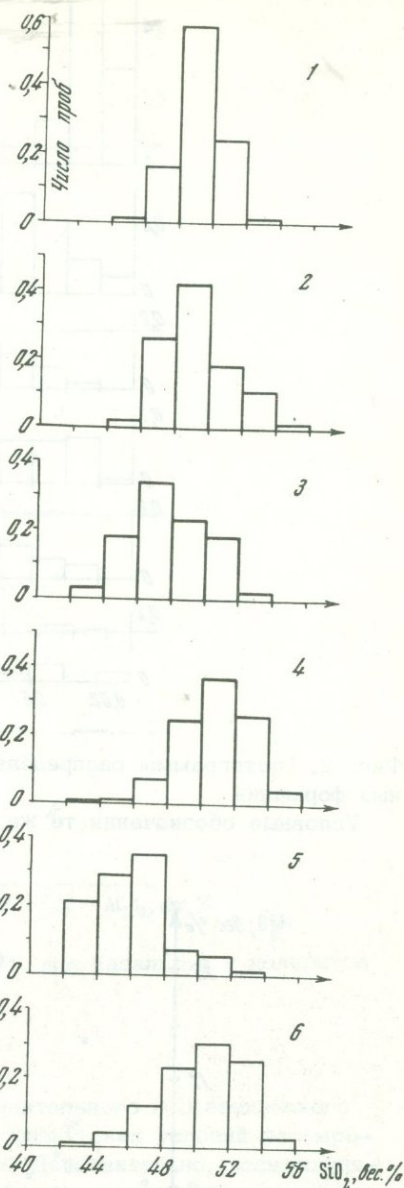
Фиг. 1. Гистограммы распределений содержания  $\text{SiO}_2$  для базальтов и долеритов разных формаций

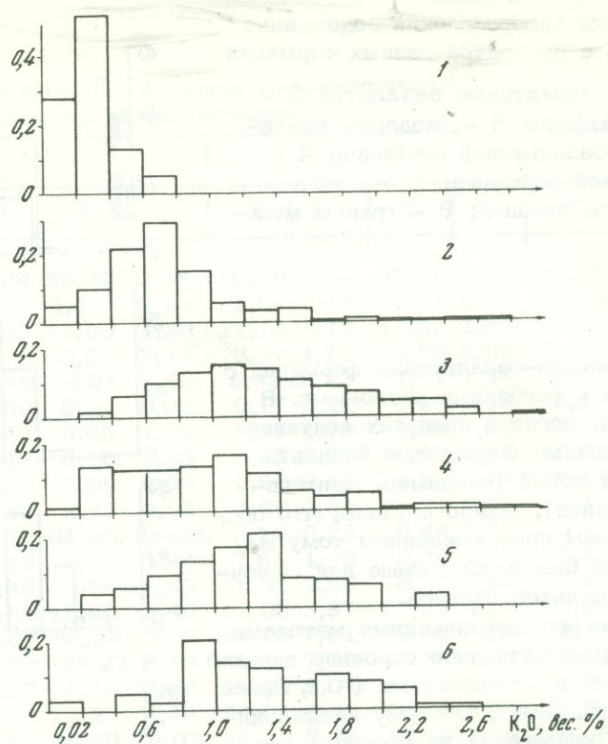
1 - океанические толеитовые базальты; 2 - траппы древних платформ; 3 - базальты континентальной оливин-базальтовой формации; 4 - базальты андезитовой формации; 5 - щелочные оливиновые базальты океанов; 6 - траппы молодых платформ

континентальных оливин-базальтовых формаций с особенно крупными и глубокими разломами. В тех редких случаях, когда в пределах континентов толеиты и щелочные оливиновые базальты ассоциируют между собой (например, Британо-Арктическая провинция), можно считать, что последние обязаны своим происхождением тому же механизму, который был описан выше для щелочных оливиновых базальтов океанов.

В настоящее время геофизическими методами установлено несколько различное строение верхней мантии под океанами и континентами (Аки, Пресс, 1964; Дорфман и др., 1964); поэтому весьма интересно выяснить, отличаются ли океанические базальты от своих континентальных аналогов по химическому составу. Как известно, в последние годы неоднократно производилось сравнение петрохимических особенностей вулканических образований континентальных и океанических областей; причем одни авторы усматривали фундаментальные различия в составе этих двух групп (Горшков, 1963), тогда как другие не находили между ними существенной разницы (Салтыковский, 1963). Выше уже упоминалось, что в пределах океанических островов первичными являются толеитовые базальты, тогда как щелочные оливиновые базальты океанов представляют собой производные толеитовой магмы; поэтому особенно важно произвести сравнение океанических толеитов с их континентальными аналогами - траппами древних и молодых платформ. Статистическая проверка показала, что толеитовые базальты океанов сходны с траппами по степени насыщенности кремнеземом, но отличаются от них повышенным содержанием магния при пониженном содержании железа и особенно калия, которого в океанических толеитах значительно меньше, чем в базальтах всех других формаций (фиг. 2). Содержание титана повышено в толеитах Гавайских островов по сравнению с траппами древних платформ; но толеитовые базальты срединных океанических хребтов не обнаруживают подобного обогащения титаном. Тем не менее на фиг. 3 отчетливо видно хорошее обособление полей траппов древних платформ и океанических толеитов.

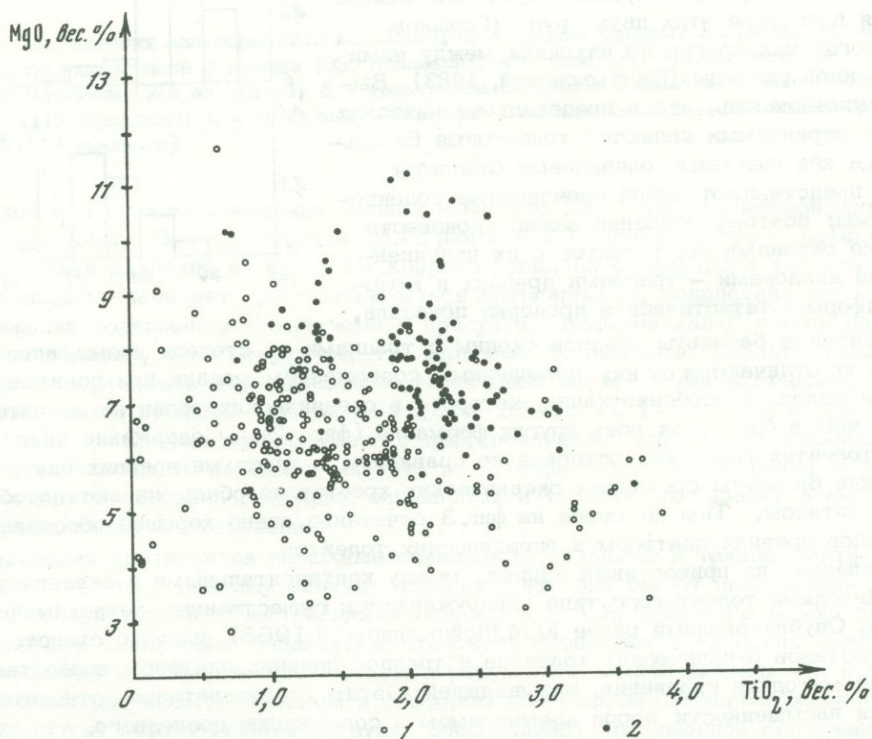
Как следует из приведенных данных, между континентальными и океаническими представителями толеитового типа обнаруживаются существенные петрохимические различия. Опубликованный ранее Ю.М.Шейнманном (1965) вывод о сходстве химических составов океанических толеитов и траппов древних платформ вследствие особенностей методики сравнения, применявшейся этим исследователем, относится лишь к степени насыщенности пород кремнеземом и содержанию последнего, что подтверждается также и нашими результатами. Особенности химизма континентальных и океанических толеитов убедительно свидетельствуют, что разница в их составе не обусловлена влиянием таких процессов, как ассимиляция, но отражает первичную не-



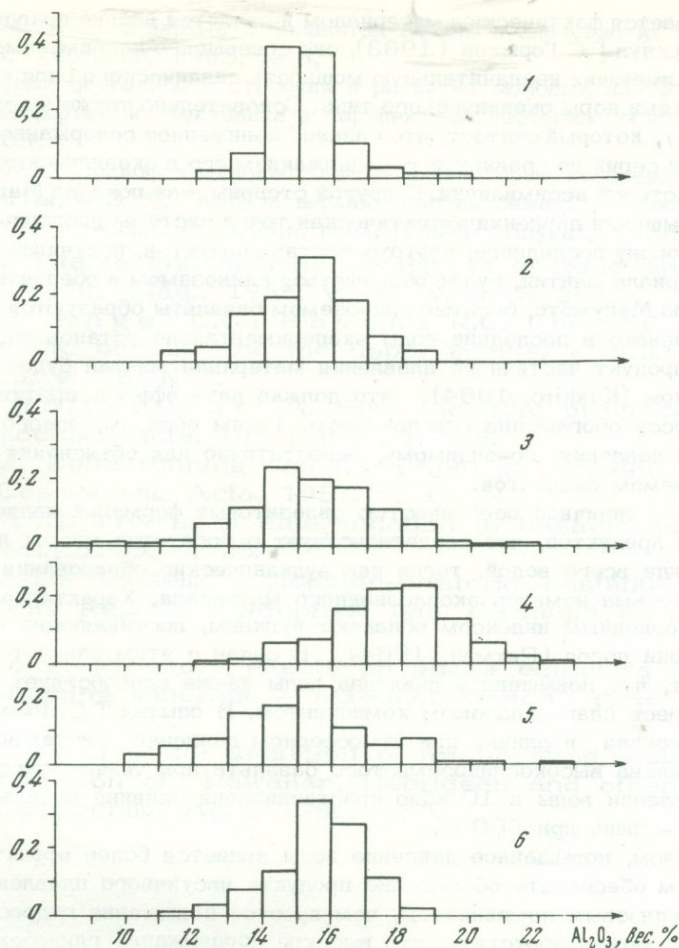


Фиг. 2. Гистограммы распределений содержания  $K_2O$  для базальтов и долеритов разных формаций

Условные обозначения те же, что и на фиг. 1.



Фиг. 3. Распределение ( $MgO, TiO_2$ ) для траппов древних платформ (1) и толеитовых базальтов океанов (2)



Фиг. 4. Гистограммы распределений содержания  $Al_2O_3$  для базальтов и долеритов разных формаций

Условные обозначения те же, что и на фиг. 1

однородность подкорового субстрата в пределах континентального и океанического секторов Земли или зависит от несколько различных физических условий формирования базальтовых расплавов в сравниваемых областях. Действительно, ассимиляцией сиалического материала невозможно объяснить, например, повышенное содержание калия без одновременного увеличения количества кремнезема.

Как видно из табл. 2, щелочные оливиновые базальты океанов отличаются от своих континентальных аналогов (базальтов континентальной оливин-базальтовой формации) пониженным содержанием кремнезема при более высоком содержании титана, тогда как в остальном породы этих двух групп обнаруживают значительное сходство, которое особенно заметно при сопоставлении числовых характеристик. Повышенное содержание кремнезема в щелочных оливиновых базальтах континентов может быть объяснено ассимиляцией; кроме того, щелочные оливиновые базальты океанов являются производными толеитов и потому не могут быть использованы для прямых суждений о составе подкорового субстрата.

Следует попытаться выяснить причины обнаруженных особенностей состава базальтов андезитовой формации, которые, как было показано выше, отличаются повышенным содержанием глинозема (фиг. 4) при пониженном количестве титана, железа и магния. Высокое содержание глинозема можно было бы приписать ассимиляции сиалического материала подобно тому, как допускается рядом авторов для объяснения происхождения пород андезитовых серий. Во многих случаях такое предположение хо-

рошо обосновывается фактическим материалом и является вполне правдоподобным; однако, как подчеркнул Г.С.Горшков (1963), оно совершенно неприменимо для некоторых островных дуг, имеющих незначительную мощность сиалического слоя и окруженных обширными областями коры океанического типа. Основательно также и возражение Чейза (Chayes, 1965), который считает, что сильно пониженное содержание титана в базальтах андезитовых серий по сравнению с содержанием его в океанических базальтах не согласуется с гипотезой ассимиляции. С другой стороны, как показал Мацумото (1963), при повышении давления эвтектическая точка системы диопсид-анортит должна смещаться в сторону последнего; поэтому состав продуктов, получившихся при частичном плавлении материала мантии, будет обогащаться глиноземом и обедняться железом и магнием. По мнению Мацумото, богатые глиноземом базальты образуются при давлении около 25 кбар; однако в последние годы экспериментально установлено, что при таком давлении продукт частичного плавления материала мантии будет обогащаться также и оливином (Kushiro, 1964), что должно дать эффект, противоположный по действию процессу обогащения плагиоклазом. Таким образом, одного повышения гидростатического давления, по-видимому, недостаточно для объяснения происхождения богатых глиноземом базальтов.

Как известно, типичной особенностью андезитовых формаций является обилие пирокластических продуктов, что свидетельствует о богатстве магмы летучими компонентами и прежде всего водой, тогда как вулканические образования других формаций содержат весьма немного эксплозионного материала. Характерно, что наиболее высоким эксплозионным индексом обладают вулканы, поставляющие андезит-базальт-риолитовые серии пород (Ритман, 1964). В связи с этим следует подчеркнуть тот известный факт, что повышенное давление воды также способствует обогащению эвтектической смеси плагиоклазовым компонентом. В опытах Г.С.Йодера и К.Е.Тилли (1965) плагиоклаз и оливин при атмосферном давлении кристаллизовались совместно из расплава высокоглиноземистого базальта при температуре 1225°С, тогда как при давлении воды в 10 кбар кристаллизация оливина началась при 1050°С, а плагиоклаза — лишь при 800°С.

Таким образом, повышенное давление воды является более эффективным механизмом, способным обеспечить обогащение продукта частичного плавления материала мантии плагиоклазовым компонентом, чем простое повышение гидростатического давления. Поэтому можно допустить, что высокое содержание глинозема при небольшом количестве закисного железа и магния в базальтах андезитовых формаций объясняется образованием этих пород в условиях повышенного давления паров воды.

## Литература

- Аки К., Пресс Ф. Строение верхней мантии под океанами и континентами по наблюдениям релеевских волн. — В сб. "Верхняя мантия Земли". Изд-во "Мир", 1964.
- Горшков Г.С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. — В сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма". Изд-во АН СССР, 1963.
- Грин Д.Г., Рингвуд А.Е. Происхождение базальтовых магм. — В кн. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Дорфман Дж., Юинг М., Оливер Дж. Распределение скорости поперечных волн в верхней мантии по наблюдениям мантийных релеевских волн. — В сб. "Верхняя мантия Земли". Изд-во "Мир", 1964.
- Йодер Г.С., Тилли К.Е. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Кутолин В.А. К вопросу о типах базальтовых магм. — В сб. "Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области". Изд-во "Наука", 1965.
- Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. Изд-во "Наука", 1969.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд-во "Мир", 1964.
- Салтыковский А.Я. О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов. — Сов. геология, 1963, № 10.

- Шейнманн Ю.М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. - Сов. геология, 1965, № 8.
- Яншин А.Д. Общие особенности строения и развития молодых платформ. - В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". Изд-во "Наука", 1965.
- Ярошевский А.А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. - В сб. "Кора и верхняя мантия Земли". - Междун. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Изд-во "Наука", 1968.
- Chayes F. Titania and alumina content of oceanic and circumoceanic basalt. - Min. Mag., 1965, v. 34, v.34, N 268.
- Engel A.E.I., Engel C.C., Havens R.C. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, v. 76, N 7.
- Green J., Poldervaart A. Some basaltic provinces. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1955, v. 7, N 3-4.
- Harris P.G. Zone refining and the origin of potassic basalts. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1957, v. 12, N 3.
- Kennedy W.Q. Trends of differentiation in basaltic magmas. - Amer. J. Sci., 1933, v. 25.
- Kushiro I. The system diopside-forsterite-enstatite at 20 kilobars. - Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Year Book 63, 1964.
- Matsumoto T. Pressure effects on phase equilibria in some principal rock-forming minerals. - J.Geosci. Osaka City Univ., 1963, v.7.
- Wager L.R. A chemical definition of fractionation stages as a basis for comparison of Hawaiian, Hebridean and other basic lavas.- Geochim. Cosmochim. Acta, 1956, v. 9.

В.И.Лебединский, Л.П.Кириченко

## СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС ДЕВОНСКОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ ДОНБАССА

Верхнедевонская вулканогенная толща юго-западной части Донбасса слагает узкую и длинную полосу субширотного простираения на границе двух регионов с резко различной геотектонической позицией. С севера к ней примыкает герцинское складчатое сооружение Донбасса, с юга — Приазовский блок Украинского кристаллического щита.

На выветрелой и размытой поверхности докембрийских кристаллических пород лежат конгломераты, гравелиты, кварц-полевошпатовые песчаники и известняки "белого" девона. Выше залегает осадочно-вулканогенная толща, которая по возрасту и литологическому составу делится на три части.

Существенно пирокласто-лавовая толща верхнеживетско-нижнефранского времени. Сложена преимущественно основными эпигенетически измененными лавами: пикрит-базальтами, лимбургитами, соггендалитами, базальтами, андезит-базальтами, в меньшей мере трахибазальтами, ортофирами и липаритами. Лавы переслаиваются с подчиненными вулканическими породами — брекчиевыми лавами, кластолавами и туфами. Местами базальты и некоторые другие вулканические породы альбитизированы. Осадочным породам принадлежит резко подчиненная роль: общая мощность нижней части осадочно-вулканогенной толщи около 450—500 м.

Наряду с эффузивными телами здесь встречаются генетически связанные интрузивные дайки и штокообразные тела базальтов, пикрит-базальтов, трахибазальтов и ортофиров.

На этой сложной существенно лавовой толще лежат континентальные отложения "бурого" девона — красно-бурые и бурые крупногалечные конгломераты с галькой эффузивных пород, гравелиты, песчаники, монтмориллонитовые сланцы. По стратиграфическому положению отложения "бурого" девона отвечают франскому ярусу. Общая мощность этой части девонского разреза 150 м. На толще "бурого" девона с размывом лежит свита "серого" девона. Разрез состоит из серых и зеленоватых аркозовых песчаников, гравелитов и глинистых сланцев, пепловых и агломератовых туфов. Возраст свиты определен на основании изучения растительных остатков как фаменский. Мощность ее 450 м.

Девонские образования перекрываются мощной толщей нижнекарбонных отложений, среди которых на основании фаунистических данных выделены породы турнейского, визейского и намюрского ярусов.

На размытой поверхности пород нижнего карбона, девона и докембрия несогласно залегают песчано-глинистые отложения палеогена, четвертичные отложения развиты почти повсеместно.

Современная структура зоны сочленения Приазовского блока Украинского кристаллического щита с Донбассом характеризуется тем, что докембрийский кристаллический фундамент к северу субширотными ступенями резко погружается под каменноугольные отложения, слагающие складчатое сооружение Донбасса.

В пределах зоны сочленения очень отчетливо проявлены разрывы двух основных направлений: субширотного и субмеридионального.

Крупнейшими продольными разломами являются Северный и Южный Волновахские, каждый из которых состоит из нескольких частных разрывов. Поэтому можно говорить о северной и южной зонах разломов. Сочетание продольных и поперечных разломов создало сложную мозаичную структуру всей зоны сочленения Донбасса и Приазовской части Украинского щита.

В целом геологические особенности зоны сочленения палеозойских структур Донбасса с докембрийским массивом Приазовья и присутствие тут своеобразного комплекса эффузивных и интрузивных пород позволяют считать, что зона сочленения представляет собой типичный глубинный разлом, развивающийся в течение длительного времени по типу платформенных структур глубокого заложения.

Девонский вулканизм шовной зоны Донбасса относится к раннему этапу развития этой структуры и имеет все черты глубинного вулканизма платформенного типа.

Линейное расположение девонской вулканогенной толщи наряду с обилием продольных разломов дало основание предшествующим исследователям считать, что излияния лавы и выбросы пирокластического материала происходили из трещинных вулканических аппаратов. Однако детальное изучение некоторых относительно хорошо обнаженных участков позволило нам прийти к выводу, что вулканическая деятельность протекала если не полностью, то в основном из вулканических аппаратов центрального типа.

По комплексу прямых и косвенных признаков удалось выделить два вулканических аппарата. Кроме того, петрографические особенности лав позволяют наметить еще два вулканических центра.

Преобладающий основной и переходный к ультраосновным состав лав юго-западного Донбасса и заметное преобладание излившихся пород над пирокластикой указывают на стромболианский тип извержений. Основные особенности развития вулканизма отражены на палеовулканической карте юго-западного Донбасса, составленной нами для позднего девона.

Формационное положение девонской вулканогенной толщи Донбасса до сих пор мало привлекало внимание исследователей. Л.Г.Бернадская (Бернадская и др., 1954) пришла к выводу о принадлежности ее к спилит-кератофировой формации. Этот вывод затем был принят рядом других исследователей. Однако самые существенные особенности девонской вулканогенной толщи Донбасса не позволяют отнести ее к спилит-кератофировой формации.

Уже сам факт широкого распространения пикрит-базальтов и оливиновых базальтов при резко подчиненном содержании альбитизированных вулканических пород, по особенностям вещественного состава напоминающих спилиты, керато-спилиты и кератофиры, исключает возможность отнесения вулканогенной толщи Донбасса к спилит-кератофировой формации.

Для формационной характеристики вулканогенной толщи большой интерес представляет титано-железное отношение ( $100 \frac{\text{Ti}}{\text{Fe}}$ ), которое, как известно, в основных породах оливин-базальтовой формации всегда больше 15. В породах вулканогенной толщи юго-западного Донбасса с содержанием кремнезема менее 50% титан-железное отношение заметно больше 15.

Геологическая обстановка, в которой образовалась вулканогенная толща Донбасса, не свидетельствует о ее принадлежности к спилит-кератофировой формации. Широко известно, что спилит-кератофировые толщи образуются в подводных условиях в стадии начального погружения геосинклинальной зоны. Что касается вулканогенной толщи Донбасса, то она формировалась в основном в наземных условиях. Свидетельством этого является практически полное отсутствие морских отложений на значительной части распространения вулканогенной толщи, отсутствие шаровых лав основного состава, которые, как хорошо известно, очень характерны для подводных интрузий.

Изучение структурного положения рудного материала в лавах также подтверждает геологические выводы о деятельности девонских вулканов Донбасса в наземных условиях.

Микроскопическое изучение девонских лав показывает, что лавы кристаллизовались в условиях высокого парциального давления кислорода, т.е. в обстановке, характерной для лав, извергавшихся в наземных условиях.

Отнесение вулканогенной толщи к спилит-кератофировой формации означало бы признание ее формирования в геосинклинальных условиях. Но тектоническая обстановка возникновения вулканогенной толщи Донбасса иная. Вулканизм пространственно приурочен не к краевой части Донецкой геосинклинали, так же как и не к краевой части Приазовского блока Украинского щита, а к зоне глубинного разлома между щитом и южным краем Русской платформы. В целом обстановка во время образования вулканогенной толщи должна определяться как платформенная, при этом она со значительным разрывом во времени предшествует геосинклинальным условиям Донбасса.

Особенности петрографического состава вулканогенной толщи Донбасса, условия ее образования и геоструктурное положение позволяют однозначно отнести ее к оливин-базальтовой формации континентов. Для нее, как известно (Белов, 1963; Кузнецов, 1964), характерно следующее: 1) широкое распространение оливиновых базальтов в сопровождении различных пород со щелочным уклоном; 2) в химическом составе четко выражены преобладание натрия над калием и повышенные содержания титана и железа; 3) в основных породах величина титан-железного отношения более 15; 4) извержения происходят в наземных условиях из вулканических аппаратов центрального типа; 5) приуроченность к глубинным разломам, часто выходящих рифтовые структуры. Все эти особенности оливин-базальтовых формаций присущи вулканогенной толще Донбасса.

Что касается характера родоначальной магмы, давшей оливин-базальтовую формацию Донбасса, то можно полагать, что и здесь, как и в других сходных регионах (Кузнецов, 1964), родоначальной была щелочно-оливин-базальтовая магма. Петрографическое разнообразие пород оливин-базальтовой формации вызвано дифференциацией исходной магмы как в глубинной магматической камере, так и близ поверхности в вулканических жерлах.

Среди рудопроявлений, связанных с породами вулканической толщи юго-западного Донбасса, наибольший интерес представляют  $Cu$  и  $Ti$ .

Учитывая, что во всех пробах спектрального анализа основных пород содержание  $Cu$  ниже кларкового (менее 0,01%), предполагают, что медные рудопроявления, пространственно связанные с основными вулканогенными породами оливин-базальтовой формации, генетической связи не имеют. Предполагается парагенетическая связь медных рудопроявлений с альбитизированными ортофирами, т.е. медные рудопроявления связаны, по всей вероятности, с гидротермальными процессами в заключительной стадии вулканической деятельности.

Титан в вулканических породах юго-западного Донбасса присутствует постоянно в количествах, значительно превышающих кларковые. Это навело Н.В. Бутурлинова и Б.С. Панова на мысль о возможности нахождения среди девонских магматических пород более крупных его скопления. Но быстрая кристаллизация пород в приповерхностных условиях не создает условий для возникновения значительных местных концентраций титана; поэтому можно согласиться с мнением названных исследователей о весьма ограниченных перспективах обнаружения рудопроявлений титана в девонских эффузивных породах. Однако вероятно образование россыпных месторождений, связанных с этими породами.

## Литература

- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.  
Бернадская Л.Г., Лапчик Ф.Е., Усенко И.С. Об эффузивах Черниговского района (Днепровско-Донецкая впадина). - Докл. АН СССР, 1954, т. 95, № 6.  
Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.

В.С.Гладких

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМАЦИИ ШЕЛОЧНЫХ ОЛИВИНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ (НА ПРИМЕРЕ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ И КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ)

1. Проблема познания глубинных частей Земли усилила интерес к изучению базальтового магматизма, среди которого достаточно специфичное положение занимают вулканические серии, выделяемые в ассоциацию или формацию щелочных оливиновых базальтов (Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964).

При изучении пород данной формации наиболее четко намечаются две первоочередные задачи.

Первая заключается в выяснении особенностей формации в зависимости от геолого-структурного положения. Это связано с тем, что вулканические породы формации локализируются в пределах древних платформ и областей заверченной складчатости и формируются как в платформенный, так и в эпигеосинклинальный этапы развития земной коры.

Вторая задача — выяснение вопроса о характере связи бесполовошпатовых щелочных базальтоидов (оливиновых нефелинитов, нефелинитов) с породами базальт-трахитовой серии. В настоящее время этот вопрос является одним из наиболее дискуссионных. Решение его позволяет существенно уточнить определение объема формации, а также вносит дополнительный материал в изучение генезиса щелочных пород.

Одним из рациональных путей разрешения отмеченных задач, по нашему мнению, может быть сравнительный анализ вулканических комплексов, в которых развиты породы базальт-трахитовой серии и бесполовошпатовые щелочные базальтоиды и которые располагаются в достаточно контрастных тектонических зонах. Основными объектами для сравнительных исследований явились пермо-триасовые вулканические породы Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь) и ниже-среднедевонские вулканические породы северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Вулканические породы этих провинций по своему петрографическому составу в значительной мере соответствовали составу формации щелочных оливиновых базальтов. Вместе с тем они обладали и определенными различиями: вулканогенные породы в Маймеча-Котуйской провинции сопровождаются интрузивными комплексами ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, в Кузнецком Алатау — габбро-сиенитового состава. Неодинаково и геологоструктурное положение провинций: Маймеча-Котуйская расположена в краевой части Сибирской платформы, Кузнецкий Алатау — в пределах Салаирской складчатой области.

Очевидно, что выявленные путем сравнительного изучения признаки, общие для эффузивных пород этих довольно контрастных провинций, можно с достаточным основанием отнести к типичным для формации щелочных оливиновых базальтов в целом, а намечающиеся различия использовать для внутриформационного подразделения.

В основу сравнительного анализа были положены геолого-петрографические, петрохимические и геохимические исследования. Сочетание этих методов позволило получить объективные данные, которые в полном объеме отражают специфичные черты вулканогенных пород одной и другой провинций.

2. Детальное описание строения и состава вулканических толщ Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау было приведено в ряде опубликованных работ

(Бутакова, Егоров, 1962; Жук-Почекутов, Гладких, Леонтьев, 1965; Бородин, Гладких, 1967<sub>2</sub>), что позволяет в данном случае дать их достаточно обобщенную характеристику.

Стратиграфический разрез вулканогенных образований Маймеча-Котуйской провинции намечается в следующем виде (снизу вверх):

А. Арыджангская свита мощностью 300 м. Свита целиком складывается бесполовошпатовыми щелочными базальтоидами: меланократовыми оливиновыми нефелинитами, нефелинитами, нефелинитами (в том числе мелилитовыми), оливиновыми и нефелиновыми мелилитами, лимбургитами и авгитами с подчиненными пикритовыми порфиритами, лавобрекчиями и туфами. По простиранию эти породы замещаются туфогенными образованиями основного состава.

Б. Коготокская свита мощностью более 1000 м. В нижней части сложена базальтами, щелочными базальтами, а в верхней — чередованием базальтов и щелочных базальтов с трахиандезит-базальтами, трахиандезитами, трахитами, дашитами, авгитами, лавобрекчиями и туфами этих пород.

В. Дельканская свита мощностью более 1300 м. В нижней части она представлена бесполовошпатовыми щелочными базальтоидами, базанитами и тефритами, а в верхней — переслаивающимися щелочными базальтами, андезит-базальтами, трахиандезит-базальтами, трахитами, трахилипаритами, пикритовыми порфиритами и бесполовошпатовыми щелочными базальтоидами.

Лавы, туфы и пластовые интрузии меймечитов, сформировавшиеся после внедрения дунит-перидотитов.

Наиболее полное представление о строении вулканической толщи Кузнецкого Алатау дает разрез левого берега р. Урюпа.

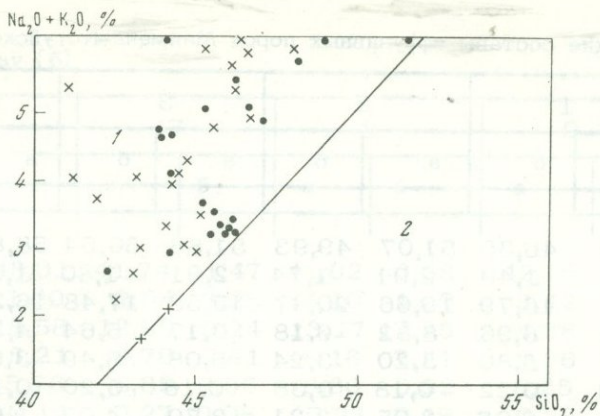
Нижняя часть разреза мощностью около 800 м сложена оливиновыми и лабрадорowymi базальтами, андезито-базальтами и трахиандезито-базальтами. В небольшом количестве присутствуют щелочные базальты, базаниты, тефриты, меланократовые оливиновые нефелиниты, фонолиты и нефелиновые шошониты. В верхней части мощностью около 880 м происходит чередование оливиновых и лабрадорowych базальтов с трахиандезито-базальтами, андезитами, трахиандезитами, трахитами, кварцевыми трахитами, тефритами, берешитами и пикритовыми порфиритами.

Для вулканических толщ провинций характерна чрезвычайно сложная последовательность излияний лав различного состава во времени. Как в Маймеча-Котуйской провинции, так и в Кузнецком Алатау породы базальт-трахитовой серии чередуются с породами щелочно-базальтоидной серии, а также ультраосновными лавами.

Из сопоставления описанных разрезов устанавливается определенная общность их петрографического состава. Эта общность выражается в присутствии в обеих провинциях однотипных пород: базальтов, андезит-базальтов, трахиандезит-базальтов, трахиандезитов, трахитов, щелочных базальтов, базанитов, тефритов, а также меланократовых оливиновых нефелинитов, нефелинитов, пикритовых порфиритов. Важно также подчеркнуть и значительное сходство в количественных соотношениях лав в провинциях: породы базальт-трахитовой серии при резком преобладании собственно базальтов наиболее распространены. Так, в Маймеча-Котуйской провинции они составляют более 45%, а в Кузнецком Алатау около 85% от всей мощности толщ. Общность петрографического состава и сходство количественных соотношений лав служат достаточным основанием для отнесения сравниваемых вулканогенных толщ к формации щелочных оливиновых базальтов в соответствии с принятым в литературе определением данной формации.

Вместе с тем нельзя не отметить и намечающиеся отличия в составе вулканических пород провинций. Эти отличия обусловлены как различным распространением бесполовошпатовых щелочных базальтоидов и ультраосновных лав, так и появлением специфических пород: в Маймеча-Котуйской — оливин-мелилитовых нефелинитов, оливин-нефелиновых мелилитов, лимбургитов, авгитов, анальцимитов, мелилитовых пикритовых порфиритов и меймечитов, а в Кузнецком Алатау — линозаитов, анкармитов, берешитов, трахифонолитов и фонолитов.

3. При рассмотрении петрохимических особенностей пород прежде всего необходимо остановиться на химизме базальтов — наиболее распространенных пород, которые главным образом и определяют формационное положение сравниваемых вулканических провинций. Нередко (Бутакова, Егоров, 1962) базальты Маймеча-Котуй-



Фиг. 1. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  с фигуративными точками базальтов и щелочных базальтов Маймеча-Котуйской провинции (кружки) и Кузнецкого Алатау (крестики)

1 - поле пород щелочной серии; 2 - поле пород толеитовой серии

ской провинции относились к толеитовым и исключались из состава этой естественной ассоциации, что приводило к различной трактовке ее объема и количественных соотношений лав. В настоящее время получен достаточный аналитический материал, позволяющий определить тип этих пород. Средние составы базальтов Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау незначительно различаются по содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Они принадлежат к одному и тому же петрохимическому типу: слегка недосыщенным кремнеземом меланократовым, бедным щелочами породам. По химическому составу базальты обеих провинций чрезвычайно близки щелочным оливиновым базальтам Гавайских островов вулканической провинции Рунгве. На диаграмме  $\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ , широко применяемой для разделения щелочных оливиновых и толеитовых базальтов (Macdonald, Katsura, 1964), базальты и щелочные базальты провинций располагаются в поле щелочной серии (фиг. 1). Все это позволяет относить базальты сравниваемых провинций к типичным представителям щелочного оливин-базальтового типа.

При сопоставлении средних химических составов однотипных пород (табл. 1) выявляется, что породы Маймеча-Котуйской провинции по сравнению с их аналогами в Кузнецком Алатау обогащены  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и обеднены  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Это характерно для всех типов пород и может рассматриваться как специфическая черта химизма провинций. В большинстве пород Маймеча-Котуйской провинции устанавливаются также незначительно повышенные содержания  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ . Однако различия в содержаниях этих окислов не выходят за пределы колебаний, наблюдаемых в анализах однотипных пород для любой из сравниваемых провинций. При близких содержаниях суммы щелочей роль калия заметно выше в породах Маймеча-Котуйской провинции (особенно четко это проявлено в серии базальт - трахит). Величина от-

ношения  $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$  в Маймеча-Котуйской провинции последовательно изменяется

в указанном порядке (0,8 - 0,1), в Кузнецком Алатау остается практически постоянной (0,6 - 0,8). Как в одной, так и в другой провинции базальты через андезит-базальты, трахиандезит-базальты и трахиандезиты связаны постепенными переходами с трахитами. В отмеченном порядке происходит последовательная смена меланократовых пород на лейкократовые (величина "b" уменьшается в Маймеча-Котуйской провинции от 32,7 до 8,6, в Кузнецком Алатау - от 30,1 до 8,4). Параллельно увеличивается степень насыщенности пород кремнеземом (величина изменяется соответственно от -10,5 до 2,1 и от -12,1 до 6,0) и происходит обогащение щелочами ("a" изменяется от 6,2 до 19,6 и от 7,1 до 18,1). Среди конечных членов дифференциационного ряда (трахиандезитов и трахитов) появляются разности, пересыщенные алюминием.

Средние химические составы эффузивных пород Маймеча-Котуйской провинции (а)

Компоненты	1		2		3		4		5
	а	б	а	б	а	б	а	б	а
SiO <sub>2</sub>	47,05	46,39	51,07	49,93	51,86	50,54	58,84	55,38	61,79
TiO <sub>2</sub>	1,61	1,49	2,91	1,74	2,91	1,80	1,26	0,91	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,3	16,79	16,66	20,47	15,33	17,48	16,24	19,44	15,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,23	6,96	8,82	6,18	6,17	5,64	4,36	5,93	3,27
FeO	5,54	5,80	3,20	3,24	5,08	5,49	3,68	3,52	1,78
MnO	0,13	0,22	0,18	0,38	0,16	0,20	0,15	0,28	0,10
MgO	7,40	6,05	2,65	3,21	3,70	4,07	2,08	1,13	1,42
CaO	12,2	12,71	6,93	9,61	7,26	9,22	4,04	3,73	1,90
Na <sub>2</sub> O	2,54	2,52	3,32	3,15	3,37	3,14	4,10	6,26	1,40
K <sub>2</sub> O	0,63	0,92	2,54	1,67	3,31	2,19	4,55	2,46	11,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,13	1,01	0,42	0,84	0,22	0,69	0,96	0,24
Число анализов	11	13	2	2	5	3	8	5	5

1 - базальты; 2 - андезит-базальты, 3 - трахиандезит-базальты; 4 - трахиандезиты; 5 - трахиты; 6 - щелочные базальты; 7 - меланократовые оливиновые нефелин-Гавайских островов, по Макдональду и Кацура (Macdonald, Katsura, 1964).

Специфической чертой химического состава щелочно-базальтоидной серии является низкое содержание кремнезема (35,9 - 44,0% SiO<sub>2</sub>); поэтому преобладающая часть пород относится к меланократовым, насыщенным кремнеземом щелочным породам. В ряду оливиновые мелилититы - меланократовые оливиновые нефелиниты - лимбургиты - нефелиниты - авгититы наблюдается уменьшение "b" от 44,1 до 33,0 и увеличение "a" от 6,6 до 9,0. Это показывает, что степень дифференцированности в щелочно-базальтоидной серии более низкая по сравнению с таковой базальт-трахитовой серии.

Векторы пород базальт-трахитовой и щелочно-базальтоидной серий на диаграмме А.Н.Заварицкого образуют непрерывные рои, что подчеркивает последовательное изменение химического состава в сериях. Вариационная линия щелочно-базальтоидной серии смещена на диаграмме (фиг. 2) вниз и вправо относительно базальт-трахитовой и имеет больший угол наклона к оси Sb, что свидетельствует о различии в химическом составе исходных магм серий. Вместе с тем достаточно четко устанавливается и связь между породами серий. Эта связь выражается в наличии в обеих провинциях щелочных базальтов, линозаитов, базанитов, тефритов, переходных как по минеральному и химическому составу, так и по положению на диаграмме - между базальтами и бесполовошпатовыми щелочными базальтоидами. Такое же положение в Кузнецком Алатау, вероятно, занимают берешиты, но уже между нефелинитами и нефелинсодержащими трахиандезитами.

В связи с рассмотрением петрохимических особенностей пород необходимо остановиться на одном весьма важном вопросе - сопоставлении химических составов базальтов и бесполовошпатовых щелочных базальтоидов. Из табл. 1 видно, что средний состав базальтов отличается от меланократовых оливиновых нефелинитов только по содержанию кремнезема. Между ультраосновными породами (меймечитами, дунитами) и бесполовошпатовыми щелочными базальтоидами наблюдаются резкие различия в содержании алюминия, магния, кальция, натрия, калия. Поэтому появившиеся в нашей литературе представления (Гоньшакова, Егоров, 1968) о принадлежности меймечитов и меланократовых оливиновых нефелинитов к щелочно-ультраосновному типу принципиально неправильны.

4. Основываясь на общности качественного состава, близких количественных соотношениях, а также на значительном сходстве петрохимических и геохимических

и Кузнецкого Алатау (б)

	6		7		8		9		10	
	б	а	б	а	б	а	б	а	б	
	63,34	45,84	48,01	41,74	41,47	42,02	40,33	42,20	41,67	46,46
	0,74	4,28	1,30	2,94	3,28	4,10	1,09	3,12	1,27	3,01
	16,75	11,80	18,58	12,85	9,24	13,17	17,85	4,88	12,16	14,64
	5,65	7,12	5,21	8,76	7,81	8,16	7,21	9,36	6,57	3,27
	1,65	7,65	5,76	5,89	7,35	6,30	5,32	6,25	3,82	9,11
	0,11	0,22	0,15	0,27	0,08	0,23	0,18	0,22	0,14	0,14
	0,60	6,65	4,64	8,86	12,42	7,02	5,15	21,45	20,66	8,19
	1,29	10,39	9,90	13,64	14,71	13,44	13,69	10,39	11,48	10,33
	5,82	2,63	4,98	2,64	1,74	3,44	6,10	0,72	1,48	2,92
	3,78	2,42	1,20	1,41	1,03	1,33	1,70	0,92	0,33	0,84
	0,24	0,99	0,26	0,70	0,85	0,77	1,39	0,54	0,39	0,37
	8	10	8	16	2	8	2	8	1	28

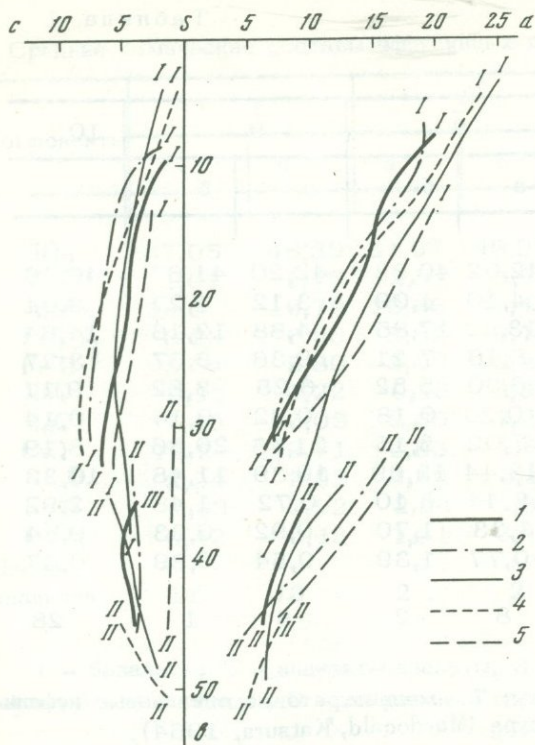
зтиты; 5 - трахиты; 6 - щелочные базальты; 7 - меланократовые оливиновые нефелин-Гавайских островов, по Макдональду и Кацура (Macdonald, Katsura, 1964).

особенностей, можно прийти к выводу о том, что вулканические породы Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау относятся к формации щелочных оливиновых базальтов. Этот вывод подтверждается также вычисленными средними составами, которые с известными допущениями отражают состав исходных магм сравнимых вулканических ассоциаций. Имеющиеся различия в содержании SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, в вычисленных средних составах не превышают колебаний этих же окислов в щелочных оливиновых базальтах, принимаемых за состав родоначальных магм, таких провинций, как Рунгве и Центральная Виктория.

Вместе с признаками, подчеркивающими несомненную общность вулканогенных образований, наметились и специфические черты, выражающиеся в различных количественных соотношениях пород базальт-трахитовой и щелочно-базальтоидной серий, в разной концентрации редких элементов в однотипных породах. Эти отличия могут быть отражены путем выделения в составе данной формации следующих субформаций: базальт-трахитовой (Кузнецкий Алатау) и щелочно-базальтоидной (Маймеча-Котуйская). В качестве ведущего признака для внутриформационного деления взяты количественные соотношения базальт-трахитовой и щелочно-базальтоидной серий. К переходным типам этими субформациями могут быть отнесены породы вулканической провинции Богемского горного массива и др.

5. Генетическая связь в Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецком Алатау между породами базальт-трахитовой и щелочно-базальтоидной серий подчеркивается их структурно-территориальной сопряженностью, принадлежностью к одному и тому же циклу вулканической деятельности, частой сменой в пространстве и последовательности излияний, присутствием переходных между ними типов как по минеральному, так и по химическому составу. Постоянная ассоциация пород этих серий является характерной чертой формации щелочных оливиновых базальтов и может быть проиллюстрирована на примере не только занимающих значительные площади вулканических полей (Маймеча-Котуйского, Кузнецкого Алатау, Богемского массива, Рунгве, Прибайкалья), но и отдельных вулканов (Понапе, Морото и др.).

Особенности химического состава бесполовошпатовых щелочных базальтоидов не позволяли рассматривать эти породы как продукты процесса фракционной кристаллизации щелочной оливин-базальтовой магмы. Поэтому причина постоянного появления среди щелочных оливиновых базальтов и других пород щелочных базальтоидов не на-



Фиг. 2. Вариационные линии пород базальт-трахитовой (фонолитовой) (I) и щелочно-базальтоидной серий (II)

1 - Маймеча-Котуйская провинция; 2 - Кузнецкий Алатау; 3 - Богемский горный массив; 4 - Рунгве; 5 - Морото

ходила до последнего времени удовлетворительного объяснения. В настоящее время гипотеза Винчелла (Winchell, 1947) о возможности образования щелочных базальтоидов из менее недосыщенных кремнеземом базальтовых магм подтверждается результатами экспериментального исследования базальтов и щелочных базальтоидов в условиях высоких температур и давлений (Грин, Рингвуд, 1968; Bultitude, Green, 1967).

Таблица 2

Вычисленные химические составы исходных магм рассматриваемых провинций

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	45,41	48,35	42,98	42,88
TiO <sub>2</sub>	2,72	1,48	3,34	4,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,40	16,90	13,21	12,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,01	6,35	17,20	9,03
FeO	5,98	5,26		5,60
MgO	10,01	6,08	6,48	7,40
CaO	10,94	10,88	11,21	13,32
Na <sub>2</sub> O	2,87	3,42	3,52	3,19
K <sub>2</sub> O	1,66	1,22	2,04	1,45

1 - вычисленный средний состав вулканических пород Маймеча-Котуйской провинции; 2 - то же, Кузнецкий Алатау; 3 - состав остатка после удаления 10% ромбического и 10% моноклинного пироксена из среднего состава (анализ 1); 4 - средний состав бесполовшпатовых щелочных базальтоидов дельканской свиты.

Данные табл. 2 показывают большое сходство химического состава остатка, полученного путем удаления из исходной магмы (Маймеча-Котуйская провинция) 10% ромбического и 10% моноклинного пироксена со средним составом бесполовошпатовых щелочных базальтоидов дельканской свиты. В соответствии с этими представлениями можно считать, что формирование различных объемов щелочных базальтоидов в сравниваемых вулканических толщах зависит не только от состава исходных магм, но и от возможностей осуществления их глубинной дифференциации. На ход и полноту процесса дифференциации, вероятно, значительное влияние оказывает тектоническое положение того или иного региона. Наиболее благоприятные условия, как вытекает из данных сравнительного анализа, будут создаваться в платформенных областях, а менее благоприятные - в областях завершённой складчатости.

## Литература

- Бородин Л.С., Гладких В.С. 1. К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях. - Геохимия, 1967, № 10.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. 2. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 12.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах. - Геохимия, 1968, № 5.
- Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных пород. - В кн. "Петрография Восточной Сибири", т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрогеохимические особенности ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. Изд-во "Наука", 1968.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. Петрология верхней мантии. Изд-во "Мир", 1968.
- Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н. Ассоциация щелочных базальтоидов - базальтов Маймеча-Котуйской вулcano-плутонической формации. - В кн. "Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов". Изд-во "Наука", 1965.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во ИЛ, 1961.
- Bullittide R.J., Green D.H. Experimental Study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas. - Earth. a. Planetary Sci. Letters, 1967, N 3.
- Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. - J.Petrol., 1964, vol. 5.
- Winchell H. Honolulu series, Oahy, Hawaii. - Bull. Geol. Soc. of Amer., 1947, vol. 58, N 1.

Т.И.Фролова

## О ТИПЕ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВЫХ ФОРМАЦИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Среди вулканогенных формаций ранних этапов развития геосинклиналей широко распространены андезито-базальтовые порфиритовые формации. Описанные в ряде региональных работ эти формации, как правило, не рассматриваются в качестве самостоятельного формационного типа. Обычно о них лишь упоминается при описании известково-щелочных ассоциаций орогенных этапов подвижных зон (Тернер, Ферхуген, 1961; Кузнецов, 1964), от которых они существенно отличаются.

Нижнедевонская андезито-базальтовая порфиритовая формация восточного склона Южного Урала (ирендыкская) является примером данного формационного типа. Она сменяет во времени диабазовую и диабаз-альбитофиртовую формации ордовика и силура, которые начинают магматическую деятельность в каледоно-герцинском эвгеосинклинальном прогибе. Ко времени ее формирования последний представлял собою чередование мобильных и устойчивых зон, грубопараллельных его простиранию. Вулканическая деятельность была преимущественно сосредоточена в мобильных зонах, для которых характерны тектонические движения разного знака с тенденцией к прогибанию, лишь в конечные этапы вулканизма сменившиеся поднятиями. Вулканические зоны примыкали к стабилизированным областям, либо обрамляющим прогиб, либо служившим ареной более раннего, силурийского, вулканизма.

Выделяются следующие вулканические зоны: Вознесенская, Северо-Ирендыкская, Южно-Ирендыкская и Восточная максимальной протяженностью до 400 км. Они представляли собой зоны вулканов центрального типа, реже трещинных излияний, приуроченные к крупным глубинным разломам. Вулканизм развивался преимущественно в подводных условиях, однако интенсивный темп накопления вулканических продуктов, а возможно, и кратковременные поднятия, приводили к образованию цепей недолго живущих вулканических островов. В связи с этим доля наземных образований со временем увеличивалась.

Значительная выдержанность петрографического и химического составов, одновременность образования и тесная пространственная связь базальтоидов с подчиненными им более кислыми типами пород — все это свидетельствует о формировании всей гаммы вулканитов из единого родоначального расплава. Однако ряд отличий, существующих в отдельных вулканических зонах (в региональном коэффициенте эксплозивности, степени дифференцированности, структурном типе пород и т.д.) позволяет предположить разобшенность отдельных порций родоначального расплава в некоторых промежуточных очагах, каждый из которых развивался самостоятельно. Направленность этого развития определялась прежде всего тектонической обстановкой. Так, в краевых, относительно консолидированных участках эвгеосинклинального прогиба, пронизываемых в связи с наличием длительно живущих пограничных глубинных разломов, развиты недифференцированные базальтовые эффузивы, излившиеся за относительно короткий промежуток времени из тектонических трещин, небольших вулканических конусов или существенно эффузивных, близких к щитовым вулканов (Вознесенская, отчасти Восточная зоны). В этих зонах значительную роль играют вулканисты с афировой структурой (диабазы). По-видимому, эти вулканические продукты наиболее близки по составу к силикатной части родоначального расплава. Средний состав их, вычисленный с учетом объемов, занимаемых каждым типом пород, относит-

ся к составу пересыщенных кремнеземом базальтов с нормальной известковистостью ( $\alpha = \frac{c}{a+c} \cdot 100 = 59\%$ ), близких к толеитовому типу (см. таблицу) по Нокколдсу (Nockolds, 1954), отличаясь от него пониженными содержаниями суммарного железа и титана и несколько повышенным содержанием MgO. Афировые типы пород характеризуются простым петрографическим составом: плагиоклаз, пироксен (авгит), магнетит. Отсутствие интрателлурических вкрапленников, высокая степень раскристаллизации основной массы и насыщенность ее порами наряду с невысоким коэффициентом эксплозивности ( $E \leq 36\%$ ) свидетельствует о том, что в областях развития афировых типов пород кристаллизация базальтового расплава имела место в собственно эффузивный период до или в момент отделения летучих. Поступление на поверхность жидкой перегретой магмы способствовало дифференциации *in situ* с накоплением железа, о чем говорят позднее выделение магнетита и резкие колебания коэффициента фракционирования в вулканитах этих зон (фиг. 1).

К более мобильным зонам (Северно- и Южно-Ирендыкские) был приурочен дифференцированный вулканизм с образованием длительно развивающихся серий пород базальт-андезит-дацитового состава. Здесь преобладали извержения из полигенных вулканов центрального типа, некоторые из которых достигали стадии кальдеры. Для вулканитов этих зон характерны порфиновые структуры с несколькими генерациями интрателлурических вкрапленников пироксена, ромбического и моноклинного, плагиоклаза, магнетита. Это позволяет предполагать многоэтапную кристаллизацию, начавшуюся в глубинных очагах и неоднократно прерывавшуюся в связи с пульсационным движением магмы к земной поверхности. Интенсивная эксплозивная деятельность ( $E = 85\%$ ) свидетельствует о богатстве очага летучими, а невысокая степень раскристаллизации основной массы говорит об их отделении в доэффузивный период в периферических очагах или жерлах. Богатство магмы летучими подтверждается и ранней кристаллизацией магнетита и пироксена, что характерно для кристаллизации базальтов в условиях высокого парциального давления кислорода при содержании до 3% воды (Осборн, 1964). Средний состав порфиновых базальтов Ирендыкских зон значительно больше отличается от толеитового, чем средний состав базальтоидов Вознесенской и Гумбейской зон, что закономерно в связи с широкими возможностями их изменения при фракционной кристаллизации. В них происходит увеличение  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  и уменьшение MgO и суммарного железа, главным образом за счет  $Fe_2O_3$ .

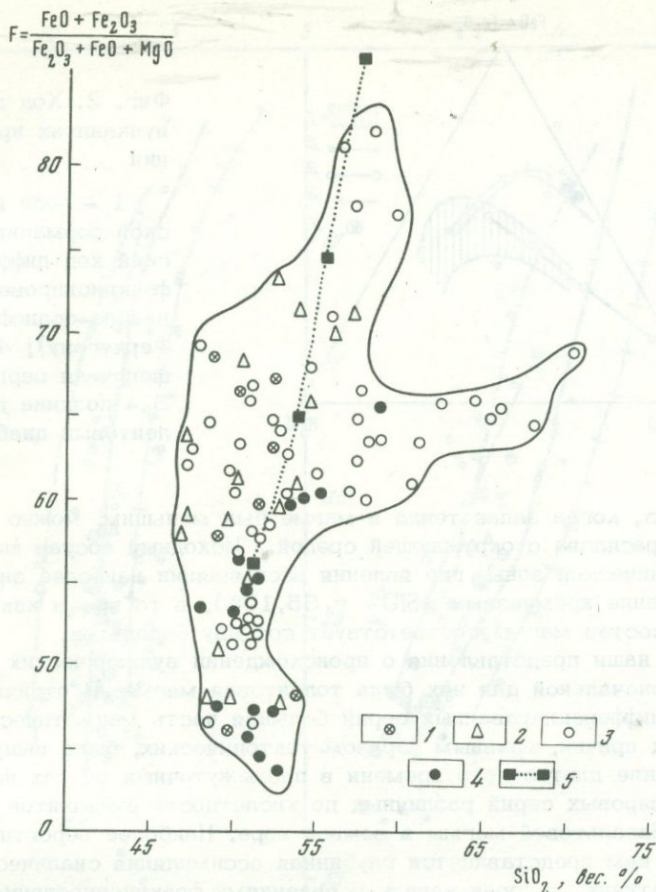
Для определения роли фракционной кристаллизации в формировании преобладающего порфинового типа пород ирендыкской формации был рассмотрен гипотетический ход дифференциации в исходной для них базальтовой магме в условиях многократного фракционирования. При этом подразумевалось, что кристаллизующаяся магма представляла собою закрытую систему. Отделяющаяся кристаллическая фаза была взята в тех соотношениях, в которых она наблюдалась в реальных породах. При этом оказалось, что, если на первых этапах остаточная жидкость по составу близка к реальным андезитам, дальнейшее фракционирование приводит в остаточном расплаве к накоплению железа и щелочей при медленном повышении содержания кремнезема. Изменение расплава при многократном фракционировании напоминает ход дифференциации в серии толеитовый базальт — гранофир (Тернер, Ферхуген, 1961) (фиг. 2). Продукты гравитационной отсадки дают базальты, обогащенные темноцветными компонентами, по составу близкие к пикритовым, и базальты с высоким содержанием кальция и глинозема. Подобные базальты, действительно, встречаются среди вулканитов ирендыкской формации, что доказывает реальность существования процесса аккумуляции интрателлурических вкрапленников.

Сравнение гипотетического хода дифференциации с таковым в реально наблюдаемой серии пород приводит к весьма принципиальным выводам. Слабо дифференцированные по кислотности вулканиды Вознесенской, Восточной, а также Северо-Ирендыкской вулканических зон обнаруживают дифференциацию с накоплением железа, близкую к гипотетической. Вулканиды же Южно-Ирендыкской зоны, отличающиеся широким спектром пород по кислотности, наряду со слабо выраженной тенденцией к дифференциации этого типа обнаруживают интенсивное накопление кремнезема, что не может быть объяснено лишь дифференциацией при неоднократном фракционировании. Различия в дифференциации не исчерпываются особенностями поведения железа.

Средние типы и средний состав вулканитов различных вулканических зон Ирландской формации

Компо- ненты	1		2		3		4		5		6	7	8	9	10
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S					
SiO <sub>2</sub>	49,52	2,07	54,18	1,98	59,44	1,49	65,30	2,12	71,33	1,41	50,5	50,46	52,34	55,19	52,14
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,16	0,51	0,17	0,39	0,10	0,50	0,27	0,22	0,03	0,52	0,73	0,42	0,51	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,07	1,81	15,33	1,46	15,42	1,34	14,50	1,07	13,53	1,55	14,02	14,95	15,42	15,49	15,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,22	1,41	2,82	0,95	2,28	1,34	1,65	0,74	1,65	0,37	3,98	3,09	2,65	2,84	3,00
FeO	6,84	1,13	5,67	1,23	4,56	1,75	3,36	1,09	1,68	0,41	6,08	7,03	6,06	5,36	6,18
MnO	0,16	0,07	0,14	0,050	0,11	0,06	0,09	0,02	0,05	0,02	0,14	0,17	0,15	0,12	0,15
MgO	8,10	1,78	5,74	1,79	3,98	1,04	2,42	0,94	1,46	0,76	7,78	7,72	7,37	5,34	6,83
CaO	9,86	1,88	8,01	1,83	6,95	1,73	4,37	1,37	3,25	1,14	11,10	9,82	9,29	7,72	8,86
Na <sub>2</sub> O	2,35	0,87	2,55	1,06	3,04	0,69	4,31	0,84	4,35	0,47	1,85	2,82	2,15	2,84	2,48
K <sub>2</sub> O	0,54	0,31	0,70	0,31	0,89	0,66	0,61	0,68	1,04	0,57	0,53	0,76	0,68	0,96	0,63

1 - диабазы и базальтовые порфириты, среднее из 40 анализов; 2 - андезито-базальтовые порфириты, среднее из 34 анализов; 3 - андезитовые порфириты, среднее из 11 анализов; 4 - андезито-дацитовые порфириты, среднее из 6 анализов; 5 - липарито-дацитовые и липаритовые порфириты, среднее из трех анализов. Средневзвешенные составы вулканитов различных вулканических зон: 6 - состав вулканитов Вознесенской зоны, среднее из 6 анализов, 7 - Восточной зоны, среднее из 19 анализов; 8 - Северо-Ирландской зоны, среднее из 18 анализов, 9 - Южно-Ирландской зоны, среднее из 53 анализов, 10 - формации в целом, среднее из 96 анализов. 1-5 - средние типы пород; 6-10 - средневзвешенные составы вулканитов различных вулканических зон;  $\bar{X}$  - среднее арифметическое содержание; S - среднее квадратическое отклонение содержаний.

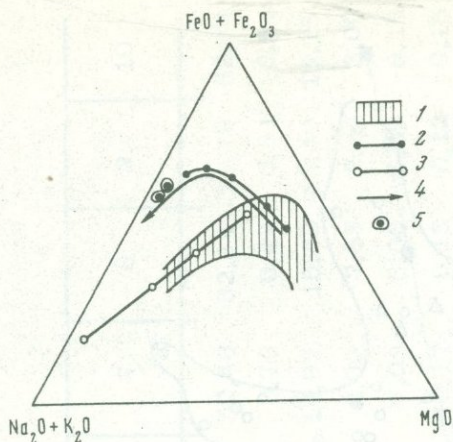


Фиг. 1. Зависимость коэффициента фракционирования от содержания кремнезема в вулканитах ирендыкской формации

Вулканические зоны 1-4: 1 - Вознесенская; 2 - Восточная; 3 - Южно-Ирендыкская; 4 - Северо-Ирендыкская; 5 - остаточные расплавы после неоднократного фракционирования

Они наблюдаются также и в поведении щелочей и кальция. Это выражается на диаграмме А.Н.Заварицкого (фиг. 3) в отклонении вариационной серии вулканитов этой зоны от стандартных кривых дифференциации в сторону понижения содержания щелочей и повышения анортитового числа, вследствие чего уменьшается угол наклона кривой относительно оси  $Sb$ . Таким образом, приходится допустить, что магма обогащалась летучими, препятствовавшими накоплению железа, а также  $Al_2O_3$ .

В составе пород это выражается появлением позднего гиперстена, ксеногенных вкрапленников кварца и высоким нормативным составом плагиоклаза. Процесс ассимиляции становился особенно интенсивным в конечные стадии дифференциации, вследствие чего наиболее ощутимые его результаты наблюдаются у андезитов и более кислых членов серии. Источником этих веществ, в частности летучих, являлись, по-видимому, породы геосинклиналиного основания, а не образования кристаллического фундамента, обезвоженные в результате высокотемпературного метаморфизма. Именно поэтому процессы ассимиляции достигали наибольшей интенсивности в случаях обособления неглубоко залегающих многоярусных периферических очагов. Подобные условия имели место в Южно-Ирендыкской зоне, в то время как в остальных зонах поступление ювенильного материала в связи с повышенной проницаемостью коры наблюдалось преимущественно из крупных глубинных очагов. Ассимиляция сопровождалась чаще всего полным расплавлением ассимилируемого вещества с последующей гомогенизацией расплава, о чем говорит отсутствие ксенолитов. На более



Фиг. 2. Ход дифференциации в вулканитах ирендыкской формации

1 — поле вулканитов ирендыкской формации; 2 — гипотетический ход дифференциации при фракционировании; 3 — серия диабаз-гранофир (по Тернеру и Ферхугену); 4 — известково-щелочная серия (по Р.Дэли); 5 — поздние дифференциаты толеитовых диабазов (по Хотцу)

поздних стадиях, когда запас тепла в магме был меньшим, можно предположить лишь ионный обмен расплава с окружающей средой. Исходный состав магмы Южно-Ирендыкской вулканической зоны, где явления ассимиляции наиболее значительны, показывает увеличение кремнезема ( $\text{SiO}_2 = 55,19\%$ ), в то время как в остальных зонах исходный состав магмы соответствует составу базальтов.

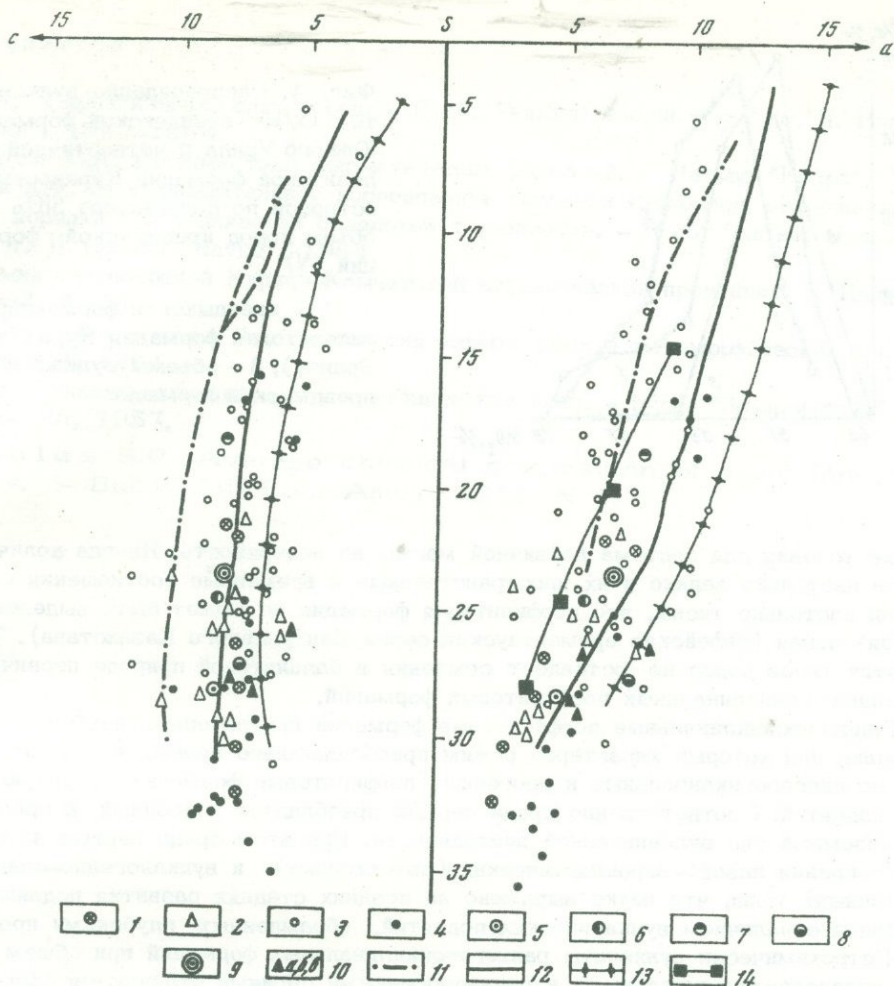
Суммируем наши представления о происхождении вулканических пород ирендыкской формации. Родоначальной для них была толеитовая магма. В отличие от более ранних диабазовых недифференцированных серий большая часть магматического расплава в силу некоторых причин, главным образом тектонических, была вынуждена "отстаиваться" в течение длительного времени в промежуточных очагах на разных уровнях. Появление порфировых серий различных по кислотности вулканитов — результат сложной эволюции базальтовой магмы в земной коре. Наиболее вероятным процессом этой эволюции нам представляется глубинная ассимиляция силикатического материала с накоплением летучих, которая наряду с явлениями фракционирования и газового переноса обуславливает появление всего спектра встречающихся в формации вулканитов. Сходной точки зрения на формирование известково-щелочных базальт-андезит-дацит-липаритовых серий придерживаются Уотерс (1957), Куно (1963-1964) и др.

Тип формаций, аналогичных ирендыкской, часто объединяют с позднегеосинклинальными формациями орогенных этапов развития складчатых областей. Согласно Ю.А.Кузнецову (1964), этот тип формаций, понимаемый им весьма широко, может образовываться на различных этапах развития подвижной зоны и, в частности, примерно одинаковые эффузивные комплексы могут быть добатолеитовыми и послебатолеитовыми. В данный формационный тип им включаются и геосинклинальные формации.

Действительно, порфировые (базальт-андезит-дацит-липаритовые) формации ранних и поздних этапов развития геосинклиналей, а также орогенов обладают многими чертами сходства. И в том и в другом случае они приурочены к мобильным поясам земной коры; они представлены более или менее дифференцированным непрерывным рядом известково-щелочных пород; для них характерна эксплозивная деятельность из вулканов центрального типа, что влечет за собой широкое развитие обломочных пород различного генезиса. Отдельные члены серий той или иной формации сходны между собой как по текстурным и структурным, так и по минеральным особенностям (известковистые плагиоклазы, широкое развитие среди пироксенов авгита и гиперстена).

Вулканиты этих формаций принадлежат к насыщенным кремнеземом породам с невысоким содержанием титана и железа. Накопление железа в процессе дифференциации незначительно.

Однако между андезит-базальтовыми порфировыми формациями ранних этапов развития геосинклиналей, с одной стороны, и поздних этапов и орогенов — с другой, существуют глубокие различия. На это указывает и Ю.А.Кузнецов (1964), который считает необходимым произвести в дальнейшем расчленение выделенного им единого формационного типа.



Фиг. 3. Петрохимическая диаграмма вулканитов иренддыкской формации

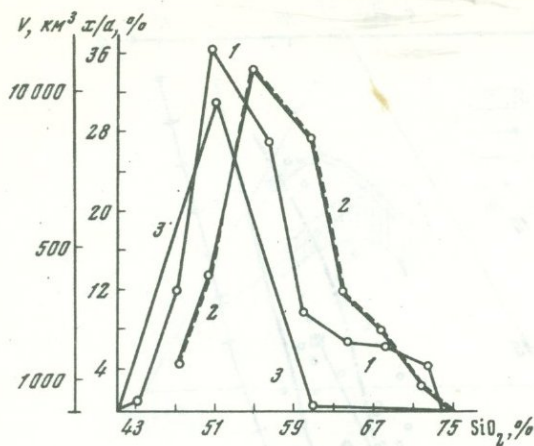
Вулканические зоны 1-4: 1 - Вознесенская, 2 - Восточная, 3 - Южно-Иренддыкская, 4 - Северо-Иренддыкская; исходные составы магм зон иренддыкской формации 5-9: 5 - Вознесенская, 6 - Северо-Иренддыкская, 7 - Южно-Иренддыкская, 8 - Восточная, 9 - вулканическая серия в целом; 10 - толеитовые магмы различных провинций мира: а - толеитовый магматический тип, по В.Кеннеди, б - средний толеитовый базальт, по Ноккольдсу, в - траппы древних платформ, по Кутолину; 11-13 - линии дифференциации по Бурри: 11 - Пеле, 12 - Лассен-Пик, 13 - Иеллоустонского парка; 14 - вариационная кривая составов при гипотетическом фракционировании

Специфика выделяемого нами на примере иренддыкской формации формационного типа заключается в следующем <sup>1</sup>:

1. Среди вулканитов преобладают базальты и андезитобазальты, в то время как в позднегеосинклинальных и орогенных формациях - андезиты (фиг. 4).

2. В качестве второстепенных членов присутствуют афировые типы базальтов-диабазы. Они приурочены к периферическим частям формации, где создаются благо-

<sup>1</sup> В качестве эталона для сравнения взяты четвертичные формации Камчатки и Северных и Южных Курильских островов (Эрлих, 1960).



Фиг. 4. Распределение вулканитов (x/a) ирендыкской формации Южного Урала и четвертичной андезитовой формации Курильских островов по содержанию  $\text{SiO}_2$  и объему пород ирендыкской формации (V)

1 — ирендыкская формация; 2 — андезитовая формация Курил (по Эрлиху); 3 — объемы вулканитов ирендыкской формации

приятные условия для подъема первичной магмы на поверхность. Иногда количество диабазов настолько велико и их пространственные и временные соотношения с порфиритами настолько тесны, что порфирировая формация не может быть выделена как самостоятельная (рифейская ерементавская серия Центрального Казахстана). Тесная связь этих типов пород не оставляет сомнения в базальтовой природе первичных магм раннегеосинклинальных порфиритовых формаций.

3. Раннегеосинклинальные порфиритовые формации приурочены к наиболее мобильным зонам, для которых характерен режим преобладающего прогибания. В отличие от них позднегеосинклинальные и орогенные порфиритовые формации образуются в зонах поднятий. Соответственно среди первых преобладает подводный, а среди вторых — наземный тип вулканической деятельности. При этом среди первых не происходит обособления лавово-пирокластических (автохтонных) и вулканогенно-осадочных (аллохтонных) толщ, что четко выражено на поздних стадиях развития подвижных зон в связи с наличием вулканических поднятий, обрамленных глубокими прогибами.

4. Петрохимически вулканиты раннегеосинклинальных формаций при общем сходстве с позднегеосинклинальными и раннеорогенными сериями отличаются большими содержаниями  $\text{MgO}$  и меньшими  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Обеднение окисным железом стоит в связи с их подводным формированием. В них значительно меньше полевошпатовой извести ("с" на диаграмме), они несколько беднее щелочами ("а" на диаграмме). Соответственно они обнаруживают более высокую степень насыщения кремнеземом, а также обогащенность цветными компонентами. На диаграмме Заварицкого раннегеосинклинальные базальты оказываются более близкими к толеитовой магме, являющейся для них исходной, в то время как позднегеосинклинальные и орогенные значительно отличаются от них, тяготея по содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  к высокоглиноземистым сериям (см. фиг. 3). Близость к позднегеосинклинальным вулканитам наиболее дифференцированной серии Южно-Ирендыкской зоны свидетельствует о том, что раннегеосинклинальные известково-щелочные формации представляют собою как бы связующее звено между ними и толеитовыми базальтами.

Особенности раннегеосинклинальных порфиритовых формаций рассмотрены нами подробно на примере ирендыкской формации Южного Урала. Однако к тому же формационному типу, занимая аналогичное место в тектоно-магматическом развитии, относятся некоторые формации Уральской складчатой области (силурийско-нижнедевонские именновская и верхнетурватская формации Среднего и Северного Урала), среднекембрийская порфирировая формация Чингиз-Гарбагатайской и Ерементав-Баяноульской зон Центрального Казахстана, среднеюрская порфирировая формация Большого Кавказа, среднекембрийская формация Тувы, Салаира и др. Каждая из этих формаций обладает специфическими индивидуальными особенностями, однако главнейшие черты их строения и вещественного состава достаточно устойчивы.

В связи с первичным базальтовым характером родоначальной магмы и широким развитием порфирировых базальтов среди ее производных выделенный тип формаций предлагается назвать базальтоидным порфиритовым.

## Литература

- Куно Х. Серии изверженных пород. - В сб. "Химия земной коры", т. II. Изд-во "Наука", 1963-1964.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Осборн К.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. - В сб. "Химия земной коры", т. II. Изд-во "Наука", 1964.
- Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. Изд-во "Наука", 1966.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во ИЛ, 1961.
- Уотерс. Вулканические породы и тектонический цикл. - В сб. "Земная кора". Изд-во ИЛ, 1957.
- No ck olds S.R. Average chemical composition of some igneous rocks. - Bul. Geol. Soc. Amer.. 1954, N 5.

М.Л.Лурье, Л.А.Полунина, Е.В.Туганова

## ПРИНЦИПЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ – РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Позднепалеозойская – раннемезозойская трапповая формация, занимающая площадь свыше 1,5 млн. км<sup>2</sup>, к настоящему времени сравнительно хорошо изучена, так как именно с ней связана большая часть известных на Сибирской платформе промышленных месторождений полезных ископаемых.

В результате многолетних работ, проведенных большими коллективами геологов производственных и научных организаций (КГУ, ИГУ, ЯГУ, ВАГТ, НИИГА, ИГЕМ, ВСЕГЕИ и др.), был собран громадный фактический материал, обобщение которого привело к появлению ряда схем расчленения траппов и сопоставления пород различных фаций (Лебедев 1955, 1962; Гоньшакова, 1955, 1961; Годлевский 1959, 1961; Урванцев, 1960; Виленский и др., 1964; Додин и др., 1962; Старицына, Томановская, 1967, 1968; и др.).

Поскольку одним из основных источников рудной минерализации на Сибирской платформе является трапповая магма, было необходимо установить характер связи различных ее проявлений с определенными полезными ископаемыми, а также выяснить закономерности их распределения.

Как известно, промышленные месторождения железа, никеля, меди, кобальта, платиноидов, графита и частично исландского шпата связаны с интрузивной фацией траппов; поэтому изучение и расчленение интрузивных траппов имеет наибольший как теоретический, так и практический интерес.

М.Л.Лурье, В.Л.Масайтисом и Л.А.Полуниной (1960, 1962) было предложено расчленение интрузивных траппов на разновозрастные генетические ассоциации пород, названные интрузивными комплексами.

Для отнесения интрузий к тому или иному комплексу определяющими признаками являются минеральный и химический составы пород, наличие или отсутствие дифференциации, ее характер, особенности внутреннего строения интрузий, относительный возраст, металлогенетическая специализация, характер экзо- и эндоконтактов. Для полной характеристики интрузий необходимо также изучение морфологических особенностей интрузивных тел, характера контактов, взаимоотношения между разновидностями пород и т.п.

Термин "интрузивный комплекс" в применении к группам трапповых интрузий, прочно вошедший в геологическую литературу, посвященную описанию траппов Сибирской платформы, вызывает нападки только потому, что не вполне совпадает со значительно более узким пониманием интрузивных комплексов в складчатых областях. В то же время удобство употребления одного слова "комплекс" вместо многих слов (например, таких, как "группа интрузий" или "генетическая ассоциация пород") вполне очевидно.

Интрузивные комплексы позднепалеозойской – раннемезозойской формаций траппов располагаются на платформе закономерно, и это дало возможность выделить на территории Сибирской платформы две субпровинции (в пределах единой провинции траппов), из которых Приенисейская характеризуется развитием трапповых интрузий повышенной магнезиальности, а Тунгусская – наибольшим распространением нормальных типов траппов (Масайтис, 1965). В выделенной в той же работе третьей субпровинции (Лено-Оленекской) более поздними исследованиями того же автора траппы,

богатые Ti и K, ранее относимые к триасовому возрасту, отнесены к более древней траптовой формации — среднепалеозойской (Масайтис и др., 1966).

На основании ряда геологических данных выделено пять интрузивных фаз, в течение которых происходило становление всех интрузивных траптовых комплексов (Лурье и др., 1960, 1962). Одна из фаз (пермская) сохраняет свое значение; но в отношении триасовых фаз необходимо сказать, что одновременность появления однотипных интрузивных комплексов на территории всей платформы в целом не поддерживается ввиду наличия большого количества магматических очагов.

В то же время фазовая последовательность появления комплексов от недифференцированных до сильно дифференцированных из одного магматического очага не вызывает возражений.

В последнее время при проведении детальных геологических и поисковых работ геологами Красноярского геологического управления Э.Л.Варендам, Р.М.Завадской, В.Е.Скрипниковым и другими наиболее детально была изучена последовательность внедрения отдельных комплексов на большой территории западной части платформы в междуречье Горбиачин — Нижняя Тунгуска. Ими описано около 200 случаев взаимных пересечений интрузий, вполне подтвердивших описанную возрастную последовательность выделенных комплексов.

Предложенная нами фазовая последовательность появления комплексов сохраняет значение внутри отдельных тектонических структур, являющихся, очевидно, отдельными структурными блоками фундамента платформы. Разные тектонические блоки, имеющие несколько различную тектоническую историю развития, дают или могут дать не совпадающие во времени однотипные интрузивные комплексы.

Расчленение интрузивных траптов на комплексы в настоящее время используется при геологической съемке в ряде серий геологической карты СССР.

На северо-западе платформы в районе мощного развития эффузивного вулканизма не исключена возможность повторения однотипных интрузий, коагматичных с излияниями эффузивов (Годлевский, 1959; Додин, Садилов, 1967; Комарова и др., 1967; Старицина, Томановская, 1967, 1968).

Все разнообразие пород описываемой траптовой формации петрохимически может быть представлено толеитовой серией пород, в которой различаются два класса пород (по А.Н.Заварицкому): насыщенные и слабо насыщенные кремнеземом. Среди пород, относящихся к классу насыщенных, можно выделить две группы комплексов: группу нормальных насыщенных (катангский, ангарский, кузьмовский и др.) и группы слабо насыщенных с повышенной гидрофильностью (летнинский, тагарский, тычанский комплексы).

Являясь производными единой толеитовой магмы, большинство комплексов имеют соответственного сходных черт. Основной задачей при расчленении траптов является нахождение черт различия в этом относительном разнообразии. Основные различия комплексов были охарактеризованы в более ранних работах (Лурье и др., 1960, 1962, 1966). В результате последующих более детальных работ наметились дополнительные черты различия. Характеристика комплексов показана в таблице, в которой они сгруппированы не в возрастной последовательности, а по связи их с теми или иными полезными ископаемыми.

Как видно из этой таблицы, в катангский комплекс, являющийся средним типом интрузивных траптов описываемой формации и пользующийся в ней преимущественным развитием, выделены недифференцированные или очень слабо дифференцированные интрузии нормальных долеритов, в которых иногда в нижней части наблюдается некоторое обогащение оливином, а в верхней — толеитовым стеклом или кварцем. Дифференциаты играют резко подчиненную роль, образуя мелкие шпирты.

В ангарский комплекс объединены слабо дифференцированные интрузии такситовых оливиновых, толеитовых, кварцсодержащих, гранофировых долеритов и габбро-долеритов с несколько повышенной железистостью темноцветных минералов по сравнению с катангским комплексом.

В кузьмовский комплекс объединены интрузии, характеризующиеся значительной внутрикамерной дифференциацией, характеризующиеся значительной внутрикамерной дифференциацией, приводящей к образованию серии пород от троктолитовых долеритов через долериты до пород, обогащенных железом (феррогаббро), кремнеземом и щелочами (гранофиры и долерит-пегматиты).

Летнинский комплекс включает интрузии двух типов, несколько отличающиеся по времени становления: более ранние интрузии долеритов и габбро-долеритов, в различной степени претерпевшие автометасоматические преобразования с образованием амфиболизированных и цеолитизированных пород и габбро-тешенитов, и несколько более поздние недифференцированные интрузии пойкилофитовых долеритов, обогащенных оливином.

В тагарский комплекс, выделенный впервые Л.А.Полуниной, объединены почти недифференцированные преимущественно субвулканические тела, сложенные породами в различной степени измененными в результате позднемагматических преобразований, приведших к образованию различных метадолеритов, нередко с повышенной щелочностью при преобладании калия над натрием.

К тычанскому комплексу отнесены почти недифференцированные гипабиссальные и приповерхностные интрузии, сложенные породами с повышенной железистостью, в различной степени измененными в процессе позднемагматической стадии застывания, иногда до образования субщелочных пород.

С охарактеризованными четырьмя интрузивными комплексами связаны железорудные месторождения и рудопроявления.

В норильский комплекс объединены интрузии, характеризующиеся сильной дифференциацией, приводящей к образованию серии пород от богатых оливином магнезиальных разновидностей (оливиниты, пикритовые габбро-долериты, троктолиты) до габбро-долеритов, обогащенных кварцем и микропегматитом, а иногда и пород, приближающихся по составу к диоритам и сиенитам (скорее всего гибридных по происхождению). В целом интрузии норильского комплекса характеризуются повышенной магнезиальностью. Условия образования одного из типов интрузий норильского комплекса приводят к концентрации никеля, меди, кобальта, платиноидов и других полезных элементов до образования крупных промышленных месторождений.

Интрузии курейского комплекса характеризуются более слабой внутрикамерной дифференциацией с образованием серии пород от троктолитовых до пегматоидных габбро-долеритов. В среднем интрузии курейского комплекса содержат повышенное по сравнению с нормальными трапшами количество магния, но количество его несколько ниже, чем в интрузиях норильского комплекса. С интрузиями курейского комплекса промышленные концентрации цветных металлов не известны (Старицкий, Туганова, 1965, 1966).

Большая часть интрузивных тел всех комплексов при отсутствии ясно выраженной дифференциации сложена обычными долеритами, которые преобладают среди пород трапшовой формации. Найти критерии для отличия среднего типа трапш разных комплексов — одна из наиболее трудных, но в то же время важных задач при расчленении интрузивных трапш. В этом случае наряду с геологическими, петрографическими и химическими методами может быть применен метод математической статистики.

Впервые метод математической статистики для проверки выделяемых нами комплексов применил В.А.Кутолин (Гольдин, Кутолин, 1964), который методом дискриминантной функции в многомерном пространстве показал правомерность выделения катангского, кузьмовского и норильского комплексов.

Позже В.А.Кутолиным построен алгоритм (Кутолин, Каратаев, 1967), дающий возможность отличить по особенностям химизма пойкилофитовые и офитовые долериты катангского комплекса от подобных долеритов кузьмовского и норильского комплексов, что крайне важно в тех случаях, когда в условиях плохой обнаженности нельзя проследить характер дифференциации интрузии и надо решать вопросы по изолированным обнажениям, сложенным долеритами преобладающего типа.

Нами применен метод линейной корреляции петрогенных элементов для характеристики всех интрузивных комплексов. При этом наглядно выявилась разница в корреляционных связях различных окислов в комплексах, затронутых процессами позднемагматических преобразований и не затронутых этими процессами. Отчетливо проявилось влияние автометасоматических процессов в летнинском, тагарском и тычанском комплексах в противоположность кузьмовскому, катангскому, норильскому и курейскому комплексам, подобными процессами почти не затронутыми.

Выявились различия в характере и порядке связей петрогенных элементов в перечисленных выше комплексах. Изучение интрузивных трапш дает возможность на-

метить петрогенетические сериальные связи между отдельными последовательно возникавшими интрузивными комплексами. Так, для южных и центральных районов Тунгусской синеклизы, где развиты преимущественно нормальные и железистые типы траппов, с которыми связаны железорудные месторождения, намечается серия интрузивных комплексов: от недифференцированных — катангского и ангарского — к более сильно дифференцированным — ногинскому и кузьмовскому интрузивным комплексам.

Интрузии летнинского, тагарского и тычанского комплексов кристаллизовались из гидрофильных порций толеитовой магмы. Они характеризуются относительно слабой внутрикамерной дифференциацией и значительными аутометасоматическими преобразованиями.

Для северо-запада платформы, где развиты интрузии, с которыми связаны медно-никелевые месторождения, намечается серия пород, переходных от катангского комплекса к амовскому, курейскому и норильскому комплексам.

Выявляется определенная закономерность в распространении дифференцированных интрузивных комплексов — таких, как норильский, кузьмовский и другие, и приуроченность их к определенным тектоническим структурам. Интрузии норильского комплекса распространены только на самой северо-западной окраине Сибирской платформы и приурочены к ее краевой зоне, характеризующейся широким распространением глубоко проникающих разломов, пликативных структур различных порядков и повышенной мощностью осадочного покрова (Туганова, Мамич, 1968). Наиболее благоприятными для локализации интрузий норильского типа внутри этой зоны являются борта структур второго, третьего и более высоких порядков и нарушения, контролирующиеся этими структурами.

Интрузии курейского комплекса контролируются поперечными разломами, развитыми на бортах Нижне-Тунгусской впадины, осложняющей Тунгусскую синеклизу на западе, что в свою очередь связано с зонами сочленения блоков фундамента. Интрузии кузьмовского комплекса развиты в широкой зоне краевой части Тунгусской синеклизы, вдоль ее западного, южного и восточного бортов, а также в центральных частях синеклизы — в очаговых зонах, тяготеющих к расколам кристаллического фундамента. Интрузии тычанского комплекса тяготеют к центральным и восточным частям Тунгусской синеклизы, к зонам разломов, приуроченным к структурам второго порядка (валы, впадины и т.д.). Интрузии тагарского комплекса приурочены к трубкам взрыва, располагающимся в осевых частях брахиантиклинальных структур, четко выраженных в нижнепалеозойском структурном ярусе. В этих трубках локализуются промышленные железорудные месторождения Ангаро-Илимского типа юга Сибирской платформы.

Как указывалось, последовательность внедрения интрузивных комплексов может быть в настоящее время указана лишь в общем виде. Тем не менее некоторые методы позволяют получить объективные данные как о одновременности образования комплексов, так и об их специализации.

Для выяснения возрастных взаимоотношений интрузивных комплексов могут иметь важное значение данные геофизических методов исследований и в первую очередь данные по изучению магнитных свойств траппов (Гусев и др., 1967; Линд, Файнберг, 1966; Металлова и др., 1962; Файнберг и др., 1967; и др.). В частности, в западной части Сибирской платформы выделены четыре группы трапповых интрузий, породы которых различаются по магнитным характеристикам.

В первую группу входят широко распространенные интрузии кузьмовского, ангарского и частично амовского комплексов, во вторую — интрузии катангского и тычанского комплексов, в третью — интрузии ергалакского комплекса (отнесенного теперь нами к трахибазальтовой формации), в четвертую — интрузии норильского комплекса.

В восточной части Сибирской платформы работами Д.И.Саврасова и Г.Г.Камышевой также показаны различия в магнитных свойствах траппов кузьмовского и катангского комплексов.

Самым существенным является то, что разделение интрузий по магнитным свойствам в пределах регионов хорошо сопоставляется с местными геологическими схемами расчленения интрузивных траппов.

Большую помощь при выделении интрузивных комплексов может оказать изучение геохимии траппов. Как указано выше, (см. таблицу), каждый комплекс характеризу-

Комплекс	Вмещающие породы	Форма залегания	Мощность	Серии пород
Тычанский	Туфы, туфопесчаники, аргиллиты, алевролиты, песчаники, угли $C_{2+3}^{kt}$ , P, T <sub>1</sub>	Секущие интрузии: дайки, куполовидные, неправильные тела	До 50-100 м, редко более	Миндалекаменные микродолериты, цеолитизированные анальцимовые долериты, габбро-долериты, габбро-тешениты
Тагарский *	Известняки, доломиты, красноцветы, известково-песчаные отложения $C_{1-2}^e$ , $C_{2-3}^{vi}$ , O <sub>1</sub> -O <sub>3</sub>	Секущие интрузии: дайки, штоки	Дайки до 50 м, штоки до 1,5 x 1,0 км в поперечнике	Микродолериты, долериты такситовые троктолитовые с гранофиром, метадолериты, трапповые аггломераты, долериты с рудной вкрапленностью
Летнинский	Известняки, алевролиты, красноцветы O <sub>3</sub> , S, D	Силлы	От 0,5-7 до 20-100 м	Долериты с троктолитовыми участками, метадолериты, субщелочные долериты и габбро-долериты, долериты с гранофиром
Ногинский	Туфогенно-осадочные отложения P <sub>2</sub> и T <sub>1</sub>	Пластообразные интрузии	100-250 м	Лейкократовые порфиритоидные долериты, такситовые амфиболитизированные долериты сидеронитовой структуры, долерит-пегматиты
Кузьмовский	Карбонатные, терригенные, красноцветы, туфогенные отложения $C_{1-2}^e$ до T <sub>1</sub> включительно, преимущественно O <sub>2-3</sub> <sup>и</sup> $C_{2+3}^{kt}$	Пластообразные интрузии, куполовидные, силлы, дайки	От 100 - 140 до 200-300 м	Долериты (пикритовые, троктолитовые, толеитовые, с кварцем и гранофиром), габбро-долериты, ферро-габбро, гранофиры
Ангарский	Красноцветные, угленосные, туфогенные, карбонатно-терригенные отложения $C_{2+3}^{vi}$ до T <sub>1</sub> включительно	Силлы, дайки и неправильной формы тела	От 20-60 до 100-250 м	Троктолитовые долериты, анортозиты, такситовые долериты, долериты толеитовые с кварцем и гранофиром, габбро-долериты, долерит-пегматиты

Составы породобразующих минералов	Химические особенности	Микроэлементы	Тип интрузий	Характерные примеры рудопроявлений и месторождений	Состав и генезис оруденения
An <sub>80-20</sub> ; An <sub>10</sub> ; En <sub>25-30</sub> ; Wo <sub>30-38</sub> ; Fs <sub>32-45</sub> ; En <sub>47</sub> Wo <sub>32</sub> Fs <sub>21</sub> ; Fa <sub>40-90</sub>	Повышенное содержание Na, Fe, H <sub>2</sub> O, пониженное Fe/Mg; f'/m' ≤ 1,2	Повышенное содержание Li, Co, Cu, Sr, Pb, Zn, Ba	-	Бассейны верхнего течения рек Нижней Тунгуски и Вилюя, среднего течения Подкаменной Тунгуски	Гидротермальный низко-среднетемпературный исландский шпат (рудопроявления, промышленные месторождения), магнетит (рудопроявления)
An <sub>75-80</sub> ; An <sub>45-50</sub> ; En <sub>42-46</sub> Wo <sub>35-45</sub> Fs <sub>17-18</sub> титан-авгит; эгириин-авгит	Повышенное содержание Na, K, Fe, пониженное Fe/Mg; f'/m' ≈ 1	Повышенное содержание Zn, Cu	-	Коршуновское, Рудногорское, Тагарское, Берябинское и другие месторождения	Гидротермальный высоко-среднетемпературный магнетит (мелкие и крупные промышленные месторождения)
An <sub>70</sub> ; An <sub>45-55</sub> ; An <sub>10</sub> ; En <sub>52</sub> Wo <sub>30</sub> Fs <sub>18</sub> ; эгириин-диопсид; эгириин-авгит; диопсид-геденбергид; Fa <sub>35-37</sub>	Повышенное содержание Na, Fe, H <sub>2</sub> O; f'/m' < 1	Повышенное содержание It, Ce, Sc	-	Нижнее течение рр.Летняя и Северная	Контактово-метасоматический магнетит (рудопроявления, мелкие месторождения)
An <sub>65-44</sub> ; En <sub>41-55</sub> Wo <sub>25-37</sub> Fs <sub>18-30</sub> ; в микролитах: En <sub>55</sub> Wo <sub>37</sub> Fs <sub>8</sub> ; Fa <sub>48-60</sub>	Повышенное содержание Ca, Fe, f'/m' ≤ 3	-	-	Правобережье нижнего течения р.Нижней Тунгуски	Позднемагматический титаномагнетит (ильменит, магнетит, рудопроявления)
An <sub>86-70</sub> ; An <sub>60-30</sub> ; En <sub>63-53</sub> Wo <sub>27-30</sub> Fs <sub>11-7</sub> ; En <sub>25-50</sub> Wo <sub>27-45</sub> Fs <sub>15-45</sub> ; Fa <sub>12-20</sub> ; Fa <sub>37-80</sub>	Повышенное содержание Ti, Fe/Mg, f'/m' > 1	Повышенное содержание Ga, Cu, V, Ba, Sc, Zr	Маргудольский	Маргудол, Хуриха, реки Юдолома, Аламджах	Позднемагматический титаномагнетит (рудопроявления)
			Падунский	Анакитское	Контактово-метасоматический магнетит (рудопроявления)
			Велигинский	Велигна, Ниньма	Сульфидная медно-никелевая минерализация неясного генезиса
An <sub>85-70</sub> ; An <sub>65-45</sub> ; En <sub>30-55</sub> Wo <sub>25-40</sub> Fs <sub>13-40</sub> ; En <sub>50-62</sub> Wo <sub>30-45</sub> Fs <sub>4-8</sub> ; Fa <sub>18-22</sub> ; Fa <sub>33-48</sub> ; Fa <sub>64</sub>	Повышенное содержание Fe, Ca, f'/m' > 1	Повышенное содержание Ga, Zr, Cu, Sc	-	-	-

Комплекс	Вмещающие породы	Форма залега- ния	Мощность	Серии пород
Катангский	Карбонатно-терригенные, красноцветные, угленосные, туфогенные от $O_1$ до $T_1$ включительно	Силлы, дайки	От 1-5 до 100-200 м, преимущественно 60-80 м	Долериты (троктолитовые, толейитовые), габбро-долериты
Курейский	Песчано-глинистые отложения перми; туфогенные образования триаса	Силлы, лополиты, полого-секущие тела, пластообразные тела	100-400 м; 30-50 м	Троктолитовые оливиновые контактовые габбро-долериты, лейкократовые габбро-долериты (такситовые, порфиоровые), трахитоидные габбро-долериты, пегматоидные габбро-долериты
Норильский	Ангидрито-мергелистые породы девона, песчано-глинистые отложения перми; туфолавовые образования триаса	Хонолиты, полого-секущие пластообразные тела, крутопадающие дайкообразные тела, сложные ступенчатые дайки	Норильский район: 100-400; 75-160 м; Курейский район: 25-50 м	Такситовые и контактовые габбро-долериты, оливиновые, троктолитовые и пикритовые габбро-долериты; габбро-долериты со спорадическим оливином; безоливиновые габбро-долериты с кварцем; кислые и средние гибридные породы и долерит-пегматиты

\* Выделен Л.А.Полуниной (Полунина, Леднева, 1967).

ется определенным набором микроэлементов, часто присутствующих в количествах, вполне доступных для измерения существующими методами. Так, по сравнению с кларками для основных пород (Виноградов, 1962) или по сравнению с катангским комплексом, состав пород которого очень близок к среднему составу основных пород, — по ряду комплексов имеются резкие отличия в содержании некоторых элементов.

Для никеленосных интрузий (по данным Е.В.Тугановой) характерно следующее: в породах курейского комплекса несколько повышено содержание хрома, никеля, серы, ванадия и галлия; в породах норильского комплекса в среднем содержится больше, чем в породах курейского комплекса, никеля (в пять-семь раз), хрома (в три-четыре раза), меди (в два-три раза), серы (в три раза).

Для интрузий кузьмовского комплекса (по данным Л.А.Полуниной) характерно повышенное содержание галлия, циркония, меди, скандия, иттрия и пониженное содержание никеля, олова, стронция, свинца и др. Кроме того, очень характерно для различных комплексов траптов содержание и поведение ряда микроэлементов, — таких, как титан (Нестеренко, Альмухамедов, 1966), уран (Масайтис и др., 1966),

Составы породообразующих минералов	Химические особенности	Микроэлементы	Тип интрузий	Характерные примеры рудопроявлений и месторождений	Состав и генезис оруденения
An <sub>70-75</sub> ; An <sub>50-60</sub> ; En <sub>36-40</sub> Wo <sub>36-41</sub> Fs <sub>10-24</sub> ; Fa <sub>36-40</sub>	Средний состав траптов: $f'/m' = 1$	-	-	-	-
An <sub>65-80</sub> ; An <sub>41-55</sub> ; En <sub>45-48</sub> ; Wo <sub>38-42</sub> Fs <sub>16-20</sub> ; En <sub>34-36</sub> Wo <sub>37-39</sub> ; Fs <sub>25-28</sub> ; Fa <sub>18-28</sub> ; Fa <sub>36-50</sub> ; Fa <sub>75</sub>	Повышенное содержание магния на 1,5-2% (в среднем меньше, чем в норильском комплексе), $f'/m' = 0,6-1,5$	Повышенное содержание Cu, Ni, Co, S (но в три-четыре раза меньше, чем в породах норильского комплекса), повышенное количество V и Ga	Горы Озерной, р.Деген, р.Дегали	Гора Озерная, Джалтульское плато, горы Подкова, Мирдза, реки Деген, Дегали, Дулиσμα, Ойро	Подземномагматические сульфидные медно-никелевые рудопроявления
An <sub>70-90</sub> ; An <sub>58-70</sub> ; An <sub>45-55</sub> ; En <sub>61</sub> Wo <sub>34</sub> Fs <sub>54</sub> ; En <sub>30</sub> Wo <sub>38</sub> Fs <sub>32</sub> ; Fa <sub>14-28</sub> ; Fa <sub>30-45</sub>	Повышенное содержание магния, пониженное — железа, $f'/m' = 0,5-1$	Повышенное содержание Ni, Cu, Co, Pt, Pd, S, Cr, пониженное — Ti, V	Норильск I  Горы Зуб, второго порога, Моронговский, Фокинский	Норильск, Талнах, горы Черная, Имангда  Гора Зуб, озеро Долгое, Накохоз, второй порог Курейки, Нижний ручей, Моронго, Арылах	Ликвационно-магматические сульфидные медно-никель-кобальтовые с платиноидами месторождения и рудопроявления  Ликвационно-магматические сульфидные медно-никелевые рудопроявления

литий и рубидий (Нестеренко, Фролова, 1965), редкие и редкоземельные элементы (Нестеренко, Авилова, 1964; Балашов, Нестеренко, 1966) и др.

Г.В.Нестеренко и Н.П.Смирнова (1964) рассматривают хром-ванадиевое отношение как поисковый признак рудоносных дифференцированных траптов норильского типа.

Для северо-западных участков платформы изучение закономерностей распределения микроэлементов в трапах, как интрузивных так и эффузивных, помогает в решении вопросов об их комагматичности, а также в разделении рудоносных и нерудоносных траптов (Додин, 1963; Томановская, Старицына, 1966; Архипова, Шикин, 1964; Архипова, 1968).

Эта геохимическая специализация подчеркивает различия в составах исходных магм отдельных интрузивных комплексов, обусловленных глубиной магматической дифференциацией с обогащением отдельных порций магмы летучими компонентами, а также особенностями тех или иных магматических очагов, в частности глубокой их образования.

Следует остановиться еще на одном методе, широко применяемом теперь при определении возраста различных пород, — как осадочных, так и магматических, — на методе определения абсолютного возраста.

В настоящее время имеется уже более 30 опубликованных определений абсолютного возраста K—Ar методом позднепалеозойских — раннемезозойских траптов из западной и центральной частей Тунгусской синеклизы (Мор, 1959; Страхов, 1965; Наумов, Пермяков, 1966; Черепанов, Мурина, 1966; Лебедев, Краковский, 1967; и др.).

Колебания цифр, характеризующих абсолютный возраст описываемых траптов, достигают значительных величин: от 348 до 100 млн. лет.

Можно выделить три группы цифр. Первая в общем соответствует геологическим данным; она характеризует интервал времени от 210 до 285 млн. лет (пермь — нижний триас по геохронологической шкале 1966 г.). К этой группе относятся большая часть определений. Вторая группа включает два определения (322—348 млн. лет или карбон). Эти данные показывают более древний возраст пород. Третья группа (девять определений) — 175—110 млн. лет (юра — мел). Последняя группа цифр относится к породам, претерпевшим процессы аутометасоматоза, метасоматоза или гидротермальных преобразований.

К сожалению, малое содержание калия в большинстве пород значительно снижает точность определений, и потому к полученным цифрам приходится относиться с большой осторожностью и принимать пока только те цифры, которые подтверждаются геологическими данными. Так, например, интрузии, прорывающие заведомо триасовые отложения (Лебедев, Краковский, 1967), по абсолютному возрасту оказались старше тех пород, которые они прорывают. Совершенно аналогичные данные были получены ранее Г.Г.Мором (1959), впервые применившим метод определения абсолютного возраста к траппам Сибирской платформы и получившим возраст траптов более молодой (153—178 млн. лет), чем возраст прорывающих их интрузий ультраосновных — щелочных пород (231, 260, 292 млн. лет).

Можно присоединиться к мнению А.П.Лебедева и Ю.С.Краковского (1967) о желательности внедрения рубидий—стронциевого и других изотопных методов для решения проблемы возрастного расчленения траптов. Таким образом, к сожалению, полученные данные по абсолютному возрасту отдельных образцов траптов не помогают пока в выделении различных возрастных фаз и тем более комплексов, если они геологически не обоснованы.

В заключение нужно еще раз подчеркнуть, что расчленение интрузивных траптов на комплексы и типы интрузий и выяснение различных петрологических вопросов, касающихся эволюции трапповой магмы, необходимы для решения важнейших практических задач при поисках полезных ископаемых, связанных с траппами.

## Литература

- Архипова А.И. Использование геохимических характеристик для разделения пород дифференцированных и недифференцированных интрузией для оценки рудоносности (на примере Норильского района). — Ученые записки НИИГА, 1968, вып. 12.
- Архипова А.И., Шикин Б.А. К геохимии недифференцированных и дифференцированных интрузий трапповой формации Норильского плато. — Информ. сообщ. НИИГА, 1964.
- Балашов Ю.А., Нестеренко Г.В. Распространенность редкоземельных элементов в траппах Сибирской платформы. — Геохимия, 1966, № 7.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Виленский А.М., Кавардин Г.И., Кравцова А.И., Старицына Г.Н. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. Изд-во "Наука", 1964.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.
- Годлевский М.Н. Роль магматических комплексов в металлогении западной части Сибирской платформы. — Бюлл. ВСЕГЕИ, 1961, № 3.

- Гольдин С.В., Куталин В.А. К петрохимии траппов катангского и кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы. - Сов. геология, 1964, № 12.
- Гоньшакова В.Н. Новые данные о проявлении траппового вулканизма в восточной части Сибирской платформы. - Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 159.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. - Труды ИГН АН СССР, 1961, вып. 61.
- Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы. - Труды НИИГА, 1967, т.152.
- Додин Д.А. Некоторые закономерности распределения микроэлементов в траппах гор Хараелах. - Труды НИИГА, 1963, т. 133, вып. 1.
- Додин Д.А., Голубков В.С., Архипова А.И., Атласов А.И. Расчленение трапповой формации северо-западной окраины Сибирской платформы при среднемасштабном геологическом картировании. - Информ. бюлл. НИИГА, 1962, вып. 30.
- Додин Д.А., Садиков М.А. Некоторые вопросы дифференциации траппов на примере Хараелахских гор. - Труды НИИГА, 1967, 151.
- Комарова М.З., Люлько Т.П. О расчленении трапповых интрузий Норильского района. - Труды НИИГА, 1967, т.151.
- Куталин В.А., Каратаев Г.Н. Применение методов многомерного статистического анализа для разделения траппов Сибирской платформы по их петрохимическим особенностям. - Труды НИИГА, 1967, т. 151.
- Лебедев А.П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. - Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 161.
- Лебедев А.П. Трапповые формации низовьев бассейна р.Подкаменной Тунгуски. - В кн. "Петрография Восточной Сибири", т.1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Лебедев А.П., Краковский Ю.С. Изотопный возраст траппов Тунгусской синеклизы и некоторые вопросы петрологии базитов в связи с их абсолютной геохронологией. - Труды XIV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд.-во "Наука", 1967.
- Линд Э.Н., Файнберг Ф.С. Расчленение интрузивных траппов Норильского района по магнитным свойствам. - Геол. и геофиз., 1966, № 10.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Трапповые интрузивные комплексы и фазы магматизма западной части Сибирской платформы. - В сб. "Материалы по геологии Красноярского края". Изд-во "Недра", 1960.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. - В сб. "Петрография Восточной Сибири", т.1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Лурье М.Л., Полунина Л.А. Использование химических анализов для расчленения и сопоставления интрузивных траппов Сибирской платформы. - Труды ВСЕГЕИ, 1966, т.65.
- Масайтис В.Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе. - Труды ВСЕГЕИ, 1964, т.97.
- Масайтис В.Л. Среднепалеозойская трапповая формация на Сибирской платформе. - Докл. АН СССР, 1965, т.162, № 3.
- Масайтис В.Л., Абрамович И.И., Додин Д.А., Смыслов А.А. Уран в траппах Сибирской платформы. - Геохимия, 1966, № 5.
- Металлова В.В., Золотов Н.Г., Файнберг Ф.С. Результаты исследования магнитных свойств траппов южной части Сибирской платформы. - Ученые записки ЛГУ, серия физич. и геол. наук, 1962, вып. 13, № 303.
- Моор Г.Г. О возрастных взаимоотношениях траппов и пород щелочно-ультраосновного комплекса севера Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 2.
- Наумов В.А., Пермяков С.А., Тарасевич С.И. Новые данные об абсолютном возрасте траппов юго-восточной части Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 5.
- Нестеренко Г.В., Смирнова Н.П. Хром-ванадиевые отношения как поисковый признак рудоносных дифференцированных траппов Норильского типа. - Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 6.
- Нестеренко Г.В., Авилова Н.С., Смирнова Н.П. Редкие элементы в траппах Сибирской платформы. - Геохимия, 1964, № 10.
- Нестеренко Г.В., Фролова Л.П. Литий и рубидий в траппах. - Геохимия, 1965, № 3.

- Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Титан в пироксенах дифференцированных траппов. - Геохимия, 1966, № 8.
- Полунина Л.А., Леднева В.П. Петрология и рудоносность южной части Сибирской платформы. - Труды НИИГА, 1967, т. 151.
- Старицына Г.Н., Томановская Ю.И. Основные этапы развития траппового магматизма Енисейской рудной провинции. - Труды НИИГА, 1967, т. 151.
- Старицына Г.Н., Томановская Ю.И. Закономерности развития траппового магматизма. - Труды НИИГА, 1968, т. 158.
- Старицкий Ю.Г., Туганова Е.В. Генетические типы медно-никелевых руд Сибирской платформы. - Геол. рудн. месторожд., 1965, № 1.
- Старицкий Ю.Г., Туганова Е.В. Группы и типы месторождений формации медно-никелевых руд (на примере Сибирской платформы). - В сб. "Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока". Новосибирск, 1966.
- Страхов Л.Г., Ширяев П.М. Пучковая структура верхних частей железорудных месторождений Ангаро-Илимского типа (на примере Капаевского месторождения). - Геол. и геофиз., 1965, № 7.
- Томановская Ю.И., Старицына Г.Н. О комагматичности эффузивных и интрузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы. - Ученые записки НИИГА, 1966, № 8.
- Туганова Е.В., Малич Н.С. Геологические факторы, влияющие на размещение медно-никелевого оруденения Сибирской платформы. - Материалы конференции "Прогнозирование и методы поисков месторождений никеля, олова и алмазов в Северной Арктике". Л., 1968.
- Урванцев Н.Н. Черты магматизма северо-западной части Сибирской платформы. - Информ. бюлл. НИИГА, 1960, вып. 20.
- Файнберг Ф.С., Металлова В.В., Линд Э.Н. Расчленение интрузивных траппов западной части Сибирской платформы по их магнитным свойствам. - Геол. и геофиз., 1967, № 12.
- Черепанов В.А., Мурина Г.А. Об абсолютном возрасте траппов и ассоциирующего с ними оруденения (северо-западная часть Сибирской платформы). - Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 6.

А.М.Виленский

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ СЕРИИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Трапповый вулканизм на Сибирской платформе проявился в основном в палеозое — нижнем мезозое. В качестве объектов исследования нами выбраны интрузии позднепалеозойской — нижнемезозойской трапповой формации.

Принимая во внимание данные П.Е.Оффмана по геотектоническому районированию Сибирской платформы (Оффман, 1964), нами в пределах наложенных синеклиз (трапповых впадин), к бортам которых приурочены интрузивные тела долеритов, выделены две трапповые провинции: провинция траппов нормального ряда (умеренная щелочность и магнезиальность), расположенная севернее Тунгусского разлома, и провинция траппов повышенной щелочности и пониженной магнезиальности, расположенная южнее Тунгусского разлома. В составе первой выделены Путоранская и Норильская субпровинции, а в составе второй — Ангаро-Вилкойская, Ангаро-Катангская и Тунгусская (Виленский, 1967).

Геохимическая специализация магматических расплавов контролируется режимом щелочей и кислотно-основным взаимодействием компонентов в процессе кристаллизации и дифференциации магмы. Увеличение щелочности вызывает понижение концентрации таких элементов, как никель, хром, кобальт, медь, и способствует накоплению в минералах железа, бария, стронция, циркония и ванадия. Изменение концентрации микроэлементов и их взаимосвязь строго контролируются не только поведением щелочей, но и отношением их активностей. Повышение, например, химической активности калия при общей низкой щелочности и высокой магнезиальности вызывает повышение концентрации никеля в породах, а при этом же отношении калия к натрию, но при повышенной щелочности возрастает содержание бария и стронция, а также циркония и титана. Повышение щелочности понижает также активность таких оснований, как никель, кобальт, медь, и способствует их рассеиванию в связи с невозможностью накопления (кроме меди) в более поздние фазы кристаллизации магмы (Виленский, 1967).

Принимая во внимание пульсирующий характер траппового магматизма на Сибирской платформе, нами для обоснования петрогенетических серий интрузивов принята гипотеза ведущей роли щелочей при формировании трапповых расплавов на глубине, образующихся за счет неоднородного субстрата мантии при ее зонной плавке. При рассмотрении петрогенетических серий интрузивных траппов нами применены методы, изложенные в трудах А.Н.Заварицкого (Заварицкий, 1950), Риттмана (Rittman, 1967) и Куно (Kuno, 1950).

Под петрогенетической интрузивной серией следует понимать ряд интрузий, являющихся производными магматических очагов глубинной дифференциации базальтовой магмы, формирование которых происходило в одинаковых физико-химических условиях при определенном интервале концентрации щелочей и кремнезема. Эволюция магматических очагов и внедрение интрузий в каждой серии могли происходить как в гомодромном, так и в антидромном порядке.

Современная изученность интрузивных пород трапповой формации Сибири позволила выделить следующие петрогенетические серии: 1) сверхизвестковистую, 2) известковистую, 3) известково-щелочную, 4) субизвестково-щелочную, 5) субизвестково-натриевую, 6) слабощелочную, 7) щелочную (Виленский, 1967).

Проведенные исследования показали четкое закономерное изменение средних составов интрузий от серии к серии. Начиная от сверхизвестковистой серии к щелочной, интрузии приобретают все более щелочной характер с уменьшением в них кремнезема, полевошпатовой извести и увеличением отношения калия к сумме щелочей. Состав расплавов изменяется от типично толеитовых, характерных для известковистых серий, к оливиновым щелочным базальтам, производными которых, очевидно, являются интрузии слабощелочной и в особенности щелочной серий.

Разнообразия основных магм как в химическом, так и в минеральном составе в процессе формирования магматических тел, как было показано ранее (Виленский и др., 1964; Виленский, 1967), зависят от поведения таких подвижных компонентов, как щелочи, кислород и кремнезем. Дальнейшие исследования показали, что, принимая кристаллизующуюся магму как систему, открытую для щелочей и подвижных кислот (соляная, серная и др.) и закрытую для инертных компонентов, можно считать, что содержание щелочей в породах зависит не только от их режима, но и от кислотно-основного взаимодействия инертных компонентов (Коржинский, 1966). Это вытекает из того, что повышение основности расплава в результате возрастания концентрации любого сильного основания приведет к повышению активности всех сильных оснований и понижению активности кислотных окислов. Вызвано это тем, что, согласно закону химии, в гетерогенных системах реакции сдвинуты в сторону образования соединений, состоящих из сильных оснований и кислот. Поэтому повышение основности расплава, в частности щелочности, повысит температуру кристаллизации наиболее сильных оснований и понизит температуру кристаллизации кислотных компонентов. Повышение щелочности (например, в основных расплавах) вызывает повышение температуры кристаллизации минералов, содержащих магний. Поэтому при той же температуре в основных расплавах повышенной щелочности будут кристаллизоваться минералы переменного состава (оливины, пироксены, биотиты), богатые железом. Изменение основности расплава вызывает смещение котектических кривых и эвтектических точек, что в корне изменит составы расплавов и тем самым парагенетические соотношения минералов. В случае повышения основности расплава за счет увеличения концентрации наиболее сильного из участвующих в реакции оснований происходит расширение полей кристаллизации более сильных оснований и соединений за счет менее сильных в соответствии с рядом повышающейся электроотрицательности компонентов. Подтверждением кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах служат многочисленные экспериментальные системы плавкостей (Эйтель, 1969; Рябчиков, 1965; Коржинский, 1966).

Очень сильно расширенные в таких диаграммах, как, например, кварц-диопсид-лейцит и нефелит-форстерит-кварц, поля кристаллизации диоксида и форстерита объясняются тем, что при очень большом различии в основности между лейцитом и кремнеземом, с одной стороны, и нефелином и кремнеземом — с другой, форстерит и диопсид по основности занимают промежуточное между ними положение. Кроме того, из приведенных систем плавкостей следует вывод о том, что повышение содержания в расплавах наиболее сильных оснований (таких, как натрий и калий) при наличии кремнезема способствует резкому снижению содержания в эвтектических смесях компонентов средней основности (таких, как форстерит и диопсид). Кроме того, температура эвтектических смесей калиевых систем выше, чем натриевых, что указывает на возрастание температур плавления минералов при повышении активности калия. Не менее интересным является тот факт, что при изохимическом составе и одинаковой температуре в калиевых системах смеси будут более обогащены минералами, содержащими кальций, магний, чем в натриевых.

На примере изучения пород траптовой формации Сибири нами показано, что изменение щелочности являлось немаловажным фактором при образовании тех или иных минеральных парагенезисов (Виленский, 1967). Так, увеличение щелочности в целом не только способствовало увеличению железистости темноцветных минералов переменного состава, но и сокращало в системе поле существования оливина до его полного исчезновения. Состав минералов и химизм пород в целом также зависели от отношения потенциалов щелочей, выраженных через их концентрации. Возрастание роли калия по отношению к натрию способствовало кристаллизации более основных плагиоклазов в парагенезисе с магниезальным оливином и клинопироксеном. Наоборот, ведущая роль натрия в процессе кристаллизации способствовала снижению ос-

новости плагиоклаза, увеличению железистого компонента в оливине. Возрастание активности натрия являлось причиной появления роговой обманки в парагенезисе со средним по основности плагиоклазом. Наоборот, появление биотита в парагенезисе с основным плагиоклазом и оливином обязано возрастанию активности калия.

Изменения минеральных парагенезисов в основных интрузиях в зависимости от изменения химических потенциалов, с одной стороны, Na и K, а с другой — Na—Fe и K—Fe, в процессе кристаллизации расплавов хорошо видны при рассмотрении диаграмм, представляющих собой мультисистемы, построенные для равновесных или близких к равновесным системам.

Рассмотрение этих диаграмм в общем плане показывает, что для оливиновых бескварцевых интрузий по мере возрастания  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  происходит следующая смена парагенезисов: 1) плагиоклаз + гиперстен + ортоклаз, 2) плагиоклаз + гиперстен + пироксен и 3) плагиоклаз + амфибол + гиперстен. Оливин сосуществует только при высоком и среднем  $\mu\text{K}_2\text{O}$ . При наиболее высоком потенциале  $\text{K}_2\text{O}$  исчезает, например, ассоциация гиперстена + биотит и присутствует ортоклаз.

В безоливиновых парагенезисах, т.е. в расплавах, несколько насыщенных кремнеземом, парагенезис биотита и амфибола возможен при низких потенциалах  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Эта ассоциация при возрастании потенциалов как калия, так и натрия сменяется биотитом, присутствующим без амфибола и кварца. Исчезает далее такой парагенезис, как ортоклаз + пироксен, который сменяется парагенезисом плагиоклаз + гиперстен. При наиболее высоких потенциалах K и Na возможна ассоциация биотита и кварца (амфибол противопоказан).

В случае высокого  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  и низкого  $\mu\text{K}_2\text{O}$  ассоциация амфибола и гиперстена невозможна, а присутствует биотит без кварца, но зато с ортоклазом и пироксеном.

В системах с условно подвижными натрием и железом в безоливиновых парагенезисах с кварцем отмечается, что при низком и среднем  $\mu\text{Fe}$  и высоком  $\mu\text{Na}_2\text{O}$  существование амфибола с другими минералами в равновесных условиях невозможно. Ассоциация кварц + биотит при низком потенциале натрия и среднем — железа не характерна, но зато ассоциация кварц + биотит сосуществует при высоком потенциале железа и низком — натрия.

В бескварцевых парагенезисах, например, при любом потенциале натрия и среднем, а также низком потенциале железа отсутствует парагенезис гиперстен + биотит, но зато сосуществует парагенезис ортоклаз + оливин. Интересно отметить, что безоливиновые парагенезисы отмечаются при любом потенциале натрия, но при низком и среднем потенциале железа. В этом случае сосуществует ассоциация амфибол + биотит + гиперстен.

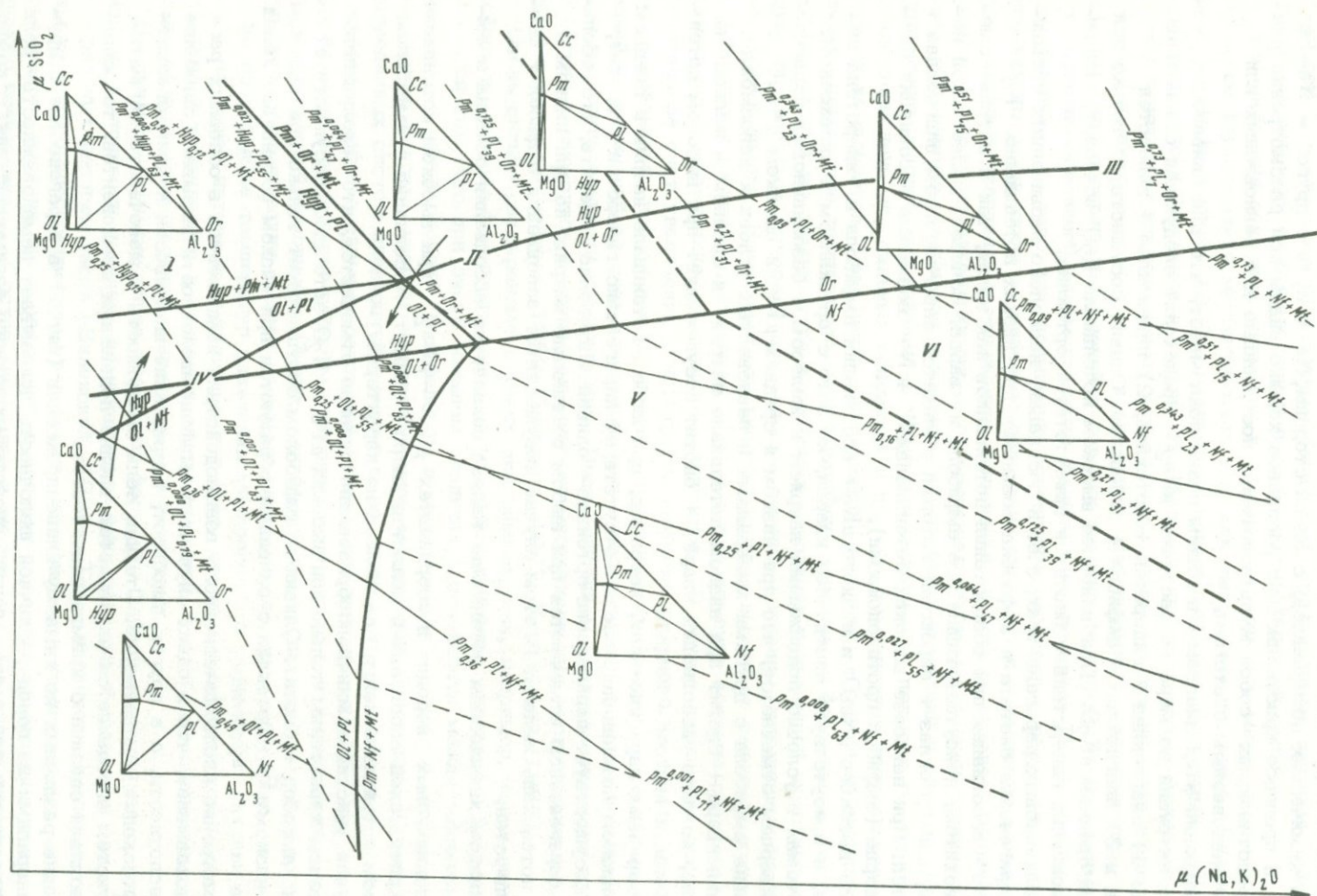
При низком химическом потенциале железа появляется ассоциация оливина и амфибола.

В безоливиновых породах в координатах  $\mu\text{K}_2\text{O} - \mu\text{Na}_2\text{O}$  при высоком потенциале железа критической ассоциацией является кварц + биотит. Ассоциация с амфиболом при низком потенциале калия или железа не характерна.

В случае участия в минералообразовании оливина отмечается, что безоливиновые парагенезисы характерны только при высоких  $\mu\text{Fe}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , зато здесь сосуществует ассоциация амфибол + биотит. Оливин с амфиболом сосуществует только при высоком  $\mu\text{K}_2\text{O}$  и низком  $\mu\text{Fe}$ . Ортоклаз с оливином образуются при низком потенциале калия и железа.

Рассмотрение кислотно-основного взаимодействия компонентов в основных расплавах показывает, что в одних случаях повышение щелочности вызывает снижение кремнекислотности, а в других, наоборот, возрастание щелочности и кремнекислотности происходит одновременно. Отсюда, если кислотность — щелочность магматических систем определяется активностью вполне подвижных компонентов, то основность расплава связана с кремнекислотностью.

Изучение различных по химизму клинопироксенов (фиг.1) в парагенезисе с другими минералами из пород различной щелочности доказывает немаловажность роли кремнекислотности при рассмотрении кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплаве. Например, только при высокой кремнекислотности и низкой щелочности возможно существование в парагенезисе с плагиоклазом ромбического пироксена и клинопироксена. Оливин здесь в равновесных условиях противопоказан. Следовательно, безоливиновые с ромбическим пироксеном габброиды формируются



Фиг. 1. Диаграмма  $\mu(\text{Na,K})\text{O}-\mu\text{SiO}_2$  для магматических пород  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$  и  $\text{SiO}_2$  — вполне подвижные компоненты  
Тонкими сплошными линиями показано количество атомов алюминия, пунктирными — количество атомов щелочей в кристаллохимических формулах клинопироксенов; I–VI — поля различной щелочности и кремнекислотности

в условиях высокой кремнекислотности, но низкой щелочности. В свою очередь, переход к породам гранитоидного состава и далее к щелочным гранитам и, очевидно, сиенитам происходит при увеличении не только щелочности, но и кремнекислотности. Понижение кремнекислотности при низкой щелочности способствует появлению в габброидах оливина в парагенезисе с плагиоклазом и ромбическим пироксеном (оливиновые нориты) или оливина совместно с плагиоклазом и клинопироксеном. Низкая щелочность и кремнекислотность являются отрицательным моментом сосуществования в парагенезисе с плагиоклазом и оливином ромбического пироксена. Однако эти условия, очевидно, благоприятны для формирования ультраосновных бесполовошпатовых пород типа дунитов и пироксенов. Дальнейшее повышение щелочности при низкой кремнекислотности с образованием пород типа нефелиновых сиенитов показывает, что здесь парагенезис оливина с полевым шпатом и пироксеном является неустойчивой ассоциацией, которая заменяется клинопироксеном в парагенезисе с основным плагиоклазом и нефелином.

Глиноземистость в клинопироксенах увеличивается с уменьшением щелочности и кремнекислотности условий образований (см. фиг. 1).

Если принять за показатель кислотности — щелочности отношение атомов наиболее кислотных компонентов к наиболее основным  $\left( \frac{\text{Si} + \text{Al}}{(\text{Si} + \text{Al}) + (\text{Na} + \text{K})} \right)$ , то кремнекис-

лотность может быть выражена содержанием в породах атомов кремнезема. Анализ петрогенетических серий трапловых расплавов показывает, что повышение щелочности в целом от серии к серии происходит при одновременном снижении кремнекислотности, а внутри каждой серии дифференциации протекают при одновременном повышении щелочности и кремнекислотности пород (фиг. 2).

Исходные расплавы каждой серии в процессе глубинной дифференциации в результате кислотно-основного взаимодействия компонентов давали соответствующие основные и кислые дифференциаты. Так, рассмотрение основных дифференциатов щелочной и слабощелочной серий в свете экспериментальных систем плавкостей показывает, что они образовались при сравнительно низкой щелочности и кремнекислотности при повышенном химическом потенциале калия. В этих условиях в результате кислотно-основного взаимодействия, как было показано в свое время (Виленский, 1967), образовались богатые магниальным оливином интрузии (Норильск I, Талнах и др.).

Анализ щелочности и кремнекислотности изверженных пород в общем плане (фиг. 3) показывает, что они в первом приближении образуют естественные серии пород, отражающие изменение химизма магматических очагов. Принимая щелочность и кремнекислотность как независимые параметры, следует отметить, что внутри каждой серии возрастание щелочности сопровождается увеличением кремнекислотности пород, хотя общее увеличение щелочности приводит к образованию все менее кремнекислых серий пород. Уменьшение щелочности способствует также образованию относительно более известковистых серий, что отражается главным образом на составе плагиоклазов и характере полевых шпатов вообще.

Принимая за основу выделенные петрогенетические серии трапловых интрузий Сибирской платформы (см. фиг. 2), представляется возможным пока в общем плане наметить следующие по мере увеличения щелочности естественные серии горных пород (см. фиг. 3).

I. Сверхизвестковистая серия (от основных к кремнекислым): перидотиты (пироксениты), габбро (долериты, базальты), андезиты (диориты), кварцевые диориты.

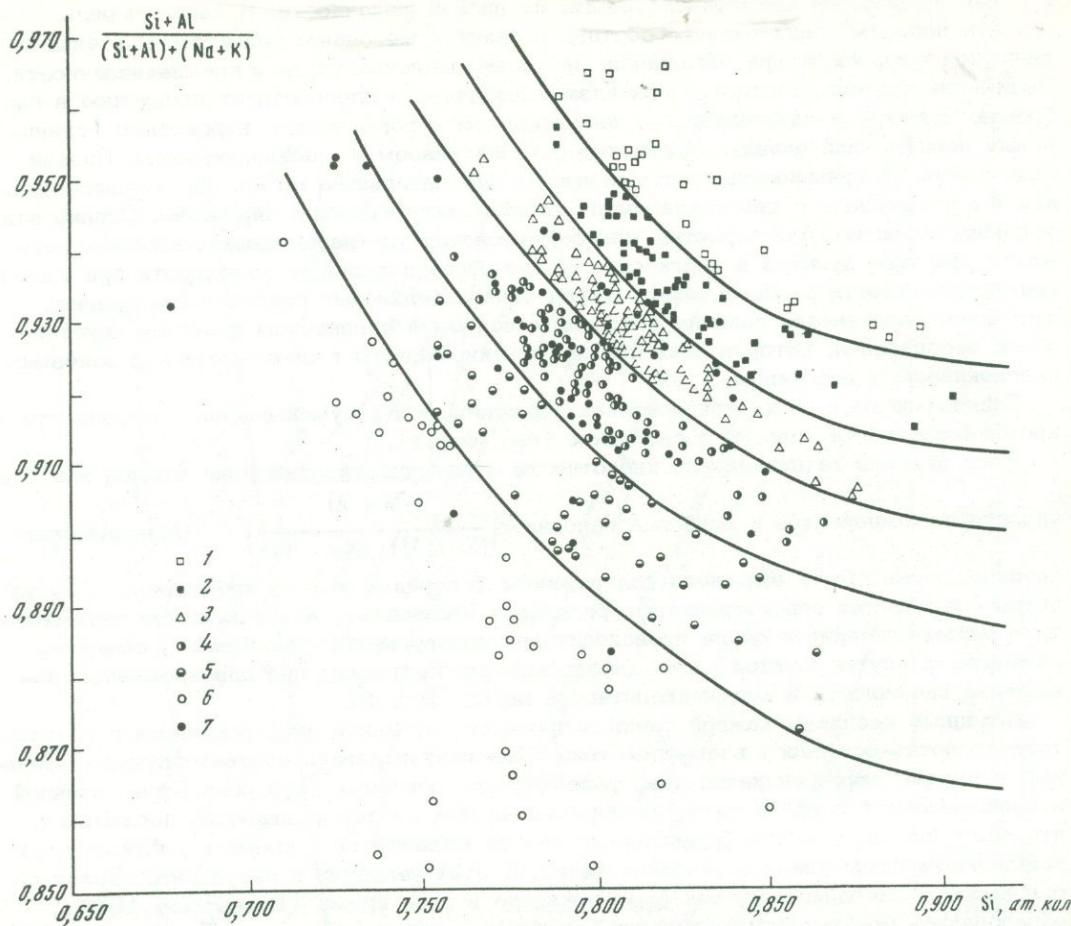
II. Известковистая серия: перидотиты, габбро (долериты, базальты), андезиты (диориты), гранодиориты, липариты (риолиты).

III. Известково-щелочная серия: перидотиты, пикриты (пикритовые долериты), габбро (долериты, базальты), андезиты (диориты), граниты (щелочноземельные), щелочные граниты.

IV. Субизвестково-натриевая серия: дуниты, перидотиты (пикриты), базальты (долериты, габбро), андезиты, сиениты, трахилипариты.

V. Слабощелочная серия: дуниты, перидотиты (пикриты), габбро (базальты, долериты), монцониты, трахиандезиты, сиенины, трахилипариты.

VI. Щелочная серия: дуниты, перидотиты (пикриты), базальты (габбро, долериты), щелочные базальты, щелочные габброиды, сиениты, щелочные сиениты, трахиандезиты, трахиты.



Фиг. 2. Петрогенетические серии интрузивных траптов Сибирской платформы

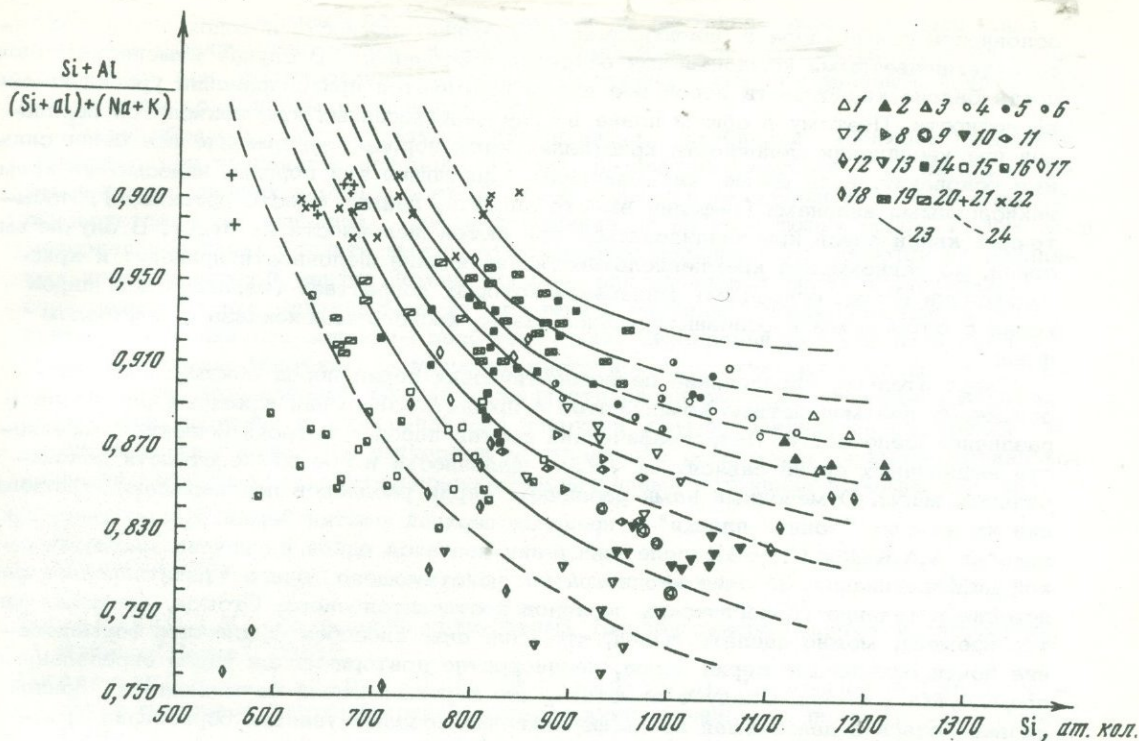
1 - сверхизвестковистая; 2 - известковистая; 3 - известково-щелочная; 4 - субизвестково-натриевая; 5 - слабощелочная; 6 - щелочная; 7 - дифференцированные интрузии

VII. Сверхщелочная серия: дуниты (пикриты), перидотиты, щелочные базальты, щелочные базальтоиды и габброиды, нефелиновые сиениты.

VIII. Серия щелочных габброидов и базальтоидов: дуниты, щелочные базальтоиды, щелочные габброиды, нефелиновые сиениты.

Из приведенного обзора кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах в зависимости от изменения химических потенциалов щелочей можно в первом приближении сделать следующие выводы:

1. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплавах определяется их основностью и поведением только инертных компонентов.
2. Щелочность расплава контролируется изменением химических потенциалов вполне подвижных компонентов как основных ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ), так и кислотных ( $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$  и др.).
3. Если учесть, что при определенных условиях концентрация щелочей или кислотных компонентов может поддерживаться почти на одном уровне, то при заданной их концентрации будет происходить в каждом отдельном случае эволюция расплавов по схеме Боуэна от основных к кремнекислым за счет кислотно-основного взаимодействия компонентов.
4. При постоянной щелочности в процессе изменения кремнекислотности формируются расплавы (горные породы), где в результате реакционного взаимодействия ми-



Фиг. 3. Схема естественных петрогенетических серий горных пород:

1 - липариты, риолиты; 2 - граниты, щелочноземельные граниты и гранофиры; 3 - щелочные граниты; 4 - гранодиориты; 5 - диориты и кварцевые диориты; 6 - андезиты; 7 - сиениты; 8 - моноциты; 9 - щелочные сиениты; 10 - трахиты; 11 - трахиандезиты; 12 - трахилипариты; 13 - нефелиновые сиениты; 14 - базальты; 15 - щелочные базальты; 16 - щелочные базальтоиды; 17 - габбро; 18 - щелочные габброиды; 19 - долериты; 20 - пикриты и пикритовые долериты; 21 - дуниты; 22 - пироксениты и перидотиты; 23 - границы петрогенетических серий интрузивных траппов Сибирской платформы; 24 - условные границы естественных петрогенетических серий горных пород

нералов со все более кремнекислыми остаточными расплавами будут образовываться соединения более кремнекислые, но баланс основности (щелочности) расплавов при этом изменяться не будет. Уменьшение темноцветных и лейкократовых минералов, недосыщенных кремнекислотой, будет при увеличении кремнекислотности компенсироваться минералами, содержащими более сильные основания и сильнокислотные анионы. Наконец, в некотором смысле буфером будет служить свободный кремнезем в виде кварца.

5. При постоянном уровне кремнекислотности при повышении (или уменьшении) щелочности насыщенность кремнекислотой породообразующих минералов не изменяется. Реакционные серии пород от кремнекислых до основных отсутствуют. Изменение щелочности способствует смещению котектических кривых и эвтектических точек, но общая кремнекислотность минералов при этом не изменяется. Увеличение щелочности приводит к парагенезису минералов с поглощением щелочей и замещению слабых оснований сильными или, наоборот, при увеличении кислотности обычно содержание кремнезема в комплектарных по щелочности рядах пород остается постоянным. Железистость минералов может служить показателем щелочности так же, как и основность плагиоклаза, в парагенезисе с соответствующим цветным минералом.

Отличие от пород реакционных рядов Боуэна, образующихся при кислотно-основном взаимодействии компонентов, заключается в том, что состав плагиоклаза там изменяется наряду с реакционными замещениями менее кремнекислых минералов более кремнекислыми, и при этом железистость изменяется очень слабо. Кроме того,

основность плагиоклаза в одноименных по кремнекислотности породах в парагенезисе с темноцветными компонентами остается постоянной. В случае изменения щелочности баланс кислотности пород все время изменяется при сохранении уровня кремнекислотности. Поэтому в общем плане в ряду недосыщенных кремнекислотой расплавов при увеличении щелочности кристаллизуются породы, содержащие все более сильные основания, в то время, как минералы, слагающие эти породы, недосыщены кремнекислотными анионами (нефелин вместо альбита, лейцит вместо ортоклаза). Избыточный кварц здесь кристаллизоваться при любой щелочности не будет. В случае высокой, но равномерной кремнекислотности увеличение щелочности приводит к кристаллизации пород, основность минералов которых возрастает (парагенезисы пироксена с ортоклазом и основным плагиоклазом, кислого плагиоклаза с амфиболом и т.д.).

Следовательно, образование петрогенетических серий пород обязано кислотно-основному взаимодействию компонентов в процессе эволюции исходных расплавов различной щелочности. Петрографический состав пород и петрохимические особенности выделенных серий зависят от уровня щелочности и кремнекислотности родоначальных магм. Отмеченные нами различные серии расплавов подтверждают образование их за счет "зонной плавки" в пределах верхней мантии Земли. Кроме того, как показал А.А.Кадик (1963), поле тяготения является одной из причин магматической дифференциации. За счет неоднократно действующего очага гравитационное равновесие в течение геологических периодов достигается снова. Отсюда, учитывая фактор времени, можно сделать вывод, что один очаг способен обеспечить формирование почти одинаковых серий пород, неоднократно повторяющихся через определенные промежутки времени. Следует отметить, что зарождающиеся по механизму "зонной плавки" очаги и дальнейшая их дифференциация создают условия образования различных по составу мантийных магм.

Таким образом, как один очаг, так и множество их могут служить источником образования серий расплавов различной щелочности и кремнекислотности.

Анализируя современные представления о характере образования магматических очагов и собранный нами материал по изучению основных пород (Виленский, 1967), мы исходим из того, что эволюция расплавов в глубинных условиях в начальный период зарождения магматических очагов (начальные породы зонной плавки верхней мантии) протекала в восстановительных условиях при небольшой роли процессов окисления. Как показали исследования Н.И.Хитарова (1958), при высоких температурах и давлении растворимость воды в магме возрастает, достигая нескольких процентов. Вода в магме, очевидно, присутствует в пластическом состоянии, имея значительную плотность. В интервале температур 1000–1500° диссоциация воды незначительна и повышается уже в пределах 2000–3000°С. Повышение давления смещает реакцию в сторону образования воды ( $2\text{H}_2 + \text{O}_2 \rightleftharpoons \text{H}_2\text{O}$ ). Д.С.Коржинский (1963) также указывает на низкую активность в глубинных условиях кислорода, в связи с чем реакции в расплаве здесь будут осуществляться за счет кислотно-основного взаимодействия кристаллизующихся компонентов под контролем режима щелочности, поддерживаемого при возможности на одном уровне.

Роль летучих за счет диссоциации воды и других компонентов в процессе их гравитационного разделения по мере продвижения расплава в верхние горизонты земной коры возрастает. Однако при переходе расплава на более высокие уровни с низким давлением происходит сброс воды во флюидном состоянии. В связи с этим основные магмы с первично выделившимися минеральными фазами достигают различных уровней земной коры почти в сухом состоянии. Мы считаем, что кристаллизация расплавов заканчивается на различных уровнях земной коры, где завершается окончательное внутрикамерное формирование как дифференцированных, так и недифференцированных интрузий. Условия внутрикамерной кристаллизации отличаются от условий глубинной кристаллизации большой ролью летучих и в первую очередь воды, за счет диссоциации которой образуются ионы кислорода и водорода. Химизм минералов, особенно соединений переменного состава, зависит в этом случае от величины парциального давления кислорода, окислительно-восстановительных реакций и, наконец, в той или иной мере от кислородно-основного взаимодействия инертных компонентов под влиянием режима щелочей. Особенно это касается дифференцированных интрузий. Недифференцированные интрузии, на наш взгляд, отражают последние

этапы глубинной эволюции расплавов, так как их внутрикамерная кристаллизация протекала относительно быстро, и роль летучих здесь в большинстве случаев слабо отражалась при формировании интрузий. Источником летучих являлись вода и другие летучие компоненты вмещающих пород.

Таким образом, следует считать, что процессы глубинной эволюции расплавов протекают при незначительной роли летучих, возрастание которой отмечается на более высоких уровнях верхней мантии. Сброс воды при внедрении в земную кору компенсируется в той или иной мере поглощения ее из вмещающих пород. Изложенный материал позволяет сделать вывод, что основные расплавы зарождаются на различных уровнях верхней мантии Земли. Составы родоначальных магм, образующихся за счет зонной плавки мантии, зависят от степени глубинной дифференциации в гомогенном состоянии под влиянием поля тяготения. Дифференциация магмы в каждом отдельном случае протекала в процессе кислотно-основного взаимодействия компонентов при определенном режиме щелочности расплава. Окончательное внутрикамерное формирование и дифференциация интрузий осуществлялись на различных горизонтах земной коры, где факторами минерального равновесия служили парциальное давление кислорода, окислительно-восстановительный потенциал и режим щелочей.

#### Литература

- Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1967.
- Виленский А.М., Кавардин Г.И., Кравцова Л.И., Старицына Г.Н. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения р.Енисей. Изд-во "Наука", 1964.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Кадик А.А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. - В сб. "Химия земной коры", т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Коржинский Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплавах. - В сб. "Исследования природного и технического минералообразования". Изд-во "Наука", 1966.
- Оффман П.Е. Тектонические условия траппового вулканизма на Сибирской платформе. - В сб. "Базальты плато". Изд-во "Недра", 1964.
- Рябчиков И.Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. Изд-во "Наука", 1965.
- Хитаров Н.И. Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных. - Геохимия, 1958, № 6.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. Изд-во "Мир", 1969.
- Kuno H. Petrology of Hanone Volcano and the adjacent areas, Japan.- Geol.Soc. Amer. Bull., 1950, 61.
- Rittman A. On the Serial character of igneous rocks. - Egypt. J.geol., 1957, v.1, N 1.

В.Л.Масайтис

## К ПЕТРОЛОГИИ ДЕВОНСКИХ ОСНОВНЫХ ЛАВ И ИНТРУЗИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Основные эффузивы и интрузии девона в восточной части Сибирской платформы приурочены к особой среднепалеозойской структуре — Патомско-Вилуйскому авлакогену. Эффузивы входят в состав мощных вулканогенно-осадочных толщ, сохранившихся в отдельных впадинах; интрузии в форме силлов и главным образом даек развиты преимущественно по периферии этих структур. Дайки образуют протяженные рой, как бы окаймляющие авлакоген (Масайтис, 1965, 1967)

Вулканогенно-осадочные толщи, залегающие в пределах Ыгыаттинской и Березовско-Кемпендяйской впадин и Витимо-Джербинской синклинали, состоят из переслаивающихся осадочных (терригенных, терригенно-карбонатных, галогенных) вулканогенно-осадочных и эффузивных пород общей мощностью до 3-5 км. Эти толщи подразделены на ряд свит, имеющих возраст от среднего девона до нижнего карбона и различающихся по возрасту, литологическому составу осадочных и петрографическому и химическому составам эффузивных пород, представленных толеитовыми базальтами, щелочными базальтами и их производными. Различные типы базальтов (оливинофировые, плагиофировые, пироксен-плагиофировые) образуют пачки покровов мощностью до 200 м. Состав базальтов по вертикальному разрезу изменяется незначительно. Большое разнообразие эффузивных пород отмечается в составе толщи, сложенной преимущественно щелочными базальтами. В сериях последовательно изливавшихся потоков и покровов их состав изменяется от трахилипаритов, щелочных трахитов, трахитов, трахиандезитов до трахиандезито-базальтов и трахибазальтов. Мощность толщи щелочных базальтов местами до 700-800 м.

Среднепалеозойские интрузии и субвулканические тела, приуроченные главным образом к региональным (до 500-800 км) зонам разломов, окаймляющим авлакоген, представлены силлами, дайками, субвулканическими жерловинами, прорывающими карбонатно-терригенные отложения нижнего и среднего палеозоя. Силлы развиты преимущественно в среднем течении р.Лены и по ее правым притокам: рекам Большой Патом, Чара и др. Силлы имеют мощность до 120 м, в ряде случаев они имеют стратиформное строение. В нижней части таких силлов залегают троктолит-долериты и долериты, обогащенные оливином, в центральной части — габбро-долериты и кварцевые габбро-долериты, в верхней — феррогаббро, сиеногаббро, гранофиры, аплиты.

Дайки имеют мощность до 250 м и протяженность до нескольких десятков километров. Дайки однократного внедрения, имеющие основной состав, иногда имеют зональное строение; их краевые части сложены долеритами, в центральной части располагаются габбро-долериты, кварцевые габбро-долериты, сиеногаббро, жилки гранофира. Дайки многократного внедрения (сложные) образованы последовательно интродуцированными телами конгигаббро-долеритов, кварцевых монзонит-порфира и кварцевых сиенит-порфира. Зональные и сложные дайки распространены по юго-восточной окраине авлакогена.

Статистическая обработка более чем 400 полных силикатных анализов показывает, что отдельные совокупности эффузивных и интрузивных пород, выделяемые по геолого-петрографическим признакам, являются однородными и значительно различаются между собой по петрохимическим особенностям. Эффузивные и интрузивные ос-

новые породы принадлежат к двум независимым петрогенетическим сериям: толеитовых базальтов и щелочных базальтов (Йодер, Тилли, 1965). К первой относятся базальтовые лавы и не являющиеся их непосредственными интрузивными аналогами дайки и силлы долеритов и их производных, ко второй — трахибазальтовые лавы и их производные, а также гипабиссальные аналоги этих лав.

Средний химический состав долеритов и базальтов девона и средние составы различных петрографических типов этих пород отвечают в целом пересыщенным толеитовым базальтам несколько повышенной щелочности. Породы содержат нормативные кварц и гиперстен, модалльные — моноклинный пироксен (авгит), ромбический пироксен и кварц. Оливин, почти постоянно присутствующий в породах, в большинстве случаев не учитывается при пересчетах на норму.

Трахибазальты по сравнению с базальтами отличаются более высоким содержанием щелочей, особенно калия. Щелочной характер трахибазальтов и их производных подчеркивается высоким отношением "а/с" и величиной известково-щелочного индекса Пикока, равной примерно 50, что отвечает щелочным сериям. Для минерального состава пород характерно присутствие высококальциевого авгита. Появление нормативного кварца в рассматриваемой серии связано исключительно с нахождением железа преимущественно в окисной форме.

Анализ геологических соотношений минерального и химического составов отдельных типов пород в составе интрузий и пачек лавовых покровов позволяет сделать некоторые заключения о петрогенетических особенностях их образования в результате дифференциации магмы толеитовых и щелочных базальтов.

По вертикальному разрезу отдельных пачек и толщ покровов толеитовых базальтов изменения минеральных парагенезисов и химического состава пород незначительны или отсутствуют. На диаграмме А.Н.Заварицкого (фиг. 1) точки составов толеитовых базальтов образуют обособленный рой, вытянутость проекций которого и наклоны к оси S-B указывают на увеличение параметра с при приближении к вершине S, что отражает обогащение отдельных фракций магмы вкрапленниками плагиоклаза. Дифференциация в базальтовых лавах, таким образом, сводится в основном к незначительной аккумуляции плагиоклаза в покровах более ранних излияний. Базальты в целом являются более меланократовыми, фигуративные точки их составов располагаются вне полей, образованных фигуративными точками недифференцированных интрузивных трапсов.

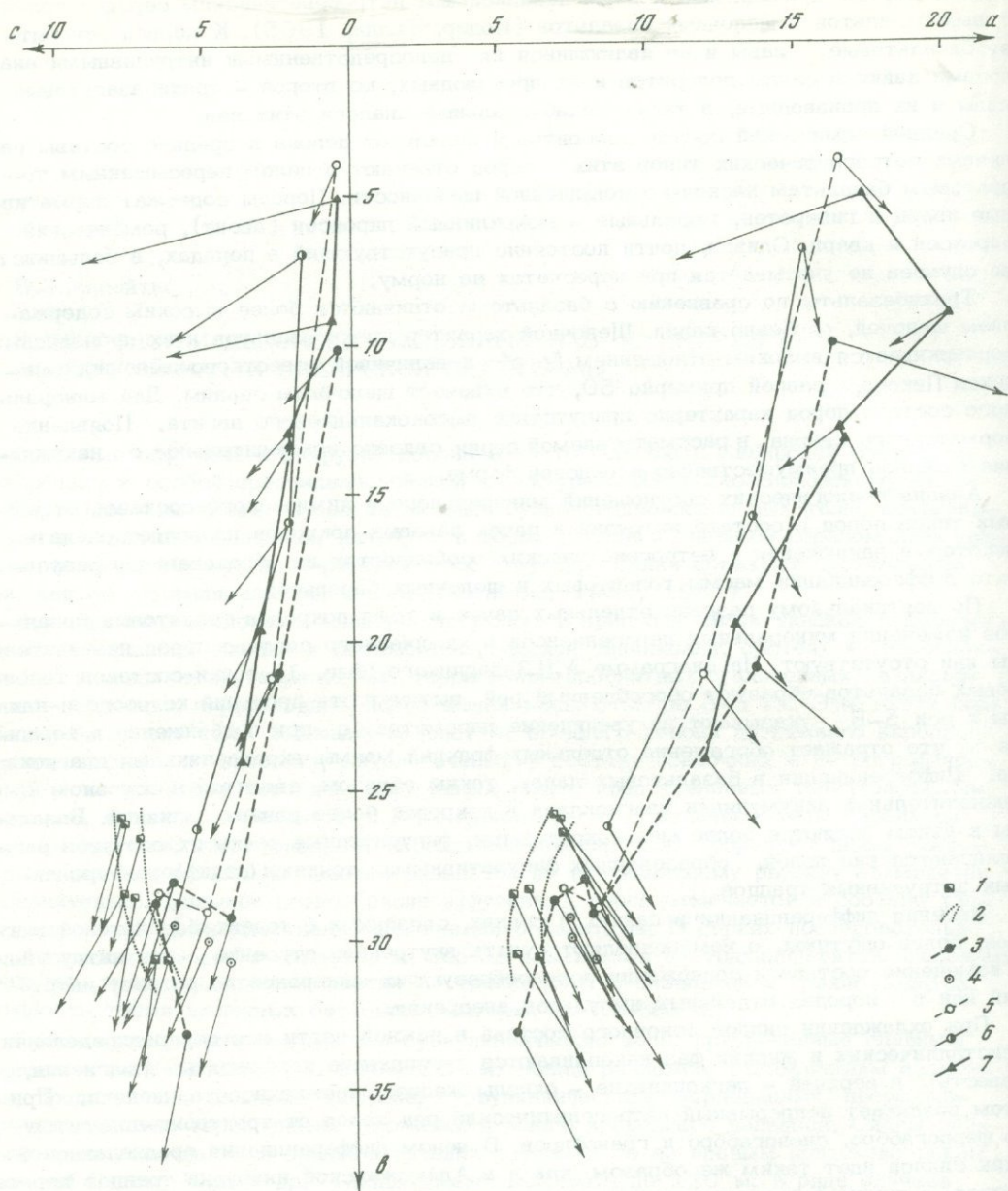
Явления дифференциации в дайках и силлах, связанных с толеит-базальтовой магмой, более ощутимы, о чем позволяют судить внутреннее строение этих интрузий и изменение состава и содержания породообразующих минералов по разрезу интрузий или в породах отдельных импульсов внедрения.

При охлаждении силлов основного состава в нижней части при перераспределении кристаллических и жидких фаз накапливаются тугоплавкие компоненты (магnezия, известь), в верхней — легкоплавкие — окислы железа, кремнекислота, щелочи. При этом возникает непрерывный петрогенетический ряд пород от троктолит-долеритов до феррогаббро, сиеногаббро и гранофилов. В целом дифференциация среднепалеозойских силлов идет таким же образом, как и в Аламджахской интрузии трапсов пермотриаса, а также в основных интрузиях в некоторых других регионах.

Внутрикамерная дифференциация в основных дайках приводит к возникновению иного, но также непрерывного, петрогенетического ряда пород: долериты — кварцевые габбро-долериты, сиеногаббро, гранофиры. Кристаллизация даек происходит от краев интрузий к центру, причем отсутствие "дна" ведет к значительным вертикальным перемещениям отдельных кристаллических и жидких фаз. В результате этого на уровне современного эрозионного среза в центральных частях даек наблюдаются только породы, обогащенные по сравнению с составом закаленных зон кремнекислотой и щелочами.

Сходным образом дифференцированные докембрийские дайки долеритов и диабазов известны на Алданском щите и в ряде других регионов.

В составе сложных даек устанавливается наличие ряда пород, образовавшихся в результате последовательных внедрений. Этот ряд можно рассматривать в качестве прерывистого петрогенетического ряда глубинной магматической дифференциации: конгигаббро-долериты, кварцевые монзонит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры. Начальным членом этого ряда являются долериты, имеющие тот же состав, что и в одно-



Фиг. 1. Векторная диаграмма средних химических составов различных групп среднепалеозойских основных лав и интрузий Патомско-Виллойского авлакогена

Серия толеитовых базальтов: 1 - базальты; 2 - границы области базальтов; 3 - породы дифференцированных силлов и линия дифференциации; 4 - долериты недифференцированных даек; 5 - породы дифференцированных даек Чаро-Синской зоны и линия дифференциации; 6 - породы сложных даек Чаро-Синской зоны и линия дифференциации. Серия щелочных базальтов: 7 - трахибазальты и другие лавы и линия дифференциации

кратных дайках, в том числе дифференцированных. Глубинная дифференциация ведет здесь к накоплению в расплавах кремнекислоты и щелочей; причем объемы возникающих интрузий кислого состава при этом весьма значительны по сравнению с объемами кислых пород в телах, охарактеризованных выше, хотя путь дифференциации здесь близок к направлению внутрикамерной дифференциации в дайках.

Петрогенетические ряды пород в составе докембрийских даек, обладающие сходными геологическими особенностями и химическим составом отдельных членов, известны на юго-востоке Алданского щита, в пределах Анабарского щита и в других районах.

При глубинной дифференциации магмы щелочных базальтов образуется прерывистый петрогенетический ряд — от щелочных трахитов и трахилипаритов до трахиандезитов-базальтов и трахибазальтов. Основной особенностью изменения химизма является резкое увеличение содержания щелочей в более кислых членах ряда, причем очень резко выражен их калиевый характер. Здесь отчетливо проявляется пантеллеритовая тенденция (Заварицкий, 1950), т.е. увеличение кремнекислотности расплава после достижения им максимальной щелочности. Близкие к охарактеризованной трахибазальт-трахит-трахилипаритовые ассоциации пород, связанные со щелочно-базальтовой магмой, описаны в Маймеча-Котуйской провинции триасового возраста на Сибирской платформе; известны они и в ряде других регионов.

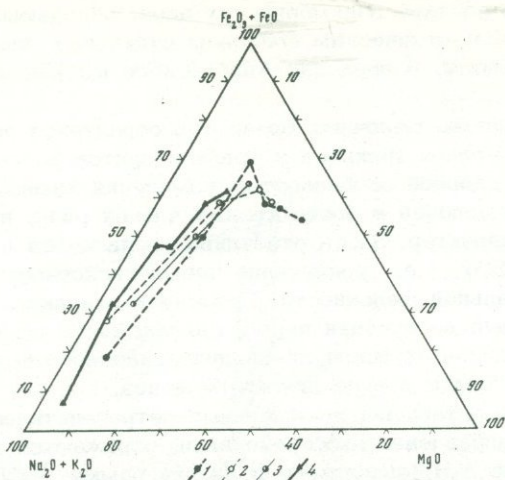
Различия в валовом химическом составе пород отдельных петрогенетических рядов, обусловленные различиями в направлении дифференциации, отражаются на ряде диаграмм, в частности на диаграмме А.Н.Заварицкого и на диаграмме  $MgO-(FeO + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$ . Начальные отрезки вариационных линий дифференциации достаточно резко различаются по положению и направлению; причем для силлов характерно антидромное направление внутрикамерной дифференциации на определенной стадии. Близкий по направлению отрезок, отражающий обогащение пород железом, отмечается и на линии внутрикамерной дифференциации в дайках. Для условий глубинной дифференциации при формировании даек и покровов на всех стадиях дифференциации сохраняется гомодромное направление. Значительная близость в наклонах и направлениях вариационных линий имеет место для средних и поздних стадий дифференциации (см. фиг. 1, 2).

Различия в поведении главных и второстепенных компонентов так или иначе отражают различия в относительной роли отдельных факторов дифференциации магмы, имеющих в разных условиях различное относительное значение.

Общепринято, что ведущим, по существу необратимым процессом дифференциации основной магмы в коре и ее верхних горизонтах является перераспределение газовых, жидких и кристаллических фаз в гравитационном поле, происходящее в условиях понижения температуры и внешнего давления. В соответствии с этим характер возникающих петрогенетических рядов пород будет зависеть в первую очередь от режима исходной магмы, а также от некоторых внешних условий. Одними из важнейших являются протяженность магматической системы по вертикали (Кадик, 1963) и способность к обмену веществом с глубинными частями магматических каналов. Обмен веществом с вмещающими породами в камерах гипабиссальных интрузий среднего палеозоя и в пределах подводящих каналов к этим интрузиям и к лавам на стадиях магматической и кристаллизационной дифференциации, по-видимому, не играл сколько-нибудь заметной роли, о чем свидетельствует характер контактов долеритов с крупными (до 10 — 20 м) ксенолитами пород кристаллического фундамента платформы, обнаруженными в ряде даек. Исходя из анализа имеющегося материала, можно заключить, что основное значение в эволюции состава расплавов, формировавших среднепалеозойские основные интрузии и лавы на востоке Сибирской платформы, имели явления массообмена внутри конкретных магматических камер в верхних горизонтах чехла или же массообмена в пределах каналов большой вертикальной протяженности. В последнем случае массообмен мог происходить между сечениями сквозных камер, наблюдаемыми в современном эрозионном срезе, и глубинными частями магматических колонн или даже зон питания под земной корой.

В связи с этим факторами, определяющими пути дифференциации в моменты остановок при подъеме магмы при постоянстве ее исходного типа, будут размер и форма камеры или канала, в которых происходит дифференциация. Для магматических тел среднего палеозоя выделяется два основных типа камер в верхних горизонтах чехла платформы: сквозные (дайки) и камеры с дном (силлы). Масштабы вертикального обмена веществом в магматических камерах такого типа соответственно находятся в пределах первых сотен метров (силлы) или первых километров (дифференцированные дайки).

Глубинная дифференциация магмы толеитовых и щелочных базальтов, происходившая, скорее всего, в магмоподводящих каналах на глубине, была также обусловлена ин-



Фиг. 2. Диаграмма дифференциации различных петрогенетических рядов

Серия толеитовых базальтов:  
 1 — силлы; 2 — дифференцированные дайки; 3 — сложные дайки.  
 Серия щелочных базальтов:  
 4 — эффузивы наманинской свиты

тенсивными процессами массообмена; однако масштабы этого процесса были более значительны и охватывали магматические системы с вертикальной протяженностью, измеряемой десятками километров. Интересно отметить, что три перечисленных типа магматических систем в рассмотренных примерах соответственно отличаются один от другого по размерности на порядок.

В соответствии с этими положениями магматические системы в закрытых камерах (силлах) с вертикальным массообменом в пределах первых сотен метров могут рассматриваться в целом как замкнутые (закрытые) или близкие к ним; магматические системы в пределах сквозных камер (дайки) или в каналах большой вертикальной протяженности могут рассматриваться как частично замкнутые или незамкнутые и принадлежащие в целом к модели открытой термодинамической системы. Таким образом, может быть введено понятие о степени замкнутости ("открытости") реальных магматических систем, определяемой интенсивностью и масштабами массообмена. На ряд отличий условий дифференциации в сквозных камерах и камерах с "дном" уже обращали внимание А.Б.Эдвардс (1950), К.О.Кратц (1958) и другие петрологи.

Можно считать, что в рассмотренных выше случаях ведущими механизмами дифференциации являются: а) кристаллизационно-гравитационное фракционирование в условиях замкнутых и частично замкнутых магматических систем на ранних и средних стадиях процесса; б) фракционирование в жидком состоянии, в различной форме проявляющееся в частично замкнутых и незамкнутых системах, особенно на средних стадиях процесса дифференциации; в) диффузия щелочей и кислотных компонентов в незамкнутых системах, а также на поздних стадиях дифференциации замкнутых или частично замкнутых систем.

Роль кристаллизационно-гравитационной дифференциации в формировании основных интрузий пластовой формы рассматривалась неоднократно. Гравитация кристаллов проявляется в основном на ранних и средних стадиях дифференциации в силлах и, вероятно, имеет весьма ограниченное значение при внутрикамерной дифференциации в дайках.

Фракционирование жидкости (Hamilton, Wilshire, 1965; Кадик, 1963) в камерах большой вертикальной протяженности обеспечивает разделение расплава на фракции, соответственно обогащенные тяжелыми компонентами внизу и более легкими вверх. Такое разделение в какой-то степени может, по-видимому, происходить уже в камерах силлов, на что указывает, в частности, застывание этих интрузий снизу вверх, т.е. от зоны подошвы к зоне кровли.

Разделение гомогенной магмы, возможно, происходит также и в результате действия некоторых физико-химических факторов, обусловленных химическими свойствами самого расплава. По мере убывания основности окислов возрастает тенденция к разделению на несмешивающиеся жидкости, как это, в частности, проявляется в системе FeO-SiO<sub>2</sub> (Щербина, 1964). На возможность разделения позднего остаточного расплава в верхней части силлов на две части — одну, отвечающую ферро-

габбро, вторую, отвечающую сиеногаббро, — указывает существование самостоятельных инъекционных тел феррогаббро, нередко с закаленными зонами того же состава.

Ведущее значение фракционирование в жидком состоянии имеет в камерах большой вертикальной протяженности, где в верхних частях образуются фракции расплава, обогащенного кремнекислотой и щелочами и обедненного магнием, окислами железа, известью. На такое распределение компонентов в протяженном вертикальном канале магмы указывают геологические наблюдения над последовательностью внедрения и излияния пород различного состава, в частности антидромный порядок излияния трахитовых — трахибазальтовых лав (Годлевский, 1967).

Гомодромный порядок внедрения пород сложных даек отражает общее "поокисление" системы в процессе дифференциации в результате стремления ее к равновесию (Кадик, 1963), которое наступало в этих условиях достаточно быстро.

Процесс разделения гомогенного расплава в вертикальном канале тесно связан с явлением продвижения к поверхности в зону более низкого давления и более низких температур щелочных и кремнекислотных компонентов, обладающих высокой растворимостью в парах воды, повышенное содержание которой обеспечивает более интенсивную дифференциацию. Поток такого раствора поддерживается не только в результате просачивания из более глубоких частей вертикальной камеры или колонны, но, по-видимому, и непосредственно из области питания (Барт, 1961; Kennedy a.o., 1962).

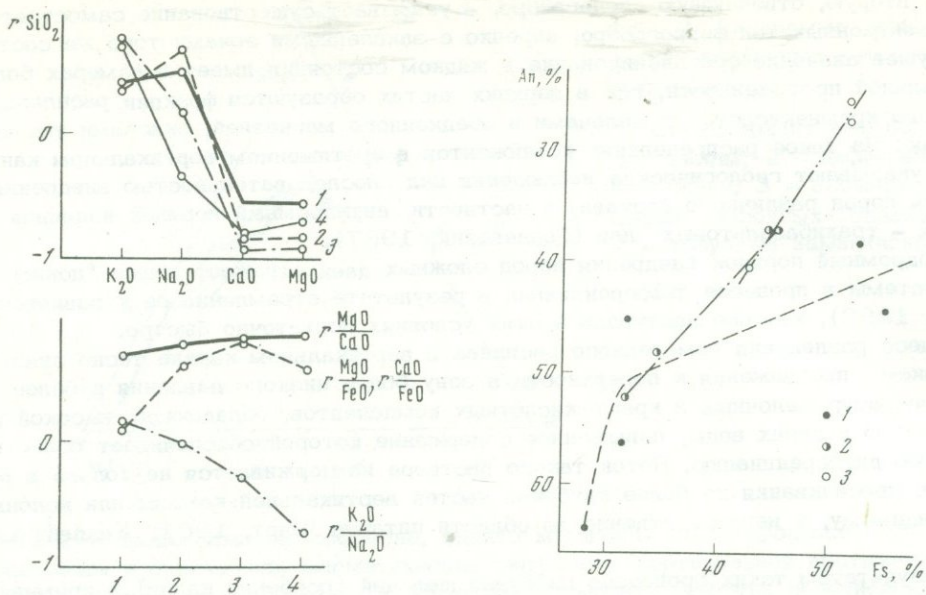
К результатам таких процессов диффузии щелочей (особенно калия) и кремнекислоты в апикальные и более холодные части магматических масс относятся обогащение этими компонентами контактовых зон кислых интрузий и корок базальтовых покровов, контактов долеритов с ксенолитами пород фундамента и образование щелочных трахитов и выбросы трахитовых пеплов.

Проявление пантеллеритовой тенденции в серии щелочных базальтов можно также объяснить с позиций влияния "трансмагматических" растворов на верхнюю часть магматической колонны. Согласно Д.С.Коржинскому (1960), по мере прогрессирующего охлаждения этих растворов, обеспечивающих повышение щелочнометальности магмы, будет происходить повышение их кислотности (в связи с их конденсацией). Этот процесс ведет к образованию на поздних стадиях все более кремнекислых расплавов. Таким образом, трахилипариты нельзя рассматривать как эвтектические породы: они знаменуют, согласно терминологии Д.С.Коржинского, крайнюю степень дегазификации расплава, происходящую при наиболее сильном охлаждении.

Поведение отдельных компонентов или их групп в процессе эволюции расплавов, отражающее относительную роль отдельных факторов дифференциации, наглядно выступает при анализе значений оценок парных коэффициентов корреляции породообразующих окислов. Это иллюстрируется графиком  $G_x$  (породообразующий окисел или степень замкнутости системы, определяемой из изложенных выше принципов). В петрогенетических рядах толеитовой серии характер и степень корреляционных связей содержаний отдельных элементов в породах изменяются от одного ряда к другому в известной мере постепенно; для трахибазальтовой серии характерно появление новых связей, не отмечающихся для пород толеитовой серии.

Для процесса гравитационно-кристаллизационного фракционирования при дифференциации в силах характерно отсутствие корреляционных связей между содержаниями закисного железа, извести и магнии, что обусловлено двукратным обогащением пород железом на стадиях протокристаллизации и гистерокристаллизации. Поскольку перераспределение вещества при дифференциации в силах на ранней и средней стадиях идет в значительной степени путем гравитации кристаллов, в состав которых входят кремнекислота, магний, кальций, титан, железо, отмечается более сильная степень связи кремнекислоты с этими компонентами по сравнению со степенью такой связи в других петрогенетических рядах, где более резко выражен антагонизм между ними, обусловленный разделением расплава в гомогенном состоянии. В условиях частично замкнутых и незамкнутых систем поведение кремнекислоты является как бы независимым от поведения перечисленных окислов. Здесь отмечаются и более тесные положительные связи кальция и магния с железом.

Особенно характерно поведение щелочей и особенно  $K_2O$ , тесно ассоциирующих с кремнекислотой, в условиях глубинной магматической дифференциации толеитовой и щелочно-базальтовой магм.



Фиг. 3. Графики изменения значений парных коэффициентов корреляции в различных петрогенетических рядах

1 - силлы; 2 - дифференцированные дайки; 3 - сложные дайки; 4 - эффузивы наманинской свиты и их гипабиссальные аналоги

Фиг. 4. Содержание кальциевого компонента в плагиоклазах ( $An, \%$ ) и железистого компонента в моноклинных пироксенах ( $Fs, \%$ ) в породах различных петрогенетических рядов серии толеитовых базальтов

1 - силлы; 2 - дифференцированные дайки; 3 - сложные дайки

Анализ значений оценок парных коэффициентов корреляции для выяснения поведения при дифференциации отдельных компонентов или их групп показывает, что прямолинейный характер изменения степени связей в зависимости от степени замкнутости системы при переходе от первого петрогенетического ряда к четвертому имеют лишь коэффициенты  $r_{K-Ca}$  и  $r_{MgCa}$ , величина которых, таким образом, может являться мерилем степени замкнутости системы независимо от состава исходной магмы (фиг.3).

Изменения характера и степени корреляционных связей содержаний основных породообразующих окислов в отдельных членах рассмотренных четырех петрогенетических рядов отражают процессы установления равновесия в жидких магматических системах или отдельных их частях, обусловленные перераспределением масс. Происходящее в целом при охлаждении такое перераспределение масс в различных геологических условиях изменяет подвижность компонентов и соотношения подвижностей, а следовательно, и химические потенциалы и их соотношения и, соответственно, последовательно возникающие парагенезисы минералов. Это может быть показано, в частности, на примере анализа основных тенденций в изменении характера минеральных парагенезисов в трех петрогенетических рядах серии толеитовых базальтов.

Из диаграммы (фиг. 4) следует, что в процессе дифференциации соотношения в изменениях содержания анортитового компонента в плагиоклазах ( $An$ ) и железистости ( $f'$ ) моноклинного пироксена различны в разных рядах пород, что отражается в углах наклона соответствующих линий регрессий. Скорость обогащения расплава щелочами выше в дифференцированных дайках и особенно в сложных дайках. Поскольку содержание анортитового компонента в плагиоклазах отражает величину химического потенциала  $Na_2O$ , постольку можно говорить о более подвижном пове-

дении этого компонента в условиях протяженных по вертикали магматических систем в сквозных телах (дайках).

Неравновесный характер минеральных ассоциаций в породах трахибазальтовой серии не позволяет произвести такой анализ парагенезисов. В породах этой серии железистость моноклинного пироксена, сосуществующего с плагиоклазами различной щелочности, изменяется незначительно, что, вероятно, указывает на еще более высокую скорость увеличения химического потенциала щелочей по сравнению с химическим потенциалом железа. Эти характеристики изменения минеральных парагенезисов достаточно хорошо коррелируют с изменением общего валового состава пород, в частности с изменением содержания щелочей и коэффициента фракционирования.

Изменение составов сосуществующих плагиоклаза и существенно калиевого полевого шпата указывает, что на ранних и средних стадиях эволюции всех рассмотренных типов магматических систем происходит увеличение химического потенциала  $\text{Na}_2\text{O}$  (причем более интенсивно в условиях частично замкнутых и незамкнутых систем), а потенциал  $\text{K}_2\text{O}$  изменяется незначительно. На конечных стадиях эволюции расплавов химический потенциал  $\text{K}_2\text{O}$  резко возрастает, что отражает увеличение подвижности калия.

Таким образом, изменение химического потенциала ряда компонентов и их соотношений также отражает степень замкнутости реальных магматических систем, определяющую направление дифференциации.

Степень окисления железа в породах среднепалеозойских интрузий и в лавах определяется первичной окисленностью магмы, зависящей главным образом от содержания в ней воды, а также процессами окисления, происходящими в позднемагматическую и постмагматическую стадии.

В составе рудных минералов пород, помимо магнетита и ильменита, присутствуют ульвошпинель, маггемит, гематит, псевдобрукит и другие минералы, образование которых происходит при резко различных окислительных условиях.

В связи с этим различные петрологические выводы, основанные на анализе вычисленного  $\text{PO}_2$ , для траптовых пород не могут быть признаны обоснованными.

Анализ влияния размеров и формы камер, занимаемых реальными магматическими системами, на направление дифференциации основной магмы в рассмотренных случаях может быть полезным при выработке общего подхода к объяснению процессов, происходящих в основных магмах вообще в различных геологических условиях, поскольку известно, что сходные по геолого-петрографическим особенностям петрогенетические ряды интрузивных и эффузивных пород развиты и в ряде других магматических провинций.

## Литература

- Барт Т.В. Состав и эволюция магмы южной части срединного Атлантического хребта. — В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т.1. Изд-во АН СССР, 1961.
- Годлевский М.Н. Источники оруденения, связанного с трапами Сибирской платформы. — Труды НИИГА, 1967, т. 151.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- Кадик А.А. Оценка возможной роли гравитации магм в гомогенном состоянии. — В сб. "Химия земной коры", т.1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Коржинский Д.С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. — В сб. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Изд-во АН СССР, 1960.
- Кратц К.О. Йотнийские основные породы южной Карелии и их титаномагнетитовое оруденение. — Труды Карельск. фил. АН СССР, 1958, вып. XI.

- Масайтис В.Л. Среднепалеозойская трапсовая формация на Сибирской платформе. - Докл. АН СССР, 1965, т.162, № 3.
- Масайтис В.Л. Изверженные породы и магнетитовое оруденение бассейна среднего течения р.Лены. - Труды НИИГА, 1967, т.151.
- Шербина В.В. К геохимии силикатных расплавов. - Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 43, вып. 5.
- Эдвардс А.Б. Дифференциация в долеритах Тасмании. - В сб. "Геология и петрология трапсовых формаций". Изд-во ИЛ, 1950.
- Hamilton W., Wilshire H.G. Liquid fractionation of basaltic magma. - Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1965, N 82.
- Kennedy G.S., Wasserberg G.I., Heard H.C., Hewton R.C. The upper three-phase region in the system  $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ . - Amer. J. Sci., 1962, v. 260.

Л.И. Кравцова

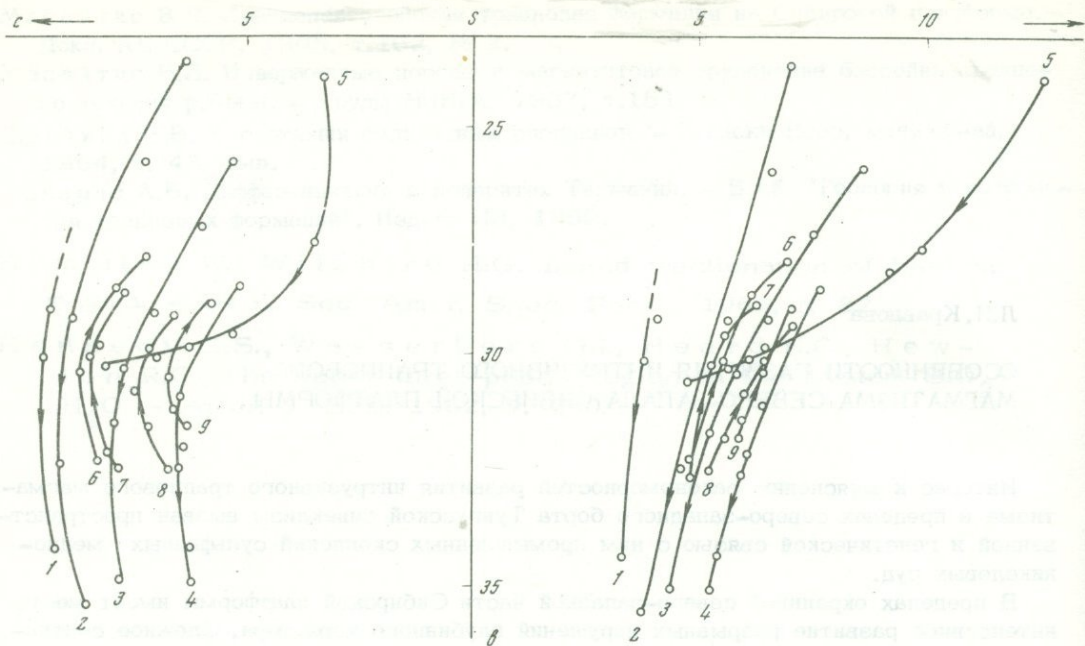
## ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИВНОГО ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Интерес к выяснению закономерностей развития интрузивного траппового магматизма в пределах северо-западного борта Тунгусской синеклизы вызван пространственной и генетической связью с ним промышленных скоплениях сульфидных медно-никелевых руд.

В пределах окраинной северо-западной части Сибирской платформы имеет место интенсивное развитие разрывных нарушений глубинного характера. Сложное соотношение этих разломов отражено и в интрузивном трапповом магматизме, контролируемом ими. Магмоконтролирующие глубинные разломы в пределах северо-западной части Сибирской платформы имеют как субмеридиональное, так и субширотное направление. Первые (Норильско-Хараелахский, Фокинский, Боганидский, Имандино-Летинский) обрамляют Сибирскую платформу с северо-запада, вторые (Микчандинский, Горбачинский, Курейский и др.) являются внутренними тектоническими структурами Тунгусской синеклизы.

Интрузивный магматизм, контролируемый различными по направлению и, вероятно, глубине заложения региональными разломами, существенно различается как по направленности эволюции, так и по характеру залегания, вещественному составу и особенностям внутреннего строения дифференцированных интрузивов. Интрузии, пространственно связанные с субмеридиональными разломами, согласными с простиранием стратифицированных толщ, выполняют межплоскостные пустоты, образуя согласные или пологосекущие тела. Значительно реже встречаются тела, круто секущие вмещающие породы. Для разломов Тунгусской серии субширотного простирания, являющихся секущими по отношению к вмещающим пликативным структурам, характерно развитие крутозалегających тел, главным образом, в зоне разломов. Непосредственно в зоне разломов тела пластовые, а в удалении от них — межформационные. Интрузивные образования вдоль разломов имеют кустовое компактное площадное распределение, которое не только устанавливается при геологических наблюдениях, но и подтверждается палеомагнитными геофизическими исследованиями (Давыдов, 1964). Внутри каждого куста (или ореола) интрузивные тела пространственно связаны и характеризуются закономерной сменой основных петрохимических параметров интрузий в процессе их последовательного становления. На диаграмме А.Н.Заварицкого породы образуют довольно протяженные ряды (фиг.1). Постепенная смена химизма пород интрузий, свидетельствующая об их генетической связи, общность тектонической позиции и пространственного расположения, а также сближенность их во времени становления, дают право объединять их в петрогенетические (интрузивные или магматические) серии. За временную единицу формирования серии в целом принимается фаза. Прерывистый характер развития интрузивных серий позволяет выделить внутри тектоно-магматических фаз несколько стадий, соответствующих времени становления отдельных интрузивных тел. Последние стадии каждой фазы магматизма характеризуются становлением дифференцированных интрузий различного состава и внутреннего строения, зависящего как от исходного состава магмы, так и направленности магматического процесса.

Интрузивный магматизм северо-запада Сибирской платформы носил многофазный пульсирующий характер. На участках пересечения магмоконтролирующих разломов



Фиг. 1. Изменение химизма интрузий северо-западного борта Сибирской платформы

1 - Имангдинская (Имангдинская дифференцированная интрузия, Мантуровская интрузия, пойкилофитовые долериты; Маслов, 1958); 2 - Норильская (Норильск-1, г.Черная, пойкилофитовые долериты, лабрадоритовые порфириды; Годлевский, 1959; Коровяков, 1963; Цывьян, 1963); 3 - Джаптульская (Нижний-I, Джаптульская, Курейская, пойкилофитовые долериты, титан-авгитовые долериты, р.Курейка; Кравцова, 1966); 4 - Второпорожная (второй порог, р.Курейка, Нижний-II, Центральная, рч. Рудный, первый порог, кварцсодержащие долериты; Кравцова, 1966); 5 - Шантурская (Кравцова, 1966); 6 - Зубовская (г.Зуб, пойкилофитовые долериты, оливковые долериты; Маслов, 1963; Комарова, 1963; Ваулин, 1962); 7 - Сухарикинская (Мундубская, Теляткинская, пойкилофитовые долериты; Сухарикинская, Кравцова, 1966); 8 - Дегенская (Кравцова, 1966); 9 - Курейская (Кравцова, 1966). Точки - средние составы интрузий; 1-5 - интрузивные серии антидромной направленности становления; 6-9 - гомодромной направленности

различного направления наблюдается сложная картина перекрытия одних интрузивных серий другими. Возрастные отношения интрузий в таких узлах позволяют установить, что развитие магматизма вдоль обрамляющих тектонических структур предшествовало интрузивным образованиям, контролируемым жизнедеятельностью внутренних глубинных разломов. Ранние фазы развития магматизма, контролируемые субмеридиональными глубинными разломами, отмечены антидромным последовательным поступлением магматических масс в верхние горизонты земной коры (Норильская, Талнахская, Имангдинская, Джаптульская, Второпорожная серии); поздние - гомодромным направлением магматической эволюции (серии: Зубовская, Куломбинская, Горбиачинская, Дегенская, Сухарикинская, Курейская и др.) и контролируются субширотными региональными зонами разрывных нарушений.

Начальные стадии интрузивных серий антидромной эволюции в одних случаях характеризуются становлением субщелочных интрузий: титан-авгитовых долеритов, трахидолеритов, тешенитов [Ергалакский комплекс по М.Л.Лурье (Лурье и др., 1960)], в других - субкислых кварцсодержащих или толеитовых долеритов. В последующие стадии становления этих серий происходит внедрение интрузий порфировидных пойкилофитовых долеритов и пойкилофитовых оливковых и оливинсодержащих долеритов (Катангский комплекс). Конечные стадии формирования этих серий характеризуются

становлением расслоенных интрузивных тел, дифференциация которых охватывает сингенетичный ряд пород от троктолитовых габбро-долеритов до кварцсодержащих (Курейский комплекс), а заключительные стадии характеризуются становлением дифференцированных интрузий габбро-долеритов повышенной магнезиальности и основности (Норильский комплекс), обладающих наряду с общностью внутреннего строения различиями химизма в каждой интрузивной серии. С последними пространственно и генетически связаны промышленные скопления сульфидов меди и никеля.

Для внутренних глубинных разломов Тунгусской синеклизы отмечается гомодромная направленность в эволюции магматических серий. Ранние стадии этих серий знаменуются внедрением интрузий оливиновых долеритов и оливинсодержащих долеритов с пойкилоофитовой структурой (Катангский комплекс), поздние — формированием крупных дифференцированных интрузивных тел более кислого состава по сравнению со средним траппом (Кузьмовский, аягарский комплексы по М.Л.Лурье, Дегенская группа по Л.И.Кравцовой и др.). Генетический ряд интрузий этих серий сопровождается парагенетической ассоциацией метасоматически измененных пород с гидротермальным сульфидным рудопроявлением непромышленного характера и магнетитовым оруденением.

Внутренние глубинные разломы Тунгусской синеклизы контролируют также своеобразные петрогенетические серии, внутри которых устанавливается следующая смена интрузий во времени: субщелочные долериты (титан-авгитовые, тешениты) — кварцсодержащие долериты — оливиновые пойкилоофитовые долериты — порфириовидные (анортитовые) пойкилоофитовые долериты — слабо расслоенные интрузии анортитовых порфириовидных долеритов (амовский комплекс). Вариационные линии этих серий на диаграмме А.Н.Заварицкого (фиг.1) занимают поперечное положение по отношению к другим интрузивным сериям.

Петрохимический анализ показывает, что степень дифференциации или размах вариационных линий интрузивных серий антидромной направленности магматической дифференциации значительно большая по сравнению со степенью дифференциации серий гомодромной направленности. Колебания первых в зависимости от геотектонической обстановки магмообразования различны и составляют 7–12 единиц характеристики "b" (по А.Н.Заварицкому). Колебания в гомодромной серии не превышают 5 единиц того же петрохимического параметра и характеризуются удивительно устойчивостью крайних значений для интрузивных серий различных магмоконтролирующих глубинных разломов.

Дифференцированные интрузии, заканчивающие процесс антидромной и гомодромной направленности магматической эволюции, существенно различны как по особенностям внутреннего строения, химизму, составу главных породообразующих минералов, так и по геохимической специализации на никель. В заключительные стадии магматической эволюции антидромного направления происходит становление интрузий, с которыми генетически и пространственно связано богатое сульфидное медно-никелевое оруденение. Дифференцированные интрузии, заканчивающие процесс гомодромной направленности магматической эволюции, имеют менее основной по сравнению со средним траппом состав. Сульфидное оруденение, генетически связанное с ними, более бедное как по содержанию никеля в рудах, так и по количеству сульфидной вкрапленности на объем породы.

В основе антидромного магматического процесса лежит перераспределение компонентов в гомогенном состоянии под воздействием гравитационного поля Земли (Кадик, 1963) при значительной вертикальной протяженности магматических столбов. Наряду с перераспределением главных компонентов в процессе магматической дифференциации наблюдается эволюция микроэлементов-индикаторов (Ni, Co, Cr, Cu, Ti, Zr) базальтовой магмы, обуславливающих первично-магматическую концентрацию полезных компонентов и появление металлогенетически специализированных на никель высокомагнезиальных дифференцированных интрузий. Повышенная миграционная способность щелочей в процессе подъема магмы приводит к появлению "поперечных" (фиг.1, линия 4) известково-щелочных серий (Tomkeieff, 1937; Павленко, 1963) с крайними дифференциатами субщелочных и высокоглиноземистых долеритов (Кравцова, 1966).

К образованию гомодромных серий неприменима гипотеза дифференциации родоначальной базальтовой магмы, поскольку несоизмеримо велики по сравнению с нор-

мальными пойкилосфитовыми долеритами объемы позднее внедряющихся дифференцированных интрузий (Кравцова, 1966), отсутствуют субщелочные долериты, также устойчивы пределы колебаний основности (характеристика "b") интрузий. Все это позволяет объяснить их образование гипотезой вертикальной миграции очагов магмообразования как следствие привноса тепла подкоровыми водными флюидами и другими потоками теплоносителей (Кузнецов, 1964).

В развитии мезозойского траппового интрузивного магматизма северо-западной части Сибирской платформы с севера на юг намечается последовательное появление одноименных магматических серий. Вывод о разновременном скользящем развитии магматизма с севера на юг подтверждается как геологическими данными, так и определениями абсолютного возраста пород. Так, в Норильском и Имангдинском районах ранние фазы магматизма развивались в  $P_2-T_1^1$  (Годлевский, 1959; Черепанов, Мурина, 1966), в Курейском районе (южная часть региона) наиболее ранние интрузивные серии (Джантульская, Второпорожная) появились позже  $T_1$ . Изменение тектонического режима в пределах Тунгусской синеклизы привело к активизации внутренних субширотных глубинных разломов и резкому изменению характера магматизма, его гомодромной эволюции. Определение абсолютного возраста пород (К-Аг метод, лаборатории Н.И.Полевой и Л.В.Фирсова) из дифференцированных интрузий разноименных серий также свидетельствует о более раннем появлении интрузивных образований на севере (220 млн. лет) по сравнению с более южными (190 млн. лет).

Таким образом, формирование интрузивных траппов на северо-западе Сибирской платформы — длительный многофазный и многостадийный процесс, проявляющийся в различных участках этого региона в разное время. В ранние фазы магматизма наблюдается неоднократная повторяемость становления антидромных интрузивных серий, сходных в общих чертах, но различающихся по вариациям химизма, главным образом по содержанию полевошпатовой извести магнезиальности и щелочных алюмосиликатов, в поздние — гомодромных интрузивных серий. По направлению с севера на юг наблюдается постепенное уменьшение степени дифференциации антидромных интрузивных серий наряду с уменьшением содержания анортитовой извести и увеличение — щелочных алюмосиликатов (фиг.1). В этом же направлении падают никеленосность дифференцированных интрузий и масштабы генетически связанного сульфидного оруденения.

Таким образом, наблюдается смена петрогенетических серий от слабощелочных к известково-щелочным и щелочно-известковым (Виленский, 1967) как во времени, так и в пространстве.

Наметившиеся структурные планы в размещении разноименных по направленности интрузивных серий в пределах северо-запада Сибирской платформы, несущих различную металлогеническую нагрузку, позволяют с большим основанием производить их возрастное расчленение, устанавливать надежные критерии прогнозирования полезных ископаемых, а также дают материал для металлогенического районирования. Участки развития интрузивных серий антидромной направленности представляют интерес для поисков связанных с ними медно-никелевых месторождений, в то время как серии гомодромной направленности контролируют железорудные магнетитовые рудопроявления.

## Литература

- Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1967.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.
- Давыдов В.Ф. Трапповый магматизм Сибирской платформы с точки зрения палеомагнетизма. — В сб. "Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири", вып. 3. Изд-во "Недра", 1964.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Кадик А.А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магмы в гомогенном состоянии. — В сб. "Химия земной коры", т.1. Изд-во АН СССР, 1963.

- Кравцова Л.И. Закономерности эволюции траппового магматизма Курейского района (северо-запад Сибирской платформы). - В кн. "Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1966.
- Кравцова Л.И., Старицына Г.Н. Петрохимические особенности дифференцированных интрузий трапповой формации северо-западной части Сибирской платформы. - Ученые записки НИИГА, серия геол., 1966, № 7.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Госгеолиздат, 1964.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Трапповые интрузивные комплексы и фазы магматизма западной части Сибирской платформы. - В сб. "Материалы по геологии Красноярского края". Госгеолтехиздат, 1960.
- Павленко А.С. Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород. - В сб. "Химия земной коры", т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Урванцев Н.Н. Енисейское рудное поле. - Труды НИИГА, 1959, т.102, вып. 10.
- Черепанов В.А., Мурина Г.А. Об абсолютном возрасте сибирских траппов и ассоциирующего с ним оруденения. Северо-западная часть Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 6.
- Carboniferous Permian igneous rocks. - Bull. volcanol., 1937, ser. 11, v. 1.

Ю.С.Краковский, А.Т.Стулов, Л.И.Шахотько

## КРАТКАЯ ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ВОПРОСА О РАСЧЛЕНЕНИИ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О системе интрузивных комплексов в понимании геологов ВСЕГЕИ

Разработанный М.Л.Лурье, В.Л.Масайтисом и Л.А.Полуниной (1958, 1960, 1962) принцип подразделения верхнепермских и нижнетриасовых трапповых интрузий запада и центра Сибирской платформы на ряд разновозрастных комплексов, обладающих специфическими чертами геологической, петрографической и металлогенической индивидуальности, внес существенный вклад в проблему расчленения весьма однообразной по составу массы траппов. Вместе с тем существующая и несколько модифицированная в последних работах тех же авторов система интрузивных комплексов подвергается серьезной критике (см., например, Виленский, 1967; Ревердатто, 1968) и почти не используется в практике геологосъемочных работ.

Можно попытаться наметить и в кратком виде оценить наиболее существенные, на наш взгляд, недостатки характеризуемого способа подразделения трапповых интрузий, препятствующие их широкому практическому использованию.

1. Созданная М.Л.Лурье и другими геологами система комплексов отличается дробностью и явно недостаточной дискретностью, из-за чего возникают частые перекрытия понятий, а конкретные интрузии нередко либо сразу отвечают нескольким комплексам, либо занимают некое промежуточное, как бы внекомплексное, положение. Так обстоит дело с интрузиями, совмещающими петрографический и петрохимический характер представителей Кузьмовского комплекса с наличием сульфидного оруденения, не присущего, по данным М.Л.Лурье и других геологов (1962), петротипам этого комплекса.

2. Некоторые комплексы охарактеризованы слишком малым количеством химических анализов (два-четыре анализа, иногда даже один анализ) с совершенно неясной степенью представительности. Отсутствуют данные о средневзвешенном составе интрузий.

3. Отсутствует элемент статистической проверки критериев, которые позволили бы определить "комплексное" лицо тех или иных частных интрузий.

4. При всей видимой полноте имеющийся набор комплексов не исчерпывает реального многообразия рассматриваемой части платформы. В частности, этот набор не включает выделяемые геологами ВАГТ и широко распространенные в бассейне Нижней Тунгуски многократные интрузии и слабо дифференцированные интрузии гиперстеновых долеритов.

5. Проводившаяся нами в 1964-1967 гг. ревизия петротипов ряда интрузивных комплексов не позволила согласиться с выделением на Нижней Тунгуске и некоторых ее крупных притоках интрузий таких комплексов, как Тымерский, Ангарский, Ногинский, Тычанский и Туринский.

Входящие сюда интрузии, по нашему мнению, могут быть с большим основанием отнесены к другим комплексам, отличающимся как будто лучшей индивидуализацией. Представляется, что в бассейнах Нижней и Подкаменной Тунгуски такими более надежными и обособленными в вещественном отношении комплексами следует считать

летинский (или чалбышевский), катангский, амовский, кузьмовский, курейский и агатский. По литературным данным вполне индивидуализированными комплексами следует считать, по-видимому, также ергалакский и норильский (собственные материалы по этим комплексам у нас отсутствуют).

К самостоятельным комплексам можно было бы также отнести и выделяемые нами на обширной территории дифференцированные интрузии многократного внедрения и слабо дифференцированные тела с постоянным присутствием гиперстеновых биотит- и кварцсодержащих долеритов. Такое отнесение тем не менее нами не производится из-за недостаточности данных, характеризующих степень индивидуализации этих типов интрузий, тем более что имеются указания на возможность их перехода в другие типы (комплексы). Подобного рода переходы, как указано, существуют и между комплексами, входящими в систему М.Л.Лурье (Лурье и др., 1962).

6. Далеко не бесспорным кажется то возрастное положение, которое приписывается отдельным комплексам схемой М.Л.Лурье. Наши полевые наблюдения, сопровождаемые ограниченным числом определений возраста интрузий (К-Аг метод, часть из них опубликована; Лебедев, Краковский, 1967), допускают, например, возможность более древнего, чем следует из схемы М.Л.Лурье с соавторами, формирования интрузий кузьмовского комплекса. Заслуживает также пристального внимания мнение В.В.Ревердатто (1968) о возможности неоднократного становления интрузий одного и того же состава, степени расчлененности и пр.

7. Следует во многом согласиться с общетеоретической критикой концепции трапповых комплексов М.Л.Лурье и других авторов, приведенной в обобщающей работе А.М.Виленского (1967). Невозможно, в частности, игнорировать то отмеченное этим исследователем обстоятельство, что интрузии с повышенной щелочностью (Na) всегда одновременно будут иметь высокую железистость. Сомнительно также предпологаемое М.Л.Лурье существование взаимно независимых пяти (или большего количества) субмагм, не учитывающее различий физико-химической обстановки кристаллизации расплавов.

#### О петрогенетических сериях трапповых интрузий в понимании А.М.Виленского

Наряду со справедливой, с нашей точки зрения, критикой интрузивных комплексов М.Л.Лурье и других в работе А.М.Виленского (1967) делается попытка создания собственной классификации трапповых интрузий, лишенной возрастного значения и акцентирующей роль петрохимических признаков. Основой этой классификации служат петрогенетические серии (по авторскому определению, группы интрузий, производных от тех магматических очагов глубинной дифференциации базальтовой магмы, формирование которых протекало в одинаковых физико-химических условиях, при определенном интервале концентрации щелочей и кремнезема). Все имеющееся многообразие интрузий укладывается в семь таких серий, как будто достаточно индивидуализированных по значениям использованных петрохимических коэффициентов. Расчет принадлежности траппов к той или иной серии прост и легко доступен.

Вместе с тем возникают самые серьезные возражения, касающиеся самого приведенного выше определения петрогенетической серии как сообщества интрузий, связанного единством происхождения. Даваемое А.М.Виленским изложение обширного фактического материала по различным сериям убеждает читателя в том, что они представляют собой нечто совершенно иное: в достаточной мере формальные и неприложимые к практическим задачам петрохимические группировки, причем не интрузий, как считает А.М.Виленский, а частных пород.

В самом деле, трудно говорить об употреблении серий для расчленения интрузий, если породы одной и той же недифференцированной (несомненно, генетически единой) интрузии относятся по различным значениям используемых А.М.Виленским петрохимических характеристик к разным петрогенетическим сериям, причем число этих серий достигает 5 или 6 (для интрузий амовского комплекса в понимании М.Л.Лурье и др.).

С другой стороны, А.М.Виленский, пользуясь той же формальной близостью характеристик пересчета, помещает в одну и ту же серию интрузий заведомо гетерогенные по совокупности признаков, включая геологические условия формирования, направленность дифференциации, металлогеническую специализацию и т.д.

Этот дефект предложенного способа классификации становится заметным при расчленении принадлежности к той или иной серии расслоенных в пределах камеры интрузий. Здесь отсутствие учета объемных соотношений пород при недостаточной иногда представительности химических анализов приводит зачастую к произвольным решениям относительно сериальной принадлежности дифференцированных тел (например, интрузия Норильск-I вместе с резко иным по составу Маргудольским силлом отнесена к слабощелочной серии).

#### О возможностях возрастного расчленения интрузивных траптов

Выделение таких крупных возрастных групп интрузий, как фазы в понимании М.Л.Лурье (Лурье и др., 1962), может базироваться в настоящее время лишь на таких прямых критериях, как соотношения интрузий с теми или иными стратифицированными толщами, соотношения интрузий между собой (пересечения) и, наконец, на данных изотопной геохронологии.

Возможность использования всех перечисленных критериев в конкретных разбираемых условиях весьма ограничена, в связи с чем возрастает роль признаков косвенного порядка, основанных на сопоставлениях тел по общим особенностям их внутреннего строения и вещественного состава.

Первый из названных прямых критериев (соотношения с осадочными и вулканическими образованиями) может быть использован главным образом в части лавовой толщи Тунгусской синеклизы, где более или менее определенно можно говорить о наличии долавовых, синхронных лавам в целом и послелавовых интрузивных траптов.

Взаимные пересечения интрузий в пределах обширной рассматриваемой территории исключительно редки; поэтому суждения о последовательности формирования целых типов или комплексов интрузий, создаваемые по таким единичным пересечениям, всегда в той или иной мере условны и невозможны без широких экстраполяций. По материалам наблюдавшихся нами в 1964-1967 гг. пересечений предполагается ранний, отвечающий второй фазе схемы М.Л.Лурье (1962) возраст многократных даек и интрузий чалбышевского (летнинского?) комплекса, поздний (IV фаза) возраст интрузий кузьмовского комплекса и еще более позднее (V фаза) время становления маломощных даек агатского комплекса.

Изотопное датирование траптов Сибири (в настоящее время только немногочисленные цифры определения возраста К-Аг методом по валовым пробам пород) на своем современном методологическом уровне вряд ли может решить трудную задачу внутреннего разделения во времени процессов траптового магматизма, которые по всем данным осуществлялись весьма быстро. Более реалистическая постановка задачи требует хотя бы четкого установления времени начала и конца траптообразования на западе платформы, поскольку и на этот счет имеются достаточно разноречивые суждения (Гоньшакова, 1962; Наумов, 1966; Наумов и др., 1966). По видимому, следует учитывать также возможность массового и незакономерного удвигания возраста основных пород из-за присутствия переменных количеств избыточного (окклюдированного) аргона магматического очага (Карпинская и др., 1965; Лебедев и Краковский, 1967).

По совокупности геологических наблюдений нами предполагается следующая последовательность интрузивных проявлений в Притунгусской части Сибирской платформы.

Долавовый этап магматизма - многократные интрузии (по Л.И.Шахотько и Ю.С.Краковскому) и интрузии со слабыми признаками дифференциации в камере застывания, сопоставимые с телами чалбышевского (летнинского?) комплекса М.Л.Лурье (1962).

Лавовый этап - многочисленные внедрения недифференцированных и слабо дифференцированных интрузий катангского комплекса.

Первый послелавовый этап — формирование железистых интрузий кузьмовского комплекса и, возможно, более магнезиальных траплов курейского комплекса.

Второй послелавовый этап — недифференцированные интрузии агатского комплекса и слабо дифференцированные интрузии гиперстеновых долеритов.

Следует оговорить полное отсутствие достоверных данных о времени внедрения аортитовых долеритов амовского комплекса, а также явно недостаточную надежность возрастной привязки интрузий кузьмовского и синхронного с ним (Лурье и др., 1962) курейского комплекса.

Нетрудно заметить, что наши представления о порядке становления трапловых интрузий близки к известной схеме М.Л. Лурье, отличаясь от нее во второстепенных деталях. Вместе с тем подразделение однообразной массы интрузий на четко индивидуализированные в вещественном отношении комплексы невозможно без установления геологически надежной и статистически выдержанной суммарной характеристики, касающейся всех известных интрузивных ассоциаций. Отсутствие подобной характеристики, а также невыработанность четких граничных параметров, отделяющих один комплекс от другого, не позволяют нам в настоящее время использовать систему комплексов при картировании интрузивных траплов и заставляют ограничиться отнесением их к более грубым подразделениям, отвечающим фазам в понимании М.Л. Лурье (Лурье и др., 1962).

### Литература

- Виленский А.М. Петрология интрузивных траплов севера Сибирской платформы. Изд-во "Наука", 1967.
- Гоньшакова В.И. Трапловая формация юго-восточной части Сибирской платформы. — В сб. "Петрография Восточной Сибири". Изд-во АН СССР, 1962.
- Карпинская Т.Б., Шанин Л.Л., Борисевич И.В. Искусственное внедрение аргона в слюду, оливин и пироксен. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.
- Лебедев А.П., Краковский Ю.С. Изотопный возраст траплов Тунгусской синеклизы и некоторые вопросы петрологии базитов в связи с их абсолютной геохронологией. — В сб. "Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород". Изд-во "Наука", 1967.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Магматические формации и комплексы Сибирской платформы и их минералогения. — В сб. "Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири". Изд-во АН СССР, 1958.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Трапловые интрузивные комплексы и фазы магматизма западной части Сибирской платформы. — В сб. "Материалы по геологии Красноярского края". Госгеолтехиздат, 1960.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В сб. "Петрография Восточной Сибири". Изд-во АН СССР, 1962.
- Наумов В.А. О посленижнеюрском трапловом магматизме в бассейне верхнего течения р. Нижней Тунгуски. — Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка, 1966, № 10.
- Наумов В.А., Пермьяков С.А., Тарасевич С.И. Новые данные об абсолютном возрасте траплов юго-восточной части Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 5.
- Ревердатто В.В. О проблеме трапловых комплексов в связи с возрастом траплов Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1968, № 4.

В.В.Наседкин, Ю.С.Геншафт

## ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ПЛАВЛЕНИЮ ГОРНЫХ ПОРОД УЛЬТРАОСНОВНОГО И ОСНОВНОГО СОСТАВОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Современный этап в развитии наших знаний о происхождении магм и изверженных горных пород можно рассматривать в известной степени как ревизию многих устаревших положений петрогенеза под влиянием бурно развивающихся экспериментальных работ. Совершенствование аппаратуры высоких давлений, вызванное исследованиями в области синтеза таких сверхтвердых соединений, как искусственный алмаз и борозон, привело к расширению диапазона давлений в эксперименте от 5–10 до 5–20 кбар. В результате произошел качественный скачок в развитии экспериментальной минералогии и петрографии. При этом несколько уменьшилась точность эксперимента: не все параметры известны или строго контролируются. Однако значение получаемой информации настолько велико, что результаты опытов необходимо изучать и учитывать при дальнейшем развитии петрогенетических представлений.

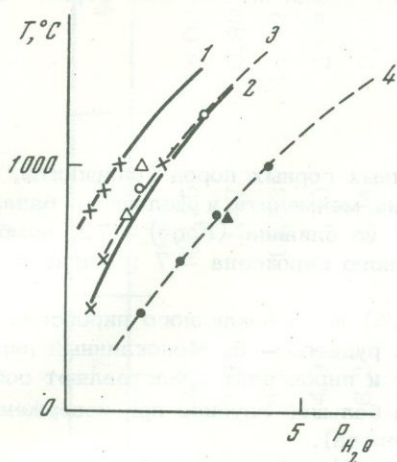
Проблема генезиса базитов впервые в экспериментальной практике четко определена в работе Йодера и Тилли, посвященной переходу базальт–эклогит (Йодер, Тилли, 1965). Несколько позже появились многочисленные исследования Рингвуда и Грина (Green, Ringwood, 1961, 1967). Наши работы по изучению фазовых превращений в горных породах начаты в 1964 г. С различной степенью детальности исследован целый ряд пород от гранита до оливинита. В этой публикации приводятся некоторые результаты этих исследований, относящиеся к генезису основных пород.

### Методика эксперимента

Методика эксперимента детально описана ранее (Геншафт, Наседкин и др., 1967; Рябинин, Петров и др., 1963). Опыты проводились на двух установках разных конструкций в диапазоне давлений от 5 до 25 кбар на поршневой аппаратуре, от 25 и выше — на установке сверхвысокого давления. В первом случае температура в рабочей камере определялась вводимой внутрь образца вольфрамо–рениевой термопарой ВР5–ВР20 с точностью  $\pm 20^\circ$ , во втором — со значительно меньшей точностью  $\pm 100^\circ$  по мощности, подаваемой на нагреватель. Общее давление в поршневой установке определяли манометром ( $\pm 1$  кбар) с учетом трения начинки от стенки цилиндра. На установке сверхвысокого давления погрешность при определении  $P$  могла достигать  $\pm 0,1$  от величины заданной нагрузки. В этих экспериментах подход к равновесию осуществлялся снизу. Вначале задавали давление, затем поднимали температуру и после максимально возможной выдержки производили закалку. Для определения фаз использовали рентгеновский и оптический методы.

### Роль воды в опыте

До недавнего времени существовали и существуют и сейчас представления о том, что реакции минералообразования в нижних участках земной коры и верхней мантии протекают практически без участия воды. В связи с этим подавляющее большинство



Фиг. 1. Линии равных концентраций воды в расплаве в зависимости от температуры и давления

1 - 3% в гранитном расплаве;  
 2 - 3% в базальтовом; 3 - 4% в гранитном; 4 - 4% в базальтовом;  
 треугольником показаны экспериментальные точки, взятые из работы Н.И.Хитарова и А.А.Кадика (1967)

экспериментов проводилось с сухими силикатными системами. Многие построения ведущих петрологов основываются именно на этом предположении (Green, Ringwood, 1966). Мы в самом начале своих работ отказались от опытов с сухими системами. Все эксперименты проводили в присутствии летучей фазы - воды. В противоположность этому в работах других экспериментаторов (главным образом, Грина, Рингвуда, Куширо и др.) важная роль воды в генезисе магм различного состава была показана в самое последнее время.

Грик и Рингвуд изучили некоторые особенности кристаллизации базальта и андезита в условиях высоких давлений водяного пара. Давление воды в опытах не контролировалось, но, по их мнению, было ниже  $P_{нагрузки}$  (Green, Ringwood, 1967). В работе Балтитюда и Грина об образовании нефелиновых магм в ряде экспериментов давление воды также не контролировалось (Bultitude, Green, 1967). То же самое можно сказать об опытах Куширо, в которых исследовалось плавление ксенолитов лерцолита (Kuschiro a.o., 1968). К выводу о возможном присутствии воды (~1%) на больших глубинах пришел И.Д.Рябчиков (1968), исследовавший плавление диоксида при всестороннем давлении до 17 тыс. атм.

Мы проводили эксперименты либо в графитовых, либо в железных ампулах. Графитовая ампула одновременно служит и нагревателем. Определение химического состава образца, извлеченного из графитовой ампулы, показало, что после опыта содержание  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  и других компонентов близко соответствующим количествам в исходном образце. Существенно меняется лишь содержание воды. Вода проникает в образец через графит из футеровочного материала. Количество воды в образце возрастает с возрастанием давления при  $T = const$  и уменьшается при увеличении  $T$ . В изотермических и изобарических условиях количество воды возрастает с увеличением времени выдержки. Несмотря на сложный характер поведения воды в образце во время эксперимента оказалось возможным оценить давление водяного пара путем определения содержания воды на различных этапах опыта и сравнения полученных данных с известными. Используя работу Мак Бирни (Mac Bimey, 1963), в которой обобщены результаты экспериментов по растворимости воды в силикатном расплаве, полученные большинством исследователей, занимающихся этой проблемой, мы построили кривые равных содержаний воды в зависимости от  $P$  и  $T$  для базальтового и гранитного расплавов (фиг. 1). Зная температуру и вес %  $H_2O$  в стекле после опыта, можно оценить влияние водяного пара на процессы, протекающие в камере. В большинстве опытов расплавы были не насыщены по отношению к воде. Эти данные хорошо согласуются с соответствующими оценками Грина и Рингвуда (Green, Ringwood, 1967) для  $P_{H_2O}$  в исходных условиях. Опыты, в которых образцы помещались в железную ампулу, показали, что при близких содержаниях во-

ды получают результаты, сходные с теми, которые наблюдались в образце, не защищенном от среды, передающей давление. Давление кислорода в процессе опыта было достаточно высокое, так как часть железа перешла из закисной формы в окисную.

### Характеристика образцов

Для опытов были выбраны образцы естественных горных пород (оливиниты, пироксениты, меймечиты) и смесей, приготовленных из меймечита и щелочного базальта.

Оливинит (табл. 1). Состоит (в объемн.%) из оливина ( $F_{092}$ ) - 72, ромбического магнезиального пироксена - 18, моноклинного пироксена - 7 и шпинели - 3. Вторичные минералы отсутствуют.

Пироксенит (табл. 1). Состоит (в объемн.%) из моноклинного пироксена - 80%, оливина ( $F_{085}$ ) - 10, ромбического пироксена и рудного - 5. Моноклинный пироксен замещается роговой обманкой (~5%). Оливинит и пироксенит представляют собой ксенолиты, захваченные лавой, по-видимому, на большой глубине при извержении Авачинского вулкана (устное сообщение А.Фарберова).

Меймечит-базальт (табл. 1). Меймечит (М) и базальт (Б) - крайние члены в ряду искусственно приготовленных смесей (объемн. %): 90М10Б; 80М20Б; 60М40Б; 40М60Б и 20М80Б.

Детальное петрографическое описание меймечита и базальта приводилось ранее (Генштафт, Наседкин и др.; 1967, 1968). Ниже приводится краткая характеристика этих пород. Меймечит состоит (объемн.%) из крупных кристаллов оливина ( $F_{080}$ ) - 60-75%; моноклинного пироксена - титаномагнетита и вторичных минералов (хлорит, серпентин). Для щелочного базальта характерна порфировая структура. Вкрапленники представлены оливином и плагиоклазом, основная масса - плагиоклазом, моноклинным пироксеном и магнетитом. Стекло основной массы замещено агрегатом хлорита и цеолитов.

Химические составы смесей приведены в табл. 1. Образцы, в которых отношение меймечит/базальт  $> 1$ , близки к глиноземсодержащим перидотитам, если оно равно  $3/7-1$ , - к нефелинитам и  $< 3/7$  - к базанитам. Таким образом, нами искусственно путем смешения в различных пропорциях меймечита и базальта были получены образцы пород от щелочной - ультраосновной разновидности до базанита.

### Результаты эксперимента

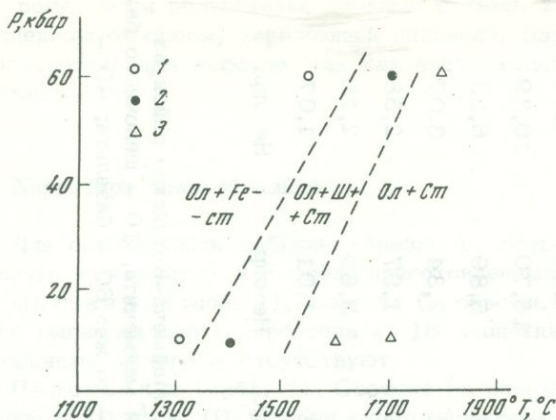
Оливинит, пироксенит. Фазовые превращения в оливините исследовались при давлении 10 и 60 кбар в температурном интервале от 1300 до 1800° (табл.2). Количество воды в образце в процессе опыта достигало 3%. При давлении 10 кбар и температуре 1300° совместно сосуществуют оливин ( $F_{087}$ ) и расплав (по-видимому, с высоким содержанием железа). В температурном интервале от 1350 до 1550° совместно кристаллизуются оливин и шпинель, с которыми также ассоциирует железистый расплав. При температуре выше 1550° количество расплава в образце 30-40%. Кристаллическая фаза представлена оливином ( $F_{095-98}$ ). При давлении 60 кбар порядок кристаллизации минералов остается тот же самый. Однако все фазовые переходы сдвигаются в область более высоких температур на 200-250° (фиг. 2). Показатели преломления стекол и соответствующие расчеты свидетельствуют о том, что составы остаточных расплавов, по-видимому, весьма далеки от породообразующих природных.

При давлении 10 кбар и содержании воды в образце, равном 3-4%, полное плавление пироксенита произошло при 1400°. При понижении температуры кристаллизовался моноклинный пироксен, по составу близкий к диопсиду. Показатель преломления остаточных стекол на различных этапах кристаллизации изменялся мало ( $N = 1,670-1,672$ ), т.е. соответствовал светопреломлению диопсидового стекла.

## Химические составы горных пород и смесей (в вес.%)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	52,3	45,79	36,60	50,38	38,13	39,53	42,37	45,25	48,08
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,04	1,70	0,80	1,62	1,60	1,35	1,17	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,95	0,99	3,50	16,72	4,84	6,17	8,84	11,53	14,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	1,38	4,78	5,09	4,83	4,86	4,94	5,00	5,08
FeO	4,06	6,07	6,51	5,65	6,44	6,36	6,21	6,04	5,88
MnO	0,13	0,13	0,09	0,04	0,08	0,08	0,07	0,06	0,05
MgO	19,97	45,06	35,35	4,03	32,34	29,20	22,96	16,70	10,39
CaO	17,38	0,65	4,55	6,70	4,79	5,00	5,44	5,89	6,33
Na <sub>2</sub> O	0,63	0,08	0,18	3,75	0,54	0,90	1,62	2,34	3,07
K <sub>2</sub> O	0,15	0,04	0,11	3,18	0,42	0,73	1,34	1,97	2,58
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,31	-	5,53	1,83	5,14	4,72	3,92	3,60	2,28
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	-	0,79	1,44	0,82	0,91	0,92	1,01	1,07
CO <sub>2</sub>	0,15	-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,61	-	99,41						

1 - пироксенит, Авачинский вулкан, из коллекции А.Фарберова; 2 - оливинит, то же; 3 - меймечит, Маймеча-Котуйский район, из коллекции В.С.Гладких; 4 - щелочной базальт, Мухор-Тала, Забайкалье; 5 - смесь состава: 90 частей меймечита, 10 - щелочного базальта; 6 - то же: 80 - меймечита, 20 - базальта; 7 - то же: 60 - меймечита, 40 - базальта; 8 - то же: 60 - базальта; 40 - меймечита; 9 - то же: 20 меймечита, 80 - базальта



Фиг. 2. P-T диаграмма кристаллизации оливинита в условиях эксперимента

1 - оливинит + железистое стекло; 2 - оливин + шпинель + стекло 3 - оливин + стекло

Меймечит - базальт. Результаты кристаллизации меймечитового и щелочно-базальтового вещества подробно описаны ранее (Генштафт и др., 1967). Особенности фазовых превращений промежуточных образований исследованы для двух давлений: 25 и 50 кбар (табл. 3).

Таблица 2

Превращение в оливините при высоких давлениях и температурах

P, кбар	T °C	Время, мин.	Фазы
10	1300	40	Ол + железистое стекло
10	1400	7	Ол + Ш + Ст
10	1500	5	Ол + Ст
60	1550	10	Ол + железистое стекло
60	1700	5	Ол + Ш + Ст
60	1800	5	Ол + Ст

Ол - оливин, Ш - шпинель, Ст - стекло.

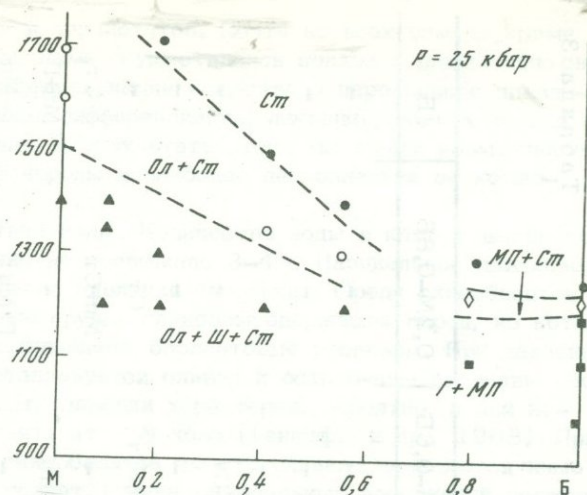
Давление 25 кбар. На диаграмме (фиг.3) отчетливо выделяются два поля кристаллизации. В левое входят составы, по соотношению главных компонентов соответствующие щелочным ультраосновным породам. Кристаллизация происходит в следующей последовательности. Первым кристаллизуется магнезиальный оливин (1300-1700°), затем - оливин и шпинель. Остаточные расплавы по мере выделения оливина обогащаются SiO<sub>2</sub>. По-видимому, при определенных P-T условиях из рассматриваемых расплавов могут генерироваться базальты различной щелочности. Принципиальная возможность подобного процесса была показана нами ранее на примере меймечита (Генштафт и др., 1968). Судя по диаграмме, щелочность остаточной базальтовой жидкости должна возрастать слева направо.

В поле базанита и щелочного базальта первым образуется моноклинный пироксен, затем гранат. В температурном интервале 950-1150° кристаллизуются пироксен и гранат. На примере щелочного базальта нами также было показано, что остаточные расплавы в процессе кристаллизационной дифференциации несколько обогащаются SiO<sub>2</sub>.

Давление 50 кбар. В этом случае также отчетливо выделяются два поля кристаллизации (фиг. 3). В поле, включающем разновидности ультра-основного со-

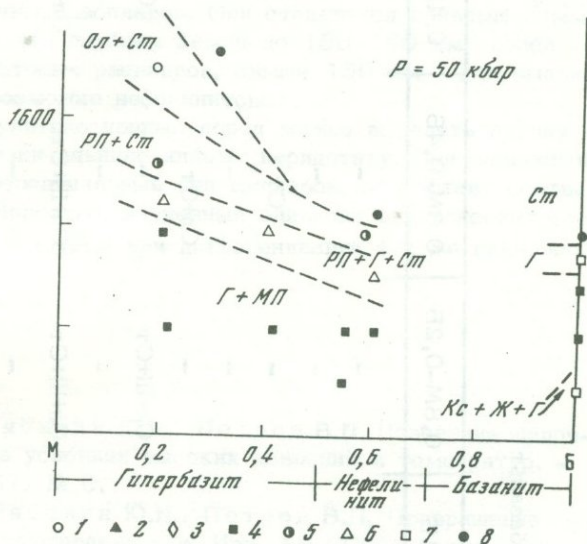
Фиг. 3. Диаграмма состав - свойство для системы меймечит - щелочной базальт; для давления 25 кбар и для давления 50 кбар.

- 1 - оливин + стекло (Ол+Ст);  
 2 - оливин + шпинель + стекло (Ол+Шп+Ст); 3 - моноклинный пироксен + стекло (МП+Ст); 4 - гранат + моноклинный пироксен (Г+МП); 5 - ромбический пироксен + стекло (РП+Ст); 6 - гранат + ромбический пироксен + стекло (Г+РП+Ст); 7 - коэзит + гранат+пироксен (Кс+Г+П); 8 - стекло (Ст)



става, первым кристаллизуется ромбический пироксен<sup>1</sup>, затем к нему присоединяется гранат. Ниже  $1300^\circ$  образуются гранат и моноклиальный пироксен. При высокотемпературной кристаллизации (ромбический пироксен + расплав, ромбический пироксен + гранат+расплав) остаточные жидкости обедняются  $\text{SiO}_2$ . В поле

базальтоидов кристаллизация начинается с образования граната, затем в широком температурном диапазоне образуется ассоциация моноклинный пироксен + гранат. Для температур ниже  $1100^\circ$  характерен парагенезис коэзит + жадеит + гранат.



### Обсуждение результатов

При выборе образцов для эксперимента мы исходили из существующих предположений о том, что на глубине 40-70 км и глубже находятся породы с повышенной плотностью, аналогами которых на поверхности считаются гипербазиты. Многие исследователи пришли к выводу, что вещество мантии представлено гранатовым перидотитом (Ито, Кеннеди и др.) или гранатовым лерцолитом (О'Хара, Куширо и др.). Рингвудом и Грином был предложен пиrolит как гипотетическое вещество мантии. Представления о глиноземсодержащем мантийном перидотите основаны на геофизических наблюдениях, показавших, что магматические очаги под вулканами находятся на глубинах 70 км и более и, таким образом, источником базальтовых магм, а следовательно, и глинозема следует считать вещество мантии. Оливин, дунит и пироксенит рассматриваются названными исследователями как остаточный продукт глубинной дифференциации.

Из предыдущего описания ясно, что мы изучали поведение в условиях эксперимента образцов ультраосновных пород обоих типов: почти безглиноземистых оливини-

<sup>1</sup> Оливин, по-видимому, кристаллизуется при более высоких температурах, которые в этих экспериментах достигнуты не были.

Результаты экспериментов в системе меймечит - базальт

T <sup>o</sup> C	P, кбар	t, мин.	M	0,9M-0,1B	0,8M-0,2B	0,6M-0,4B	0,4M-0,6B	0,2M-0,8B	B
1700	25	5	Ол+Ст	-	-	-	-	-	-
1600	25	5	Ол+Ст	-	-	-	-	-	-
1500	25	5	-	-	-	Ст	-	-	-
1400	25	30	Ол+Ш+Ст	Ол+Ш+Ст	-	-	Ст	-	-
1350	25	30	-	То же	-	Ол+Ст	-	-	-
1300	25	10	-	-	Ол+Ш+Ст	-	Ол+Ст	Ст	-
1250	25	30	-	Ол+Ш+Ст	-	-	-	Мп+Ст	Ст
1200	25	30	-	-	Ол+Ш+Ст	Ол+Ш+Ст	Ол+Ш+Ст	-	Мп+Г
1100	25	30	-	-	-	-	-	Г+Мп	Г+Мп
1600	50	15	-	-	Рп+Ст	-	-	-	-
1500	50	5	-	-	Рп+Ст	-	-	-	-
1450	50	5	-	-	Рп+Г	-	Ст	-	-
1400	50	10	-	-	Г+Мп	Рп+Г	-	-	Ст
1350	50	10	-	-	-	-	Рп+Г	-	Г+Ст
1300	50	10	-	-	-	-	-	-	Г+Мп
1200	50	10	-	-	Г+Мп	Г+Мп	Г+Мп	-	Г+Мп
1100	50	10	-	-	-	-	-	-	Кс+Г+Мп

Ол - оливин, Ст - стекло, Ш - шпинель, Рп - ромбический пироксен, Мп - моноклинный пироксен, Г - гранат, Кс - коэсит.

тов и глиноземсодержащих меймечитов и перидотитов. Почти во всех опытах, кроме экспериментов со щелочным базальтом, нами осуществлялся подход к равновесию снизу. Из всех возможных механизмов дифференциации вещества — парциальное плавление или выплавление, кристаллизационная дифференциация, ликвация, зонная плавка — нами был выбран первый — выплавление. В результате этого мы имели возможность изучать характер плавления первичной породы и наиболее легкоплавкие ее компоненты.

Все опыты проводились в присутствии воды. Количество воды в камере высокого давления во время эксперимента обычно не превышало 3–4%. Парциальное давление водяного пара всегда было меньше общего давления нагрузки. Среди гипербазитов оказалось возможным выделить большую группу глиноземсодержащих пород, из которых в присутствии воды могут быть выплавлены базальтовые расплавы. При давлении 25 кбар из вещества этих пород кристаллизуется оливин и остаточные расплавы обогащаются  $\text{SiO}_2$ . Аналогичный ход кристаллизации характерен, вероятно, и для несколько больших давлений. Для меймечита это 38 кбар (Геншафт и др., 1968). При давлении 50 кбар (165 км) в поле гипербазитов вместо оливина появляются иные минералы: энстатит и магнезиальный гранат. Смена минеральных ассоциаций должна существенно изменить состав остаточных расплавов. Они становятся ненасыщенными  $\text{SiO}_2$ . Таким образом, оказывается, что глубины Земли до 150–160 км более благоприятны для выплавления базальтовых расплавов, свыше 150 км — для выплавления сильно ненасыщенных  $\text{SiO}_2$ , возможно нефелинитовых.

Среди изученных разновидностей ультраосновных пород можно выделить группу оливинита. По составу оливиниты близки альпинотипному перидотиту. При плавлении этих пород не удалось получить дифференциальный ряд выплавов, по составу соответствующих природным образованиям. Вероятно, изученный оливинит и пироксенит следует рассматривать как остаточные продукты при дифференциации тех же глиноземсодержащих перидотитов.

#### Литература

- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 6.
- Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Превращение меймечита при высоких давлениях и температурах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", 1965.
- Рябинин Ю.Н., Петров В.П., Марков В.К., Лившиц Л.Д., Делицин И.С. Дальнейшие сведения об условиях образования плотных модификаций кремнезема при высоких давлениях и температурах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Рябчиков И.Д. Плавление диопсида в условиях сверхвысоких давлений водяного пара. — Докл. АН СССР, 1968, т.181, № 1.
- Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. — Геохимия, 1967, № 11.
- Bultitude R., Green D.H. Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite and olivine magmas. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1967, v. 3.
- Green T., Ringwood A. Origin of the calc-alkaline igneous rock suite. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1966, v.1.
- Green T., Ringwood A. Crystallisation of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. — Earth and Planetary Sci. Letters, 1967, v.73.
- Kuschiro I., Syono Y., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high water pressure. — J.Geophys. res., 1968, v.73.
- Mac Birney A.R. Factors governing the nature of submarine volcanism. — Bull. volcanol., 1963, v.26.
- Mac Gregory I.D. Stability Fields of Spinel and garnet peridotites in the synthetic sistem  $\text{MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ . — Carnegy Institute, Year Book, 1965, v.64.

А.П.Кривенко

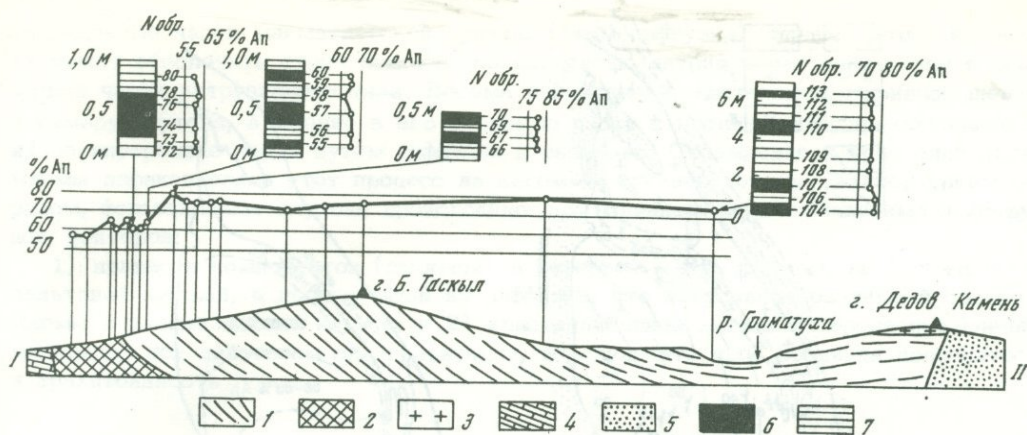
## ГЕНЕЗИС РАССЛОЕННОСТИ И ХАРАКТЕР ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ГАББРО-СИЕНИТОВОМ ПЛУТОНЕ БОЛЬШОЙ ТАСКЫЛ (Кузнецкий Алатау)

Исследование расслоенных, сложно дифференцированных интрузивов показало, что они значительно различаются особенностями своего строения и дифференциации. Это, очевидно, вызвано разными условиями, в которых происходит их формирование. Своеобразный пример строения габбро-сиенитовых массивов и характера расслоенности габброидов представляет собой pluton Большой Таскыл. Он залегает в виде discordantного тела в амфиболитах, сланцах и мраморизованных известняках позднедокембрийского возраста. Южную и Западную периферию его слагают керсутитовые габбро, в северной части развиты сиениты и ферродиориты, связанные с габброидами постепенными переходами. Полосчатые габбро образуют асимметричную чашеобразную структуру с крутым восточным и пологим западным крылом.

Главнейшими породообразующими минералами полосчатых габбро являются основной плагиоклаз, титанистый авгит, оливин, титаномагнетит, ильменит и керсутит. Плагиоклаз, оливин и пироксен обладают примерно одинаковым идиоморфизмом, титаномагнетит и ильменит ксеноморфны по отношению к ним. Керсутит является наиболее поздним, вероятно позднемагматическим, и образует реакционные каемки вокруг оливина, пироксена и рудных минералов. Меланократовые габброиды приближаются по составу к казанскитам, лейкократовые габбро сложены чаще всего плагиоклазом и пироксеном. Оливин в них встречается редко, рудные минералы обычно отсутствуют.

Полосчатость в габброидах обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых разностей. По текстурным признакам выделяются три типа полосчатости: 1) однородные полосы разного состава с четкими, сравнительно резкими границами, 2) полосы, сложенные в нижней части меланократовыми, а в верхней — лейкократовыми породами с постепенными переходами между ними и 3) полосы с лейкократовыми габбро в нижней части, постепенно переходящие кверху в меланократовые. Мощность полос колеблется от первых метров до 1-2 см. Для габброидов характерна планпараллельность, строго совпадающая с полосчатостью. Линейные текстуры не обнаружены.

Состав породообразующих минералов в различных породах расслоенного габбро характеризуется значительным постоянством и на небольших интервалах почти не меняется. На колонках, представляющих собой фрагменты разреза (фиг.1), показаны составы плагиоклазов. Несмотря на то, что породы в разных "слоях" меняются от плагиоклазового перидотита до анортозита, плагиоклаз в смежных слоях сохраняет свой состав. В таблице приведены результаты химического анализа пород, пироксенов и плагиоклазов из двух пар смежных "слоев" меланократовых и лейкократовых пород. Примечательно, что в плагиоклазах из смежных полос не только сохраняется постоянным соотношение анортита и альбита, но и ортоклазового компонента. Составы пироксена из разных пород смежных слоев также очень близки. Представляется вероятным, что расслоенность такого типа возникла в результате простого перераспределения породообразующих минералов на поздних стадиях кристаллизации под действием гравитации.



Фиг. 1. Разрез южной части плутона Большой Таскыл

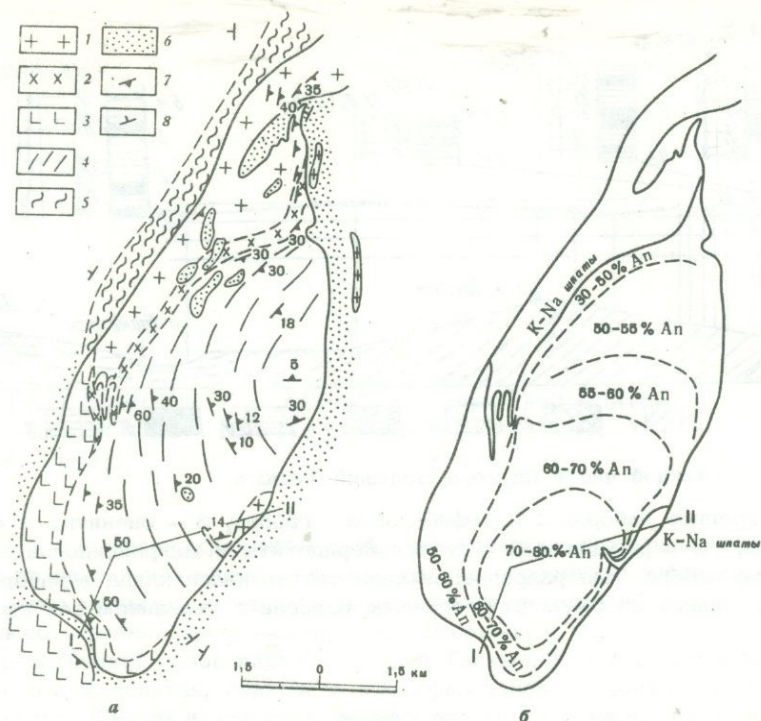
1 - расслоенное габбро; 2 - амфиболовое габбро; 3 - сиениты; 4 - пироксеновые мраморы; 5 - роговики; 6 - габбро-перидотиты и микроклиновое габбро; 7 - лейкократовое габбро. Над разрезом показан состав плагиоклаза в габброидах, вверху в виде колонок изображены фрагменты разреза с указанием состава плагиоклазов

Исследование породообразующих минералов плутона показало, что изменение состава одного из них сопровождается изменением состава других минералов. Так, с плагиоклазом № 60-80 ассоциируют оливины с железистостью 35-40%, пироксены с железистостью 25-35% и содержанием алюминия 0,18-0,21 (А, таблица) на 6 атомов кислорода. В габбро-диоритах с плагиоклазом, содержащим около 50% Ан, железистость оливинов составляет 60-65%, пироксенов 35-40%, глиноземистость пироксенов 0,14-0,16. В породах с андезитом и олигоклазом железистость оливина возрастает до 80-85%, а железистость пироксенов - до 45-55%, глиноземистость же последних понижается до 0,6-0,8 на 6 атомов кислорода. Было выполнено определение состава полевых шпатов в 250 образцах из разных частей плутона. На при-

Составы пород (1) и минералов (2) в числовых характеристиках а, с, b (по А.Н.Заварицкому) двух пар смежных слоев меланократовых и лейкократовых базитов

№ обр.	1			2						
	а	с	b	Пироксены				Плагиоклазы		
				S	Ca	A	T	Ан	Аб	Ор
80	8,4	13,4	17,8	34,6	0,87	0,21	0,03	59,7	38,4	1,9
76	2,5	4,9	46,4	33,5	0,87	0,19	0,04	59,8	38,9	1,3
111	4,1	11,8	27,3	29,2	0,85	0,18	0,03	75,3	24,0	0,7
110	1,9	4,9	47,6	29,9	0,83	0,18	0,03	76,0	23,4	0,6

80,76 - габбро-анортзит и габбро-перидотит из смежных слоев в южной части плутона; 111, 110 - лейкократовые оливиновые габбро и габбро-перидотит из смежных слоев в районе оз. Таскыл (см. разрез, фиг. 1); составы пироксенов даны в кристаллохимических коэффициентах, Са, А, Т, полученных в результате пересчета полных химических анализов на 6 атомов кислорода. Плагиоклазы анализировались на  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и пересчитаны на анортит (Ан), альбит (Аб) и ортоклаз (Ор).



Фиг. 2. Схема геологического строения габбро-сиенитового плутона Большой Таскыл (а) и область распространения полевых шпатов разного состава в пределах плутона (б). Цифрами показано содержание анортита в плагиоклазе

1 - сиениты и плагиосиениты; 2 - диориты; 3 - амфиболовые габбро; 4 - слоенные габбро; линии соответствуют направлению полосчатости; 5 - плагиоклаз-амфиболовые метасоматиты; 6 - ороговикованные сланцы, амфиболиты и известняки; 7 - трахитоидность и полосчатость вмещающих плутонов амфиболитов, сланцев и известняков.

I-II - линия разреза, приведенная на фиг. 1

в видимом разрезе (см. фиг. 1) видно, что составы плагиоклазов, а следовательно, и других минералов, меняются в узких пределах. Показательно, что в нижней части разреза (в "придонной", а вернее - в приконтактной части плутона) плагиоклазы более кислые, чем в центре массива. Отсутствует и приуроченность меланократовых пород к "придонной" части плутона, наоборот, в любой части разреза одинаково часто встречаются как меланократовые, так и лейкократовые разновидности габброидов. Изученный плутон тем самым резко отличается как от дифференцированных трапловых тел, где составы минералов в разрезе меняются в широком интервале, так и от базит-гипербазитовых стратифицированных интрузивов, где в основании разреза залегают ультраосновные породы, а в верхах - габбро и диориты.

Распределение плагиоклазов разного состава по площади массива показано на фиг. 2, б. Отчетливо видно, что изменение состава плагиоклаза происходит вполне закономерно. Наиболее основные плагиоклазы с содержанием анортита 70-80% размещаются в центре южной части плутона и сменяются более кислыми ближе к контактам; это особенно четко заметно в северной половине интрузива. Сравнение полей распространения разных плагиоклазов со структурной картой массива (фиг. 2) показывает, что плагиоклазы меняются по составу как вкрест простирания полосчатости, так и по простиранию. Такой характер распределения минералов разного состава позволяет предполагать, что до начала кристаллизации расплав в магматической камере не был однороден. Более кислый состав плагиоклаза в приконтактных частях плутона, по-видимому, можно было бы объяснить миграцией щелочей в

охлажденные части магматической камеры (термодиффузий) однако, этот механизм не может обеспечить столь высокую концентрацию натрия и особенно калия в северной части интрузивного тела. Весьма вероятным представляется привнос щелочей в камеру плутона, а именно в его северную часть с последующим проникновением их во внутренние части путем диффузии в расплаве. Охлаждение и кристаллизация магмы зафиксировали этот процесс на каком-то промежуточном этапе. Таким образом, формирование плутона происходило под влиянием двух независимо действующих факторов:

1) привноса компонентов (щелочей) в северную часть камеры, выполненную базальтовой магмой, и последующей их диффузии, что обусловило различный состав магмы в разных частях камеры и 2) кристаллизацией магмы и перераспределением минералов под действием сил гравитации, в результате чего возникла полосчатость и трахитоидность пород.

Н.П.Старков, В.Г.Фоминых, А.М.Зильберман

## ДИАБАЗОВЫЕ И ГАББРО-ДИАБАЗОВЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Магматизм западного склона Урала характеризуется рядом особенностей, присущих типичным миогеосинклинальным областям. К одной из них относится преобладающее развитие диабазовых и габбро-диабазовых (базитовых) формаций, породы которых распространены как во времени, так и в пространстве от Башкирского до Полярного Урала. В структурном отношении тела этих формаций приурочены к зоне Центрально-Уральского поднятия и полосе распространения передовых складок Урала. Они прорывают древние толщи от рифея до нижнего девона включительно. Образование базитовых формаций происходило в рифейско-кембрийский (зеленокаменные породы, метадиабазы Северного и Среднего Урала) и ордовикско-верхнепалеозойский (габбро-диабазы Южного, Среднего, Северного и Приполярного Урала) тектоно-магматические циклы.

Формы геологического залегания пород диабазовых и габбро-диабазовых формаций представлены дайками (сложными дайками), жилами, штоками, силлами (много-ярусными силлами) различной протяженности — от сотен метров до 10 км и мощности от единиц метров до сотен метров. Апофизы даек достигают мощности от нескольких сантиметров до 10–15. Для даек характерно неравномерное, очаговое распределение с образованием серий субмеридиального, реже субширотного простирания, приуроченных к тектонически ослабленным зонам. Изредка наблюдаются одиночные дайки как субмеридиального, так и широтного простирания. Тела габбро-диабазов обладают зональным строением, отражающим гипабиссальные условия их формирования. Зональность выражается в наличии по периферии тел зон закладки (1 см — 2 м), сложенных микрозернистыми диабазами, которые сменяются зонами мелко- и среднезернистых диабазов и габбро-диабазов. Центральные зоны представлены среднезернистыми и крупнозернистыми до пегматоидных разностей породами в зависимости от мощности тел. Контакты даек обычно прямолинейны, реже имеют сложный характер. В их экзоконтактах наблюдается ороговикование вмещающих пород, а также проходят зоны милонитизации и смятия.

Минералого-петрографическая характеристика пород базитовых формаций находится в зависимости от их геолого-структурного и территориального положения. Для пород первой группы (рифейско-кембрийский цикл) в целом характерна большая степень метаморфизма и бластические структуры с полной или частичной утратой первичных минералов (Северный и Средний Урал). Наряду с зеленокаменноперерожденными породами в этой возрастной группе выделяются сохранившиеся пироксен-плагиоклазовые разности с офитовой и пойкилоофитовой структурами (Башкирский Урал).

Для габбро-диабазов второй возрастной группы (ордовикско-верхнепалеозойский цикл) свойственна лучшая сохранность первичных минералов и исходных структур. В этом отношении они сходны с более сохранившимися разностями пород первой группы. Вещественный состав обеих групп близок и относительно устойчив, однако имеются отклонения от нормальных диабазов до слабощелочных (эссексит-диабазов), кислых (конга-диабазов) и более основных, пикрит-долеритовых разностей (таблица). Эти отклонения, с одной стороны, — результат дифференциации толеитовой магмы на глубине или в камере кристаллизации, с другой, если следовать Т.С.Йодеру и К.Э.Тилли (1962), — результат более высокого давления в случае образования щелочной магмы по сравнению с толеитовой при расплавлении одного и того же вещества субстрата.

Химический состав доордовикских и послеордовикских диабазов  
и габбро-диабазов западного склона Урала (в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	49,40	47,42	48,79	53,18	49,28	48,50	46,55	51,07
TiO <sub>2</sub>	0,97	2,28	1,26	0,41	1,22	1,66	0,47	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,89	14,81	15,02	15,90	14,19	14,61	11,80	15,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,35	4,35	3,43	4,29	4,41	3,05	2,16	3,41
FeO	8,26	8,06	9,12	6,32	8,21	10,03	7,49	7,28
MnO	0,10	0,19	0,09	0,11	0,10	0,12	0,05	0,28
MgO	7,80	6,44	6,36	4,62	6,47	6,02	16,02	7,60
CaO	9,02	6,92	10,26	10,02	10,59	10,21	13,00	10,30
Na <sub>2</sub> O	1,82	3,80	2,23	3,13	1,96	2,10	1,01	3,01
K <sub>2</sub> O	1,20	0,86	0,41	0,48	0,67	0,35	0,08	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	0,14	0,14	0,05	0,10	0,15	0,10	Не опр.
П.п.п.	3,29	4,72	2,57	1,95	2,47	3,03	0,90	0,95
Сумма	99,10	100,29	99,70	100,46	99,67	99,83	99,63	100,35

1 - метадиабаз, Южн. Урал; среднее из 7; 2 - эссексит-диабаз; Средн.Урал, среднее из 8; 3 - габбро-диабаз, Средн. Урал, средний из 24; 4 - измененный конга-диабаз, Сев. Урал, р.Унья; 5 - габбро-диабаз, долерит, Средн. Урал, среднее из 23 анализов; 6 - габбро-диабаз, долерит, среднее из 10 анализов; 7 - пикритовый долерит, Сев. Урал, хр. Кваркуш; 8 - долерит габбро-диабаз; Приполярный Урал (Голдин, Фишман, 1967 г.). Анализы 3, 4, 6, 7, 8 выполнены в химической лаборатории Пермского госуниверситета (ПГУ); 2,5 - в ПГУ и Центральной химической лаборатории Уральского территориального геологического управления (ЦХЛ УТГУ); часть анализов заимствована из работы А.С.Остроумовой, Н.А.Румянцевой (1967) анализы 1 выполнены в ЦХЛ УТГУ.

Габбро-диабазы сложены авгитом, пижонит-авгитом, титан-авгитом, плагиоклазом от андезина до битовнита, оливином (сохранился только в долеритах и пикритовых долеритах Северного Урала), микромегматитом, кварцем, титаномагнетитом (содержание  $TiO_2$  12-16%), ильменитом, магнетитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, апатитом и вторичными минералами - роговой обманкой (обыкновенной и тремолит-актинолитового ряда), минералами группы эпидота, хлоритом, биотитом, альбитом, кварцем, гематитом, сфеном, лейкоксеном, скаполитом, рутилом, гранатом и др.

Средние химические составы габбро-диабазов первой и второй возрастной групп в целом соответствуют толеитовому базальту. Исключения представляют эссекит-диабазы, содержащие 3,8-5,6% щелочей и 1,4-3,0% двуокиси титана (Средний Урал). Соответствующие отклонения имеют конга-диабазы и пикритовые долериты (диабазы) и др.

Для описываемых формаций характерен целый ряд элементов-примесей. Средние содержания их ( $\cdot 10^{-4}\%$ ) для Северного Урала (Старков, 1966) изменяются в следующих пределах: Ni 24 - 232, Co 13 - 30, Mn 360 - 714, Cr 38 - 223, V 235 - 425, Cu 10 - 41, Ba 44 - 160, Sr 38 - 70, Sc 2 - 12, Ga 0,1 - 8, Zr 5 - 85.

Базитовым формациям свойственна определенная металлогеническая специализация. С ними пространственно и генетически связан эффузивный тип высокотитанистых титаномагнетитовых руд (Кусинско-Копанская группа месторождений) верхнепротерозойского возраста и Юбрьшкинское месторождение доордовикского возраста, а также возникшие по ним в процессе метаморфизма сегрегационные ильменит-титаномагнетитовые руды Кусинского, Южно-Кусинского и Чернореченского месторождений. Месторождения титаномагнетита характерны лишь для крупных дифференцированных массивов. Оруденение представлено как вкрапленными, так и сплошными титаномагнетитовыми, ильменит-титаномагнетитовыми и ильменитовыми рудами. Рудные залежи располагаются согласно полосчатости массивов и трахитоидности пород.

Другой металлогенической особенностью формации является сульфидное медно-никелевое оруденение с пирит-пирротин-халькопирит-пентландитовой вкрапленностью. Этот тип оруденения устанавливается в Чуrol-Ишеримской зоне (Северный Урал), отмечается в дайках диабазов г.Саранной (Средний Урал), а также в крупных массивах Кусинско-Копанской группы (Южный Урал).

Габбро-диабазовые формации западного склона Урала имеют тесную генетическую и возрастную связь с трапповым магматизмом Русской платформы (Старков, 1960). Наиболее древняя группа габбро-диабазов Южного Урала (Башкирский антиклинорий) сопоставима с самой молодой группой габбро-диабазов бавлинской серии востока Русской платформы. Абсолютный возраст Кусинской группы массивов 1 - 1,4 млрд.лет Бердяшского - 1,3 млрд.лет., бавлинских габбро-диабазов 1,1 - 1,15 млрд.лет (Гаррис и др. 1967). В целом минералого-петрографические и геохимические особенности пород диабазовых и габбро-диабазовых формаций этих структурно-тектонических зон аналогичны и имеют общие черты с трапповыми формациями Сибири, Декана и других регионов.

## Литература

- Гаррис М.А., Постников Д.В., Попов Ю.Н., Васильев В.Л., Меньшикова Р.Т., Денисенко Е.А. О возрасте габброидов Волго-Уральской области. - В сб. "Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород". Изд-во "Наука", 1967.
- Голдин Б.А., Фишман М.Н. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Л., изд-во "Наука", 1967.
- Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей, Л., изд-во "Недра", 1967.
- Старков Н.П. Корреляция габбро-диабазов востока Русской платформы и западного склона Среднего и Северного Урала. - Изв. Высш. учебн. завед. "Геология и разведка", 1960, № 9.
- Старков Н.П. Магматизм и геохимические особенности пород базальтоидной формации Вишерского Урала. - В сб. "Второе Уральское петрографическое совещание". Тез. докл., т. III Свердловск, 1966.
- Yoder H.S., Tilley C.E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. - J.petro., 1962, v.3, N 3.

Т.В.Дианова, Б.П.Козин, В.А.Коротеев, Т.А.Смирнова

## ПОРФИРИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

Формации базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов с нормальным соотношением калия и натрия, образующегося вслед за натровыми формациями первой половины циклов геосинклинального базальтоидного магматизма, приурочены в эвгеосинклинальной зоне Урала к позднему силуру — раннему девону и началу позднего девона (франский век). Породы этих формаций залегают в Тагильском, Магнитогорском и Восточно-Уральском погружениях.

В Тагильском погружении порфиритовая формация приурочена к первой половине лудлоу и предшествует базальт-трахитовой формации верхнего лудлоу — нижнего девона. Эта формация развита здесь в двух зонах — западной и восточной — в виде полос меридионального простирания шириной 4 — 12 км, разобщенных образованиями упомянутой базальт-трахитовой формации. В целом для порфиритовой формации характерно преобладание пирокластического материала над лавовым, субвулканические образования являются еще более редкими. Вместе с тем, порфиритовая формация, проявленная в западной зоне, отличается от таковой в восточной зоне тем, что средний химический состав порфиритов первой соответствует базальту, а средний состав вулканитов восточной зоны соответствует андезитобазальту. Различными являются и фациальные условия образования, и степень метаморфизма формации в западной и восточной зонах. Широкое распространение вулканогенно-осадочных отложений на первых этапах развития порфиритовой формации западной зоны характерно для вулканических областей с островным характером вулканизма. В восточной зоне преобладают наземно-пирокластические фации. Породы, слагающие западную зону, более дислоцированы и подверглись значительным зеленокаменным изменениям.

В Магнитогорском погружении классической областью распространения формаций рассматриваемого типа является хребет Ирэндик. По последним данным здесь выделяются нижнедевонская и ранне-верхнедевонская формации базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов, разделенные тектоническим несогласием и стратиграфическим перерывом, соответствующим среднему девону. Ранняя формация, преобладающая по площади распространения, сложена туфами и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами базальт-андезитобазальтового и базальтового состава и вулканогенно-осадочными и осадочными породами, представленными туфами, туфопесчаниками, песчаниками, кремнистыми туффитами и незначительным количеством рифогенных известняков. Эта формация заметно затронута зеленокаменным метаморфизмом и соответствует собственно ирэндикской свите.

Более молодая формация представлена базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиритами и их туфами, отличающимися от пород ранней формации меньшим метаморфизмом и повышенным содержанием  $K_2O$ . Она сопоставима по химизму и минералогическому составу с колтубанской порфиритовой формацией центральных частей Магнитогорского погружения (таблица). Вулканические породы этой формации являются большей частью продуктами деятельности наземных вулканов центрального типа.

То, что на отдельных участках ирэндикской зоны встречены маломощные толщи туфов трахитовых порфиритов и субвулканических интрузий лейцитовых порфиритов, уси-

## Средний химический состав порфириновых формаций восточного склона Урала

Компоненты	1		2					3		4		
	а	б	а	б	в	а	б	а	б			
SiO <sub>2</sub>	50,8	55,6	51,6	53,1	51,1	54,1	51,1	49,7	50,0	49,8	54,8	58,1
TiO <sub>2</sub>	0,9	0,7	0,6	0,6	0,7	0,4	0,9	0,8	0,9	0,7	0,8	0,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,0	15,8	15,8	16,0	16,6	13,4	16,4	16,2	18,4	15,9	15,3	17,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	3,7	4,3	3,5	3,4	4,0	4,3	4,3	4,7	3,5	4,4	2,7
FeO	6,8	3,9	6,2	5,7	6,1	6,7	5,2	5,7	5,6	6,0	5,3	4,4
MnO	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
CaO	8,8	6,7	8,2	7,9	6,8	7,2	9,1	9,8	8,2	8,4	4,4	4,5
MgO	5,6	4,3	5,9	5,2	6,4	6,3	6,7	7,0	5,1	7,0	4,6	3,9
Na <sub>2</sub> O	2,9	4,2	3,3	3,1	3,6	3,8	2,7	2,7	3,1	3,2	4,0	3,5
K <sub>2</sub> O	0,8	0,8	0,5	0,6	1,7	0,6	1,2	0,7	1,2	0,9	0,9	1,5
П.п.п.	3,5	3,4	4,1	3,9	2,9	3,2	2,3	3,5	3,7	4,6	4,6	4,1
Сумма	99,4	99,6	100,7	99,7	99,4	99,9	100,0	100,6	101,0	100,1	99,2	100,7
Количество анализов	30	31	23	6	11	4	42	24	9	28	7	6

1а - Тагильское погружение, западная зона; 1б - то же, восточная зона; 2а - Магнитогорское погружение, Ирландская зона; нижняя кордиеритовая формация; 2б - то же, верхняя порфириновая формация; 2в - Магнитогорское погружение, верхняя девонская формация; 3а - Восточно-Уральское погружение, формация S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>, наземная фашия; 3б - то же, подводная фашия; 4 а - Восточно-Уральское погружение, формация D<sub>3</sub>, базальты; 4б - то же, андезито-базальты.

ливает сходство геологической позиции порфировых формаций Магнитогорского и Тагильского погружений.

Верхнедевонская порфировая формация наиболее развита в пределах Магнитогорского погружения от широты г. Миасса на севере, до широты г. Сибая на юге. Это — завершающий, но обособленный этап девонского вулканизма, отделенный от среднедевонского значительным отрезком времени, характеризующимся накоплением толщи песчаников и кремнистых сланцев. В верхнедевонской формации преобладают вулканы базальтового и реже андезито-базальтового состава. В меньшей мере развиты андезито-дацитовые, андезито-трахитовые, а также липаритовые разности. Извержения липаритового состава весьма локальны и происходили одновременно с базальтовыми. В единичных случаях отмечается присутствие порфиритов и туфов, близких к пикритам. Большинство извержений принадлежало центральному типу, при котором наибольшее развитие получили продукты эксплозивной деятельности, чем объясняется быстрая смена мощностей вулканогенных образований. Среди порфиритов базальтового и андезито-базальтового состава наблюдается закономерное неоднократное изменение состава порфировых выделений в зависимости от последовательности извержений. В первых порциях преобладают вкрапленники плагиоклаза, а в последующих происходит увеличение количества и величины вкрапленников моноклинного пироксена. Зеленокаменные изменения пород формации проявлены слабо и неравномерно.

Обстановка, в которой происходили извержения в франском веке, была разнообразна для различных частей Магнитогорского погружения. На востоке преобладали прибрежно-морские и наземно-островные условия, в западной части — морские условия с редкими островными поднятиями.

В Восточно-Уральском погружении, в средней его части или в Алапаевско-Каменском районе, порфировые формации известны на позднесилурийско-раннедевонском и позднедевонском этапах развития геосинклинального базальтоидного магматизма.

Порфировая формация  $S_2-D_1$  имеет преимущественное распространение в западном крыле погружения вдоль границы его с Восточно-Уральским поднятием и представлена двумя разновидностями. В составе одной преобладают туфы, порфириты и лавовые брекчии с крупными вкрапленниками пироксена. Характерным является значительное зеленокаменное изменение пород, главным образом амфиболитизация и хлоритизация, при сохранении первичных порфировых и обломочных структур. Химический состав их базальтовый. По условиям образования это были, предположительно, отложения наземных вулканов центрального типа. В составе другой разновидности порфировой формации  $S_2-D_1$  преобладают мелкообломочные туфы, подчиненным развитием пользуются порфириты с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена или только плагиоклаза, субвулканические дайки и прослой известняков. Химический состав отличается сравнительно более высоким содержанием окиси калия и повышенной глиноземистостью. Судя по наличию прослоев известняков и известковистого цемента в бомбовых туфах условия образования этих вулканогенных отложений были водными.

Среди порфировых формаций  $D_3$  в Алапаевско-Каменском районе преобладает базальтовая, в которой по петрографическим особенностям также выделяются две разновидности. Одна, развитая в центральной части и на северо-западе района, сложена крупнообломочными туфами и эксплозивными брекчиями с подчиненными порфиритами и лавовыми брекчиями, обычно с крупными вкрапленниками пироксена или плагиоклаза. Другая разновидность имеет небольшое распространение в восточном крыле, в южной части района. Она состоит из туфов и пироксен-плагиоклазовых порфиритов с мелкопорфировой структурой. Химический состав обеих разновидностей аналогичен составу наземных вулканитов  $S_2-D_1$ .

В центральной части погружения, менее в восточном крыле, развита порфировая андезито-базальтовая формация, которая условно отнесена по возрасту также к позднему девону. В ней преобладают туфы и порфириты андезито-базальтового и местами андезитового состава. Среди туфов встречаются мелкообломочные, а также лапиллиево-бомбовые с вулканическими бомбами миндалекаменных, слабоизмененных порфиритов с разной структурой и количеством вкрапленников плагиоклаза, пироксена и роговой обманки. Андезитовые порфириты содержат почти неизменный плагиоклаз и моноклинный пироксен во вкрапленниках и в основной массе. Преобладание пирокластических продуктов, отсутствие осадочного материала позволяют предполагать, что и базальтовая и андезито-базальтовая формации позднего девона образовались

в наземных условиях при извержениях вулканов центрального типа с преобладанием взрывной деятельности.

Порфиритовые формации восточного склона Урала отвечают типу эффузивных формаций базальтоидного происхождения, представленных преимущественно туфами и порфиритами базальтового и андезито-базальтового состава, характеризующимися постоянными содержаниями железа и титана, наименьшими среди основных эффузивов вообще и Урала в частности, что было отмечено Д.С.Штейнбергом (1964). Отличительным признаком этих формаций является порфиновый облик слагающих их пород и преобладание пирокластического материала над лавовым.

Порфиритовые формации приурочены к определенной стадии развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали и образуются в период перехода от типично геосинклинального режима зоны к условиям прогрессирующей ее консолидации (Штейнберг, 1964). Они рассматриваются как завершающие силурийско-раннедевонский и средне-позднедевонский этапы вулканизма.

## Литература

Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. Труды Ин-та геологии УФАН СССР, 1964, вып. 72.

Б.П.Золотарев, С.М.Кравченко, С.Ф.Соболев

## О КОРРЕЛЯЦИИ СОДЕРЖАНИЙ КАЛИЯ И УРАНА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Большая Курильская островная дуга представляет собой двойной пояс действующих и потухших вулканов, закономерно сочетающийся с глубоководным желобом и соответствующим ему комплексом отрицательных изостатических аномалий и зоной глубокофокусных землетрясений, наклоненной в сторону континента. Соотношение петрохимических и геохимических особенностей четвертичных базальтоидов Курильских островов с особенностями их строения и, в частности, с глубиной поверхности Моховичича (М), представляет значительный интерес, поскольку Курильская дуга является современной геосинклиналью, расположенной в области перехода от океана к континенту на коре, характеризующейся различной мощностью и типом.

Относительно существования какой бы то ни было корреляции в химизме четвертичных базальтоидов с особенностями строения коры были высказаны прямо противоположные взгляды. Г.С.Горшков отрицал существование связи между химизмом четвертичных базальтоидов и типом земной коры, справедливо указывая, что в пределах одного типа коры перпендикулярно простиранию дуги происходит существенное увеличение щелочности пород (Горшков, 1967). Возрастание щелочности базальтоидов наблюдается в Западной зоне дуги, внутренней по отношению к океану, куда относятся вулканы Алайд, Фусса, Ширинки, Макаруши, скалы Авось, Экарма, Чиринкотан, Броутона. Г.С.Горшковым было высказано предположение о том, что изменение щелочности четвертичных базальтоидов вызвано мантийными процессами. Аналогичная точка зрения сформулирована Э.Н.Эрлихом (Эрлих и др., 1966). Исследования названных авторов по существу развивали концепцию Х.Куно (Куно, 1959), предположившего увеличение щелочности базальтовых магм при переходе от океана к континенту в результате погружения очагов плавления мантии вместе с опусканием фокальной плоскости глубокофокусных землетрясений. Данные Д.Х.Грина и А.Э.Рингвуда (1968) свидетельствуют о необходимости отказа от такой интерпретации. В своей работе У.Диккинсон и Т.Хатертон (Dickinson and Hatherton, 1967) пытаются на основании фрагментарных и недостаточных данных конкретизировать представления Х.Куно.

В то же время Е.К.Мархининым (1967) была отмечена некоторая корреляция между средней величиной  $K_2O/Na_2O$  в четвертичных базальтоидах и мощностью земной коры под Курильскими островами. Г.П.Вергунов и А.Ф.Прялухина (1967) проследили эволюцию базальтового вулканизма начиная с верхнего мела и отметили корреляцию его химизма с различиями в строении центрального, южного и северного отрезков Большой Курильской дуги, сделав при этом оговорку, что если таковая закономерность, как отмечает Г.С.Горшков, не наблюдается, то только для четвертичного вулканизма. Х.Куно (Куно, 1959) установил, что базальтоиды южных островов Курильской дуги относятся к толеитовой серии, а базальтоиды северной части дуги (о.Парамушир) — к высокоглиноземистой серии. В работе Б.П.Золотарева и С.Ф.Соболева (1969) было получено подтверждение этого вывода Х.Куно и было установлено, что толеитовые базальтоиды развиты на участках дуги, характеризующихся субвулканическим и субконтинентальным типом коры, а высокогли-

ноземистые и слабощелочные серии (с нормативным нефелином) развиты на участках с континентальной корой (о.Парамушир, п-ов Камчатка). Различия между этими сериями заключаются главным образом в существенном увеличении количества калия, в меньшей степени натрия в базальтоидах Парамушира и Камчатки. С.М.Кравченко (1969) предположил, что появление высокоглиноземистых базальтоидов связано с инфильтрацией калиевых "сквозьмагматических" растворов в толетовые расплавы в областях с повышенной мощностью земной коры (континентальная кора о-ва Парамушир).

Для анализа существования и характера корреляции измерения химизма четвертичных базальтоидов с глубиной поверхности М и мощностью консолидированной коры нами использованы все опубликованные в литературе анализы (Эрлих и др., 1966), а также около 50 оригинальных силикатных анализов и определения содержаний урана, выполненных методом осколкордиографии (Берзина и др., 1969). Химические анализы были сгруппированы с учетом геофизических данных о строении коры под Курильскими островами (табл. 1). В результате геофизических исследований, про-

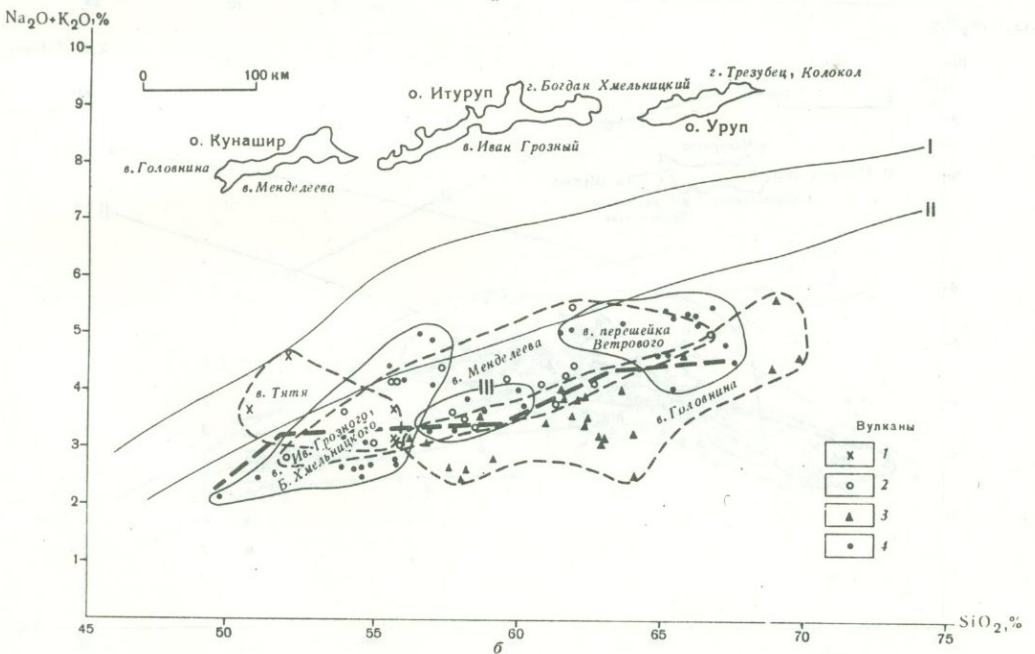
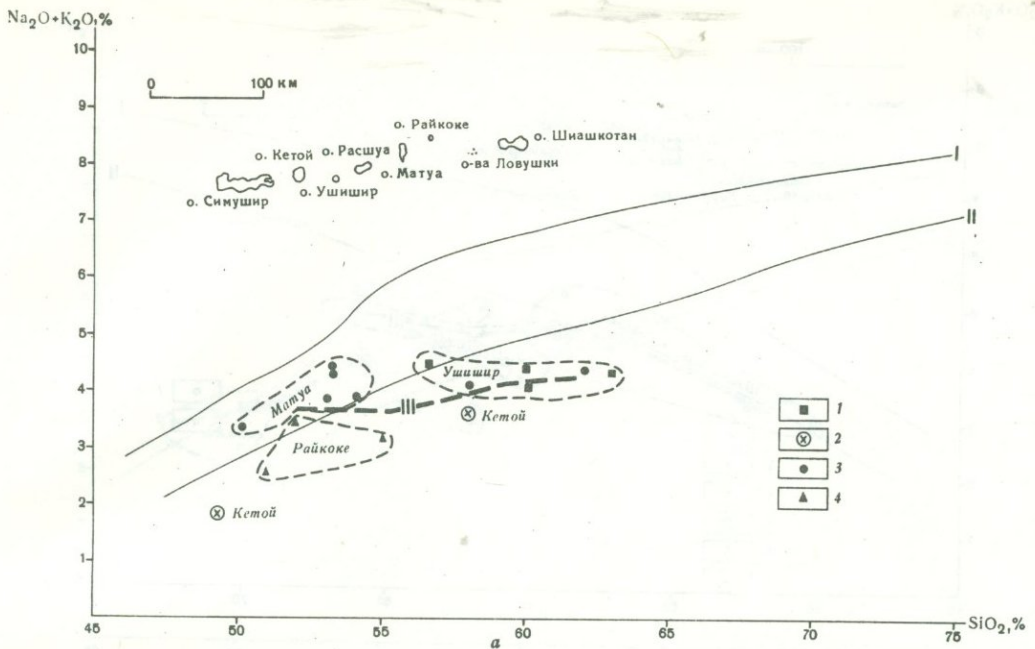
Таблица 1

Группировка химических анализов пород в зависимости от глубины поверхности М и мощности консолидированной коры на Курильских островах и Камчатке (по И.П.Косьминской и др.)

Группа	Тип коры	Глубина положения поверхности М, км	Мощность консолидированной коры, км	Районы
I	Субокеаническая	12-15	5-10	Острова Матуа, Расшуа, Ушишир, Кетой
II	Субконтинентальная "А"	15-20	10-15	Острова <u>Симушир</u> , Уруп, Итуруп, Кунашир
III	Субконтинентальная "Б"	20-25	15-20	Острова Харимкотан, Шиашкотан
IV	Континентальная тонкая	25-30	20-25	Острова <u>Шумшу</u> , Парамушир, <u>Онекотан</u>
V	Западная зона, кора обоих типов	12-25	5-20	Острова Атласова, Анциферова, Маканруши, Авось, Экарма, Чирикотан, Райкоке, Броутона, Фусса
	Континентальная мощная	30-35	25-30	Восточно-Камчатская активная зона

Примечание. Подчеркнутые острова расположены на границе зон, и анализы их пород из подсчетов исключены.

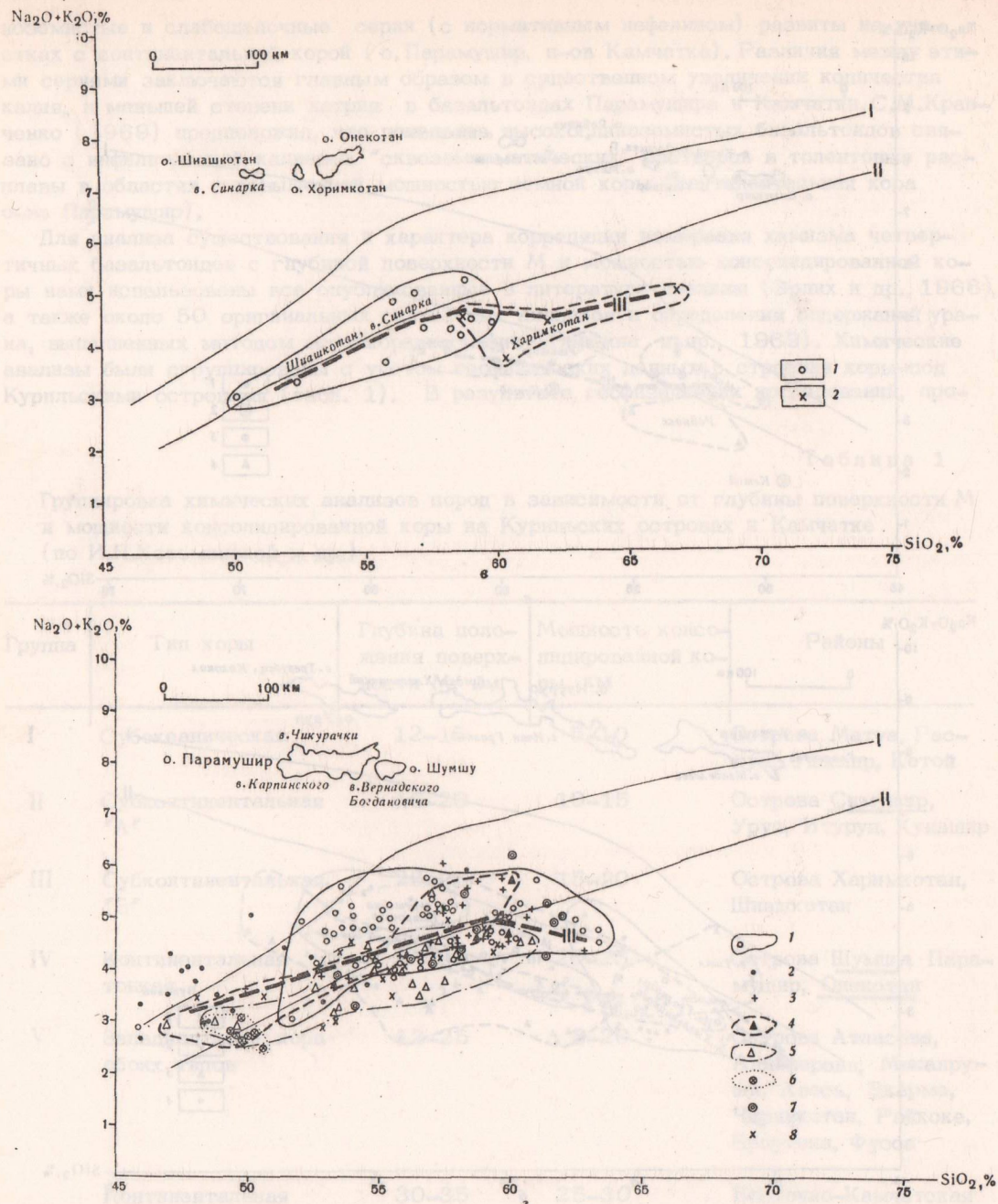
веденных в последнее время, установлено, что Курильская островная дуга характеризуется развитием промежуточных типов коры от субвулканической до континентальной. Центральная часть дуги расположена на осадочно-базальтовой коре субокеанического типа, южная часть на субконтинентальной коре, для которой характерно развитие смешанного "гранит-базальтового" слоя и отсутствие четкого раздела Конрада; северная часть лежит на континентальной коре.



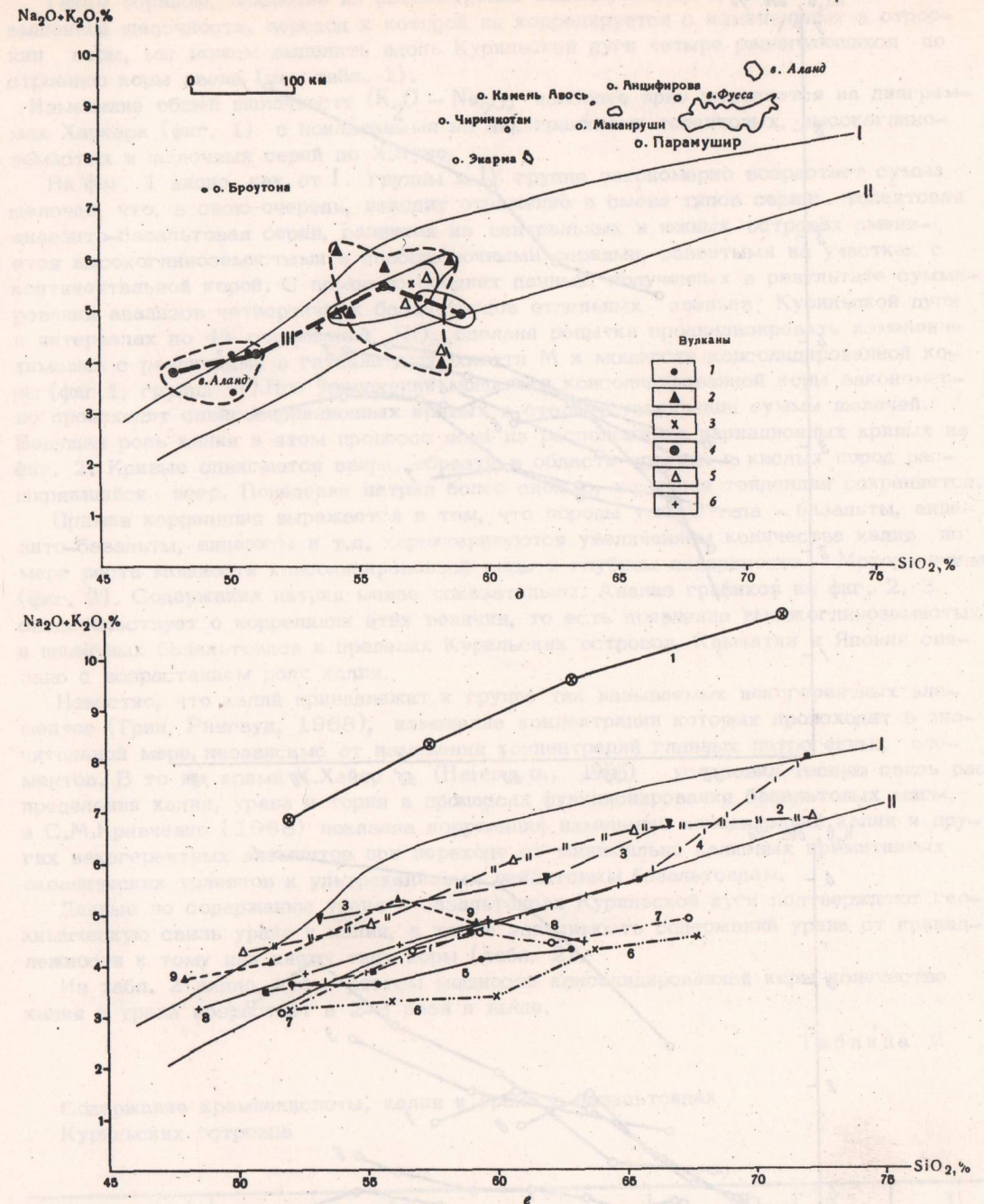
Фиг. 1. Диаграмма Харкера ( $K_2O + Na_2O - SiO_2$ ) для выделенных групп пород Курильской дуги и сопредельных районов

I - на всех фигурах (а - д) граница щелочных и глиноземистых базальтов, по Куно; II - граница глиноземистых и толеитовых базальтов; III - общее направление изменения химизма пород

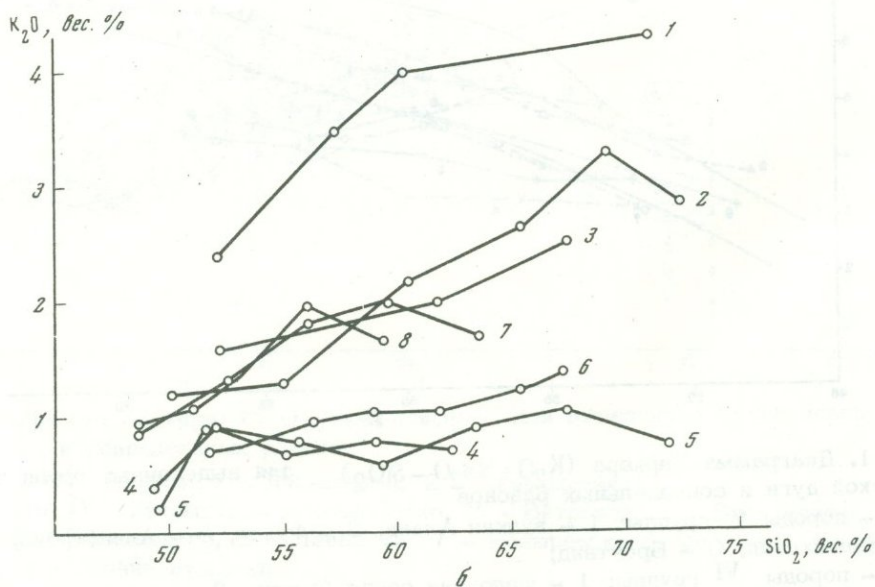
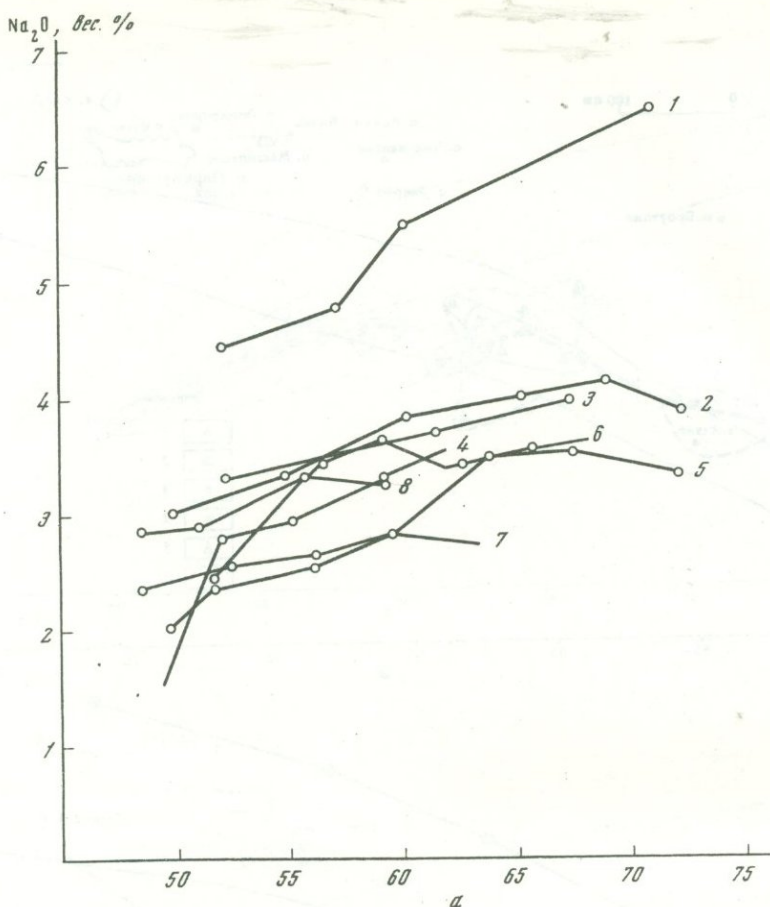
а - породы I группы: 1 - вулкан Ушишир, 2 - Кетой, 3 - Матуа, 4 - Райкоке;  
 б - породы II группы: 1 - вулкан Тятя, 2 - Менделеева, 3 - Головнина, 4 - о-вов Итуруп и Уруп;



Фиг. 1. Диаграмма Харкера ( $K_2O + Na_2O - SiO_2$ ) для выделенных групп пород Курильской дуги и сопредельных районов  
 в - породы III группы: 1 - Шиащкотан, 2 - Харимкотан;  
 г - породы IV группы: 1 - вулкан Эбеко, 2 - Ветровой, 3 - Богдановича, 4 - Владавца, 5 - Вернадского, 6 - Левашова, 7 - Козыревского, Ферсмана, Билибина, Криничина; 8 - прочие вулканы;



Фиг. 1. Диаграмма Харкера ( $K_2O + Na_2O - SiO_2$ ) для выделенных групп пород Курильской дуги и сопредельных районов  
 д - породы V группы: 1 - вулкан Алайд, 2 - Фусса, 3 - Анциферова, 4 - Экарма, 5 - Чиринкотан, 6 - Брутонд;  
 е - породы VI группы: 1 - щелочная серия Японии; 2 - срединный хребет Камчатки; 3 - центральная зона Рюкю; 4 - восточная активная зона Камчатки; 5 - породы I группы (табл. 1); 6 - породы II группы; 7 - породы III группы; 8 - породы IV группы; 9 - породы V группы.



Фиг. 2. Распределение  $\text{Na}_2\text{O}$  (а) и  $\text{K}_2\text{O}$  (б) в породах выделенных групп (по средним данным в интервале, равном 4%  $\text{SiO}_2$ )

1 - щелочная серия Японии; 2 - срединный хребет Камчатки; 3 - внутренняя зона Рюкю; 4 - породы I группы (см. табл. 1); 5 - породы II группы; 6 - породы II группы; 7 - породы IV группы; 8 - породы V группы

Таким образом, исключив из рассмотрения Западную зону вулканов с лавами повышенной щелочности, переход к которой не коррелируется с изменениями в строении коры, мы можем выделить вдоль Курильской дуги четыре различающихся по строению коры звена (см. табл. 1).

Изменение общей щелочности ( $K_2O - Na_2O$ ) наиболее ярко выявляется на диаграммах Харкера (фиг. 1) с показанными на них границами толеитовых, высокоглиноземистых и щелочных серий по Х.Куно.

На фиг. 1 видно, как от I группы к IV группе закономерно возрастает сумма щелочей, что, в свою очередь, находит отражение в смене типов серий: толеитовая андезито-базальтовая серия, развитая на центральных и южных островах сменяется высокоглиноземистыми и слабощелочными сериями, развитыми на участках с континентальной корой. С помощью средних данных, полученных в результате суммирования анализов четвертичных базальтоидов отдельных звеньев Курильской дуги в интервалах по 4% содержания  $SiO_2$ , сделана попытка проанализировать изменение химизма с различиями в глубине поверхности М и мощности консолидированной коры (фиг. 1, группа V). При увеличении мощности консолидированной коры закономерно происходит сдвиг вариационных кривых в сторону увеличения суммы щелочей. Ведущая роль калия в этом процессе ясна из расположения вариационных кривых на фиг. 2. Кривые сдвигаются вверх, образуя в области средних и кислых пород расширяющийся веер. Поведение натрия более сложно, но общая тенденция сохраняется.

Прямая корреляция выражается в том, что породы узкого типа - базальты, андезито-базальты, андезиты и т.д. характеризуются увеличением количества калия по мере роста мощности консолидированной коры и глубины поверхности Мохоровичича (фиг. 3). Содержания натрия менее показательны. Анализ графиков на фиг. 2, 3 свидетельствует о корреляции этих величин, то есть появление высокоглиноземистых и щелочных базальтоидов в пределах Курильских островов, Камчатки и Японии связано с возрастанием роли калия.

Известно, что калий принадлежит к группе так называемых некогерентных элементов (Грин, Рингвуд, 1968), изменение концентрации которых происходит в значительной мере независимо от изменения концентраций главных петрогенных элементов. В то же время К.Хайер (Heier a.o., 1965) установил тесную связь распределения калия, урана и тория в процессах функционирования базальтовых магм, а С.М.Кравченко (1968) показана корреляция изменений концентраций калия и других некогерентных элементов при переходе от минимально калиевых примитивных океанических толеитов к ультракалиевым лейцитовым базальтоидам.

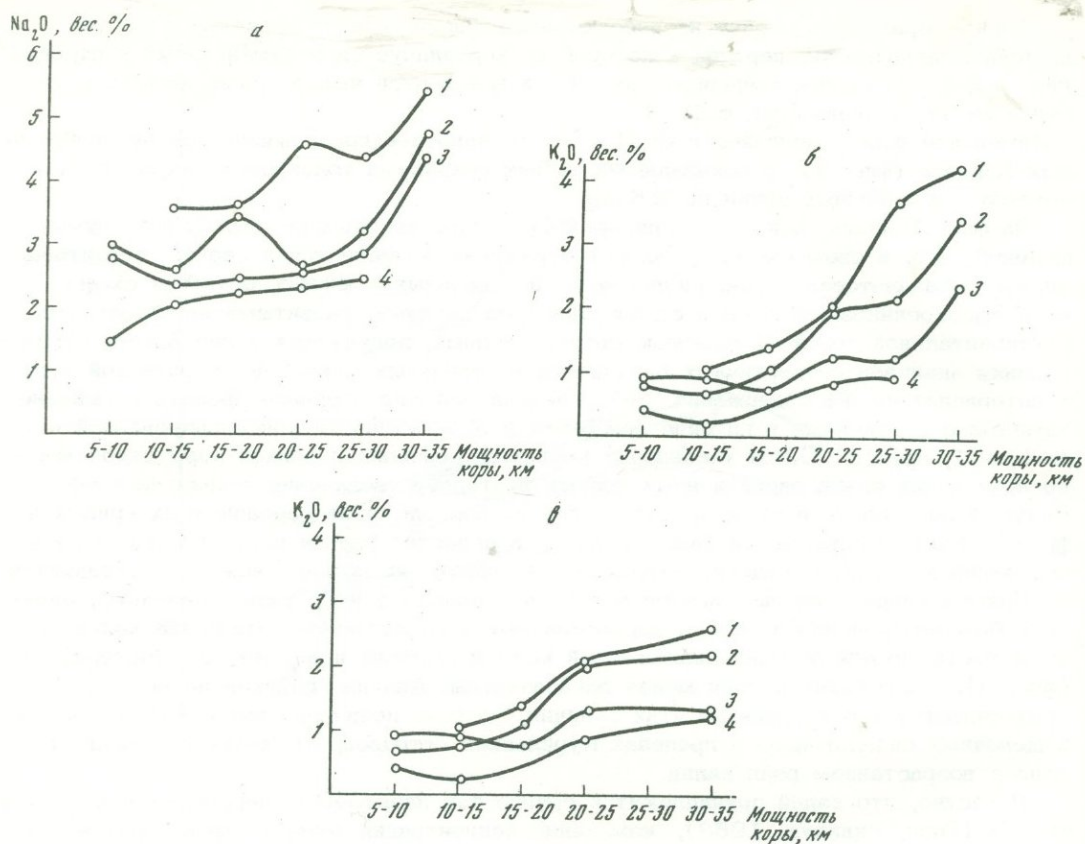
Данные по содержанию урана в базальтоидах Курильской дуги подтверждают геохимическую связь урана и калия, а также зависимость содержания урана от принадлежности к тому или иному типу коры (табл. 2).

Из табл. 2 видно, что с ростом мощности консолидированной коры количество калия и урана возрастает в 2-3 раза и выше.

Таблица 2

Содержание кремнекислоты, калия и урана в базальтоидах Курильских островов

Тип коры	Район	Порода	$SiO_2$ , %	K, %	U, г/т
Субконтинентальная	о.Кунашир	Андезито-базальт	56,55	0,48	0,24
	" "	Андезит	61,31	0,56	0,42
Континентальная	о.Парамушир	Базальт	48,18	1,99	0,58
	" "	" "	48,98	0,74	0,48
	" "	Андезито-базальт	54,84	1,40	0,83
	" "	Андезит	57,85	1,73	1,54
	" "	" "	58,16	1,40	1,64



Фиг. 3. Изменение средних содержаний  $K_2O$  и  $Na_2O$  в изученных породах в зависимости от мощности консолидированной коры

а - 1 - 66-71%  $SiO_2$ ; 2 - 54-58%  $SiO_2$ ; 3 - 50-56%  $SiO_2$ ; 4 - 46-50%  $SiO_2$ ;  
 б - 1 - 66-70%  $SiO_2$ ; 2 - 54-58%  $SiO_2$ ; 3 - 50-54%  $SiO_2$ ; 4 - 46-50%  $SiO_2$ ;  
 в - 1 - 66-70%  $SiO_2$ ; 2 - 58-62%  $SiO_2$ ; 3 - 50-54%  $SiO_2$ ; 4 - 46-50%  $SiO_2$ ;

Глубина (в км) на горизонтальной шкале соответствует типам коры и районам, представленным в табл. 1

#### Основные выводы

1. Существует корреляция содержаний калия в одинаковых по кремнекислотности четвертичных базальтоидах по простиранию Курильской островной дуги с глубиной поверхности Мохоровичича и мощностью консолидированной коры, отражающей наиболее существенные различия в строении центрального, южного и северного звена Курильской дуги.

2. Для четвертичных базальтоидов Курильской дуги устанавливается два типа зональности: поперечная зональность, выявленная Х.Куно и заключающаяся в увеличении щелочности от передовой дуги к Западной зоне, не коррелируется со строением коры. Возможно, это увеличение щелочности связано с глубинной инфильтрацией калия из мантии, происходящей вдоль глубинного разлома, отделяющего Курильский горст от Южно-Охотской глубоководной котловины.

Продольная зональность четко коррелируется с глубиной поверхности Мохоровичича и мощностью консолидированной коры. Присутствие на Камчатке промежуточных коровых очагов дает основание для предположения о заимствовании калия из корового материала. В этом случае корреляция обусловлена возрастанием роли контактно-национальных процессов по мере увеличения мощности консолидированной коры.

## Литература

- Вергунов Г.П., Прялухина А.Ф. Химический состав изверженных пород Курильских островов. - Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 6.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. Изд-во "Наука", 1967.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. В кн. "Петрология верхней мантии". Изд-во "Мир", 1968.
- Косминская И.П., Зверев С.М. и др. Общие черты строения переходной зоны. - В сб. "Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану". Изд-во "Наука", 1964.
- Кравченко С.М. Формации калиевых щелочных базальтоидов как источник информации о составе верхней мантии. - В сб. "Кора и верхняя мантия Земли" (Международ. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол.). Изд-во "Наука", 1968.
- Кравченко С.М. Геохимические особенности кайнозойских базальтоидов островных дуг и континентов. - Труды петрогр. сов. Киев, 1969. В печати.
- Эрлих Э.Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. Изд-во "Наука", 1966.
- Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around Pacific. - Science, 1967, v. 157, N 3790.
- Heier K.S., Compston W., Douglas Y. Mc. Thorium and uranium concentration and the isotopic composition of strontium in the differentiated Tasmania dolerites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1965, v.29.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japsn and surrounding areas. - Bull. volcan.ser. II, 1959, v.XX. Napoli.

М.И.Грудинин, Т.И.Елизарьева

## ГЕОХИМИЯ БАЗИТОВ И УЛЬТРАБАЗИТОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ

В настоящее время имеется литературный материал по изучению внутренних зон земной коры, где, по-видимому, происходит зарождение магматических очагов с последующей их дифференциацией. К сожалению, подобного рода работ по сопоставлению вещественного состава и геохимических особенностей базитов и ультрабазитов отдельных поясов еще очень мало.

Сопоставление характерных особенностей основного и ультраосновного магматизма в пределах отдельных поясов, как указывал А.П.Лебедев (1965, 1966), позволяет приближаться к реальному представлению о составе подкорового субстрата, что в конечном итоге дает возможность судить о металлогении подобных поясов и провинций.

В работе была сделана попытка сопоставить некоторые из базитовых и ультрабазитовых интрузий Прибайкалья и выяснить черты их сходства или различия, основываясь главным образом на рассмотрении распределения в породах элементов группы железа: Ni, Co, Cr, V и Ti. Объектом исследования явились базитовые и ультрабазитовые массивы, развитые в Северном, Восточном и Западном Прибайкалье. В Северном Прибайкалье были изучены Нюрндуканский, Довыренский, Кивелевский и Слюдянский массивы; в Восточном Прибайкалье изучались базиты Кабаньего массива и мелкие тела базитов и ультрабазитов, развитые вокруг него; в Западном Прибайкалье — Озерский массив, представленный главным образом диоритами, габбро и в подчиненном количестве полевошпатовыми пироксенитами; в весьма небольшом количестве встречаются сиениты.

Изученные массивы находятся в пределах Байкальской горной области и пространственно относятся к Байкало-Патомскому краевому прогибу (Салоп, 1967). Петрографическая характеристика большинства из этих массивов дана в более ранних работах (Грудинин, 1965, 1966).

Содержания NiO, CoO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> определялись в породах количественным спектральным методом. Больше всего анализировались габброиды как наиболее распространенные породы настоящих интрузивов. Из табл. 1 видно, что наиболее высокими содержаниями никеля, кобальта и хрома и наиболее низкими — титана и ванадия характеризуются габброиды Довыренского, Слюдянского, Кивелевского и Нюрндуканского массивов. Аналогичные породы Озерского и Кабаньего массивов, наоборот, характеризуются более низкими содержаниями никеля, кобальта и хрома, но зато высокими — титана и ванадия.

По петрохимическим особенностям породы габбро-перидотитовых интрузий (Нюрндуканский, Довыренский, Слюдянский и Кивелевский массивы) отличаются от пород Озерского и Кабаньего массивов. Для решения вопроса об окончательном разделении этих массивов были проведены статистические исследования вида функции распределения содержаний определяемых элементов во всех указанных массивах. Проведенная проверка гипотез согласованности распределения содержаний элементов группы железа с логарифмически нормальным и нормальным законами (по асимметрии и эксцессу, Родионов, 1964) показала, что в массивах Нюрндуканском, Довыренском, Кивелевском и Слюдянском для логарифмов содержаний всех пяти элементов

Средние содержания NiO, CoO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в габбро исследованных массивов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
NiO	0,032	0,030	0,028	0,037	0,010	0,018
CoO	0,0058	0,0067	0,0053	0,0076	0,0050	0,0055
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,192	0,067	0,078	0,020	0,036	0,024
TiO <sub>2</sub>	0,39		0,132	0,37	1,42	1,68
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,023		0,012	0,0075	0,062	0,055

1 - Довыренский массив, 14 анализов; 2 - Нюрундуканский, 15 анализов; 3 - Кивелевский, 14 анализов; 4 - Слодянский, 12 анализов; 5 - Озерский, 17 анализов; 6 - Кабаний, 13 анализов.

полученные отношения  $|\bar{y}_1/\sigma\bar{y}_1|$  и  $|\bar{y}_2/\sigma\bar{y}_2|$  меньше 3 ( $\bar{y}_1$  - оценка асимметрии,  $\bar{y}_2$  - оценка эксцесса,  $\sigma\bar{y}_1$  и  $\sigma\bar{y}_2$  - их стандартные отклонения). Следовательно, гипотезу логнормального распределения элементов указанной группы в породах габбро-перидотитовых интрузий Северного Прибайкалья следует считать подтвердившейся.

В качестве примера в табл. 2 приведены результаты проверки гипотезы логнормального распределения содержаний NiO и CoO для четырех указанных массивов.

Для массивов Кабаньего и Озерского подтвердилась гипотеза нормального распределения данной группы элементов. В табл. 3 приведены результаты проверки гипотез логнормального (I) и нормального (II) распределений содержаний NiO и CoO для пород Озерского и Кабаньего массивов.

По-видимому, в дифференцированных интрузиях (Нюрундуканский, Довыренский, Кивелевский) отдельные элементы группы железа находятся в каком-либо одном

Таблица 2

Результаты проверки гипотезы логнормального распределения содержаний NiO и CoO в габброидах

Массив	n*	Компонент	$\bar{y}_1$	$\bar{y}_2$	$ \bar{y}_1/\sigma\bar{y}_1 $	$ \bar{y}_2/\sigma\bar{y}_2 $
Кивелевский	14	NiO	0,106	-1,476	0,163	1,127
		CoO	-0,185	-1,400	0,285	1,069
Слодянский	12	NiO	-1,440	1,429	2,057	1,013
		CoO	-1,669	2,247	2,384	1,594
Нюрундуканский	14	NiO	-0,880	-0,325	1,354	0,248
		CoO	-1,337	-0,318	2,057	0,243
Довыренский	14	NiO	0,104	-1,893	0,160	1,445

\* n - количество анализов.

Результаты проверки гипотез логнормального и нормального распределений содержаний NiO и CoO в габбро Кабаньего и Озерского массивов

Массив	n*	Элемент	$\bar{y}_1$	$\bar{y}_2$	$ \bar{y}_1/\sigma\bar{y}_1 $	$ \bar{y}_2/\sigma\bar{y}_2 $
Кабаний	13	NiO	0,454	-0,982	0,678	0,727
		CoO	-2,346	5,412	3,501	4,009
Озерский	17	NiO	-2,029	4,676	3,439	3,963
		CoO	-0,511	-0,529	0,866	0,448
Кабаний	13	NiO	1,154	0,095	1,722	0,070
		CoO	0,428	-0,330	0,639	0,244
Озерский	17	NiO	0,175	-0,057	0,297	0,048
		CoO	0,120	-0,733	0,203	0,621

\* n - количество анализов

магнезиальном силикате (моноклинном или ромбическом пироксене, амфиболе), а в слабо дифференцированных массивах (Кабаний и Озерский) элемент входит сразу в несколько силикатов.

Различия содержаний никеля, кобальта, хрома, титана и ванадия в габброидах различных массивов нашли свое отражение и в характере коррелятивных связей между отдельными элементами.

Вычисленные оценки коэффициентов корреляции показали, что габбро из габбро-периотитовых массивов имеют четко выраженную положительную коррелятивную связь никеля с кобальтом (табл. 4). Вычисленные значения коэффициента корреляции  $r$  (Налимов, 1960) превышают минимально допустимые значения, взятые из таблиц при пятипроцентном уровне значимости и степенях свободы  $f = n - 2$ .

Таблица 4

Значение коэффициентов корреляции для габбро исследованных массивов

Коррелируемые компоненты	1	2	3	4	5	6
NiO-CoO	<u>0,92</u>	<u>0,89</u>	<u>0,91</u>	<u>0,78</u>	<u>-0,07</u>	<u>0,15</u>
	0,59	0,53	0,53	0,51	0,48	0,55
TiO <sub>2</sub> -V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0,92</u>	<u>0,98</u>	<u>0,71</u>		<u>0,26</u>	<u>0,96</u>
	0,59	0,53	0,67		0,48	0,55
NiO-Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0,20</u>	<u>-0,02</u>	<u>-0,15</u>	<u>0,56</u>	<u>0,59</u>	<u>0,30</u>
	0,59	0,53	0,53	0,51	0,48	0,55
CoO-Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0,10</u>	<u>-0,04</u>	<u>-0,10</u>	<u>0,39</u>	<u>0,28</u>	<u>-0,35</u>
	0,59	0,53	0,53	0,51	0,48	0,55

1 - Слюдянский; 2 - Кивелевский; 3 - Довыренский; 4 - Ньюрундуканский; 5 - Озерский; 6 - Кабаный.

В породах Кабаньего и Озерского массивов такая связь отсутствует. Положительная коррелятивная связь титана с ванадием отмечается для всех массивов, кроме Озерского. Никель с хромом положительно коррелируются только в габбро Озерского массива, а кобальт с хромом какой-либо коррелятивной связи не имеет.

Кроме того, отмечается положительная коррелятивная связь никеля с магнием в перидотитах и дунитах Нюрундуканского массива (коэффициент корреляции равен 0,87 при табличном 0,81), тогда как в тех же породах Довыренского массива такой связи не наблюдается.

Эти особенности поведения никеля объясняются изоморфным замещением магния никелем в оливинах из дунитов Нюрундуканского массива. В оливинах из дунитов Довыренского массива такое замещение происходит не полностью, так как часть никеля остается для образования сульфидов.

На основании геолого-структурных особенностей, вещественного состава и поведения элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V и Ti) базиты и ультрабазиты Прибайкалья, по нашему мнению, можно разделить на две самостоятельные формации:

а) габбро-перидотитовую, б) щелочно-габброидную.

Возможно, что глубинный магматический очаг для образования пород этих двух формаций был один, но пути дальнейшей эволюции магматического расплава проходили по-разному.

Поведение элементов группы железа в базитах и ультрабазитах Прибайкалья, а также другие особенности, дают основание для выделения в этом районе самостоятельных формаций, для которых характерна не только геохимическая, но и металлогеническая специализация. С габбро-перидотитовыми интрузиями связана сульфидно-никелевая минерализация, а с габбро-диоритовой интрузией Озерского и габброидной Кабаньего массивов — повышенные содержания титана и фосфора.

#### Литература

- Грудинин М.И. Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов. — В кн. "Петрография Восточной Сибири", т. 3. Изд-во "Наука", 1965.
- Грудинин М.И. Габбро-перидотитовый комплекс Прибайкалья и связанная с ним сульфидная минерализация. В сб. "Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья". вып. II. Чита, 1966.
- Лебедев А.П. Глубинные оболочки Земли и проблемы петрографии базитов и ультрабазитов. — Геохимия, 1965, т. 8.
- Лебедев А.П. Вопросы петрологии базитов и ультрабазитов в связи с проблемой верхней мантии. — В кн. "Геохимия, минералогия, петрография". Изд-во "Наука", 1966.
- Налимов В.В. Применение математической статистики при анализе вещества. Физматгиз, 1960.
- Радионов Д.А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд-во "Наука", 1964.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области, т. II. Изд-во "Недра", 1967.

Н.А.Савченко

## ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ОСНОВНЫХ ПОРОД ПРИПЯТСКОГО ВАЛА И ЗАПАДНОГО СКЛОНА УКРАИНСКОГО ШИТА

В связи с обсуждением проблемы петрологии и металлоносности базитов территории СССР представляет определенный интерес история магматизма и вулканических явлений в пределах юго-западной и западной частей Русской платформы, в частности на территории Припятского вала и западного склона Украинского щита.

В литературе последних лет трапповая формация указанного региона уже неоднократно освещалась.

В данном сообщении приводятся факты, которые являются новыми; на основании этих фактов можно сделать некоторые выводы, но они требуют также и своего дальнейшего изучения и исследования.

Как известно, трапповая формация Волыно-Подольской геохимической провинции (в ее состав входят Припятский вал, западный склон Украинского щита и Подольская тектоническая зона Приднестровья) относится к венду (верхний рифей) в стратиграфической колонке подстилаемой песчаниками полесской серии нижнего рифея и перекрываемой терригенной толщей валдайской серии. Время формирования трапповой формации укладывается во временной интервал от 500 до 650 млн. лет (табл. 1). Правда, на участке Горохов, который находится в области перехода южного борта Припятского вала к северному борту Львовско-Волинского прогиба, отмечены траппы с абсолютным возрастом 800 млн. лет, что указывает, по-видимому, на сингенетичность этих траппов с вмещающими осадочными образованиями полесской серии нижнего рифея.

В связи с тем, что наряду с траппами на территории западного склона Украинского щита встречены также основные породы, залегающие в кристаллическом фундаменте, которые как внешним обликом, так и химизмом довольно близки, ставится вопрос об общности магматического очага и даже их одновозрастности (Ткачук, 1948), т.е. допускается предположение, что основные породы эффузивной (базальты) и субвулканической (габбро-диабазы) фаций трапповой формации генетически связаны с основными породами кристаллического фундамента, то есть габбро-диабазы являются глубинными формами траппов.

Однако и тектоно-исторический, и петрологический подход к изучению данной проблемы противоречат такому выводу.

В связи с вопросом возраста и генезиса образований трапповой формации Припятского вала и западного склона Украинского щита можно подчеркнуть следующее.

1. Формирование основных пород трапповой формации относится к временному интервалу 500 - 650 млн. лет, т.е. верхнему рифею. Возможно, в отдельных случаях, как это отмечено на участке Горохов, излияние или внедрение траппов началось уже в нижнем рифее.

2. Траппы Волыно-Подольской геохимической провинции изливались по трещинам глубоких разломов и имели, по-видимому, самостоятельные магматические очаги.

3. В силу этого они не могут генетически быть связанными с основными породами (габброидами) участка Дубровица на западном склоне Украинского щита и не являются корнями траппов уже хотя бы по той причине, что между формированием первой и второй формаций лежит продолжительный перерыв, отмечаемый мощной ко-

Результаты определения абсолютного возраста горных пород Припятского вала и западного склона Украинского щита

Структурное положение образца	Наименование породы и ее местонахождение	Наименование определяемого образца	K <sup>40</sup> , %	Ar <sup>40</sup> · 10 <sup>-7</sup> , г/г	Возраст, млн. лет
Средний структурный этаж	Габбро-диабаз, прорывает песчаники полесской серии; скв. 2-г, глубина 186,0 м; участок Островцы	Габбро-диабаз	0,76	0,373	580
		То же	1,30	0,708	660
	Песчаники полесской серии рифея, скв. 2-г, глубина 200,0 м; участок Островцы	Фракция с удельным весом >12,77 (слюда и др.)	2,30	1,317	700
		Фракция с удельным весом <2,61 (полевой шпат и др.)	5,32	3,222	720
Нижний структурный этаж	Гранит пегматоидный розовый, прорывает гнейсы биотит-роговообманковые; скв. 25, глубина 197,7 м; участок Ратно	Гранит	6,27	5,980	1050
		Гнейс биотит-роговообманковый темно-серый; скв. 25, глубина 205,0 м; участок Ратно	Биотит	7,89	9,121

рой выветривания и тектоническим несогласием в кровле образований нижнего структурного этажа.

Последнее положение доказывается присутствием на Дубровицком участке (скв.38, 14) основных пород, представленных габброидами, которые залегают в фундаменте, сложенном породами осницкого комплекса. В разрезах Рафаловского участка (скв.162) основные породы также представлены габброидами, но, в отличие от первого участка, они прорваны розовыми пегматоидными гранитами, причем габброиды испытывают интенсивные контактные изменения.

Абсолютный возраст габброидов и пегматоидных гранитов отмеченных участков пока еще не определен. Однако имеются данные (Савченко и др., 1967) для идентичных розовых пегматоидных гранитов из Ратновского блока, где они прорывают биотит-роговообманковые гнейсы фундамента (скв. 25). Для более четкого представления о разрезе этого участка необходимо отметить, что выше последних здесь залегают песчаники рифея, а еще выше траппы венда. По данным калий-аргонового

Результаты химических анализов основных пород Припятского вала и северо-западной части Украинского щита

Компоненты	160	253-а	709-в	64	48
SiO <sub>2</sub>	50,08	44,24	48,16	46,33	46,46
TiO <sub>2</sub>	1,43	2,08	1,13	0,82	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,66	16,65	16,49	17,35	14,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,17	8,93	1,61	2,96	6,13
FeO	10,47	4,88	10,41	8,97	10,45
MnO	0,20	0,18	0,33	0,19	0,13
MgO	6,06	5,50	6,60	9,17	6,69
CaO	9,29	9,24	10,60	11,04	10,47
Na <sub>2</sub> O	2,40	2,88	2,45	1,64	2,34
K <sub>2</sub> O	0,60	1,37	0,64	0,34	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,90	0,07	0,27	He опр.
SO <sub>3</sub>	0,09	0,03	0,40	0,10	0,68
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	He опр.	He опр.	0,11	0,01	1,27
П.п.п.	То же	То же	He опр.	0,10	0,26
CO <sub>2</sub>	1,78	1,92	1,27	-	-
	He опр.	0,14	He обн.	0,38	-
Сумма	100,54	100,21	100,32	100,67	100,26

## Коэффициенты по А.Н.Заварицкому

a	3,2	4,9	3,2	4,7	6,6
c	3,5	3,8	4,2	5,3	6,7
b	31,4	30,5	33,8	33,3	33,3
s	61,9	60,8	58,8	56,7	53,4
a'	-	-	-	-	-
f'	38,7	33,6	34,3	37,2	47,2
m'	34,5	36,1	35,3	50,6	34,5
c'	26,8	30,3	30,4	12,2	18,3
n	86,8	75,8	86,8	89,7	86,3
ψ	44,1	33,7	2,1	-	-
Q	13,9	8,0	7,0	8,6	13,1
t	2,1	2,6	1,7	-	-
a/c	0,9	1,3	0,7	-	-

Обр. 160 - долерито-базальт свежий. Карьер Берестовец (УГУ, аналитик В.Г.Жебрукова); 253-а - габбро-диабаз, скв. 2, гл. 53, 2 м, Гута Степанская (ИГН АН УССР, аналитик В.Н.Ерохина); 709-в - габбро темно-серое крупнозернистое, скв. 38, гл. 64, 4 м, Дубровица (ИГН АН УССР, аналитик В.Н.Ерохина); 64 - габбро-диабаз, северо-западная часть Укр. кристаллического щита, с. Мочуляновка (по Ткачуку, 1948); 48 - габбро среднезернистое, северо-западная часть щита, Рокитно (по Ткачуку, 1948).

метода, абсолютный возраст гнейсов нижнего структурного этажа участка Ратно 1200 млн. лет, а прорывающие их граниты имеют возраст 1050 млн. лет. Вполне очевидно, что основные породы (габброиды) участка Рафаловка, пересекаемые розовыми пегматоидными гранитами, должны иметь абсолютный возраст больше 1200 млн. лет.

Из этого следует, что по генезису траппы рифея не имеют ничего общего с габброидами фундамента и не являются корнями первых.

Такой вывод подкрепляется и петрохимической характеристикой этих разновозрастных групп пород (табл. 2). В химическом отношении габброиды участка Дуброви-

ца и траппы участков Берестовец - Островцы характеризуются сходством коэффициента  $b$  (33,8, 31,4, 30,5 соответственно); однако отличаются остальными значениями коэффициентов: для долерито-базальтов Берестовца и габброидов Дубровицы величина  $a = 3,2$ , в то время как для габбро-диабазов субвулканической фации Островцов  $a = 4,9$ ; значения коэффициента  $c$  для долерито-базальтов и габбро-диабазов, соответственно, 3,5 и 3,8, в то время как для габброидов участка Дубровица значение  $c$  более высокое и составляет 4,2. Наоборот, значения коэффициента  $s$  для первых двух разновидностей 61,9 и 60,8, а для габброидов несколько ниже 58,8.

Значения коэффициентов  $Q$  и  $a/c$  для долерито-базальтов Берестовца, габбро-диабазов Островцов и габброидов Дубровицы следующие:  $Q = 13,9; 8,0; 7,0$ ;  $a/c = 0,9; 1,3; 0,7$ .

Как видно из этих сопоставлений, резких отличий в значениях коэффициентов по А.Н.Заваришкому для пород трапповой формации и базитов кристаллического фундамента не наблюдается. Однако при тщательном рассмотрении габброиды участка Дубровица обнаруживают более заметное сходство с габброидами северо-западной части Украинского щита (Рокитно, Мочуляновка и др.), для которых характерной является близость значения коэффициентов  $c, b$  и  $s$  ( $c = 4,2; 5,3; 6,7$ ;  $b = 33,8; 33,3; 33,3$ ;  $s = 58,8; 56,7; 53,4$ ). Правда, в значениях коэффициентов  $a$  и  $Q$  наблюдаются несоответствия: для габброидов Дубровицы они равны 3,2 и 7,0, в то время как для габбро-диабазов Мочуляновки и мезолитового габбро Рокитно (залегających в кристаллическом основании щита)  $a$  и  $Q$  равны 4,7; 6,6 и 8,6; 13,1, соответственно.

Следует также отметить, что рассматриваемые базиты различаются характером металлогенической специализации: если с траппами связана самородная и сульфидная медь (частично сульфидный свинец), то с габброидами кристаллического фундамента связаны главным образом титано-магнетит и пирротин.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть следующее:

- 1) основные породы трапповой формации по генезису (а тем более по возрасту) ничего не имеют общего с основными породами кристаллического фундамента;
- 2) породы трапповой формации Припятского вала и западного склона Украинского щита связаны с самостоятельным магматическим очагом, формировавшимся в момент проявления галицийской складчатости в основании Карпат, благодаря которой, по Н.П.Семененко (Семененко и др., 1965), происходили интенсивное дробление, а также связанный с ним вулканизм западной окраины Русской платформы.

## Литература

- Савченко Н.А., Котловская Ф.И., Бартицкий Е.Н. Абсолютный возраст горных пород Припятского вала и прилегающих участков. - В кн. "Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород". Изд-во "Наука", 1967.
- Семененко Н.П., Ткачук Л.Г., Клушин В.И. Галицийская складчатая область рифейд и каледонид и их предгорный прогиб. - В кн. "Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации (Докл. сов. геологов)". Изд-во "Наукова думка", 1965.
- Семененко Н.П., Ткачук Л.Г., Савченко Н.А., Зайдис Б.Б., Котловская Ф.И. Абсолютный возраст горных пород Карпатского региона и Вольно-Подольской плиты и его значение для решения некоторых геологических проблем. - В кн. "Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород". Изд-во "Наука", 1967.
- Ткачук Л.Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву (Ровенська область). Львів, вид-во Львів. геол. т-ва, 1948.
- Ушакова З.Г. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия 1962, т. 80.

И.Ф.Романович

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОТНОШЕНИЯ ГАББРОИДОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ НА СИХОТЭ-АЛИНЕ

Ультраосновные породы Сихотэ-Алиня в последние годы специально изучались сотрудниками Дальневосточного геологического института (С.С.Зимин, С.А.Шека и др.), ВИМСа (И.Ф.Романович, Ю.В.Смирнов, Н.Д.Соболев), Дальневосточного геологического управления (А.П.Баранчиков, М.В.Хромцов и др.), ВСЕГЕИ и Приморского геологического управления. В процессе исследования был получен интересный материал по взаимоотношению базитов с гипербазитами, а также по базитам вообще.

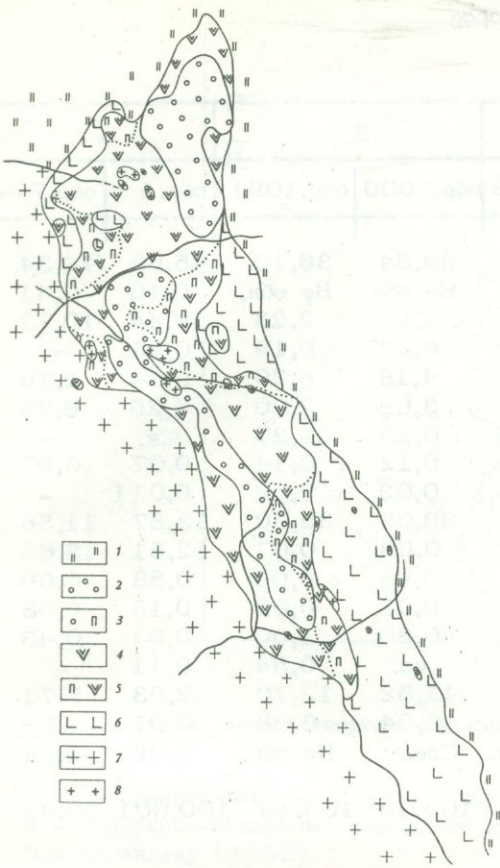
1. В районе Дюкалинского массива габброиды образуют как отдельные самостоятельные тела, так и серию даек, секущих гипербазиты. Дюкалинский массив расположен в 9-17 км к югу от ст. Удоми. Длина выхода гипербазитов около 8,5 км, ширина 0,9-2,0 км. Гипербазиты, кроме магматических пород, - габбро граниты вмещают юрские печано-глинистые отложения хунгарийской свиты (по В.Н.Плиеву). Среди ультраосновных пород Дюкалинского массива можно выделить следующие наиболее распространенные разновидности (фиг. 1): 1) серпентинизированные и несерпентинизированные перидотиты и дуниты, 2) серпентиниты, 3) серпентинизированные перидотиты и дуниты с наложенными плагиоклазом (и апоплагиоклазовыми агрегатами) и клинопироксеном, 4) серпентиниты с апоплагиоклазовыми агрегатами и клинопироксеном (и продуктами его замещения). Достаточно широко развиты ультраосновные породы с прожилками хризотил-асбеста и офита, однако поля развития этих горных пород выделить на карте не представляется возможным из-за незначительных размеров, так же как и спорадически устанавливаемые участки оталькования, карбонатизации и амфиболизации.

Э.П.Изох (Изох и др., 1967) относит гипербазиты Дюкалинского массива и более поздние габбро и граниты к Хунгарийской серии раннего мела (готтерив).

Серпентинизированные и несерпентинизированные перидотиты и дуниты сохранились в массиве в виде двух ядер, тяготеющих, в основном, к центральной его части. В их составе преобладают серпентинизированные гарцбургиты, менее развиты серпентинизированные дуниты, а также слабосерпентинизированные гарцбургиты и дуниты.

Интересно отметить, что ультраосновные породы, в которых развивается плагиоклаз, приурочены к зонам, тяготеющим к контактам с габбро, что отчетливо прослеживается на схематической геологической карте массива. Плагиоклаз является явно вторичным и нередко развивается в виде цепочек зерен, местами переходящих в короткие прожилки. С плагиоклазом или агрегатами минералов, его замещающих (гранатом, хлоритом, пренимом, скаполитом), ассоциируется вторичный моноклинный пироксен.

Результаты анализов некоторых образцов горных пород Дюкалинского массива помещены в таблице. В ультраосновных породах, подвергшихся плагиоклазитизации, количество глинозема составляет 5,4-7,5%, в то время как в исходных слабосерпентинизированных гипербазитах всего 1,7-1,9%  $Al_2O_3$ , а в серпентинитах - около 2,2%. Для сравнения в таблице помещены также анализы габбро; содержание  $Al_2O_3$  в последних - 10,1-19,44%.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Дюкалинского массива. Составил И.Ф.Романович с использованием материалов М.В.Хромцова

1 - песчаники, алеволиты, глинистые сланцы хунгарийской свиты; 2 - серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 3 - серпентинизированные перидотиты и дуниты с наложенными плагиоклазом (и апоплагиоклазовыми агрегатами) и клинопироксеном; 4 - серпентиниты; 5 - серпентиниты с апоплагиоклазовыми агрегатами, плагиоклазом и клинопироксеном (или продуктами его замещения); 6 - габбро; 7 - граниты крупно- и среднезернистые; 8 - граниты мелко- и среднезернистые

Отмеченная уже закономерность в расположении зон гипербазитов с наложенным плагиоклазом позволяет сделать вывод о привносе глинозема из габбро; одновременно привносилось некоторое количество кальция (см. табл.), а также, вероятно, титана, вошедших в состав вторичного моноклинного пироксена. При этом из зоны гипербазитов происходил некоторый вынос магния и, возможно, хрома.

Вероятно, влияние габброидов на метаморфизм гипербазитов, аналогичное рассмотренному на Дюкалинском массиве, имеет место и в других районах и заслуживает внимания. Возможно, что при развитии аналогичного процесса, если по тем или иным причинам (глубинность, температура) он протекает с большой интенсивностью, приконтактная зона гипербазитов может полностью преобразовываться в габбро, как это имеет место на Полярном Урале (Морковкина, 1967) или в Бурятии (Гурулев, Самбуев, 1968). При этом не исключено, что почти "стирается" граница между магматическими и апогипербазитовыми габбро. Это и может ввести в заблуждение исследователей, наблюдающих постепенные переходы от гипербазитов к габбро и полагающих, что все габброиды на этих массивах возникли за счет гипербазитов. Тем более, что и такие типичные для гипербазитов элементы, как хром, могут из гипербазитов диффундировать в первичные габброиды; это видно на примере Дюкалинского массива.

2. Работами Дальневосточного геологического института, ВИМСа и других организаций среди наиболее распространенных массивов гипербазитов Сихотэ-Алиня установлены две формационные группы: 1) перидотитовая и 2) дунит-пироксенит-габбровая (Зимин, 1965, 1967, и др.). Последняя пользуется наибольшим распространением в рассматриваемом регионе. Исследованиями, в основном С.С.Зимина, С.А.Шеки, Р.А.Октябрьского (Шека, 1961; Шека и др., 1965, 1966; Зимин, 1967, и др., Октябрьский, 1965) и геологов Приморского геологического управления, а затем и ВИМСа (Романович И.Ф., Смирнов Ю.В. и др.), в Сихотэ-Алине, на терри-

Результаты химических анализов горных пород  
Дюкалинского массива (в вес. %)

Компонент	1		2		3		4	
	обр.3	обр.997	обр.2	обр.913	обр.1000	обр.1091	обр.1	обр.77-7
SiO <sub>2</sub>	38,12	39,68	36,38	34,44	38,64	36,10	45,68	44,34
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	0,09	0,11	Не обн.	Не обн.	0,10	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,68	1,87	5,42	7,53	2,20	2,23	19,44	10,72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,36	0,26	1,20	0,28	0,19	0,28	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	3,08	5,14	4,89	4,18	6,20	0,14	2,70
FeO	3,92	4,48	3,91	4,38	3,08	2,80	4,29	6,39
NiO	0,26	0,24	0,22	0,24	0,23	0,27	Сл.	-
MnO	0,12	0,12	0,11	0,18	0,12	0,14	0,07	0,07
CoO	0,029	0,03	0,029	0,02	0,03	0,03	0,011	-
MgO	41,35	41,80	35,55	34,20	39,08	38,00	13,87	11,56
CaO	0,14	0,22	1,78	1,27	0,09	0,07	12,51	15,63
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,10	0,10	0,09	0,08	0,09	0,88	0,69
K <sub>2</sub> O	0,04	0,02	0,07	0,02	0,02	0,02	0,15	0,98
H <sub>2</sub> O	0,39	0,36	0,31	0,48	0,80	1,00	0,04	0,45
CO <sub>2</sub>	0,44	0,32	0,33	0,16	сл.	0,54	0,11	-
П.п.п.	10,34	7,68	10,73	11,18	11,52	12,70	2,93	5,71
SO <sub>3</sub>	0,02	0,07	0,05	0,05	0,04	0,08	0,01	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	Следы	0,10	Не обн.	Следы	Не обн.	0,09	0,11
Сумма	100,639	100,43	100,579	100,44	100,39	100,46	100,601	99,82

1 - гарцбургиты; 2 - гипербазиты с апоплагиоклазовым агрегатом; 3 - серпентиниты; 4 - габбро. Анализы первых 7 образцов выполнены в Центральной экспедиции ГУРЦ аналитиками А.М.Паниной, Н.И.Кутиловой, А.С.Емельяновой (образцы автора). Анализ 77-7 взят из материалов М.Г.Золотова.

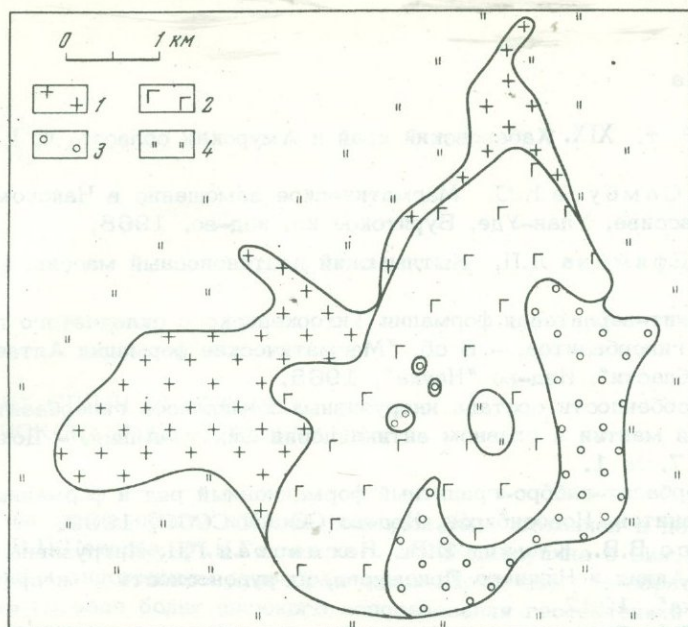
тории Приморского края, на ряде массивов дунит-пироксенит-габбровой формации установлено ильменитовое оруденение. Автором и Ю.В.Смирновым, а также работами ВСЕГЕИ (Геология СССР, т. XIX, 1966; Изох, и др., 1967) выявлено аналогичное оруденение на массивах Сихотэ-Алиня, расположенных в Хабаровском крае. В частности, автором оно установлено на Кадимийском, Ходинском, Оло-Кафэнском и некоторых других массивах.

В габброидах присутствует не только ильменит, и некоторые другие титаносодержащие минералы, но широко развита и титанистая роговая обманка - керсутит; на территории Приморья это было впервые установлено С.А.Шекой (Шека и др., 1965, 1966).

Наиболее характерен для рассматриваемой формации Кадимийский массив. Он расположен в бассейне р.Хор. Массив имеет сложную форму; длина его около 7 км, ширина 3,5-4 км. Среди горных пород массива наиболее распространены габбро и апатитсодержащее ильменитовое габбро, гранитоиды и ультраосновные породы (фиг. 2). К зонам ультраосновных пород, которые представлены пироксенитами, перидотитами и серпентинитами, приурочен ряд магнитных аномалий, что связано с оруденением в гипербазитах (и, в первую очередь, в пироксенитах).

Широкая "зараженность" титановым оруденением некоторых массивов Сихотэ-Алиня позволяет говорить о присутствии здесь целой провинции титаноносных массивов. С ними и связаны проявления железа и фосфора.

3. С некоторыми массивами дунит-пироксенит-габбровой формации связано характерное изменение вмещающих пород, преимущественно основных эффузивов. Последние местами на контактах с гипербазитами и габброидами переходят в своеобразные мелкозернистые амфиболиты, по внешнему виду весьма похожие на мелкозернистое



Фиг. 2. Схема геологического строения Кадимийского массива. Составил И.Ф.Романович.

1 - гранитоиды; 2- габбро и ильменитовое габбро; 3 - ультраосновные породы; 4 - эффузивно-осадочные породы верхней перми; возраст дан по Б.Я.Абрамсону и В.А.Васильеву (1952).

габбро и по своему генезису, вероятно, аналогичные приконтактовым роговикам, охарактеризованным А.А.Ефимовым и Л.П.Ефимовой (1967) и другими геологами для района Кытлымского массива на Урале. Ширина зоны развития подобных пород достигает местами сотен метров. Она особенно типична для южного контакта гипербазитов Оло-Кафэнского массива (район впадения р.Оло в р.Кафэн), установлена на северном контакте Кадимийского массива и в других местах. Приконтактовые амфибол- и пироксен-плаггиоклазовые роговики возникают на месте песчаносланцевых пород (район Богбасинского массива, р.Анжуй; Изох, 1965), а также на контакте с габбро (Дюкалинский массив).

Среднезернистые амфиболиты изредка развиваются за счет песчаников на контактах с Дюкалиньским массивом гипербазитовой формации в его северной части. Вероятно, подобные явления, как и в одном из отмеченных выше случаев, можно рассматривать в качестве одной из стадий габброидизации различных горных пород (гипербазитов, эффузивов и песчаников).

Следует остановиться еще на одном вопросе общего порядка, не имеющем прямого отношения к геологии Сихотэ-Алиня. В последнее время ведется широкая дискуссия о составе верхней мантии Земли. Обсуждаются данные о ее гипербазитовом и базитовом составе, высказанные ранее. Рассматривая этот вопрос, необходимо учитывать особенности металлогении района. Для перidotитовой формации некоторые геологи устанавливают закономерную приуроченность наиболее крупных залежей хромитов к весьма крупным массивам гипербазитов. Последние связаны с наиболее мощными глубинными разломами, проникшими на большие глубины. Естественно, возникает предположение о наличии в мантии определенной, возможно прерывистой зоны гипербазитов, обогащенных хромом.

## Литература

- Геология СССР, т. XIX. Хабаровский край и Амурская область, ч. I. Изд-во "Недра", 1966.
- Гурулев С.А., Самбуев К.С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. Улан-Уде, Бурятское кн. изд-во, 1968.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. Изд-во "Недра", 1967.
- Зимин С.С. Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов. - В сб. "Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области". Изд-во "Наука", 1965.
- Зимин С.С. Особенности состава интрузивных комплексов гипербазитов и зональность верхней мантии в главном антиклинории Сихотэ-Алиня. - Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1.
- Изох Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1965.
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. Изд-во "Наука", 1967.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Изд-во "Наука", 1967.
- Октябрьский Р.А. Минералогия и петрография Сандагуусского габбродунитового массива. - В сб. "Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока". Владивосток, 1965.
- Шека С.А. Некоторые особенности петрологии и рудоносности Ариадненского габбро-пироксенит-перидотитового массива. Тезисы докл. на IV научн. конф. молодых специалистов. Владивосток, 1961.
- Шека С.А., Ленников А.М., Залишак Б.Л. Титанистые силикаты в базитах Дальнего Востока и условия их образования. - В сб. "Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока". Владивосток, 1965.
- Шека С.А., Ленников А.М., Залишак Б.Л. Титанистые силикаты в основных и щелочных породах Дальнего Востока и их парагенезисы. - В сб. "Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность". Изд-во "Наука", 1966.

В.В.Иванов

## О КРИТЕРИЯХ СВЯЗИ НЕКОТОРЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ С БАЗИТАМИ

Остановлюсь на одном общем вопросе, который был поставлен в докладах Г.Д.Афанасьева, В.П.Петрова, М.Н.Годлевского и Ф.К.Шипулина о связи условий образования базитов и эндогенного рудообразования. Хочу еще раз обратить внимание на необходимость гораздо более широкого использования геотектоники при изучении вопросов генезиса базитов и связи с ними месторождений полезных ископаемых.

Эта идея не является новой, она постоянно привлекала внимание исследователей. Однако, как правило, для этих целей до сих пор большинство исследователей используют старые геотектонические построения и схемы Штилле, Зюсса, Бертрана, Кобера, Ога и другие, в основе которых лежат представления о всемирных, всегда единонаправленных закономерностях развития структур. Это нашло отражение в широко известной этапной схеме развития геосинклиналей и утверждении о необратимости и постоянной единой направленности процессов развития земной коры. Благодаря работам Н.С.Шатского, Н.П.Хераскова, А.В.Пейве, А.Л.Яншина, В.В.Белуосова и других советских геологов тектонисты уже давно перешли от такого формального статического подхода к изучению конкретной геологической динамики — выделению и изучению конкретных поднятых и опущенных участков земной коры и палеоистории их развития.

На основании такого анализа Ю.А.Кузнецов и А.Л.Яншин (1967) недавно окончательно доказали, что граниты образуются в условиях поднятия, соответствующего участка земной коры, практически независимо от того, к какой стадии геологического развития этот район относится. Справедливость этого вывода никем не оспаривается, ибо, начиная с работ выдающихся русских геологов прошлого века Д.И.Сokolова и Г.Е.Шуровского, полевые геологи отмечали только такую связь.

Сложнее история вопроса с базитами. До сравнительно недавнего времени в мировой литературе господствовало мнение, что все крупнейшие базальтовые излияния приурочены к областям платформенных поднятий.

Впервые усомнился в правильности такого вывода Ф.Ю.Левинсон-Лессинг (1937). Он поставил вопрос с необходимости конкретного изучения, к какой фазе жизни данного участка земной коры (поднятию или опусканию) относится разбираемый процесс, и, основываясь на материалах по Сибирской платформе и некоторым другим районам, сделал вывод, что в рассмотренных им случаях массовые базальтовые излияния происходят в момент интенсивного опускания соответствующих участков земной коры. В настоящее время такие примеры можно привести по большинству районов и типов базитов. О приуроченности всех крупных расслоенных габбро-норитовых интрузий, сопровождающихся медно-никелевым оруденением, к глубоким депрессиям и грабенообразным структурам платформ писал и говорил в своем докладе М.Н.Годлевский (1968). Можно также считать доказанным, что спилит-кератофировые толщи эффузивов различных складчатых областей, с которыми тесно ассоциированы медно-цинково-колчеданные месторождения, а также спилит-диабазовые породы с железорудной минерализацией, приурочены к наиболее устойчиво и интенсивно погружавшимся участкам земной коры (Г.С.Дзоенидзе, В.И.Смирнов, Г.А.Твалчрелидзе, Н.П.Херасков). Сходные по знаку движения условия характерны

для формирования различных интрузивных формаций основных — ультраосновных пород складчатых областей, сопровождаемых железорудной, титановой, хромитовой кобальтовой, никелевой, платиновой и другой минерализацией (А.А.Пронин, Л.Н.Овчинников, В.М.Сергиевский, И.Д.Соболев, Д.С.Штейнберг, В.А.Унксов и др.). Неоспоримые примеры связи базитового магматизма и накопления сидерофильных и близких к ним халькофильных элементов с погружающимися структурами дают также современные океанические области.

Весьма многочисленны и контрастны случаи образования основных пород в период погружения соответствующих блоков земной коры в орогенных областях. Это хорошо иллюстрируется на примере Восточного Забайкалья, где все более или менее крупные проявления мезозойского основного магматизма связаны с наложенными депрессионными структурами. В этих относительно опущенных в мезозое блоках в тесной связи с наиболее основными для каждого конкретного района породами известны месторождения золота—серебряных и свинцово—цинко—серебряных руд, а также сурьмяное и ртутное оруденения. Геологические наблюдения и определения абсолютного возраста дайковых пород и руд говорят о близком времени их образования и не оставляют сомнения в существовании связи с едиными геологическими процессами, происходившими в глубоких частях земной коры (Мейтун и др., 1967).

Как показали многочисленные геофизические исследования, глубинное строение участков земной коры находится в тесной связи с направленностью и интенсивностью вертикальных тектонических перемещений этих участков. По последним данным, переход коры от континентальной к океанической и, по-видимому, обратный процесс происходят на протяжении первых километров или, что особенно важно, в течение очень короткого геологического времени (несколько млн.лет). В общем случае поднятию соответствует образование материковой модели земной коры с наиболее глубоким положением границы "М", а опусканию — образование океанической или промежуточной коры с различным высоким положением границы "М". Эти процессы, по-видимому, и приводят к появлению соответствующих эндогенных пород и руд.

Как известно, основные породы и те руды, связь которых с ними ни у кого не вызывает сомнения (медно—никелевые, медные и др.), обогащены многими сидерофильными и халькофильными элементами (Fe, Co, Ni, Cu, Au, Ag, Zn, Se, Te, Pt, Pd, Rh и другие платиновые металлы, иногда Pb, Sb и т.д.). Геохимические особенности этих элементов вполне позволяют говорить о возможной связи их рудных концентраций с соответствующими процессами формирования базитов, что обосновывает в своем докладе Ф.К.Шипулин. Мы разделяем эту точку зрения и пытались выше показать, что в настоящее время кроме геохимических данных имеются еще и геотектонические подтверждения связи между базитами и многими месторождениями черных, цветных и благородных металлов. Обобщая имеющиеся в настоящее время данные по региональному геологическому положению месторождений, мы приходим к выводу, что образование базитов и месторождений сидерофильных и наиболее близких к ним халькофильных элементов (Fe, Co, Ni, Cu, Au, Pt, Pd и т.д.) обычно приурочены к участкам земной коры, испытывавшим в предрудное время наиболее устойчивое и интенсивное прогибание. Месторождения таких халькофильных элементов, как свинец, серебро, ртуть, сурьма, таллий и другие, также очень часто образуются в относительно опущенных блоках земной коры, характеризующихся высоким положением геофизической границы "К" и проявлением основного магматизма, предшествующего оруденению.

Заканчивая, подчеркнем, что вопрос о связи оруденения с основным магматизмом в настоящее время требует детального регионально—геологического и геохимического обоснования. Для его окончательного решения необходимо максимально сблизить петрографические и металлогенические исследования с региональными геотектоническими, геохимическими и геофизическими. Настало время гораздо шире использовать палеотектонический анализ истории развития соответствующих участков земной коры. Следует учитывать, что современные геологические контуры и геофизическое строение районов, которые рисуются на геологических и геофизических картах, отражают палеоусловия интересующего нас времени только в том случае, если эти районы на протяжении всей последующей истории характеризовались вполне унаследованным развитием.

## Литература

- Годлевский М.Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. — Междун. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7. Изд-во "Наука", 1968.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитный магматизм и тектоника. — Геол. и геофиз., 1967, № 10.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Проблемы магмы. — Ученые записки ЛГУ, 1937, т.3, № 17.
- Мейтув Г.М., Иванов В.В., Иванова Т.А. Закономерное распределение эндогенных месторождений Восточного Забайкалья как отражение древней и мезозойской геологической истории. — В сб. "Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья", вып. 2. Чита, 1967.

Н.М.Чернышов

## К ВОПРОСУ О СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОМ ПОЛОЖЕНИИ И МИНЕРАГЕНИИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) докембрийские комплексы основных и ультраосновных пород являются гетерогенными по возрасту и структурно-формационному положению (табл. 1). Среди них довольно условно выделяются следующие комплексы (Одокий, 1962; Чернышов и др., 1966<sup>1,2</sup>; Чернышов, 1967; Чернышов и др., 1968<sup>1,2,3</sup>; Полищук и др., 1966; Леоненко и др., 1967; Зайцев, 1968; Годлевский, 1968):

а) Сергеевский комплекс верхнего архея — габбро-амфиболиты, горнблендиты, амфиболитизированные пироксениты, амфиболиты, серпентиниты, тальк-серпентин-карбонатные, тальк-хлорит-актинолитовые, магнезит-тальковые и другие породы;

б) Стойленско-Усманский ниже-средне-протерозойский двухфазный комплекс преимущественно гибридных пород: габбро-амфиболиты, габбро-пироксениты, габбро, габбро-диориты, диорит-порфириты, кварцевые диориты, плагиограниты и их мигматиты;

в) Троснянско-Мамоновский среднепротерозойский многофазный комплекс: дуниты, перидотиты, серпентиниты, оливковые пироксениты, габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, диориты, адамеллиты, их жильные аналоги и пегматиты;

г) Смороднянский верхнепротерозойский<sup>1</sup> комплекс в разной мере дифференцированных интрузий: габбро-долериты, габбро-нориты, габбро-диабазы.

Интрузии Сергеевского комплекса пространственно приурочены к архейской Обоянь-Михайловской серии<sup>2</sup>. Породы гнейсо-мигматитовой свиты (в рамках существующей обоянской серии) представлены преимущественно амфиболитами, габбро-амфиболитами, амфиболитизированными пироксенитами, горнблендитами. Интрузии, входящие в состав метабазитовой и железисто-кремнисто-метабазитовой свит этого комплекса, сложены друзитами, габбро-амфиболитами, серпентинитами, доломито- и магнезитотальковыми, тальк-серпентин-карбонатными породами, тальк-хлорит-актинолитовыми и тремолитовыми сланцами и другими петрографическими разновидностями. Во всех случаях они слагают маломощные (первые десятки метров) прослои или согласные с вмещающими их породами линзовидные тела размером 1-5 x 0,3-0,5 км.

Преимущественно линзообразная форма и линейный в плане характер интрузивных тел верхнеархейского возраста, отсутствие в них дифференциации, резкое (в 2-4 раза) преобладание в ультраосновных разновидностях пород окиси магния над окислами железа при пониженном содержании щелочей, кремнезема и глинозема (табл. 2), а

---

<sup>1</sup> Из-за отсутствия достаточного количества определений абсолютного возраста отнесение этого комплекса к верхнему протерозою в значительной мере условно. Не исключено, что эти интрузии являются более молодыми, рифейскими (вендскими) образованиями.

<sup>2</sup> Часть интрузивов, располагающихся среди этой серии, отнесена к сергеевскому комплексу с определенной долей условности; возможно, что некоторые из них являются более молодыми образованиями.

Схема структурно-формационного положения докембрийских комплексов основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива (составил Н.М. Чернышов, в основу стратиграфического расчленения докембрийских толщ положена схема Ю.С.Зайцева)

Возраст	Серия, свита (толща)	Комплекс	Возраст, млн. лет	Характеристика пород		Форма и условия залегания	Главные этапы магматического развития	Тектоно-магматический цикл	Ряды эффузивных и интрузивных формаций	Формационные типы (по Ю.А. Кузнецову, 1964), формации
				Северо-западная часть ВКМ, Курская магнитная аномалия	Юго-восточная часть ВКМ					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Верхний протерозой	-	Гранитный	1200-1450	Розовые микроклиновые граниты и легматиты, калиевые метасоматиты Гранит-порфиры, кварцевые порфиры, сиенит-порфиры, грейзены		Секущие жилы, дайки, малые интрузии		Верхне-протерозойский	Габбро-гранитные формации ранних этапов развития древних платформ	-
	Курбакинско-Байгоровская	Смороднянский (базитовый)	Не опр.	Габбро-нориты (?), оливиновые габбро-нориты (?), оливиновые габбро-долериты, габбро-долериты, габбро-диабазы	Диабазы, габбро-диабазы	Крупные иногда стратиформные интрузии мелкие тела	Платформенные (этап жесткого развития)			Дифференцированных габбро-норитовых интрузий (с элементами трапповой)
		Метаморфический	То же	Кварцевые порфиры, их туфы, туффиты, туффиды, метапесчаники, кварц-серицитовые сланцы и седиментационные брекчи, туфогенные метапесчаники с обломками железистых кварцитов и гранитоидов	Метавулканиты кислого, среднего состава (порфиры дацитовые и андезитовые порфиры, миндалекаменные базальты, диабазы (туфы, туффиты, туфогенные песчаники, алевролиты, филлиты	-				-
	-	Троснянско-Мамонский (базит-гипербазитовый)	1650-1850	Перерыв, структурное несогласие						
				Пироксен-роговообманковые сиениты						

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Средний протерозой				Гранодиориты, кварцевые диориты, габбро-диабазы, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты, серпентиниты	Адамеллиты, кварцевые диориты, двуслюдяные граниты, их жильные аналоги и пегматиты Габбро-диориты, габбро, габбро-нориты и их жильные аналоги Оливиновые габбро, плагиоклазовые и роговообманковые пироксениты, перидотиты, оливиновые дуниты, серпентиниты	Малые интрузии, дайки, лакколиты, штокообразные тела	Позднеорогенные	-	Мезоабиссальная гипербазитовая формация завершающих этапов орогенеза	
	Нижний - средний протерозой	Павловский (гранитоидный)	-	Гранитоиды, граниты и граносиениты	Лейкократовые, среднезернистые и биотитовые аплитовидные граниты и их пегматиты; биотит-роговообманковые граниты и граносиениты, гранодиориты (включая гранито-гнейсы и гранодиорито-гнейсы)	Малые и крупные интрузии	Ранне- и синорогенные	Нижне-среднепротерозойский	Батолитовые гранитоидные формации подвижных зон	Гранитных батолитов "пестрого" состава
Стойленско-усманский (габбро-плагиогранитовый)		2000-+50	Плагиоклазовые граниты и их мигматиты, диабазовые порфириды, диорит-порфириды, габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диориты, диориты, реже метальтрабазиты, ортогнейсы раннеорогенных формаций	Согласные тела и малые интрузии		Переходная группа формации наступления геосинклинального режима и консолидации складчатой зоны	Габбро-плагиогранитовая (с элементами габбро-диоритогранодиоритовой)			
Волон-рон-ков-ская		Метавулканиты, пачов-расланцы	-	Алевролиты, метапесчаники, углистые сланцы, филлитовидные, местами угшунгиты, метавулканиты, среднего и основного состава	Песчано-сланцевая толща: филлитовидные, местами углистые сланцы, филлитовидные алевролиты, двуслюдяные гнейсы, метапесчаники,	-	То же		-	-

Нижний - средний протерозой

Нижний протерозой

Воронцово-Оскольская	Яковская	-	2300	Известковистые сланцы, известняки и углистые доломиты, слюдяно-углистые сланцы, метапесчаники и конгломераты с обломками кварцитов, железно-слюдково-серицитовые сланцы, кластогенные железистые кварциты и осадочно-метаморфизованные руды	туфогенные породы Вулканогенная толща: метавулканиты кислого, среднего и основного состава, туфогенные сланцы и метапесчаники (основание неизвестно)						
		-	-	Перерыв, структурное несогласие							
Курская (метаморфическая)	Железородная	-	-	Магнетитовые и магнетит-железослюдковые (иногда с пироксеном и роговой обманкой) кварциты с прослоями и пачками филлитовидных сланцев; амфиболовые сланцы	Пироксен-магнетитовые и щелочно-амфибол-магнетитовые кварциты с прослоями слюдяных сланцев, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, кварцитов и полевошпат-амфиболовых пород	-	Доорогенные (начальные и ранние)	Нижне-среднепротерозойский	-	-	
	Ар-козово-филлитовая	Филлитовый	2600	Кварц-серицитовые и слюдяные сланцы, кварцитовидные песчаники и конгломераты	Слюдяные сланцы, гнейсы, кварциты, мигматизированные серыми и розовыми гранитами						
				Перерыв, структурное несогласие							
				Розовые аплит-пегматоидные граниты, их мигматиты, полимигматиты			Позднеорогенные		Интрузивные и эффузивные формации протогейсинклинального этапа		
	Салтыковско-яковлевский (гранитоидный)		2200-2860	Порфиридовидные микроклин-плагиоклазовые граниты и их мигматиты	Гнейсо-граниты и ультраметагенные мигматиты и полимигматиты	Согласные тела	Раннеорогенные				

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
		Сергеевский (метабазит-гипербазитовый)	-	Габбро, габбро-амфиболиты, эпидиабазы, габбро-пироксениты, горнблендиты, тальк-актинолитовые и тремолитовые породы		Согласные интрузии (силлы)	Протогеосинклинальный			Гипербазитовая	
Архей	Обоянь-Михайловская (гнейсо-амфиболитовая)	Верхняя	-	Кератофиры, кварцевые кератофиры, их туфы, кварцевые порфиры, мусковитовые сланцы с корундом, безрудные и магнетитовые кварциты, метабазиты	Амфиболиты, роговообманковые сланцы, гранат-амфиболовые породы, апоспилиты (?)	-					Спилито-кератофировая группа формаций
		Средняя	-	-	Биотит-плагиоклазовые, гранат-биотит-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые гнейсы с подчиненными прослоями амфиболитов, превращенные в полосчатые мигматиты и полимигматиты (в рамках существующей обоянской серии)				Архейский		
		Нижняя	-	2600	Метабазиты, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, пироксен-плагиоклазовые породы (чарнокиты,) кварц-амфиболовые породы (кварциты)	Амфиболиты, метадиабазы, апоспилиты, зеленокаменные породы с прослоями слаборудных магнетитовых кварцитов					
				Основание не известно							

Химический состав основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива (в вес.%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	43,37	37,00	32,08	41,68	46,97	49,88	51,68	45,93	45,35	31,43	37,36	46,29	51,90	47,18
TiO <sub>2</sub>	3,11	0,14	0,08	0,26	1,53	1,00	0,45	0,76	0,56	0,21	0,20	0,44	0,60	1,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,35	3,93	2,61	3,55	13,49	13,46	16,52	14,63	12,60	0,98	2,78	5,61	15,33	14,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,40	5,59	6,08	7,19	4,89	9,91	7,86	11,50	13,34	3,52	6,27	8,67	4,63	3,75
FeO	7,12	5,48	2,93	5,27	12,09	6,18	3,46	3,89	3,75	10,82	5,93	4,67	4,97	10,67
MnO	0,23	0,16	0,21	0,24	0,23	0,09	0,10	0,07	0,06	0,18	0,13	0,07	0,07	0,17
MgO	4,63	31,39	28,20	26,79	5,85	6,10	5,30	7,30	13,57	31,61	29,22	20,15	9,04	9,08
CaO	10,31	2,91	9,31	6,35	9,72	10,0	8,86	10,68	4,32	0,64	3,00	9,75	8,00	7,07
Na <sub>2</sub> O	1,83	0,04	0,26	0,21	2,40	2,25	3,00	2,34	1,78	0,04	0,19	0,79	2,33	2,50
K <sub>2</sub> O	1,42	0,08	0,12	0,01	0,60	0,35	1,14	0,70	1,14	0,08	0,07	0,29	1,00	0,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,01	0,03	0,08	-	-	0,22	0,14	0,17	0,22	0,10	0,08	0,21	н/о
SO <sub>3</sub>	0,76		0,03	-	-	-	0,32	0,30	0,86	4,36	0,95	0,89	0,37	н/о
H <sub>2</sub> O	0,02	6,35	-	8,68	0,34	-	0,08	0,12	0,11	0,81	0,51	-	0,54	1,36
П.п.п. <sup>кр</sup>	1,37	7,12	14,43	0,05	1,29	0,90	0,29	0,69	1,47	14,53	11,65	1,72	1,60	0,58
Сумма	100,62	100,25	100,03	-	99,40	100,12	99,28	99,05	99,08	100,43	99,66	100,72	100,59	99,41

1 - горнблендиты (Белогорье, Сергеевка), сергеевский комплекс, среднее из 3-х; 2 - серпентиниты (Белгородский район КМА), то же, среднее из 7; 3 - тальк-карбонатная апосерпентинитовая порода (Жидеевка, КМА), то же, среднее из 4; 4 - апопироксениты (Солнцево, КМА), то же, один анализ; 5 - габбро (Солнцево, КМА), то же, среднее из 5, по Полищук, 1966; 6 - габбро (Волотовская интрузия, КМА), Стойленско-Усманский, среднее из 6; 7 - габбро-диорит (Лосево), то же, среднее из 2; 8 - роговообманковое габбро (Лосево), то же, среднее из 2; 9 - габбро-амфиболит (Лосево), то же, один анализ; 10 - аподунитовые серпентиниты (Н.Мамон, Подколодновка), Троснянско-Мамоновский комплекс, среднее из 8; 11 - апоперидотитовые серпентиниты (Н.Мамон, Подколодновка), то же, среднее из 9; 12 - оливиновые пироксениты (Н.Мамон, Подколодновка), то же, среднее из 5; 13 - габбро и габбро-нориты (Н.Мамон, Подколодновка, Красноармейская, Пузевско-Даниловская, В.Мамон, Мамоновка), то же, среднее из 14; 14 - габбро-долериты (Смородино, КМА), Смороднянский комплекс, среднее из 7 анализов.

также специфическая ассоциация интрузий с близко одновозрастными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, соответствующими керато-спилитовой группе формаций, позволяют относить сергеевский комплекс основных и ультраосновных пород к гипербазитовой формации (по классификации Ю.А.Кузнецова, 1964) протгеосинклинального этапа развития ВКМ.

Штокообразные, иногда линзообразные тела размером до 20 км<sup>2</sup> преимущественно основных пород Стойленско-Усманского комплекса пространственно приурочены к вулканогенно-осадочной толще Воронцовско-Осколецкой серии. Достаточно пестрый петрографический состав и преимущественно гибридный характер пород этого комплекса, обусловленный ассимиляционно-метасоматической переработкой ранних габброидных разностей более поздними плагиогранитами того же комплекса, и ряд других признаков (обилие роговой обманки, непостоянство состава плагиоклаза, наличие кварца в основных разностях пород, незначительное количество магния, повышенное содержание кальция, глинозема, щелочей, в особенности натрия, отчасти титана (табл. 2), ассоциация их с вулканогенно-осадочными отложениями, образовавшимися в условиях вторичных геосинклинальных прогибов, свидетельствуют о вероятной принадлежности этого комплекса к габбро-плагиогранитной формации, знаменующей наступление геоантиклинального режима.

Базит-гипербазитовые интрузии Троснянско-Мамоновского комплекса особенно широко развиты среди песчанико-сланцевых и в меньшей мере вулканогенно-осадочных отложений Воронцовско-Осколецкой серии юго-восточной части ВКМ, где с ними связан ряд сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений. В северо-западной части ВКМ они встречаются среди метаморфических пород Обоянь-Михайловской и Курской серий и тимской вулканогенно-осадочной свиты.

Структурное положение Троснянско-Мамоновского комплекса определяется пространственной приуроченностью слагающих его основных и ультраосновных интрузий к зонам региональных тектонических нарушений и оперяющим их трещинам, прослеживающихся на первые сотни километров в северо-западном субмеридиональном направлении. В меньшей мере они контролируются несогласными по отношению к складчатым формам разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Участки кулисообразных структур, сложные узлы различной пространственной ориентировки тектонических зон, а также складчатые (преимущественно антиклинальные) формы высоких порядков обуславливают появление сближенных групп (цепочек) или отдельных кольцеобразных интрузий, центральная часть которых иногда представлена гранитоидами.

По составу и морфологическим особенностям среди них выделяются: а) ультраосновные овальной формы тела, несколько вытянутые в северо-западном субмеридиональном направлении; б) интрузии основного состава изотермической или иногда слабо вытянутой в северо-восточном, реже в северо-западном направлении формы; в) сложные базит-гипербазитовые массивы неправильной, иногда серповидной формы. В составе комплекса количественно заметно преобладают породы габброидного ряда, слагающие обычно сравнительно крупные (1-80 км<sup>2</sup>) тела. Ультраосновные разности встречаются в виде небольших (0,5-5 км<sup>2</sup>) самостоятельных интрузий или входят в состав сложных массивов, располагаясь по их периферии. В большинстве случаев гипербазитовые тела характеризуются слабо выраженным, по существу скрытым, стратиформным, реже конфокальным или концентрически зональным типом внутренней структуры.

Формирование массивов Троснянско-Мамоновского комплекса происходило в течение ряда последовательных фаз внедрения различных дифференциатов исходной, преимущественно базальтоидной, магмы (Чернышов, 1967; Чернышов, Молотков, 1968). При этом гипербазиты (дуниты, перидотиты, оливиновые пироксениты, серпентиниты) относятся к наиболее ранней, а габброиды (габбро-нориты, габбро) - к поздней стадии развития магматического процесса. Промежуточные по составу породы - плагиоклазовые перидотиты, плагиоклазовые и куммингтонитовые оливиновые пироксениты и оливиновые габбро образовались в несколько более позднее, по сравнению с гипербазитовой фазой, время (субфазу), но до внедрения главной массы габброидов. К самой поздней самостоятельной фазе следует, очевидно, относить небольшие интрузивные тела гранитоидов (кварцевые диориты, адамеллиты), а также их жильные тела и пегматиты, обычно пространственно ассоциирующие с габбро-норит-гипербазитовыми массивами.

Приуроченность к долгоживущим региональным разломам, близкая к стратиформной и реже конфокальная внутренняя структура, слабая дифференцированность интрузий многофазного Троснянско-Мамоновского комплекса, преобладание в его составе основных и ультраосновных разностей преимущественно с панидиоморфными габбровыми и офитовыми структурами и ряд других признаков позволяют относить их к самостоятельной мезоабиссальной габбро-норит-гипербазитовой формации завершающих этапов орогенеза (Чернышов, 1967; Годлевский, 1968) и перехода к субплатформенному этапу развития ВКМ. По ряду петрохимических особенностей (низкое отношение молекулярных количеств магния и железа, решающая роль сульфидной формы никеля, повышенное содержание щелочей, титана, а также хрома 0,2-0,5%, см. табл. 2) ассоциация основных и ультраосновных пород этого комплекса обнаруживает заметную двойственность в составе родоначального магматического расплава, который при общем базальтоидном характере обнаруживает некоторые признаки более глубинной перидотитовой магмы (Чернышов, 1967).

В составе верхнепротерозойского Смороднянского комплекса, широко развитого на северо-западной окраине ВКМ, различаются дифференцированные тела оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов (с повышенным содержанием магния и кальция и незначительным - натрия) и интрузии трахитоидных габбро-долеритов с высокой железистостью, повышенной щелочностью и содержанием титана при пониженной роли магния. Массивы габбро-долеритов, будучи приуроченными к зонам разрывных нарушений северо-западного простирания и пространственно нередко ассоциирующиеся с габбро-норит-гипербазитовыми интрузивными телами более раннего Троснянско-Мамоновского комплекса, характеризуются овальной или слабо вытянутой формой и значительными (30-160 км<sup>2</sup>) размерами. В разрезе они образуют лополито- или, возможно, воронкообразные тела, резко дискордантные к структурам архея и протерозоя.

Пространственная приуроченность к зонам разломов окраинных частей ВКМ, значительные размеры, овальная форма, подчас заметная дифференцированность и близкая к стратиформной внутренняя структура интрузий Смороднянского комплекса, достаточно свежий и нередко трахитоидный облик слагающих их пород, повышенная железистость, щелочность, высокое содержание титана (см. табл. 2) приближают их к формации базальтоидных дифференцированных основных интрузий раннеплатформенного этапа.

Таким образом, по мере перехода от раннего Сергеевского гипербазитового комплекса к наиболее позднему Смороднянскому габбро-долеритовому комплексу в пределах ВКМ намечается в целом увеличение роли базальтоидных выплавов из мантийного вещества. При этом ассоциации основных и ультраосновных пород промежуточных комплексов (Стойленско-Усманского и Троснянско-Мамоновского) по ряду петрохимических особенностей (содержанию хрома, титана, щелочей и др.) обнаруживают заметную двойственность в составе родоначального магматического расплава, несущего признаки глубинной перидотитовой и базальтоидной магм.

Отмеченные особенности докембрийских комплексов основных и ультраосновных пород ВКМ проявляются и в их металлогенической специализации.

С интрузиями Сергеевского комплекса связаны рудопроявления хрома, титана, магнезиального сырья (талькиты, хризотил-асбест), а также сульфиды меди, железа, никеля (Чернышов и др., 1966<sup>1</sup>, 1968<sup>3</sup>; Голивкин, 1966; Полищук и др., 1966). Возникновение хризотил-асбеста и талькита обусловлено постмагматической, в частности гидротермальной, деятельностью, связанной как с гипербазитовыми, так и в большей мере с поздними кислыми интрузиями. Медная и никелевая минерализация образует: а) рассеянную магматическую (аксессуарную) вкрапленность; отчасти оба эти элемента входят в виде изоморфной примеси в магнезиально-железистые силикаты; б) более часто встречающуюся вкрапленность и тонкие прожилки сульфидов (пирит, пирротин, реже пентландит, кубанит, макинавит), возникших вследствие переотложения элементов в процессе постмагматической деятельности.

Ассоциация основных и менее распространенных ультраосновных разностей Стойленско-Усманского комплекса обнаруживает крайне слабо изученную специализацию на титано-магнетитовое оруденение и отчасти на медь.

Значительный интерес в отношении оруденения представляют многочисленные габбро-норит-гипербазитовые интрузии Троснянско-Мамоновского комплекса, с которыми связан ряд сульфидных медно-никелевых рудопроявлений. Как установлено геологическими исследованиями (Чернышов и др., 1966), сульфидное медноникелевое оруденение связано лишь с более ранней гипербазитовой стадией магматического про-

песса, а образование сингенетических руд происходило уже после кристаллизации вмещающей их силикатной среды. Габброиды преимущественно являются пострудными по отношению к магматическому этапу формирования руд и не сопровождались подобным оруденением. Вместе с тем, совместно с гранитоидами они способствовали метасоматической переработке сингенетических руд и пространственному перераспределению рудных компонентов. Промышленное значение эпигенетического оруденения пока недостаточно ясно.

Размещение оруденения, морфология и условия залегания рудных тел и их внутреннее строение определяется прежде всего составом и структурно-морфологическими особенностями гипербазитовых массивов, которые обычно обладают стратиформной (Нижнемамоновское месторождение) или конфокальной, близкой к концентрически-зональной (Подколдновское месторождение) внутренней структурой. Тела обычно осложнены серией разноориентированных разрывных нарушений. В пределах никеленосных массивов наиболее благоприятными для локализации сульфидного медно-никелевого оруденения являются: а) обогащенные оливином дифференциаты интрузий и, прежде всего, горизонты аподунитовых серпентинитов; б) участки массивов, которые характеризуются многократным чередованием различающихся по минералого-петрографическому составу ультраосновных пород; в) эндоконтактные зоны интрузий с вмещающими их песчанико-сланцевыми отложениями, обогащенные углистым материалом и аутигенной пиритовой минерализацией; г) зоны тектонических нарушений, выполненные дайковыми и жильными образованиями.

Преобладающие в составе известных месторождений и рудопроявлений ликвационные вкрапленные руды (иногда с жилами инъекционных массивных и брекчиевидных), приуроченные к слоям аподунитовых серпентинитов и контактам их с другими разновидностями ультраосновных пород, образуют крутопадающие, согласные с псевдостратификацией массива, линзо- и пластообразные залежи различной мощности (0,5-30 м) и протяженности (30-2000 м). К эндоконтактным частям интрузий и зонам тектонических нарушений, выполненным дайковыми и метасоматическими жильными образованиями, приурочены эпигенетические массивные, прожилкововкрапленные и вкрапленные сульфидные и сульфидно-графитовые руды подчас с высоким содержанием никеля и кобальта.

Эпигенетические руды, а также наиболее важные в промышленном отношении ликвационные руды, обладающие пространственной связью и нередко наблюдающимися взаимными переходами, обнаруживают заметные различия в характере минеральных ассоциаций и содержании рудных минералов, среди которых установлены: пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, макинавит, валлериит, кобальтин, никелин, вазсит, герсдорфит, молибденит, сфалерит, вюрцит, пирит, марказит, миллерит, виоларит, бравоит, борнит, халькозин, квеллин, хромшпинелиды (хромит, алюмохромит, хромшкотит), магнетит, титаномагнетит, ильменит, гематит, гетит, гидрогетит, никель самородный, золото, графит, никельгексагидрит, а также два заметно различающихся платиновых минерала пока не определенного состава.

Подобно другим сульфидным медно-никелевым месторождениям этой формации (Годлевский, 1959; Горбунов, 1965, 1968) среди обширного списка лишь основные эндогенные минералы - пирротин - пентландит, халькопирит, хромшпинелиды и отчасти магнетит, борнит и пирит - являются главными и слагают обычно большую часть рудной массы; остальные минералы имеют второстепенное значение или являются редкими.

Процесс формирования медно-никелевого оруденения, связанного с базит-гипербазитовыми интрузиями Троснянско-Мамоновского комплекса, был достаточно сложным и длительным. На основании анализа парагенетических ассоциаций минералов в этом процессе выделяются четыре этапа (собственно магматический, пневмотолито-гидротермальный, гидротермальный, гипергенный) с несколькими качественно различными стадиями минералообразования, каждой из которых присущи свои специфические минеральные ассоциации и определенная последовательность выделения слагающих их минералов. Главным, определяющим в истории формирования сульфидного медно-никелевого оруденения, является собственно магматический этап и с ним связаны наиболее важные в промышленном отношении руды.

Рудоносность верхнепротерозойских в различной мере дифференцированных оливиновых габбро-долеритовых интрузий Смороднянского комплекса, вскрытого бурением в самые последние годы, недостаточно изучена. Вместе с тем, металлогенически

этот комплекс обнаруживает отчетливую специализацию на титаномагнетитовое (магнетит, титаномагнетит, ильменит) и отчасти сульфидное медно-никелевое оруденение (пирротин, пирит, реже халькопирит, пентландит, макиновит и др.). Скопления сульфидных (преимущественно пирротиновых) руд установлены в Сергеевско-Алексеевском массиве (Орловская область), а также рудопроявления в Курской области (Смороднянская, Золотухинская и другие интрузии).

В заключение следует отметить, что в условиях ВКМ, повсеместно перекрытого мощным платформенным чехлом осадочных палеозой-мезокайнозойских отложений, поиски месторождений, генетически связанных с определенными магматическими формациями, являются чрезвычайно сложными. Поэтому приведенные в статье общие закономерности размещения докембрийских комплексов основных и ультраосновных пород и некоторые специфические черты их металлогении приобретают важное значение для выявления новых перспективных площадей и оценки отдельных рудопроявлений.

## Литература

- Годлевский М.Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. - Геол. рудн. месторожд., 1959, № 2.
- Годлевский М.Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. - Междун. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7. Изд-во "Наука", 1968.
- Голивкин Н.И. Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи КМА. - Труды III сов. по проблемам изуч. Воронеж. антеклизы. Воронеж, 1966.
- Горбунов Г.И. Минералого-геохимические особенности сульфидных медно-никелевых руд Печенги. - Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. IV. М.-Л., изд-во "Наука", 1965.
- Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. Изд-во "Недра", 1968.
- Зайцев Ю.С. Магматизм докембрия юго-востока Воронежского кристаллического массива и проблемы его металлоносности. - Тезисы регион. петрогр. сов. по магматизму Балтийского щита. Апатиты, 1968.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Леоненко И.Н., Полищук В.Д., Зайцев Ю.С. Докембрий Воронежской антеклизы. - Бюлл. МОИП, отдел. геологии, 1967, № 5.
- Одокий А.А. Некоторые данные по докембрию юго-восточной части Воронежской области. - Тезисы сов. по геологии и минеральным ресурсам ЦЧО. Воронеж, 1962.
- Полищук В.Д., Полищук В.И. Основные и ультраосновные породы докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых. - Труды III сов. по проблемам изуч. Воронеж. антеклизы. Воронеж, 1966.
- Чернышов Н.М. Основные итоги изучения основных и ультраосновных пород и медно-никелевых руд юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (1963-1966). - Материалы научной конференции, посвященной 50-летию советской власти. Воронеж, 1967.
- Чернышов Н.М., Молотков С.П. Некоторые особенности сульфидных медно-никелевых рудопроявлений юго-восточной части Воронежской антеклизы. Там же, 1966.
- Чернышов Н.М., Молотков С.П., Фролов С.М. Некоторые минералого-петрографические особенности ультраосновных пород юго-восточной части Воронежской антеклизы. Там же, 1966.
- Чернышов Н.М., Фролов С.М. К вопросу о влиянии метаморфизма на поведение сульфидной минерализации в ультрабазитах мамоновского комплекса. - Труды ВГУ, 1968, т. 66, геол. сб.
- Чернышов Н.М., Молотков С.П. и др. Проявления флюоритовой и свинцово-цинковой минерализации в докембрии Воронежского массива. - Труды ВГУ, 1968, т. 66, геол. сб.
- Чернышов Н.М., Буковшин В.В. Молибденит из сульфидных медно-никелевых руд и рудопроявлений Воронежского кристаллического массива. - Труды ВГУ, 1968, т. 66, геол. сб.

В.И. Гоньшакова, Н.М. Чернышов, В.Л. Бочаров

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СХОДСТВА И ЭВОЛЮЦИИ ХИМИЗМА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОИДОВ И ДЕВОНСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В геологическом строении Воронежского кристаллического массива (ВКМ) главная роль принадлежит докембрийским метаморфическим толщам, прорванным интрузиями различного состава и возраста и повсеместно перекрытыми палеозой-мезокайнозойскими платформенными отложениями, среди которых достаточно широко распространены покровы базальтов верхнего девона.

Широко распространенные в пределах юго-восточной части ВКМ основные породы являются гетерогенными в возрастном и структурно-формационном отношении и входят в состав следующих комплексов (Одокий, 1962; Полищук, 1966; Чернышов, 1967; Чернышов, Молотков, 1967; Годлевский, 1968):

а) Сергеевского комплекса верхнего архея (габбро, габбро-амфиболиты, горн-блендиты, серпентиниты, тальк-актинолитовые и тремолитовые породы), соответствующего гипербазитовой формации (по классификации Ю.А.Кузнецова, 1964) доорогенного (протогеосинклинального) этапа развития подвижной зоны;

б) Усманского нижне-среднепротерозойского син- или раннеорогенного двухфазного комплекса (габбро-амфиболиты, габбро, габбро-пироксениты, кварцевые диориты, плагиограниты) габбро-плагиогранитной формации;

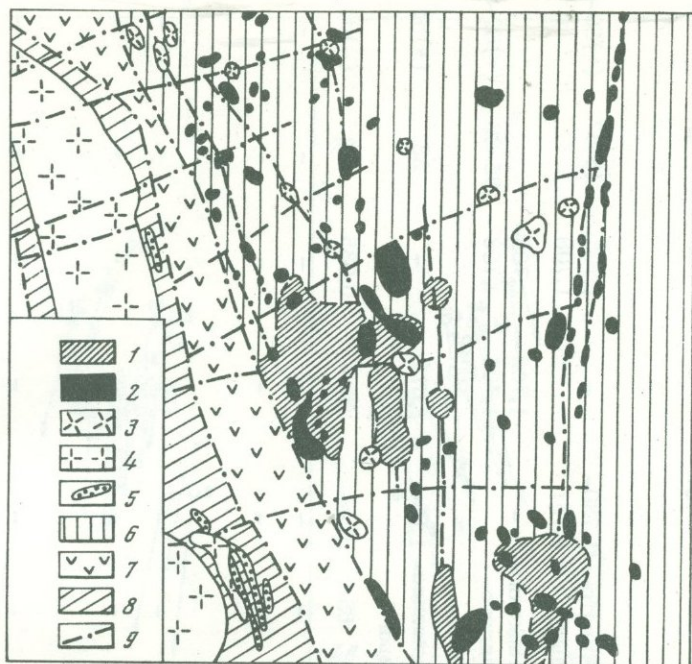
в) Мамоновского среднепротерозойского многофазного комплекса (дуниты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты, габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, адамеллиты, кварцевые диориты), относящегося к самостоятельной габбро-норит-гипербазитовой формации завершающих этапов орогенеза (Чернышов, 1967; Годлевский, 1968);

г) Смороднянского верхнепротерозойского комплекса (габбро-долериты), развитого преимущественно в северо-западной части ВКМ и соответствующего формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий раннеплатформенного этапа.

Особенно широко развитие в пределах юго-восточной части ВКМ габброиды Мамоновского никеленосного комплекса (фиг. 1) слагают обычно сравнительно крупные (до 80 км<sup>2</sup>) самостоятельные тела или связаны с гипербазитами и образуют сложные массивы, залегающие среди песчано-сланцевых отложений воронцовской нижне-среднепротерозойской серии. Пространственно они приурочены к зонам долгоживущих региональных тектонических нарушений и оперяющим их трещинам субмеридионального направления, к ядрам и зонам отслаивания на крыльях структур второго порядка, а также к несогласным по отношению к складчатым формам, разрывным нарушениям северо-восточного, субширотного простирания. Формирование габброидов Мамоновского комплекса происходило позже никеленосных гипербазитов, о чем свидетельствуют:

а) отчетливо секущее их положение по отношению к гипербазитам; б) широкое развитие ксенолитов ультраосновных пород в габброидах; в) данные абсолютного возраста (в среднем  $1650 \pm 50$  млн. лет по сравнению с  $1850 \pm 50$  млн. лет для гипербазитов).

Преобладающие среди основных пород этого комплекса габбро-нориты характеризуются сравнительно выдержанным количественно-минералогическим составом (табл. 1). Структура офитовая в сочетании с пойкилитовой, реже встречается такситовая и порфиroidная.



Фиг. 1. Схема размещения докембрийских основных и ультраосновных пород и девонских базальтов в юго-восточной части Воронежского кристаллического массива

1 - базальты девона; 2 - основные и ультраосновные интрузии Мамоновского среднепротерозойского комплекса; 3 - плагиограниты и гранодиориты ниже-среднепротерозойского Усманского комплекса; 4 - гранитоиды Павловского ниже-среднепротерозойского комплекса; 5 - основные и ультраосновные породы Сергеевского архейского комплекса; 6 - песчано-сланцевая толща Воронцовской ниже-среднепротерозойской серии; 7 - вулканогенно-осадочная толща Воронцовской ниже-среднепротерозойской серии; 8 - Обоянь-Михайловская архейская гнейсово-амфиболитовая серия; 9 - разрывные нарушения

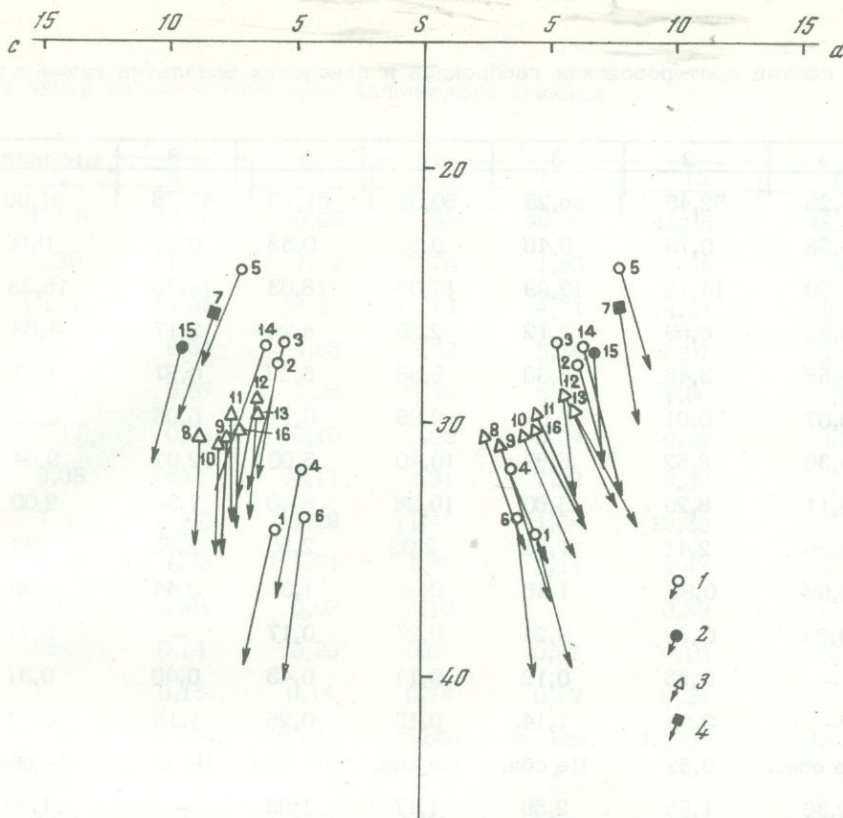
Проявления верхнедевонского базальтового вулканизма связаны с платформенным этапом развития ВКМ (Одокий и др., 1966; Быков, 1969) и относятся к палеозойскому тектоно-магматическому циклу. На юго-востоке ВКМ установлены следующие площади распространения верхнедевонских базальтов: мамоновская, казанско-калачеевская, мигулинско-новохоперская и другие. В пределах отдельных площадей выделяются базальтовые толщи, состоящие из нескольких покровов. Площади отдельных покровов колеблются от 0,5 - до 42-120 км<sup>2</sup>. Мощности покровов изменяются от 5 до 47 м.

Базальты недифференцированы и характеризуются сравнительно выдержанным составом, порфировым, гломеропорфировым, нередко спорадофировым, строением. Структура основной массы интерсертальная, микродолеритовая и реже микродиабазовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и оливином (табл. 1). Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза  $An_{31-53}$ , пироксена, хлорита, развивающегося по стеклу, и агрегатов титаномагнетита (дендритовидных, характерных для верхних зон покровов, и сидеронитового типа - для нижних зон).

Проявления девонского вулканизма характеризуются преимущественно центральным типом извержения. Излияния базальтовых лав имели пульсирующий, стадийный характер. Наибольшее количество стадий излияния (четыре стадии) установлено для Подколдовского вулкана (Быков, 1968), расположенного в пределах одноименной среднепротерозойской габбро-перидотитовой интрузии. Положение вулк-

Минеральный состав габбро-норитов (1) и вкрапленников базальтов (2), в объемн. %

Наименование минерала	1							2					
	Количество	Состав	Ng	Np	Nm	cNg	2V,°	Состав	Ng	Np	Nm	cNg	2V
Плагиоклаз	55-65	An <sub>35-60</sub>	1,554- 1,565	-	1,550- 1,562	-	(-)85- (+)78	An <sub>37-90</sub>	-	-	-	-	-
Ромбический пироксен (бронзит)	-	En <sub>88</sub>	1,677	1,668	-	-	(-)85	-	-	-	-	-	-
Моноклинный пироксен (диопсид)	8-12	Hed <sub>5-20</sub>	1,700- 1,780	1,670- 1,680	-	40	(+)56- (-)60	Авгито- вый	1,730- 1,731	-	1,705- 1,708	45-47	(+)50-62
								Пижонит- авгито- вый	-	1,702- 1,703	1,705- 1,708	35-36	(+)52-53
								Диопсидо- вый	1,696	1,672	-	38	(+)56
Оливин	-	-	-	-	-	-	-	65	Ng-	Ng-	0,035	-	(-)68
Биотит	3-10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Обыкновенная роговая обманка	3-10	-	1,684	1,662	0,022	10-12	(-)82	-	-	-	-	-	-
Сульфиды	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Магнетит и титаномагнетит	0,5-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Апатит, циркон, сфен	0,5-2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Вторичные (актинолит, тремолит и др.)	2-5	-	-	-	-	-	-	Хлорит	0,039-0,041				



Фиг. 2. Диаграмма средних составов габброидов Мамоновского и Смороднянского комплексов и базальтов верхнего девона юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (по А.Н. Заварицкому)

1 - габброиды Мамоновского комплекса; 2 - габбро-долериты Смороднянского комплекса; 3 - базальты верхнего девона; 4 - среднее габбро, по Дэли. Номера фигуративных точек приведены в таблице

канических аппаратов определялось местами пересечения разноориентированных (субмеридиональных, северо-восточных и субширотных) разрывных нарушений глубокого заложения, часть которых в среднепротерозойское время контролировало пространственное размещение габброидов Мамоновского комплекса. Вследствие этого некоторые из магмовыводящих аппаратов мамоновских базальтов пространственно совпадали с интрузиями Мамоновского комплекса, т.е. в распределении вулканических аппаратов верхнего девона и проявлений среднепротерозойского базальтоидного магматизма существует определенная унаследованность.

Эта особенность размещения среднепротерозойских габброидов и девонских базальтов определяет и некоторые черты их сходства в поведении главнейших петрогенных компонентов. Для сопоставления химического состава среднепротерозойских габброидов и девонских базальтов мы располагали 253 анализами, приведенными в таблице. Кроме того, для сравнения в эту таблицу включены габбро-долериты верхнего протерозоя, которые подобно базальтам девона в пределах северо-западной части ВКМ нередко оказываются пространственно совмещенным с интрузиями Мамоновского комплекса.

Анализ приведенных в табл. 2 данных указывает на значительное сходство в поведении почти всех главнейших петрогенных компонентов (фиг. 2). Вместе с тем по мере перехода от габброидов среднепротерозойского Мамоновского комплекса к девонским базальтам наблюдается некоторое увеличение содержания окиси титана, суммарного железа и окиси кальция при заметном снижении количества окиси хрома (от 0,27% до 0,05%), окиси магнезия, суммы щелочей (с увеличением роли натрия).

## Химический состав протерозойских габброидов и девонских базальтов юго-восточ

Компоненты	1	2	3	4	5	6	Средний
SiO <sub>2</sub>	53,28	52,45	56,25	50,50	51,15	47,76	51,90
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,79	0,46	0,55	0,58	0,54	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	14,12	12,99	12,38	18,03	19,98	15,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,33	6,69	2,12	2,20	8,28	2,17	4,63
FeO	3,58	3,46	6,56	9,06	6,17	0,87	4,97
MnO	0,07	0,01	0,01	0,05	0,17	0,05	0,07
MgO	9,36	8,52	8,89	10,40	5,00	12,02	9,04
CaO	8,11	8,29	5,60	10,28	8,40	7,34	8,00
Na <sub>2</sub> O	2,26	2,41	1,88	2,02	2,55	2,85	2,33
K <sub>2</sub> O	0,93	0,99	1,45	0,94	1,33	0,44	1,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,39	0,24	0,27	0,17	-	0,21
SO <sub>3</sub>	-	0,53	0,12	0,74	0,43	0,40	0,37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	0,59	1,14	0,13	0,25	1,15	0,54
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	0,52	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	2,30	1,58	2,59	1,17	1,93	-	1,60
Сумма	100,95	99,65	100,05	100,90	99,75	99,90	100,59

Числовые характеристики<sup>1</sup>

S	57,30	60,00	56,20	58,00	60,80	58,06	59,30
a	4,95	6,50	6,36	3,37	7,85	4,00	6,50
c	5,66	5,47	5,36	4,70	7,30	4,60	6,90
b	34,50	27,80	26,48	31,80	24,00	32,80	27,11
Q	+4,30	+0,90	+2,50	-0,82	-1,35	+4,23	-1,09
m'	53,84	49,62	59,10	50,90	39,30	65,30	55,30
c'	16,34	18,04	10,00	15,70	14,00	11,10	10,30
f'	29,82	32,34	30,90	33,40	46,70	23,60	34,40
n	71,30	76,20	67,10	76,50	75,00	87,60	78,10
t	0,78	1,77	0,12	0,80	1,06	0,80	0,54
ψ	27,60	20,29	5,30	5,50	17,40	4,23	14,50

1 - Мамоновский средне-протерозойский комплекс, Н.Мамон, среднее из 43 анализов, на диаграмме (фиг. 2) фигуративная точка 1; 2 - то же, Подколodновка, среднее из 58, точка 2; 3 - то же, Красноармейская, среднее из 5, точка 3; 4 - то же, Пузевско-Даниловская, среднее из 16, точка 4; 5 - то же, Верхний Мамон, среднее из 11, точка 5; 6 - то же, Мамоновка, среднее из 8, точка 6 (1-6 - среднее из 141 анализа, точка 14); 7 - Смороднянский верхне-протерозойский комплекс, габбро-

## ной части Воронежского кристаллического массива

	7	8	9	10	11	12	13	Средний
	47,18	48,99	49,03	48,95	49,30	48,96	48,44	48,80
	1,36	1,67	1,52	1,76	1,83	1,54	1,65	1,64
	14,90	14,95	14,23	14,73	14,71	14,64	14,34	14,45
	3,75	6,31	4,65	5,52	5,74	5,07	5,93	5,51
	10,67	5,67	7,08	5,88	6,37	7,60	7,02	6,83
	0,17	0,09	0,10	0,08	0,04	0,29	0,30	0,19
	9,08	8,08	8,17	8,31	7,23	6,39	6,13	7,09
	7,07	11,95	11,29	11,47	11,04	10,33	10,99	11,12
	2,50	1,05	1,51	1,81	2,14	2,47	2,46	2,03
	0,83	0,04	0,09	0,10	-	0,32	0,26	0,17
Не обн.		0,14	0,20	0,09	0,07	0,10	0,26	0,20
"		0,15	0,14	0,14	0,12	0,25	0,08	0,12
	1,21	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	0,15	"	"	"	"	"	"	"
	0,58	1,48	1,70	1,94	1,94	1,03	1,12	1,40
	99,41	100,57	99,71	100,78	100,53	99,01	98,98	99,55

## по А.Н.Заварицкому

	55,70	58,10	57,90	57,50	58,10	58,10	57,60	57,80
	6,81	2,40	3,50	4,10	4,80	5,90	5,90	4,70
	9,50	8,90	7,90	7,80	7,50	7,10	6,80	7,40
	27,30	30,60	31,00	30,60	29,60	28,90	29,70	30,10
	-10,0	+2,50	+0,60	-1,00	-0,90	-2,70	-3,40	1,20
	49,90	45,20	45,10	46,20	41,90	38,40	35,70	40,60
	7,50	19,00	19,50	20,20	20,60	20,00	23,00	21,00
	42,60	35,80	35,40	33,60	37,50	41,60	41,30	38,40
	81,63	100,00	96,00	96,60	100,00	92,90	94,10	95,60
	1,18	2,50	2,30	2,60	2,70	2,30	2,40	2,40
	12,20	17,61	13,00	15,30	16,80	15,20	17,60	15,70

долериты, среднее из 7 анализов, точка 15; 8 - верхне-девонский базальт: Мамоновская интрузия, участок Подколodновка, среднее из 16, точка 8; 9 - то же, Мандровка, среднее из 32, точка 9; 10 - то же, северо-западной Подколodновки, среднее из 8, точка 10; 11 - то же, Юго-восточный участок, среднее из 3, точка 11; 12 - верхнедевонский базальт, интрузия Казанская, среднее из 32, точка 12; 13 - то же, Мигулинская, среднее из 21, точка 13(7-13 - среднее из 112 анализов, точка 16).

Таким образом, при сопоставлении химизма значительно разорванных во времени структурно-сближенных основных пород юго-восточной части ВКМ устанавливается заметная унаследованность в составе исходного магматического расплава при общей тенденции к увеличению роли базальтовых выплавов.

### Литература

- Быков И.Н. К вопросу о строении толщи мамоновских базальтов. - Труды ВГУ, 1968, т. 66, геол. сб.
- Быков И.Н. Некоторые вопросы химизма мамоновских базальтов. - В сб. "Вопросы геологии и полезные ископаемые Воронежской антеклизы" (Труды ВГУ, 1969, т. 70),
- Годлевский М.Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. - Межд. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7. Изд-во "Наука", 1968.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.
- Молотков С.П. К вопросу о магматизме и размещении базитов и гипербазитов в юго-восточной части Воронежского кристаллического массива в связи с их никеленосностью. - В сб. "Труды молодых ученых геологического факультета Воронежского государственного университета". Воронеж, 1967.
- Одокий Б.Н. Некоторые данные по докембрию юго-восточной части Воронежской области. - Тезисы II сов. по геологии и минеральным ресурсам ЦЧО. Воронеж, 1962.
- Одокий Б.Н., Бунеев В.Н., Беляева В.И. Проявление верхнедевонского вулканизма на юге Воронежской области. - Труды III сов. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Полищук В.Д., Полищук В.И. Основные и ультраосновные породы докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых. - Труды III сов. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Чернышов Н.М., Молотков С.П. Некоторые особенности сульфидных медно-никелевых рудопроявлений юго-восточной части Воронежской антеклизы. - Труды III сов. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Чернышов Н.М. Основные итоги изучения основных и ультраосновных пород и медно-никелевых руд юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. - Материалы юбилейной научной конференции, посвященной 50-летию советской власти. Воронеж, 1967.

И.Н. Быков, Г.В. Зеленщиков

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИЯХ ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Верхнедевонский континентальный базальтовый вулканизм, относящийся к трапповой формации древних платформ, довольно широко проявлен в пределах юго-восточной части Воронежской антеклизы (Одокий и др., 1966; Карпов, Чугунов, 1965; Быков, 1968, 1969).

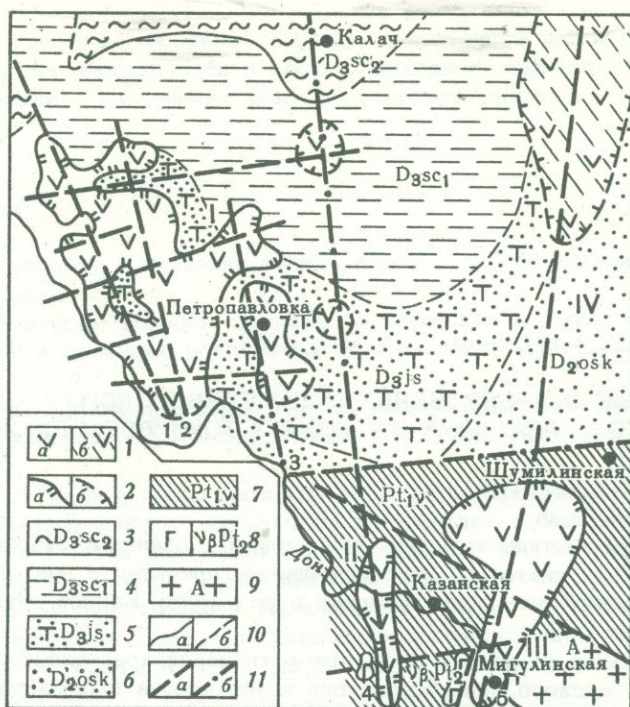
Базальты залегают на размытой поверхности пород кристаллического фундамента, горизонтов живетского, нижнефранского яруса девона и перекрыты осадочными образованиями песчано-каолиновой толщи (фиг. 1). Нижний возрастной предел определяется верхнефранским временем (Раскатова, 1966). Местами под базальтами залегают красноцветные осадочные и вулканогенно-осадочные породы верхнесемилукского (определения А.И. Егорова) или петинского (определения Л.Г. Раскатовой) возраста.

Излияния верхнедевонских базальтовых лав происходили из аппаратов центрального типа и связаны с периодом наиболее интенсивных поднятий в области верхнедевонского свода Воронежской антеклизы, располагавшегося в пределах ее современного юго-восточного крыла (Мушенко, 1960; Карпов, 1965; Лукьянов, Раскатова, 1968). В этот период, совпадающий с моментами активных тектоно-магматических импульсов планетарного характера, а также с орогеническими движениями в Урало-Тяньшаньской, Крымско-Кавказской геосинклиналях и опусканием Прикаспийской впадины, в околосводовой части антеклизы возникают две основные системы крупных нарушений и образуется ослабленная зона. При этом наиболее протяженные, в основном субмеридиональные, нарушения наследуют неоднократно обновлявшиеся крупные глубинные разломы древнего заложения, а часть нарушений, видимо, возникает и интенсивно проявляется только в период платформенного базальтового вулканизма.

Буровыми работами последних лет на юго-востоке Воронежской антеклизы выявлены пять основных площадей распространения верхнедевонских базальтов: мамоновская, казанско-калачеевская, мигулинская, советская (фиг. 1) и Медведицкая.

Базальты мамоновской площади находятся к северо-востоку от г. Богучар (Воронежская область), вскрыты большим количеством скважин и занимают площадь около 560 км<sup>2</sup>. Положение вулканических аппаратов фиксируется местами пересечения трех сближенных субмеридиональных разломов, нарушениями субширотного и северо-восточного направления. С разной степенью достоверности устанавливается около десяти участков местоположения вулканов центрального типа, из которых наиболее полно изучены Подколодновский (Быков, 1968), Мандровский и расположенный северо-западной с. Подколодновки.

Казанско-калачеевские базальты залегающие несколько юго-восточнее, пересекаются несколькими скважинами и контролируются Казанско-Калачеевским разломом субмеридионального направления. Наиболее изучены казанские базальты, находящиеся в южной части площади. Предварительно установлено, что вулканический аппарат, из которого изливались лавы казанских базальтов, располагался в южной части площади, занимаемой базальтами (фиг. 2, между скв. 1 и 6).

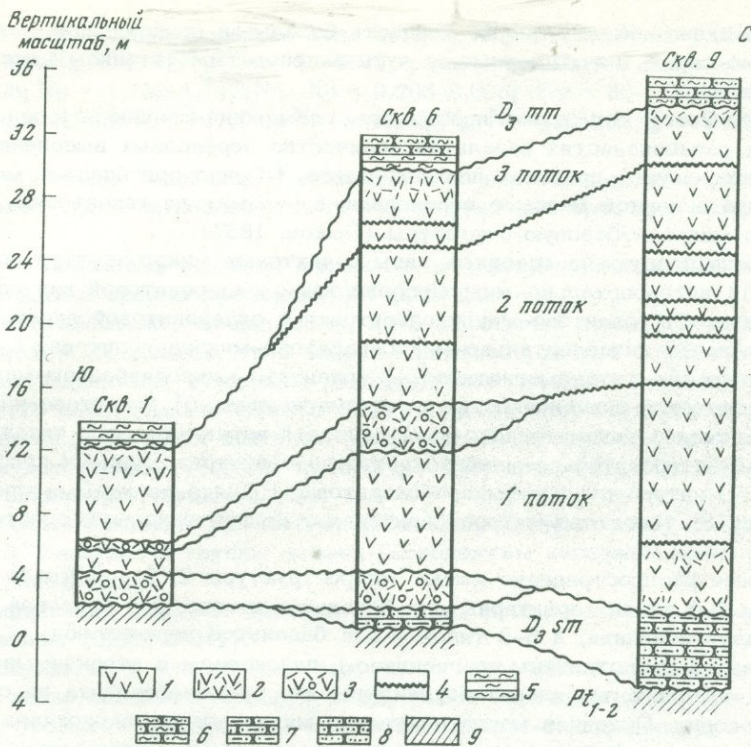


Фиг. 1. Схематическая геологическая карта распространения верхнедевонских базальтов на юго-востоке Воронежской антеклизы со снятыми отложениями песчано-каолиновой толщи

1 - площади распространения базальтов: а - по данным бурения, б - по геофизическим данным (I - Мамоновская; II - Казанская; III - Мигулинская; IV - Советская); 2 - границы распространения базальтов: а - установленные, б - предполагаемые; 3 - верхнешигровский горизонт верхнего девона, аргиллиты с прослоями известняков, песчаники; 4 - нижнешигровский горизонт верхнего девона, аргиллиты, алевроаргиллиты, алевролиты, песчаники; 5 - ястребовский горизонт верхнего девона, туффиты, туфопесчаники, преимущественно основного состава с прослоями аргиллитов; 6 - староскольский горизонт среднего девона, аргиллиты, алевроаргиллиты, алевролиты, алевропесчаники; 7 - Воронцовская метаморфическая серия нижнего протерозоя, преимущественно кварц-полевошпатовые и филлитовидные сланцы; 8 - Мигулинский интрузивный комплекс среднего протерозоя, габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты; 9 - гнейсово-мигматитовый комплекс архея, гранодиорито-гнейсы, биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, амфиболиты и мигматиты; 10 - контакты между горизонтами девона: а - установленные, б - предполагаемые; 11 - разломы: а - установленные (1 - Лосевско-Мамоновский глубинный; 2 - Мандровский; 3 - Толучеевский; 4 - Казанско-Калачеевский; 5 - Мигулинско-Новохоперский), б - предполагаемые

Базальты Мигулинского и Советского участков распространены вдоль Мигулинско-Новохоперского разлома на довольно значительной площади от ст. Мигулинской (Ростовская область) к северу до города Новохоперска (Воронежская область). Они вскрыты небольшим количеством скважин. О присутствии базальтов в северо-восточной части площади можно судить по имеющимся узким субмеридиональным локальным магнитным аномалиям (Усков, Лебедеко, 1966). Эти предположения подтверждаются несколькими скважинами, пробуренными вблизи с. Советское (восточнее г. Калач Воронежской области).

Глубина залегания базальтов четырех вышеуказанных площадей от поверхности колеблется от 17-230 м (мамоновские) до 220-400 м (казанские, мигулинские и советские).



Фиг. 2. Схема сопоставления верхнедевонских базальтов Казанской площади

1 – базальты неизмененные; 2 – базальты латеритизированные и выветрелые; 3 – лавобрекчии выветрелых миндалекаменных базальтов; 4 – корочки закалывания на границах потоков; 5 – аргиллитоподобные глины песчано-каолиновой толщи; 6 – песчаники кварцево-каолиновые песчано-каолиновой толщи; 7 – породы семилукского горизонта, песчаники слюдисто-кварцевые; 8 – алевролиты семилукского горизонта; 9 – филлитовидные сланцы воронцовской серии

Медведицкие базальты, характеристика которых в настоящей работе не приводится, находятся восточнее мигулинско-новохоперских базальтов. Обнаружены они двумя скважинами, пробуренными западнее г. Фролово (северо-запад Волгоградской области), на глубинах порядка 1000–1250 м (Карпов, Чугунов, 1965).

В пределах площадей распространения базальтов выделяются толщи, состоящие из двух-трех и редко четырех (Быков, 1968) покровов (потоков). Обычно (в основном для мамоновских базальтов) границы между покровами устанавливаются по наличию корок закалывания, изменению формы, размера и количества миндалей в нижних, средних и верхних зонах покровов, характеру раскристаллизации базальтов. Реже между потоками близ вулканических аппаратов залегают прослои лавобрекчий выветрелых миндалекаменных базальтов (казанские базальты, фиг. 2, скв. 1 и 6) или прослои красноцветных осадочных пород (северо-восточная часть площади мигулинско-новохоперских базальтов близ с. Советское). В верхних зонах наиболее мощных потоков при удалении от магмовыводящих аппаратов появляется плитчатая отдельность (Быков, 1968) или увеличивается (фиг. 2, скв. 2 и 9, II поток) видимое количество отдельных потоков (по терминологии Никольдса, приводимой Шроком, 1950). Площади отдельных базальтовых покровов колеблются от 0,5 до 60–120 км<sup>2</sup>, а мощность изменяется от 2–5 до 47 м. В верхних частях базальтовых толщ распространены латеритные коры выветривания (Гинзбург и др., 1962), мощность которых составляет 8–15 м. Базальтовые толщи, мощность которых не превышает среднюю мощность коры выветривания, обычно латеритизированы полностью.

Базальты всех вышеуказанных площадей очень слабо дифференцированы и характеризуются довольно выдержанным вещественным составом.

Наиболее свежие невыветрелые разности базальтов представляют собой однообразные темно-серые, почти черные, с чуть зеленоватым оттенком массивные тонкозернистые породы.

Под микроскопом они имеют порфировое, гломеропорфировое строение. При этом в некоторых разновидностях базальтов количество порфировых выделений уменьшается до одного-двух в пределах площади шлифа. Обычно преобладает микродолеритовая структура основной массы с переходами в реликтовую толеитовую, интерсертальную и редко микродиабазовую структуры (Быков, 1957).

Выделяются следующие основные типы реликтовых микроструктур основной массы базальтов: 1) интерсертально-микродолеритовая с сидеронитовой вкрапленностью титаномагнетита; 2) толеитово-микродолеритовая с сидеронитовой вкрапленностью титаномагнетита; 3) интерсертально-микродиабазово-микродолеритовая с сидеронитовой вкрапленностью титаномагнетита; 4) толеитово-микродиабазово-микродолеритовая с сидеронитовой вкрапленностью титаномагнетита; 5) толеитово-интерсертально-микродолеритовая с дендритовидно-сидеронитовой вкрапленностью титаномагнетита; 6) толеитово-интерсертально-микродолеритовая с дендритовидными сростками титаномагнетита; 7) интерсертально-микродолеритовая с дендритовидными сростками титаномагнетита; 8) толеитово-микродолеритовая с дендритовидными сростками титаномагнетита.

Наибольшее распространение имеют микроструктуры 2, 6 и 8 типов. Обычно микроструктуры 1-4 типов характерны для базальтов нижних зон покровов 1, 2 и частично 3 стадий излияния, а 5-8 типов - для базальтов верхних зон.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном и вторичными минералами типа хлорит-инддингсита, хлорит-буолингита, хлорит-джефферизита по оливины и, возможно, пироксену. Основная масса слагается микролитами плагиоклава, пироксена и хлоритом, развивающимся по стеклу. Изредка встречаются миндалины, большей частью выполненные хлоритами, редко цеолитами. Характерно присутствие гломеропорфировых сростков плагиоклаза и пироксена, а также наличие рудных минералов.

Плагиоклаз обычно с хорошо выраженными двойниковым строением, чаще по альбитовому и карлсбадскому законам, принадлежит в основном к лабрадору, редко к андезину или битовнит-анортиту и составляет 35-45% объема породы, образуя вкрапленники трех типов (интрателлурические, гломеропорфировых сростков, постэффузивные) и многочисленные микролиты.

Довольно редко встречающиеся ранние интрателлурические вкрапленники плагиоклаза имеют наиболее крупные размеры (до 2,00 мм) и толстотаблитчатую форму.

В средних и нижних зонах покровов они резорбированы и имеют зональное строение (покрыты оболочкой плагиоклаза более кислого состава). Ядро составляет 70-95% площади вкрапленников и остается однородным по составу (лабрадор № 53 - анортит № 90). В верхних зонах покровов интрателлурические вкрапленники плагиоклаза чаще идиоморфные и менее резорбированные.

Плагиоклаз гломеропорфировых сростков плагиоклаза и пироксена чаще представлен удлинено-призматическими зернами размером 0,1-2 мм, иногда с неровными контурами, реже - таблитчатыми зернами. Состав - андезин № 43 - битовнит № 75.

Плагиоклаз постэффузивных вкрапленников характеризуются значительно удлиненными призматическими формами размером до 1,3 мм. Состав - андезин № 37 - лабрадор № 70. Самые крупные вкрапленники обычно имеют более основной состав. Постепенно уменьшаясь, они переходят в микролиты плагиоклаза основной массы.

Плагиоклаз основной массы представлен удлинено-таблитчатыми микролитами размерами 0,22 мм состава андезин № 31 - лабрадор № 53. Микролиты плагиоклаза, располагающиеся рядом с микролитами пироксена, как правило, имеют более основной состав по сравнению с микролитами, располагающимися среди хлоритизированного стекла.

Пироксен составляет по объему 35-55% породы. Они образует вкрапленники двух видов (одиночные и гломеропорфировые сростки) и слагают микролиты основной массы.

Одиночные вкрапленники пироксена имеют вид изометрических зерен размером от 0,14 до 0,45, редко 0,60 мм с корродированными, но иногда довольно отчетливыми кристаллографическими гранями: (100), (110), (010). Пироксен в гломеропорфировых сростках обычно представлен несколькими неправильными зернами размером 0,2-0,7 мм.

Преобладает моноклинный пироксен типа авгита ( $N_g = 1730$ ;  $N_m = 1,699-1,716$ ;  $N_p = 1,694-1,709$ ;  $cN_g = 47-47^\circ$ ,  $2V = 50-56^\circ$ ), реже встречаются пиконит-авгит ( $N_m = 1,705-1,723$ ;  $N_p = 1,702-1,717$ ;  $N_m-N_p = 0,003-0,006$ ;  $cN_g = 35-36^\circ$ ;  $2V = 52-53^\circ$ ) и диопсид ( $N_g = 1,696$ ;  $N_m = 1,672$ ;  $N_p = 1,664$ ;  $N_g-N_p = 0,032$ ;  $cN_g = 38-40^\circ$ ;  $2V = 50-56^\circ$ ).

Намечается общая тенденция к увеличению количества пироксена, и иногда пироксен преобладает над плагиоклазом в гломеропорфировых сростках нижних частей покровов.

Микролиты пироксена основной массы (авгит) встречаются в виде изометричных зерен с неровными краями размером  $0,07-0,01$  мм.

Оливин, составляющий, по-видимому, до 3-5% объема породы, в абсолютном большинстве замещен минералами типа хлорит-иддингсита, хлорит-боулингита и хлорит-джефферизита. Единичные кристаллы неизмененного оливина с корродированными, но довольно четко выраженными гранями (021) и (010) находятся только непосредственно вблизи нижних и верхних контактов покровов. По оптическим свойствам оливин относится к гортонолиту ( $N_g-N_p = 0,035$ ;  $cN_g = 68^\circ$ , шлиф 222а/15). Средние размеры кристаллов оливина достигают  $0,1-0,4$  мм.

Хлорит-боулингит имеет буроватую, зеленовато-бурюю окраску и тонкочешуйчатое строение (чешуйки и группы чешуек расположены непараллельно), характерно отсутствие плеохроизма.

Хлорит-иддингсит обладает зеленой окраской, плеохроизмом и довольно высоким двупреломлением ( $0,039-0,041$ ).

Хлорит-боулингит и хлорит-иддингсит часто встречаются совместно, замещая одно и то же зерно оливина и образуя между собой постепенные переходы. В свою очередь эти минералы замещаются агрегатами хлорит-джефферизита, имеющего двупреломление  $0,010-0,015$  и показатель преломления  $1,519-1,522$ .

Наиболее крупные реликты зерен оливина обычно встречаются в нижних зонах покровов.

Хлорит, развивающийся по стеклу, имеет светло-зеленую и буроватую окраску и составляет от 2 до 10% объема породы. Он заполняет интерстиции между микролитами плагиоклазов, реже располагается между микролитами пироксенов.

Рудные минералы представлены, в основном, титаномagnetитом и очень редко встречающимся ильменитом.

Титаномagnetит составляет около 4-15% объема породы. Встречается в виде зерен и агрегатов двух видов: во-первых, дендритовидных и игольчатых агрегатов и, во-вторых, - ксеноморфных зерен и агрегатов сидеронитового характера.

Дендритовидные агрегаты, редко единичные зерна, обычно располагаются среди хлоритового мезостаза в верхних зонах покровов. Размеры отдельных зерен титаномagnetита около  $0,004$  мм и меньше. Мощность верхних зон покровов, в которых встречаются дендритовидные агрегаты титаномagnetита, колеблется от первых метров до 22 м и увеличивается по мере удаления от вулканических аппаратов. Титаномagnetиты этого вида составляют около 7-15% объема пород.

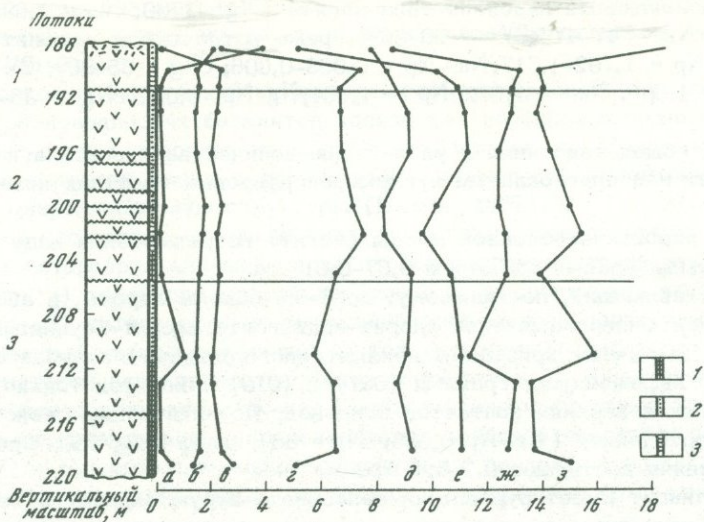
Ксеноморфные зерна и агрегаты сидеронитового характера имеют размеры  $0,1-0,2$  мм и составляют около 4-10% объема породы. Они заполняют промежутки между плагиоклазами и пироксенами, встречаясь только в нижних зонах покровов, мощность которых достигает 13 м.

Ильменит образует кристаллы с поперечными шестиугольными очертаниями или тонкие пластинки.

Из аксессуарных минералов отмечен циркон, изредка встречающийся в виде очень мелких кристалликов, в интрателлурических вкраплениях плагиоклаза и вторичных минералах по оливину. Размеры кристаллов циркона до  $0,01$  мм. Вторичные минералы представлены клиноцоизитом, хлоритами, карбонатами и глинистыми минералами.

При рассмотрении химизма базальтов намечаются общие закономерности в поведении ряда важнейших петрогенных окислов, особенно  $MgO$  и в меньшей степени  $Na_2O$  и  $K_2O$ .

Примечательно изменение содержаний окиси магния от донных частей к верхним в покровах 1,2 и 3 стадий излияния. На графике распределения окиси магния по мощности покровов (фиг. 3) видно, что наиболее высокие содержания окиси магния, в основном, приурочены к нижним частям покровов (ниже срединной плоскости). Содержания окиси магния здесь превышают среднее в целом по данному покрову. В



Фиг. 3. Кривые содержания компонентов в базальтах 1, 2, 3 потоков по скв. 9, Казанская площадь

Зоны покровов 1-3: 1 - с агрегатами титаномагнетита сидеронитового типа; 2 - с дендритовидными агрегатами титаномагнетита, 3 - с дендритовидно-сидеронитовыми агрегатами титаномагнетита: а -  $K_2O$ ; б -  $TiO_2$ ; в -  $Na_2O$ ; г -  $MgO$ ; д -  $SiO_2$ , за точку начала отсчета считать 40%; е -  $CaO$ ; ж - суммарное Fe в пересчете на FeO; з -  $Al_2O_3$ .

Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

Верхних частях покровов содержание окиси магния ниже среднего. Такой характер распределения окиси магния в различных покровых подтверждает предположение о том, что в ряде случаев после излияния в лавах базальтов незначительно проявлялись процессы гравитационно-кристаллизационной дифференциации, выразившиеся в оседании выкристаллизовавшихся магнезиальных силикатов (оливина и пироксена) к донным частям покровов. Увеличение содержания окиси магния в нижних частях покровов 1 и 2 стадий подтверждается данными петрографического изучения базальтов. Содержание вторичных минералов по оливину и вкрапленников пироксена в нижних зонах покровов (особенно 1 и 2 стадий излияния) обычно немного больше, чем в верхних зонах.

Процессы гравитационно-кристаллизационной дифференциации более отчетливо фиксируются в тех зонах нижних частей покровов, где лавы базальтов кристаллизовались в самую последнюю очередь, что подтверждается наличием здесь агрегатов титаномагнетита сидеронитового и дендритовидно-сидеронитового характера (фиг. 3). Одновременно в верхних зонах покровов часто отмечается незначительное увеличение содержания суммы щелочей. По мере удаления от местоположения вулканических аппаратов в базальтах обычно незначительно уменьшается содержание  $MgO$  и увеличивается содержание суммы щелочей.

При сопоставлении средневзвешенных содержаний окислов по покровам на отдельных площадях в большинстве случаев намечается тенденция к уменьшению количества  $MgO$  и увеличению содержаний  $Na_2O + K_2O$ .

Изложенные данные о поведении  $MgO, Na_2O$  и  $K_2O$  в общем свидетельствуют о слабо выраженном гомодромном характере эволюции магматических расплавов базальтов.

Базальты различных площадей имеют довольно близкие химические составы (табл., фиг. 4). Наряду с этим по мере движения на восток (от мамоновских базальтов к мигулинским) в них отмечается постепенное уменьшение содержания  $MgO$  и увеличение содержания суммы щелочей. Настоящий факт свидетельствует о различной глубине проникновения разломов, контролирующих положение вулканических аппаратов,

Средние составы верхнедевонских базальтов юго-восточной части Воронежской антеклизы (в вес.%)

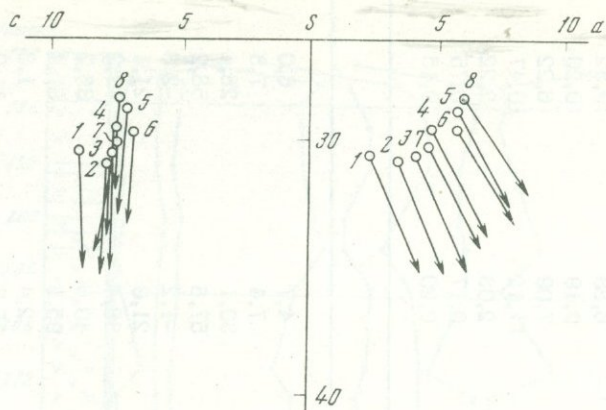
Таблица

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	48,99	49,03	48,95	49,30	48,96	48,44	48,80	49,22
TiO <sub>2</sub>	1,67	1,52	1,76	1,83	1,54	1,65	1,64	1,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,95	14,23	14,73	14,71	14,64	14,34	14,45	15,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,31	4,65	5,52	5,74	5,07	5,93	5,51	3,18
FeO	5,67	7,08	5,88	6,37	7,60	7,02	6,83	9,32
MnO	0,09	0,10	0,08	0,04	0,29	0,30	0,19	0,20
MgO	8,08	8,17	8,31	7,23	6,39	6,13	7,09	6,22
CaO	11,95	11,29	11,47	11,04	10,33	10,99	11,12	10,47
Na <sub>2</sub> O	1,05	1,51	1,81	2,14	2,47	2,46	2,03	2,22
K <sub>2</sub> O	0,04	0,09	0,10	-	0,32	0,26	0,17	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,20	0,09	0,07	Не опр.	0,26	0,20	0,15

Числовые характеристики по А.Н.Заваришкому

a	2,4	3,5	4,1	4,8	5,9	5,9	4,7	6,0
c	8,9	7,9	7,8	7,5	7,1	6,8	7,4	7,3
b	30,6	30,9	30,6	29,6	28,9	29,7	30,1	28,4
g	58,1	57,7	57,5	58,1	58,1	57,6	57,8	58,2
Q	+2,5	+0,6	1,0	0,9	2,7	-3,4	-1,2	-2,8
c'	19	19,5	20,2	20,6	20,0	23,0	21,0	21,1
f'	35,8	35,4	33,6	37,5	41,6	41,3	38,4	42,2
m'	45,2	45,1	46,2	41,9	38,4	35,7	40,6	36,7
n	100,0	96,0	96,6	100,0	92,9	94,1	95,6	81,4
t	2,5	2,3	2,6	2,7	2,3	2,4	2,4	1,3
ψ	17,6	13,0	15,3	16,8	15,2	17,6	15,7	11,0
F = $\frac{a:c}{Fe_2O_3:FeO}$	0,27	0,44	0,52	0,64	0,83	0,87	0,64	0,82
	1,11	0,61	0,94	0,90	0,66	0,85	0,81	0,33

1 - базальты подколдновского участка, среднее из 16 анализов; 2 - базальты мандровского участка, среднее из 32 анализов; 3 - базальты участка северо-западнее с. Подколдновка, среднее из 8; 4 - базальты участка южнее с. Петропавловки, среднее из 3; 5 - базальты казанской площади, среднее из 32; 6 - базальты мигулинской площади, среднее из 21; 7 - средневзвешенное по верхнедевонским базальтам юго-востока Воронежской антеклизы (среднее из 112); 8 - среднее по базальтам трапповой формации древних платформ (Кутюлин, 1968).



Фиг. 4. Диаграмма средних составов верхнедевонских базальтов юго-востока Воронежской антеклизы (по А.Н. Заварицкому). Номера фигуративных точек приведены в таблице

а также о различной глубине подачи исходных базальтовых расплавов из общего магматического очага.

Сравнение средневзвешенного содержания основных компонентов в верхнедевонских базальтах юго-востока Воронежской антеклизы со средним составом базальтов трапшовой формации древних платформ (Кутолин, 1968) показывает, что они отличаются от последних более высоким содержанием  $MgO$ , пониженным содержанием суммы щелочей и большим коэффициентом окисления  $F = Fe_2O_3 : FeO$ . Эти особенности химизма верхнедевонских базальтов юго-востока Воронежской антеклизы, а также незначительная дифференциация указывают на то, что их исходные расплавы зарождались на довольно больших глубинах, а в моменты излияний лавы базальтов из-за довольно большого коэффициента окисления характеризовались повышенной вязкостью и растекались на небольшие расстояния от вулканических аппаратов.

#### Литература

- Быков И.Н. Предварительные данные о некоторых особенностях петрографии мамоновских базальтов. — В сб. "Труды молодых ученых геологического факультета Воронежского государственного университета". Воронеж, 1967.
- Быков И.Н. К вопросу о строении толщи мамоновских базальтов. — Труды ВГУ, 1968, 66, геол. сб.
- Быков И.Н. Некоторые вопросы химизма мамоновских базальтов. — В сб. "Вопросы геологии и полезных ископаемых Воронежской антеклизы". Труды ВГУ, 1969, т. 70.
- Гинзбург И.И., Наджакова Г.Э., Никитина А.П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы. — В сб. "Кора выветривания", вып. 4. Изд-во АН СССР, 1962.
- Карпов П.А. История восточной части Воронежской антеклизы в девоне. — Изв. высших учебных заведений "Геология и разведка", 1965, № 2.
- Карпов П.А., Чугунов Н.А. Новые данные об эффузивной деятельности на восточном склоне Воронежского массива в девонское время. — Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 4.
- Кутолин В.А. Некоторые проблемы петрологии базальтов в связи с их петрохимией. — Тезисы сов. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1968.
- Кудев Ю.С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения  $Fe_2O_3 : FeO$  в магматических горных породах. — Изв. АН СССР, 1964, № 11.
- Лукьянов В.Ф., Раскатов Г.И. Некоторые структурные и генетические особенности песчано-каолиновой "мамоновской" толщи в пределах юго-восточной части Воронежской антеклизы. — Труды ВГУ, 1968, т. 66, геол. об.

- Мушенко А.Н. Тектоника осадочного покрова Воронежской антеклизы. - Труды МГН АН СССР, 1960, вып. 38.
- Одокий Б.Н., Бунеев В.Н., Беляева В.И. Проявления верхнедевонского вулканизма на юге Воронежской области. - Труды III сов. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Раскатова Л.Г. О возрасте песчано-каолиновой "мамоновской" толщи юго-восточного склона Воронежской антеклизы по данным спорово-пыльцевого анализа. - Труды III сов. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Усков М.В., Лебедько Г.И. Геолого-петрографическая характеристика докембрийского фундамента юго-восточного склона Воронежской антеклизы. - Труды III сов. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд-во ИЛ, 1950.

В.И. Лебединский, Л.П. Кириченко

## НЕКОТОРЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ДОНБАССА

В юго-западной части Донбасса распространена вулканогенная толща в виде длинной узкой полосы субширотного простираения от ст. Велико-Анадоль на западе до с. Кумачево в верховьях р. Грузский Еланчик на востоке (Бутурлинов и др., 1964). Приурочена она к границе двух регионов с резко различной геотектонической позицией. С севера к ней примыкает герцинское складчатое сооружение Донбасса, с юга Приазовский блок Украинского щита. Вулканогенная толща принадлежит верхам живецкого и низам франского ярусов. Сложена она преимущественно основными и переходными к ультраосновным, с одной стороны, и более кислыми, чем основные, с другой стороны, эпигенетически измененными лавами. Первоначально это были пикрито-базальты, согендалиты (эффузивные аналоги полевошпатовых пироксенитов), андезито-базальты и в меньшей мере трахибазальты, ортофиры и липариты.

Местами в вулканогенной толще довольно широко распространены альбитизированные разности некоторых из указанных пород, что дало основание ряду исследователей (Усенко и др., 1964) весь комплекс отнести к спилито-кератофировой формации. Однако в последнее время было высказано сомнение в правильности этой формационной характеристики (Афанасьев и др., 1965). Мы, исходя из особенностей вещественного состава вулканогенной толщи и приуроченности ее к зоне глубинного разлома на границе двух различных геоструктурных регионов, относим ее к оливин-базальтовой формации континентов.

Широко распространенными породообразующими минералами вулканогенной толщи являются плаггиоклаз и моноклинный пероксен, порфиновые выделения которых в отдельности нередко составляют до 30% объема вулканических пород. Для миндалекаменных разновидностей характерен эпидот (точнее пистацит), который вместе с альбитом и кальцитом выполняет послегазовые пустоты.

Состав указанных минералов и их взаимоотношения с другими минералами определяют основные петрохимические и структурные особенности вулканических пород. Тем не менее, породообразующие минералы изучены недостаточно. Отрывочные минералогические сведения об авгите даны Н.Н.Ормонт (1956) и Г.А. Макухиной (1961). Розовому альбиту из миндалин базальтов Каракубы посвящена заметка Г.К. Токаря (1950), об эпидоте и лотрите из тех же пород сообщает Д.В. Цок (1950). Недостаточная изученность породообразующих минералов явилась основанием для более детального их изучения. Ниже приводится характеристика авгита, альбита и пистацита из вулканических пород Донбасса.

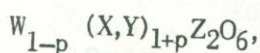
Авгит. Наиболее благоприятные для изучения кристаллы авгита находятся в эпигенетически измененных пикрито-базальтах. Макроскопически это темно-серые, почти черные породы с резко выделяющимися крупными вкрапленниками пироксена длиной 10–15 мм, заключенными в тонкозернистой основной массе. Под микроскопом особенно резко выступает контраст между очень крупными идиоморфными вкрапленниками авгита и мелкозернистой основной массой. Во вкрапленниках (более мелких) встречаются также оливин (замещенный делесситом  $Nr = 1,598 \pm 0,001$ ,  $Ng = 1,602 \pm 0,001$ , кальцитом и кварцем) и рудные минералы: ильменит, титаномagnetит и магнетит (частично мартитизированный). Основная масса интерсертальной структуры состоит из зернышек авгита, разноориентированных микролитов основного плаггиоклаза (лаб-

радора), бурой роговой обманки, кристалликов рудного минерала и непрозрачной бурой массы, среди которой различаются чешуйки хлорита и скопления мелких зернышек карбоната.

Вкрапленники авгита представлены правильно ограниченными призматическими кристаллами, изредка они соединены в гломеропорфировые агрегаты. Довольно часты олиго- и полисинтетические двойники с плоскостью срастания (010). Минерал в шлифе бледно-бурый, свежий, лишь по трещинкам изредка встречаются новообразованные чешуйки хлорита. Авгит обладает явным зональным строением. В проходящем свете оно проявляется в наличии более густо окрашенной узкой каемки по периферии кристаллов. Константы авгита:  $cNg = 43-44^\circ$ ,  $2V = +58$ ,  $Np = 1,694 \pm 0,001$ ,  $Nm = 1,700 \pm 0,001$ ,  $Ng = 1,719 \pm 0,001$ . Дисперсия оптических осей слабая -  $g > v$ .

Мономинеральная фракция авгита выделена из пикрито-базальта, образующего поток мощностью 1,5 м в скалистом обрыве долины р. Кальмиус у южной оконечности с. Раздольного. Образец породы 1019г был истолчен и из него неоднократно выделением в тяжелой жидкости и центрифугированием удалось получить совершенно чистую фракцию авгита (без сростков с рудными минералами). Химический состав изученного минерала, а также данные других авторов об авгите из вулканических пород Донбасса приведены в табл. 1.

Кристаллохимические формулы авгита рассчитаны, исходя из общей формулы



где  $W = Ca^{2+}, Na^+, K^+$ ;  $X = Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}$ ;

$Y = Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}; Ti^{4+}; Z = Si^{4+}, Al^{3+}, Ti^{4+}, Fe^{3+}$ .

Критерием качества анализа служат величины  $\Sigma W + (X + Y)$  и  $\Sigma Z$ , каждая из которых должна составлять  $2,00 \pm 0,02$ .

1.  $[(Ca_{0,87}Na_{0,02})_{0,89}(Mg_{0,85}Fe_{0,17}^{2+}Ti_{0,02})_{1,04}(Fe_{0,07}^{3+})]_{2,00}(Si_{1,75}Al_{0,25})_{2,00}O_{6,00}$ .
2.  $[(Ca_{0,86}Na_{0,05}K_{0,01})_{0,92}(Mg_{0,85}Fe_{0,18}^{2+}Ti_{0,01})_{1,04}(Fe_{0,04}^{3+})]_{2,00}(Si_{1,80}Al_{0,15}Ti_{0,05})_{2,00}O_{6,00}$ .
3.  $[(Ca_{0,84}Na_{0,05}K_{0,01})_{0,90}(Mg_{0,80}Fe_{0,18}^{2+}Ti_{0,04})_{1,02}(Fe_{0,08}^{3+})]_{2,00}(Si_{1,75}Al_{0,17}Ti_{0,08})_{2,00}O_{6,00}$ .
4.  $[(Ca_{0,88}Na_{0,02}K_{0,01})_{0,91}(Mg_{0,75}Fe_{0,13}^{2+}Mn_{0,01}Ti_{0,02})_{0,91}(Fe_{0,18}^{3+})]_{2,00}(Si_{1,70}Al_{0,19}Ti_{0,11})_{2,00}O_{6,00}$ .
5.  $[(Ca_{0,83}Na_{0,04})_{0,87}(Mg_{0,76}Fe_{0,19}^{2+}Ti_{0,08})_{1,03}(Fe_{0,10}^{3+})]_{2,00}(Si_{1,77}Al_{0,18}Ti_{0,05})_{2,00}O_{6,00}$ .

Как видно из кристаллохимической формулы, исследованный пироксен действительно принадлежит к авгитам - в его структуре значительная часть ионов кремния (точнее 1/8) замещена алюминием в четверной координации. Следует также отметить небольшое количество  $TiO_2$  (менее 1%), входящего в структуру минерала только в шестерной координации. Бледная окраска говорит об обычном, а не титан-авгитовом

Химический состав авгита из вулканических пород юго-западного Донбасса

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	46,76	48,46	46,78	44,94	46,85
TiO <sub>2</sub>	0,91	2,22	3,96	4,38	4,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,51	3,40	3,91	4,38	4,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	1,32	2,70	6,36	3,63
FeO	5,57	6,00	6,00	4,21	6,12
MnO	0,02	0,07	0,14	0,24	0,17
MgO	15,29	15,38	14,46	13,25	13,55
CaO	21,70	21,84	21,06	21,68	20,45
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,72	0,62	0,27	0,54
K <sub>2</sub> O	0,20	0,20	0,20	0,25	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Следы	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,55	1,00	0,44	-	0,44
H <sub>2</sub> O	0,16	0,14	0,20	-	0,10
С у м м а	99,43	100,75	100,47	99,96	100,44
Ng	1,719	1,722	1,719	1,726	1,722
Nm	1,700	-	1,706	1,712	1,708
Np	1,694	1,696	1,698	1,704	1,697
+2 2V°	58	56-60	52-57	49-56	46-60
cNg	43-44	43-50	36-47	44-50	36-48

1 - авгит из вкрапленников пикрито-базальта. Обрывы у с. Раздольного, обр. 1019<sup>б</sup>, аналитик С.С. Шабер, Институт минеральных ресурсов Министерства геологии СССР; 2 - авгит из вкрапленников пикрито-базальта юго-западного Донбасса по Г.А. Макухиной (1961); 3 - авгит из вкрапленников пикрито-базальта (базальта по Н.Н. Ормонт) балки Камышеваха, юго-западный Донбасс, по Н.Н. Ормонт (1956); 4 - авгит из вкрапленников пикрито-базальта (базальта по Н.Н. Ормонт) балки Камышеваха, юго-западный Донбасс, по Н.Н. Ормонт (1956); 5 - авгит из вкрапленников пикрито-базальта (базальт по Н.Н. Ормонт) балки Камышеваха, юго-западный Донбасс, по Н.Н. Ормонт (1956).

характере исследованного минерала. Минерал, изученный Г.А. Макухиной и Н.Н. Ормонт, по всем особенностям химизма очень близок к исследованному. Исключением служит повышенное содержание TiO<sub>2</sub> (особенно анализы 4-5 с содержанием этого компонента до 4,50%); ионы Ti, как видно из кристаллохимических формул (анализы 2-5), в значительном количестве входят в структуру минерала в четверной координации (до 0,11). Учитывая эту особенность, а также оптические свойства, отмеченные названными исследователями, - сиреневую окраску, зональное строение и резко выраженную дисперсию оптических осей и биссектрис, - следует считать, что среди пикрито-базальтов кроме авгита распространен и титан-авгит.

Содержание микроэлементов в авгите из потока  
пикрито-базальта у с. Раздольного

Элемент	Авгит	Содержание в основных породах, по А.П. Виноградову
V	0,005-0,1	0,02
Cu	0,0005-0,001	0,01
Cr	0,05-0,1	0,02
Ni	0,01-0,05	0,016
Co	0,01-0,05	0,0045
Pb	0,001	0,0008

Содержание микроэлементов в авгите, по данным полуколичественного спектрального анализа, выполненного В.Я. Петровым (Институт минеральных ресурсов), следующее (табл. 2).

Как видно из приведенных данных, авгит содержит Cr, Ni, Co и Pb в количествах, значительно превышающих кларковые для основных пород.

Данные рентгеноструктурного анализа авгита, произведенного в лаборатории Института минеральных ресурсов, и эталонного образца (Михеев, 1957) приведены в табл. 3. Условия съемки исследуемого образца: Fe-анткатод,  $K = \alpha\beta$ ,  $2R = 57,3$  мм,  $t = 25$  мм, 35kV, 12mA, трубка БСВ = 4.

Сопоставление рентгенограмм авгита из вулканогенной толщи Донбасса и эталонного образца авгита показывает сходство их дифракционных спектров.

Полезно сопоставить состав изученного авгита, определенного по оптическим данным по диаграммам свойства - состав, с составом, рассчитанным по данным химического анализа (табл. 4).

Как видно, состав авгита, полученный по диаграмме М.М.Веселовской, практически совпадает с составом, рассчитанным по химическому анализу. Данные, найденные по диаграмме Хесса (Трегер, 1958), значительно отличаются от истинных.

Пистацит. Пистацит - довольно характерный минерал базальтов. В особенности он типичен для миндалякаменных разновидностей, в которых заполняет пустоты, иногда совместно с альбитом и кальцитом. Кроме того, пистацит очень часто встречается в породах вулканогенной толщи в виде прожилков и выделений неправильной формы.

Изученный пистацит взят из мандельштейна альбитизированного базальта по балке Камышевахе. Макроскопически это темно-зеленая афирровая порода с множеством миндалин размером от 1 до 6 мм, реже до 1 см, заполненных ярко-розовым альбитом и фиштакково-зеленым пистацитом. Обилие миндалин придает породе ясно выраженную пятнистость.

Под микроскопом на фоне микрозернистой основной массы наблюдаются редкие порфиновые выделения альбитизированного плагиоклаза и альбита, не превышающие 0,8 мм, т.е. намного меньше размера миндалин. В состав миндалин кроме альбита и пистацита входит кальцит. Порядок выделения минералов в миндалинах следующий: альбит - пистацит - кальцит. Заполнение миндалин было многофазным.

Пистацит встречается обычно в виде толстотаблитчатых довольно крупных зерен размером до 0,9 мм, реже образует шестоватые кристаллы и радиальнолучистые агрегаты; они окрашены в желто-зеленый цвет и ясно плеохроируют. Изредка наблюдаются двойники по (100). Угол погасания  $cNp = 4-5^\circ$ ;  $2V = -65^\circ$ , что свидетельствует о составе: 65%  $NCa_2Al_3Si_3O_{13}$  и 35%  $NCa_2Fe_3Si_3O_{13}$  (Трегер, 1958).

Оптически отрицательный знак исследованного минерала дает основание для отнесения его в соответствии с предложением Трегера к пистациту (оптически положительные разновидности именуются клиноцоизитами). Показатели преломления пистацита:

Рентгеноструктурный анализ авгита из вулканических пород юго-западного Донбасса и эталонного образца авгита

Обр. Л = 1019 <sup>б</sup>		Авгит (Михеев, 1957)		Обр. Л-1019 <sup>б</sup>		Авгит (Михеев, 1957)	
I	d/n Å	I	d/n Å	I	d/n Å	I	d/n Å
6	3,24	5	3,25	1	1,524	-	-
1	3,12	-	-	2	1,503	5	1,503
10	3,00	10	2,98	3	1,485	-	-
6	2,94	-	-	1	1,462	-	-
5	2,89	-	-	10	1,418	10	1,412
2	2,78	3	2,785	3	1,412	-	-
6	2,57	-	-	1	1,386	-	-
9	2,52	10	2,522	1	1,376	-	-
1	2,46	-	-	3	1,380	-	-
3	2,35	-	-	4	1,321	8	1,324
3	2,31	-	-	1	1,293	-	-
2	2,21	2	2,200	6	1,281	6	1,277
7	2,14	2	2,213	2	1,259	-	-
1	2,11	6	2,120	5	1,242	4	1,246
5	2,05	6	2,017	3	1,213	-	-
1	2,03	-	-	3	1,171	2	1,172
1	1,930	-	-	2	1,155	3	1,152
4	1,835	3	1,832	2	1,143	2	-
2	1,794	-	-	1	1,107	2	1,108
				3	1,083	-	-
10	1,630	-	-	9	1,075	10	1,071
1	1,613	10	1,555	8	1,069	-	-
2	1,564	4	1,555	7	1,063	3	1,066
				5	1,051	3	1,053
				6	1,045	2	1,041

$Np_1 = 1,751 \pm 0,002$ ;  $Ng_1 = 1,781 \pm 0,002$ ; интерференционная окраска яркая, типично пятнистая. Твердость, замеренная прибором, микротвердость ПМТ-3, меняется от 922 до 1059 кг/мм<sup>2</sup>, что соответствует твердости 6,2 - 6,6 по шкале Мооса.

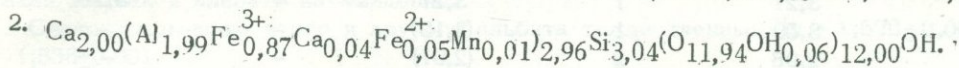
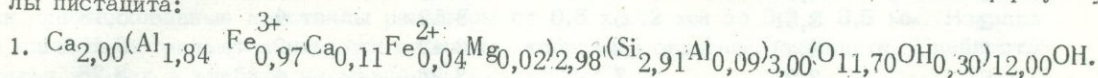
Отобранные под бинокляром мономинеральные фракции пистацита из миндалин (обр. 1005<sup>а</sup>) и жильных образований (обр. 1038) изучались различными методами. Химический состав пистацитов приведен в табл. 5.

Данные рентгеноструктурного анализа пистацитов, произведенного в лаборатории Института минеральных ресурсов, приведены в табл. 6. Условия съемки: Fe - антикатод,  $E = \alpha\beta, 2R = 57,3$  мм,  $g = 0,25$  мм, 35 kV, 8 часов.

Состав авгита, определенный по различным диаграммам  
свойство - состав

	По М.М. Веселовской (1950)	По Хессу (таблица Трегера)	По данным хими- ческого состава
Fs	15	22	12
Wo	42	47	44
En	43	31	44

По анализам на основе восьми катионов рассчитаны кристаллохимические формулы пистацита:



Химический состав и кристаллохимические формулы анализированных минералов свидетельствуют о принадлежности их к пистациту с содержанием примерно 2/3 алюминиевого и 1/3 железного компонентов. Кроме указанных в табл. 5 химических элементов, спектрально в исследованных пистацитах установлено присутствие в тысячных долях процента и в виде следов V, Ni, Pb, Ga, Ge, In, Iб, Те. В химическом составе изученных пистацитов содержание закисного железа невелико (0,57 и 0,67%). Поэтому, несмотря на то, что термооптическое изучение железа не проводилось, полагаясь на данные А.Ф. Коржинского (1958), можно считать, что при нагревании до температуры дегидратации (около 950°) количество окисного железа за счет окисления закисного увеличивается незначительно и возрастание светопреломления должно быть тоже незначительным.

Таблица 5

Химический состав (в вес %) пистацита из миндалин  
и жильных образований

Окислы	Обр. 1005 <sup>a</sup>	Обр. 1038
SiO <sub>2</sub>	36,28	37,25
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,48	20,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,14	14,11
FeO	0,57	0,67
MnO	не обн.	0,13
MgO	0,07	сл.
CaO	24,70	23,46
Na <sub>2</sub> O	не обн.	0,08
K <sub>2</sub> O	0,17	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	не обн.	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,96	2,70
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,02	сл.
С у м м а	100,94	100,70

1 - пистацит из миндалин в альбитизированном базальте балки Камышевахи, аналитик О.С.Шабер, Институт минеральных ресурсов; 2 - пистацит из прожилка в альбитизированном базальте балки Камышевахи, аналитик Н.А. Михайлова, химико-аналитическая лаборатория, ВСЕГЕИ.

Рентгеноструктурный анализ пистацита из вулканических пород юго-западного Донбасса и эталонного образца эпидота

Обр. 1005 <sup>a</sup>		Обр. 1038		Эпидот (Михеев, 1957)	
I	d/n Å	I	d/n Å	I	d/n Å
1	5,05	3	5,07	4	5,0
2	4,04	4	4,04	4	3,97
2	3,51	5	3,52	4	3,48
1	3,43	2	3,42	2	3,41
5	3,21	7	3,27	4	3,28
1	3,09	1	(3,10)	-	-
2	2,98	2	(2,97)	-	-
10	2,90	10	2,91	10	2,90
3	2,82	7	2,83	6	2,82
6	2,69	7	2,71	6	2,68
5	2,61	6	2,61	6	2,60
5	2,54	6	2,55	4	2,53
2	2,46	3	2,47	-	-
6	2,42	8	2,40	8	2,40
3	2,31	5	2,30	4	2,30
5	2,18	6	2,17	4	2,16
4	2,12	6	2,13	6	2,11
3	2,08	4	2,08	4	2,07
1	2,01	1	2,05	2	2,05
1	1,938	2	1,932	-	-
8	1,884	9	1,881	7	1,88
1	1,816	3	1,816	2	-
1	1,747	3	1,750	-	-
1	1,699	1	1,705	2	1,70
1	1,672	3	1,682	-	-
10	1,646	8	1,648	8	1,64
6	1,584	p8	1,590	5	1,582
6	1,550	p8	1,551	5	1,538
1	1,504	2	1,515	-	-
1	1,486	1	1,487	-	-
6	1,465	7	1,465	6	1,461
2	1,441	3	1,444	2	1,437
6	1,413	7	1,415	6	1,409
6	1,399	8	1,398	6	1,394
1	1,369	1	1,371	-	-
1	1,346	3	1,349	2	1,348
2	1,297	4	1,300	2	1,299
5	1,270	5	1,270	5	1,267
1	1,238	1	1,233	-	-
1	1,149	2	1,149	2	1,149
3	1,127	4	1,127	2	1,127
5	1,116	5	1,116	4	1,113
5	1,105	5	1,104	1	1,104
1	1,057	1	1,086	-	-

Межплоскостные расстояния и интенсивности интерференционных линий для исследованных образцов совпадают, как видно из табл. 6, с эталонным эпидотом.

Пистацит в псевдоморфозах по основному плагиоклазу и в миндалинах генетически однотипен – возник он в результате деятельности гидротермальных растворов, сопровождавших вулканизм девонского времени.

Альбит. Розовый альбит выполняет миндалины сам или совместно с эпидотом и кальцитом. В андезито-базальтах образует гомоосевые псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза (обр. 1023<sup>a</sup>).

В первом случае это обычно полисинтетически сдвойникованные кристаллы короткотаблитчатого габитуса размером от нескольких десятых долей миллиметра до 1 см. Альбит свежий, изредка немного пелитизирован и хлоритизирован. Спайность совершенная по (010) и несколько хуже по (001).

Альбит в псевдоморфозах по вкрапленникам образует удлиненные полисинтетически сдвойникованные кристаллы размером от 0,8 x 0,2 мм до 0,5 x 0,5 мм. Изредка в альбите встречаются чешуйки серицита, хлорита и зернышки кальцита. Спайность такая же, как в альбите из миндалин.

Светопреломление этого и другого альбита тождественны:  $N_p = 1,526 \pm 0,001$ ;  $N_g = 1,536 \pm 0,001$ .

По значениям твердости они немного различаются, но все же близки. Альбит, заполняющий миндалины, имеет твердость 718 кг/мм<sup>2</sup>, что соответствует 5,31 единиц шкалы Мооса. У альбита в псевдоморфозах по вкрапленникам твердость на плоскости (100), 784 кг/мм<sup>2</sup>, или 6,0, твердость на плоскости (010) колеблется в пределах 803–884 кг/мм<sup>2</sup>, что соответствует 6,0–6,09 шкалы Мооса.

Определение оптической ориентировки альбитов на столике Федорова показало, что как альбит псевдоморфоз по вкрапленникам, так и альбит миндалин имеют состав № 0–5. Упорядоченность обоих альбитов, определенная по диаграмме А.С. Марфунина (1962), около 0,75, что соответствует довольно высоко упорядоченной структуре. Эти данные показывают, что альбиты кристаллизовались в условиях довольно медленного понижения температуры.

Изменение углов оптических осей показало, что альбиты обладают отрицательным  $2V$  от  $-75^\circ$  до  $-88^\circ$  (табл. 7), т.е. значительно отличаются от величин, указанных в справочниках.

Таблица 7

Оптические свойства альбитов из вулканических пород юго-западного Донбасса

Порода	Условия нахождения альбита	Координаты двойниковой оси или нормали, град			Двойниковая ось	№ плагиоклаза	$2V$ , град.
		$N_g$	$N_m$	$N_p$			
Альбитизированный базальт	Миндалины	18	72	89	В(010)	0	-88
То же	"	15	75	89	В(010)	0	-88
Андезито-базальт	Псевдоморфизованный вкрапленник	72	18	84	В(001)	0	-76
То же	"	71	18,5	83	В(001)	2	-78

Следует указать, что в нашем случае нет соответствия между степенью упорядоченности альбита и совершенством спайности и частотой проявления двойникований, описанных В.Л.Русиновым (1965). При известной разупорядоченности альбита, на что указывает отрицательный знак угла оптических осей, спайность в нем проявляется всегда (причем совершенная), как и полисинтетическое двойникование. Химические анализы альбита (табл. 8, ан. 2) показывают, что Na значительно преобладает над

## Химический состав альбитов из вулканических пород юго-западного Донбасса

Окислы	1	2	1-а	2-а
SiO <sub>2</sub>	66,26	66,15	67,0	67,8
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	0,67	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,36	18,90	19,9	19,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,48	-	0,3
FeO	Не обр.	0,27	-	-
MnO	То же	сл.	-	сл.
MgO	0,58	0,44	-	-
CaO	1,90	1,15	2,0	1,2
BaO	Не опр.	Не обн.	Не опр.	Не обн.
Na <sub>2</sub> O	10,29	9,90	10,6	10,3
K <sub>2</sub> O	0,19	0,57	0,2	0,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,05	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,52	0,66	0,02	0,03
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,16	0,1	0,2
С у м м а	99,44	99,40	100,0	100,0

1 - альбит из миндалин в альбитизированном базальте балки Камышевахи, обр. 1005<sup>а</sup>. Аналитик О.С. Шабер, Институт минеральных ресурсов; 2 - альбит из псевдоморфозы по вкрапленнику плагиоклаза в андезитов-базальте окрестностей с. Раздольного, обр. 1023<sup>а</sup>. Аналитик А.А.Швакова, Институт минеральных ресурсов; 1-а - исправленный ан.1 после пересчета с удалением хлорита; 2-а - исправленный ан. 2 после пересчета с удалением хлорита и рудных минералов.

К и Са; это подтверждает и альбитовый состав псевдоморфоз плагиоклаза и выполненный миндалин. Количество Са немного завышено за счет примеси кальцита.

Заметное содержание MgO в анализах 1 и 2 обязано тончайшим включениям хлорита в альбите. Для корректировки анализа из них вычтены все MgO и остальные компоненты хлорита SiO<sub>2</sub>:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:FeO:H<sub>2</sub>O в пропорции 1,17:0,26:0,1:0,45:1,28 по отношению к молекулярному количеству MgO, принятому за единицу. Именно такие соотношения характерны для компонентов хлоритов в альбитизированных породах Крыма, изученных В.И. Лебединским.

В колонках 1-а и 2-а (табл. 8) приведены к 100% исправленные химические составы альбитов после корректировки на примесь хлорита. В ан. 2 весь TiO<sub>2</sub> посчитан как ильменит и рутил и молекулярное количество TiO<sub>2</sub> изъято из химического анализа альбита.

Кристаллохимические формулы альбита из вкрапленников и миндалин очень близки:

1. (Na<sub>0,91</sub>Ca<sub>0,09</sub>)<sub>1,00</sub>Al<sub>1,00</sub>(Si<sub>2,98</sub>Al<sub>0,02</sub>)<sub>3,00</sub>O<sub>8,00</sub>;
2. (Na<sub>0,90</sub>Ca<sub>0,06</sub>K<sub>0,03</sub>)<sub>0,99</sub>(Al<sub>1,00</sub>Fe<sub>0,01</sub>)<sub>1,01</sub>Si<sub>3,00</sub>O<sub>8,00</sub>.

Кроме главных химических элементов спектрально обнаружено присутствие в тысячных долях Cu, V, Pb, La и следы Zr, Sn. Определялись, но не выявлены Hf, Cr, Ni, Co, Zn, Cd, Pt, Au, Ag, Bi, Sb, Hg, As, P, Mo, Nb, Ta, W, Ge, Te, In, I, La, Ce, Sc, W, Th.

Результаты рентгеноструктурного изучения альбитов, выполненного Р.Г. Сизовой в Институте минеральных ресурсов, приведены в табл. 9. Условия съемки: Fe - антикатор, 2R = 57,3, г = 0,25 мм, 35 kV, 10mA, 8 часов.

## Рентгенограммы альбитов из вулканических пород юго-западного Донбасса и эталонного образца альбита

Обр. 1005 <sup>a</sup>		Л-1023 <sup>a</sup>		Альбит (Михеев, 1957)		Обр. 1005 <sup>a</sup>		Л-1023 <sup>a</sup>		Альбит (Михеев, 1957)	
і	d/n Å	і	d/n Å	і	d/n Å	і	d/n Å	і	d/n Å	і	d/n Å
1	9,44	-	-	-	-	2	1,750	2	1,749	3	1,745
1	7,32	1	7,20	-	-	3	1,721	3	1,717	4	1,714
2	6,48	2	6,38	-	-						
1	4,96	1	(4,93)	-	-	1	1,690	1	1,691	-	-
4	(4,52)	3	4,50	1	4,58	1	1,670	1	1,667	3	1,663
7	4,07	2	(4,13)	6	4,11	1	1,617	1	1,635	-	-
2	3,90	6	(4,02)	-	-	1	1,594	1	(1,585)	2	1,581
3	3,81	1	3,85	2	3,81	2	1,571	2	(1,570)	2	1,567
3	3,71	4	3,77	3	3,70	2	1,536	2	(1,528)	3	1,528
7	3,54	7	(3,52)	5	(3,55)	3	1,504	2	(1,498)	4	1,500
						5	1,464	6	1,460	5	1,457
3	3,41	2	3,37	1	3,40	3	1,432	3	1,426	4	1,425
10	3,22	10	(3,18)	10	3,21	1	1,418	2	1,410	-	-
1	3,10	1	3,07	-	-	2	1,392	2	1,385	2	1,385
6	2,97	3	2,96	6	2,95	3	1,379	3	(1,375)	2	1,374
-	-	3	2,92	-	-	6	1,355	7	1,348	6	1,347
3	2,89	3	(2,86)	2	2,86	2	1,320	2	1,329	2	1,322
-	2,73	-	-	-	-	2	1,281	2	1,276	4	1,278
						3	1,270	3	1,267	2	1,266
2	2,66	1	2,63	2	2,64	2	1,257	2	1,253	2	1,253
4	2,56	3	(2,56)	4	2,55	2	1,243	2	1,237	-	-
2	2,46	2	2,45	4	2,446	5	1,226	3	1,225	6	1,224
1	2,41	1	2,39	2	2,396	1	1,212	1	1,212	2	1,211
2	2,34	2	(2,31)	4	2,311	1	1,193	2	1,193	2	1,193
1	2,20	2	(2,18)	1	2,177	4	1,176	3	1,176	3	1,173
						4	1,158	4	1,158	3	1,163
3	2,14	3	(2,11)	4	2,116	1	1,143	1	1,144	2	1,141
2	2,10	2	2,08	3	2,080	2	1,135	2	1,133	2	1,133
2	2,03	1	(2,02)	4	2,013	1	1,116	2	1,113	3	1,108
3	1,981	2	1,973	3	1,974	1	1,095	1	1,096	-	-
1	1,933	1	1,928	-	-	1	1,090	1	1,089	2	1,089
4	1,896	4	1,886	5	1,887	1	1,076	1	1,077	2	1,076
2	1,857	1	(1,849)	3	1,846	2	1,067	2	1,066	4	1,065
3	1,826	4	1,820	5	1,821	1	1,063	-	-	-	-
1	1,806	2	1,798	1	1,799	1	1,052	2	1,050	2	1,052
3	1,786	3	1,782	4	1,777	2	1,040	2	1,038	-	-

Как видно из табл. 9, интенсивность основных линий и межплоскостные расстояния альбитов из вулканогенной толщи совпадают или близки с таковыми для эталонного альбита. Следует указать на присутствие характерной для низкотемпературной разности линии на рентгенограмме с межплоскостным расстоянием 2,95-2,97 Å (Лебедев, 1950). Но с учетом отрицательного знака угла оптических осей, свидетельствующего о некоторой разупорядоченности альбита, нельзя безоговорочно принять этот вывод. Создается впечатление об известной "инертности" дифракционной картины порошкограммы альбитов по сравнению с более быстро изменяющейся величиной знаков угла оптических осей этого минерала. Следует остановиться на такой своеобразной особенности исследованных альбитов, как оптически отрицательный

знак угла оптических осей. В литературе совсем немного описано альбитов с такой особенностью. Насколько нам известно, первое указание на оптически отрицательные альбиты находятся в ранних работах А.Н. Заварицкого и Д.С. Белянкина.

В краткой заметке А.Н. Заварицкого (1916) отмечено наличие оптически отрицательного альбита в сиенитах Урала. Более подробные сведения об оптически отрицательном альбите дает Д.С. Белянкин в статье, посвященной петрографической характеристике Бизингии и Балкарии (1958). В большинстве кератофилов альбиты оптически положительные, но в некоторых случаях встречаются кристаллы с отрицательным  $2V$  от  $-73$  до  $-89^\circ$ . Наличие альбитов с отрицательным знаком в вулканогенной толще Центрального Кавказа позже было отмечено А.П. Лебедевым (1950).

В последние годы оптически отрицательные альбиты встречены в Башкирии (Дымкин, 1956), на Рудном Алтае (Ким, 1957), Среднем Урале (Курицина, 1958), Камчатке (Русинов, 1965). Представляют интерес сведения А. Глаузера (1960) об оптической ориентировке альбитов излившихся и жильных пород в гранит-порфирах Шварцвальда и кварцевых порфирах Вогез. По этой особенности альбиты занимают промежуточное положение между природными низкотемпературными образованиями и синтетическими высокотемпературными плагиоклазами.

Этот краткий обзор показывает, что отрицательные альбиты не так уж редки и не должны рассматриваться как аномальные разновидности. Несомненно, что при систематическом определении угла и знака оптических осей область распространения отрицательных альбитов расширится.

Возникновение отрицательных альбитов следует, по-видимому, связывать с температурными условиями образования заключающих их пород. Дело в том, что в высокотемпературном альбите, образовавшемся при температуре выше  $700^\circ$  (Туттл и др., 1952), оптический знак минерала отрицательный при величине угла оптических осей  $45-55^\circ$ . А в искусственном альбите из свода регенеративной камеры стекольного завода, образовавшемся при еще более высокой температуре (Белянкин, 1934), он опускается до  $31-34^\circ$ .

Изученные нами минералы по большой величине  $2V$  при отрицательном знаке занимают промежуточное положение между высокотемпературными неупорядоченными альбитами из естественных и технических пород и широко распространенными низкотемпературными упорядоченными альбитами. Естественно промежуточное значение  $2V$  связывать с образованием этих минералов при температурах, промежуточных между температурами застывающей магмы и гидротермальных растворов. Этим условиям, с учетом метасоматического развития изученных альбитов по плагиоклазу или заполнения им послегазовых пустот, может отвечать начало (а, может быть, и середина) гидротермального процесса.

Сходство оптических и кристаллохимических свойств альбита из миндалин и псевдоморфизованных вкрапленников указывает, по-видимому, на одинаковые условия их образования.

## Литература

- Афанасьев Г.Д., Гоньшакова В.И., Корзун В.П. Об абсолютном возрасте некоторых верхнедевонских щелочных эффузивов юга Русской платформы и Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 8.
- Белянкин Д.С. Об альбите с малым углом оптических осей с завода "Дружная горка". - Докл. АН СССР, 1934, т. 3, № 8-9.
- Белянкин Д.С. Опыт петрографической характеристики Бизингии и Балкарии в Центральном Кавказе. - Избранные труды, т. III, Изд-во АН СССР, 1958.
- Бутурлинов Н.В., Панов Б.С., Кобелев М.З., Карпов Г.Ф. Новые данные о девонском магматизме юго-западной окраины Донбасса. - Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4, 817-820.
- Веселовская М.М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. - Труды ИГН АН СССР, 1950, вып. 86, петрограф. сер.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
- Глаузер А. Об оптической ориентировке некоторых кислых плагиоклазов излившихся и жильных пород. РЖ Геол., 1960, № 11.

- Гинзбург И.В., Сидоренко Г.А. Некоторые особенности кристаллохимии пироксенов, выявленные при их диагностике по дебаграммам. - Труды Мин. музея АН СССР, 1964, вып. 15.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. - Изд-во "Мир", 1965.
- Дымкин А.М., Солонцов Л.Ф., Эллерн С.С. Некоторые новые данные о породах диабазовой формации на востоке Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 1.
- Заварицкий А.Н. Об отрицательном альбите. - Геол. вестн., 1916, т. 1, № 6.
- Ким В.А. Полевые шпаты порфиоров Зырянского района Рудного Алтая. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1957, вып. 2.
- Коржинский А.Ф. Термооптические исследования минералов группы эпидота и некоторых турмалинов. - Труды V сов. по эксперим. и технич. минер. и петрограф. Изд-во АН СССР, 1958.
- Курицина Г.А. Геолого-петрографическая характеристика рудовмещающей толщи северной части Красноуральского района. - Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1958, вып. 33.
- Лебедев А.П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. - Труды ИГи АН СССР, 1950, вып. 113.
- Лебединский В.И. Пижонит-авгит из интрузивных пород Крыма. - Записки Всес. мин. об-ва, 1961, № 5.
- Макухина Г.О. Петрография дайково-эфузивного комплекса південно-західного Донбасу. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
- Марфунин А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, № 96.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Ормонт Н.Н. Пироксены базальтовых пород бассейна р. Мокрая Волноваха и распределение железа в этих породах. - Вест. МГУ, серия биол., почвовед., геол., географ., 1956, № 1.
- Русинов В.Л. Неупорядоченный гидротермальный альбит и его петрологическое значение. - Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 2.
- Токарь Г.К. Об альбите из миндалинов в базальтах Каракубы в Донбассе. - Львовский мин. сб., 1950, № 4.
- Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
- Туттл О.Ф., Боуэн Н.Л. Высокотемпературный альбит и соседние полевые шпаты. - В сб. "Полевые шпаты", т. 1. Изд-во ИЛ, 1952.
- Усенко І. С., Бернадська Л.Г., Ласьков В.О. Про металогенію палеозойських вулканічних формацій України. Геол. ж. АН УРСР, 1964, в 2.
- Цок Д.В. О лотрите и эпидоте из Каракубы в Донбассе. - Львовский мин. сб., 1950, № 4.

В.И. Гоньшакова

## РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ТРАППОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах юго-восточной части Сибирской платформы отсутствуют верхнепалеозойские – раннемезозойские осадочно-вулканогенные отложения Тунгусского комплекса, широко развитые в западной и центральной частях Сибирской платформы и заключающие главную массу траппов; этим объясняется трудность возрастного расчленения развитых на территории юго-востока платформы трапповых образований.

В строении рассматриваемой части платформы (среднее течение бассейнов рр. Лены и Вилюй; Гоньшакова, 1961) принимают участие породы, относящиеся по возрасту к протерозою – нижнему кембрию, нижнему палеозою (кембрий, ордовик, силур) и среднему – верхнему палеозою (девон – карбон). Средне-верхнепалеозойские породы установлены в западной части Вилюйской впадины (на реках Вилючан, М. и Б. Ботуоби, Вилюй) и в районе Кемпендяйских дислокаций. Среднепалеозойские отложения впервые были открыты С.Н. Наумовой в западной части Вилюйской впадины. В 1953 г. в верхней гипсоносной свите р. Вилючан, а позже на р. Вилюй она установила спорово-пыльцевые комплексы верхнефаменского – нижнетурнейского облика. Исследования В.А. Комара и Н.М. Чумакова (1957) позволили уточнить стратиграфию этих отложений. В западной части Вилюйской впадины к среднему и верхнему палеозою относится толща пород, залегающая между отложениями лландовери и укугутской свитой нижнего лейаса. Нижняя часть этой толщи, именуемая вилючанской свитой, сложена мергелями, глинами и алевролитами с подчиненными прослоями песчаников и известняков. Обнаруженные в описываемых отложениях палеонтологические находки (двухстворчатые листоногие и лепидофиты) позволяют достаточно уверенно отнести вилючанскую свиту к верхнему девону – нижнему карбону. Выше лежащая, емьяксинская (по В.Е. Бордичевской “подконгломератовая”) свита залегает на вилючанской с перерывом. Найденные в этой свите чешуи, зубы и кости кистеперых рыб, а также стратиграфическое положение ее выше верхнедевонских – нижнекарбонных отложений позволяют определять ее возраст как карбон.

В районе Кемпендяйских дислокаций отложения среднего и верхнего палеозоя (ранее относимые к нижнему палеозою), представленные мергелями, глинами и песчаниками, залегают в сводах соляных куполов. Обнаруженные в одной из свит, слагающих эту толщу (курунгурыхской), споры и пыльца определяют ее возраст как верхнедевонский – нижнекарбонный.

Исследования последних лет (Масайтис, 1965, 1966) подтвердили широкое развитие на юго-востоке Сибирской платформы среднепалеозойских (верхнедевонских) осадочных отложений и приуроченных к ним покровов субщелочных (палагонитовых) базальтов; ранее эти траппы большинством исследователей относились к пермо-триасовому времени.

Приведенные в работе В.Л. Масайтиса (1966) результаты определения абсолютного возраста траппов западной части Вилюйской впадины (р. Марха) совпадают с нашими данными определения абсолютного возраста аналогичных траппов из того же района (Средневилюйский комплекс; Гоньшакова, 1961); это позволяет относить время их образования к среднему – верхнему девону (таблица).

Как выясняется, девонский магматизм широко проявился в по периферии Сибирской платформы – в западном Верхоянье, Сетте-Дабане, Рыбинской и других впадинах (Вихерт, 1959; Левашов, 1964; Лучицкий, 1960).

Результаты определения абсолютного возраста траппов юго-восточной части Сибирской платформы\*

Номер образ-ца	Название породы и комплекс (Гоньшакова, 1961)	Место взятия	Возраст, млн.лет	Этап
87/52	Миндалекаменный палагонитовый долерит (Средневиллюйский комплекс)	р.Виллюй, близ с. Крестях	362±20	Среднепалеозойский
65/51	Миндалекаменный долерит (Средневиллюйский комплекс)	р. Марха, между устьями рек Накын и Мурун	392±35	
38/56	Диабаз (Патомский комплекс)	р. Б. Патом, среднее течение	396±40	
236/67	Пегматоидный диабаз (Патомский комплекс)	То же	384±22	
56/59	Монзонитовый аплит (Патомский комплекс; прожилок сечет диабазы, обр. № 236/57)	"	350±14	
2-Р-55	Диабаз (Патомский комплекс)	р.Лена, близ устья р.Хамры	428±24	
137/52	Долерит (Тунгусско-Ленский комплекс)	р.Виллюй, близ порога Тастах	290±29	Верхнепалеозойский раннемезозойский
172/51	То же	р.Марха, нижнее течение	262±14	
758/53	"	р.Непа	254±18	
416/49	"	р. Ангара, близ устья р. Илим	226±23	

\* Определение абсолютного возраста траппов производилось К - Ar методом (по валовому составу) в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР

Весьма возможно, что среднепалеозойской (девонский) магматизм Сибирской платформы и ее окраин является отголоском единого тектоно-магматического этапа, особенно широко проявившегося в средне-верхнедевонское время на Русской платформе (Гоньшакова, Ружицкий и др., 1967).

Для девонского времени на Русской платформе характерно проявление не только нормального платобазальтового магматизма, но и щелочно-ультраосновного - щелочного базальтоидного магматизма; это еще более подчеркивает петрохимическое сходство девонских базальтоидов Русской и Сибирской платформ. С этим же этапом, как известно, связан кимберлитовый магматизм Сибирской платформы (Изаров и др., 1963; Михайлов, Гридасов, 1963) и щелочно-ультраосновной (кимбрелитоподобный) магматизм Русской платформы (Гоньшакова и др., 1967).

Привлечение данных абсолютного возраста для датирования трапповых образований северо-восточной оконечности Байкало-Патомского нагорья (где отсутствуют более

молодые образования, чем нижний палеозой), ранее относимых нами предположительно к нижнему палеозою (кембрий – ордовик; Патомский комплекс), позволило уточнить их верхнюю возрастную границу. Из таблицы видно, что образование этих траппов произошло в силур–девонское время и, по-видимому, относится к началу девонского тектоно–магматического цикла (не строго одновременно проявившегося во времени и пространстве), охватившего юго–восток Сибирской платформы и ее периферию.

Как уже выше отмечалось, наиболее широко трапповый магматизм на Сибирской платформе проявился в верхнепалеозойское – раннемезозойское время (пермо–триас), охвативший главным образом ее центральную часть – Тунгусскую синеклизу и окраинные части ее. В сложении последней принимают участие песчано–сланцевые продуктивные отложения пермо–карбона и туфогенные отложения пермо–триаса, содержащие покровы базальтов, прослой туфов и интрузии долеритов преимущественно нормального ряда. Геологические данные указывают на многофазное образование последних (Гоньшакова, 1961; Лурье, Масайтис, 1964; Урванцев и др., 1964, и др.).

Произведенное определение абсолютного возраста траппов нормального ряда из районов рек Ангары, Непы, Вилюй, Мархи (см. таблицу) подтвердило принадлежность их к верхнепалеозойскому – раннемезозойскому (карбон–пермо–триасовому) этапу, отвечающему времени образования Тунгусской синеклизы и ограничивающих ее глубинных разломов, служивших путями проникновения трапповой магмы в верхние слои земной коры.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о неоднократном проявлении траппового магматизма в юго–восточной части Сибирской платформы, причем каждый этап магматической деятельности (среднепалеозойский, верхнепалеозойский – раннемезозойский) был растянут во времени и обнимал период в несколько десятков миллионов лет.

Отсутствие данных абсолютного возраста выделенных нами ранее по геологическим материалам траппов предположительно нижнеюрского возраста (нижнетунгусский и тунгусский комплексы; Гоньшакова, 1961) не позволяет решить этот вопрос более уверенительно, но в то же время не исключает возможности локального проявления траппового магматизма на Сибирской платформе в посленижнеюрское время.

В связи с этим представляет интерес указание В.А. Наумова (1966) о проявлении траппового вулканизма в посленижнеюрское время в верхнем течении бассейна Нижней Тунгуски.

Материалы последних лет (Анодин, Ненашев, 1963; Битерман, Горшкова, 1966, и др.) свидетельствуют о более широком диапазоне проявления траппового магматизма на Сибирской платформе, чем это представлялось ранее, охватывающем промежуток времени между рифеем и нижней юрой включительно. Это обстоятельство лишней раз подчеркивает сходство процессов магматизма на Русской и Сибирской платформах, близких во времени, и, по всей вероятности, тесно связанных в своем проявлении с становлением и последующим геотектоническим развитием платформ.

## Литература

- Анодин Т.Н., Ненашев Н.И. Новые данные о возрасте траппов некоторых алмазонасных районов Якутской АССР. – Труды XI сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд.–во АН СССР, 1963.
- Битерман И.М., Горшкова Е.Р. Проявление рифейского основного магматизма на северо–востоке Сибирской платформы. – Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 1.
- Вихерт А.В. Верхнедевонские вулканогенные породы северной оконечности хребта Сетте–Дабан и триасовые диабазы западного склона Западного Верхоянья. – Труды Якут. фил. АН СССР, 1959, сб. 4.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго–восточной части Сибирской платформы. – Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 59.
- Гоньшакова В.И., Ружицкий В.О., Бойчук М.Д., Зарицкий А.И., Стрекозов Н.Ф. Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 10.
- Изаров В.Т., Харькив А.Д., Черный Е.Д. О возрасте кимберлитовых тел Дальне–Алакатского района. – Геол. и геофиз., 1963, № 9.

- Комар В.А., Чумаков Н.М. О средне- и верхнепалеозойских отложениях Вилюйской впадины. - Докл. АН СССР, 1967, т. 112, № 3.
- Лебедев А.П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. - Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 161.
- Левашов К.К. Магматизм Южного Верхоянья. - В сб. "Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений". Изд-во "Наука", 1964.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы. - В сб. "Базальты плато" (Межд. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол.). Изд-во "Наука", 1964.
- Луцицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
- Масайтис В.Л. Среднепалеозойская трапповая формация на Сибирской платформе. - Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 3.
- Масайтис В.Л. Девонский вулканизм на Сибирской платформе. - Информ. сообщ., серия "Геология месторождений полезных ископаемых, региональная геология", 1966, вып. 1.
- Михайлов М.В., Грудасов Н.В. К вопросу о возрасте кимберлитовой трубки "Мир". - Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. XI, Изд-во АН СССР, 1963.
- Михеенко В.И., Ненашев Н.И. Разделение траппов северо-востока Тунгусской синеклизы по возрасту. - Труды X сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
- Наумов В.А., Пермяков С.А., Тарасевич С.И. Новые данные об абсолютном возрасте траппов юго-восточной части Сибирской платформы. - Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 5.
- Наумов В.А. О посленижнеюрском трапповом магматизме в бассейне верхнего течения р. Нижней Тунгуски. - Изв. высш. учебных зав. Геология и разведка, 1966, № 10.
- Урванцев Н.Н., Виленский А.М., Кавардин Г.Н., Кравцова Л.И., Старичина Г.Н. Закономерности размещения трапповых интрузий северо-западной части Сибирской платформы и ее петрохимические особенности. - В сб. "Базальты плато" (Межд. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол.). Изд-во "Наука", 1964.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
О.А. Богатиков, М.Н. Годлевский, В.П. Петров. Основные задачи исследования базитов . . . . .	5
В.И. Гоньшакова. К вопросу о соотношении щелочно-базальтовой, щелочно-ультрасосновой и щелочно-оливин-базальтовой формаций устойчивых областей земной коры . . . . .	18
М.Н. Годлевский. Связь образования никеленосных интрузий с процессами в земной коре и верхней мантии . . . . .	25
Ф.К. Шипулин. О связи гидротермальных месторождений халькофильных элементов с базальтовой магмой . . . . .	30
М.Б. Бородаевская, А.И. Кривцов, Н.К. Курбанов, Т.Ю. Маренина, В.В. Сагло, Е.П. Ширай, С.Т. Агеева, А.Д. Штейнберг. Базальтоидные формации раннегеосинклинального этапа колчеданосных подвижных поясов (на примере Магнитогорского мегасинклинория) . . . . .	38
Н.П. Михайлов, Е.В. Шарков. Петрология и металлогения формаций расслоенных интрузий основных и ультрасосновых пород . . . . .	53
Е.В. Шарков, Д.П. Васьковский. Новые данные об интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорском плутоне (Кольский полуостров) . . . . .	60
В.Ф. Морковкина. Вопросы генезиса габброидов, ассоциирующих с альпийскими гипербазитами . . . . .	66
С.М. Кравченко. К геохимии дифференцированных базальтоидных серий . . . . .	78
В.А. Кутюлин. Некоторые проблемы петрологии базальтов в связи с их петрохимией . . . . .	90
В.И. Лебединский, Л.П. Кириченко. Строение и генезис девонской оливин-базальтовой формации Донбасса . . . . .	98
В.С. Гладких. Некоторые особенности формации щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции Кузнецкого Алатау) . . . . .	101
Т.И. Фролова. О типе андезито-базальтовых формаций геосинклиналей . . . . .	108
М.Л. Лурье, Л.А. Полунина, Е.В. Туганова. Принципы расчленения интрузивных траппов позднепалеозойской - раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы . . . . .	116
А.М. Виленский. Петрографические серии и условия формирования трапповых интрузий Сибирской платформы . . . . .	127
В.Л. Масайтис. К петрологии девонских основных лав и интрузий восточной части Сибирской платформы . . . . .	136
Л.И. Кравцова. Особенности развития интрузивного траппового магматизма северо-запада Сибирской платформы . . . . .	145

Ю.С. Краковский, А.Т. Стулов, Л.И. Шахотько. Краткая оценка современного состояния вопроса о расчленении трапповых интрузий западной и центральной частей Сибирской платформы . . . . .	150
В.В. Наседкин, Ю.С. Геншафт. Петрологическое значение экспериментов по плавлению горных пород ультраосновного и основного составов при высоких давлениях и температурах . . . . .	154
А.П. Кривенко. Генезис расслоенности и характер дифференциации в габбро-сиенитовом плутоне Большой Таскыл (Кузнецкий Алатау) . . . . .	162
Н.П. Старков, В.Г. Фоминых, А.М. Зильберман. Диабазовые и габбро-диабазовые формации западного склона Урала . . . . .	166
Т.В. Дианова, Б.П. Козин, В.А. Коротеев, Т.А. Смирнова. Порфиритовые формации восточного склона Урала . . . . .	169
Б.П. Золотарев, С.М. Кравченко, С.Ф. Соболев. О корреляции содержания калия и урана в четвертичных базальтоидах Большой Курильской островной дуги . . . . .	173
М.И. Грудинин, Т.И. Елизарьева. Геохимия базитов и ультрабазитов Прибайкалья . . . . .	182
Н.А. Савченко. Петрология и металлоносность основных пород Припятского вала и западного склона Украинского щита . . . . .	186
И.Ф. Романович. Некоторые особенности взаимоотношения габброидов и гипербазитов на Сихотэ-Алине . . . . .	190
В.В. Иванов. О критериях связи некоторых полезных ископаемых с базами . . . . .	195
Н.М. Чернышов. К вопросу о структурно-формационном положении и минералогии основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива (ВКМ) . . . . .	198
В.И. Гоньшакова, Н.М. Чернышов, И.Н. Быков, В.Л. Бочаров. Некоторые черты сходства и эволюции химизма протерозойских габброидов и девонских базальтов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива . . . . .	208
И.Н. Быков, Г.В. Зеленщиков. Новые данные о проявлениях верхнедевонского базальтового вулканизма на юго-востоке Воронежской антеклизы . . . . .	215
В.И. Лебединский, Л.П. Кириченко. Некоторые породообразующие минералы из вулканогенной толщи Донбасса . . . . .	224
В.И. Гоньшакова. Результаты определения абсолютного возраста траппов юго-восточной части Сибирской платформы . . . . .	236

Основные задачи исследования базитов. О.А. Богатиков, М.Н. Годлевский, В.П. Петров. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Критически рассматриваются современные взгляды на природу базитовых магм с точки зрения геологических и экспериментальных данных, а также место базитов в общем развитии орогенной области. Рассматриваются возможные направления дифференциации базальтовой магмы и пути ее эволюции в зависимости от глубинности. Анализ формационной принадлежности четко показывает, что рудные месторождения ассоциируются с интенсивно дифференцированными интрузивными комплексами. Приводятся примеры магматических и постмагматических месторождений, генетически связанных с базальтовой магмой. Табл. 1. Библ. 55 назв. Илл. 1.

УДК 552.333; 550.42

К вопросу о соотношении щелочно-базальтоидной, щелочно-ультрасосновой и щелочно-оливин-базальтовой формаций устойчивых областей земной коры. В.И. Гоньшакова. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Показаны черты отличия в геолого-структурной позиции щелочно-оливин-базальтовых формаций, с одной стороны, и щелочно-базальтоидных и ультрасосновых-щелочных - с другой. Пространственная и временная сопряженность двух последних формационных типов пород, сходное геолого-структурное положение, сходные петролого-геохимические, минерогенетические и метасоматические особенности позволяют объединить их в единую щелочно-ультрасосновую - щелочно-базальтоидную формацию. Указанный формационный тип в различных районах устойчивых областей может обладать определенными различиями, объясняемыми различным эволюционным направлениям магматического процесса, имеющем в одной случае гомодромный характер, а в другом - антидромный. Характер этих направлений зависит в основном от изменения физико-химических условий в процессе дифференциации магматических расплавов, от длительности периодов покоя в процессе формирования отдельных фаций и фаз комплекса и пр. Библ. 36 названий.

УДК 550.311; 553.061.2

Связь образования никеленосных интрузий с процессами в земной коре и верхней мантии. М.Н. Годлевский. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Никеленосные интрузии занимают промежуточное место между базальтами и хондритами. Появление их связывается с подкоровыми процессами выплавления базальта из мантийного вещества. Размещение медно-никелевых месторождений определяется расположением тектонических блоков первого порядка и ограничивающих их глубинных разломов. Районам распространения никеленосных интрузий свойственно унаследованное аномальное строение земной коры. Постоянство состава медно-никелевых месторождений во времени и пространстве заставляет предполагать однородный характер астеносферных очагов. Библ. 13 назв. Илл. 1.

УДК 550.422

О связи гидротермальных месторождений халькофильных элементов с базальтовой магмой. Ф.К. Шипулин. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Гидротермальное оруденение, генетически связанное с самостоятельной гранитоидной магмой или с базальтовой магмой, образует две обособленные крупные генетические серии послемагматических месторождений, различающиеся по геологическим

условиям образования, составу, строению рудных тел, составу метасоматитов, вертикальной протяженности рудных тел и пр. Главная масса гидротермальных месторождений халькофильных элементов (Pb, Zn, Ag, Cu, Sn, As, Sb, Hg и др.) генетически связана с интрузиями базальтовой магмы и в зависимости от форм проявления интрузий подразделяется на ряд типов. Физико-химический анализ особенностей халькофильных элементов и условий их нахождения в базальтовом расплаве показывает на вхождение их в одних случаях в магматические сульфиды или рассеяние в виде изоморфных примесей в породообразующих минералах, в других — на вынос в составе летучей фазы и накопление в виде рудных тел во вмещающих породах.

Относительно небольшие концентрации халькофильных элементов, особенно олова, отмечаются также в связи с гранитными интрузиями.

В некоторых провинциях, вероятно, в результате процессов соосаждения с макрокомпонентами и сорбции тонкозернистыми осадками наблюдалось сингенетическое накопление халькофильных элементов в осадочных толщах. Табл. 1. Библ. 7 назв.

УДК 551.24; 552.11

Базальтоидные формации раннегеосинклинального этапа колчеданосных подвижных поясов (на примере Магнитогорского мегасинклинория). М.Б. Бородаевская, А.И. Кривцов, Н.К. Курбанов, Т.Ю. Маренина, В.В. Сагло, Е.П. Ширай, С.Т. Агеева, А.Д. Штейнберг. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

На основе изучения структурно-формационного районирования западной и северной частей Магнитогорского мегасинклинория делаются выводы о влиянии режима геотектонического развития отдельных частей геосинклинального пояса на степень и характер дифференциации исходных симатических расплавов. Отражением особенностей геотектонического режима являются различие фашиальных характеристик вулканогенных формаций, а также автономное развитие структурно-формационных единиц первого порядка. Накопление вулканитов сопровождается развитием вулканотектонических и собственно вулканических структурных форм, а тектоническое развитие отдельных структурно-формационных единиц имеет унаследованный характер. Табл. 5. Библ. 4 назв.

УДК 552.311.

Петрология и металлогения формации расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород. И.П. Михайлов, Е.В. Шарков. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Рассматриваются важнейшие особенности глубинных расслоенных (стратиформных) интрузий основных и ультраосновных пород: геологическая позиция, внутреннее строение, вещественный состав. Приведены составы закаленных фаз ряда расслоенных интрузий. Рассмотрены специфические особенности текстур и структур пород интрузий. Сформулировано понятие "первичной магматической слоистости" и рассмотрены ее типы (макрослоистость, ритмичная и скрытая слоистость). Показано, что выделяемые в настоящее время два типа дифференциации — бушвельдский и скаергардский — могут совмещаться в одном интрузивном массиве. Табл. 1. Библ. 26. назв.

УДК 552.321.5-6

Новые данные об интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорском плутоне (Кольский полуостров). Е.В. Шарков, Д.П. Васьковский. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Излагаются результаты петрологического изучения двух крупных интрузий, расположенных в непосредственной близости друг от друга. Впервые установлено, что массив габбро-норит-лабрадоритов является расслоенной интрузией. В его разрезе выделяются три крупные зоны: габбро-норитов, лабрадоритов и габбро-лабрадоритов.

Выявлено наличие скрытой и ритмичной слоистости. В Мончегорском плутоне изучен характер ритмичной слоистости. Проведено выборочное изучение гранулометрических характеристик пород. Изучен химизм закаленной фазы. Установлено, что обе интрузии относятся к одному и тому же формационному типу. На основании сравнения с другими крупными расслоенными интрузиями (Стиллоутер, Бушвельд) высказывается предположение, что массив Главного хребта и Мончегорский плутон являются частями единой крупной расслоенной интрузии, разделенными разломом и характеризующимися различным уровнем эрозионного среза.

Библ. 17 назв.

УДК 552.321.5-6

Вопросы генезиса габброидов, ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами.  
В.Ф. Морковкина. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

На примере Полярного Урала и Малого Кавказа рассматриваются особенности минерального состава и строения габброидов, входящих в состав альпинотивных базит-гипербазитовых комплексов.

Устанавливается апогипербазитовая природа габброидов, возникших в результате сложных метасоматических преобразований серпентинитов. Их габброизация сопровождалась дегидратацией и перекристаллизацией серпентина и закончилась до того, как протрузии гипербазитов совместно или раздельно с габброидами были выведены в современное положение. Разнообразие и количественные соотношения пород комплекса этих регионов зависят от направленности и интенсивности указанных процессов, связанных в конечном итоге со спецификой геологического развития каждого региона и конкретного района в его пределах.

Выявляется существенное различие в характере гипербазитов этих двух разновозрастных регионов: в Севано-Акеринском поясе главную роль играют плотные серпентиниты без реликтов первичной породы, тогда как на Полярном Урале преобладают свежие кристаллически зернистые оливиновые и оливин-пироксеновые породы, в которых плотные серпентиниты находятся лишь в виде реликтов. Подобное различие обусловлено интенсивной и неоднократной перекристаллизацией гипербазитов Полярного Урала в связи с участием их в более длительной и сложной геологической жизни Уральской складчатой области по сравнению с Кавказской геосинклинальной зоной.

Габброизация гипербазитов двух разновозрастных регионов отражает, по-видимому, общие закономерности формирования альпинотипных базит-гипербазитовых комплексов.

Библ. 19 назв. Илл. 8.

УДК 550.42

К геохимии дифференцированных базальтоидных серий. С.М. Кравченко. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Оригинальные данные по содержанию K, U, Th, Rb и Sc в породах кайнозойских базальтоидных серий Курильской островной дуги и Малого Кавказа использованы для анализа основных особенностей фракционирования редких элементов при дифференциации базальтовых магм различной щелочности.

Характер распределения микрокомпонентов в породах комагматических серий, характеризующихся относительно постоянными комбинированными коэффициентами распределения, описывается логарифмическим соотношением Макфи.

Методом осколкордиографии (после облучения образцов тепловыми нейтронами) был приближенно определен комбинированный коэффициент распределения урана. Комбинированные коэффициенты тория, калия и рубидия рассчитаны для высокоглиноземистой серии вулкана Эбеко и щелочной серии вулкана Ишхансар.

Установлено доминирующее влияние щелочности базальтовых расплавов на характер фракционирования, что объясняется кислотно-основным взаимодействием компонентов в соответствии с концепцией Д.С.Коржинского.

Предложенные количественные методы анализа динамики процессов фракционирования микрокомпонентов могут быть использованы для развития и корректировки гипотез в области металлогении базальтоидных формаций, моделей фракционирования мантии и пр. Табл. 3. Библ. 26 назв. Илл. 3.

УДК 552.32

Некоторые проблемы петрологии базальтов в связи с их петрохимией. В.А.Кутюлин. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Проведено статистическое изучение петрохимических особенностей щелочных оливиновых и толеитовых базальтов океанов, базальтов андезитовой формации, базальтов континентальной оливин-базальтовой формации, а также недифференцированных траппов древних и молодых платформ, причем в качестве практического материала использовано свыше 1200 опубликованных химических анализов этих пород, статистическая обработка которых производилась при помощи ЭВМ. В результате исследований установлено, что толеитовые базальты океанов отличаются резко пониженным содержанием калия, для океанических щелочных оливиновых базальтов характерно пониженное содержание кремнезема и высокое — титана, в базальтах андезитовой формации значительно больше глинозема и меньше титана и закиси железа, а для траппов молодых платформ типично пониженное содержание магния и кальция.

Полученные данные использованы для решения некоторых проблем петрологии и петрохимии базальтов, относительно которых в настоящее время не существует единого мнения. Так, проведено сравнение щелочных оливиновых и толеитовых базальтов океанов с их континентальными аналогами, а также показано, что установленные соотношения в особенностях химического состава щелочных оливиновых и толеитовых базальтов океанов получают правдоподобное объяснение, если допустить, что щелочные оливиновые базальты океанов образуются в результате дифференциации толеитовой магмы в магматическом очаге, расположенном в пределах мантии на глубине 35–70 км; причем одновременно с дифференциацией происходит взаимодействие магмы с вмещающими породами мантии. Щелочные оливиновые базальты континентов возникают в результате селективного плавления в глубоких частях мантии и поднимаются в ее верхние горизонты с помощью зонной плавки. Табл. 2. Библ. 22 назв. Илл. 4.

УДК 551.211(477.6)

Строение и генезис девонской оливин-базальтовой формации Донбасса. В.И. Лебединский, Л.П. Кириченко. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Рассмотрена формационная принадлежность и генезис верхнедевонской вулканогенной толщи юго-западного Донбасса. На основании особенностей петрографического состава, петрохимии, условий образования и геоструктурного положения рассматриваемая толща отнесена к оливин-базальтовой формации континентов в противовес существовавшим представлениям о принадлежности ее к спилит-кератофировой формации. Приведена оценка рудопроявлений  $\text{Cu}$  и  $\text{Ti}$ , связанных с породами вулканогенной толщи. Предполагается, что медные рудопроявления, пространственно связанные с основными вулканогенными породами, генетической связи с ними не имеют. Указано, что медные рудопроявления связаны, вероятнее всего, с гидротермальными процессами заключительной стадии вулканической деятельности. Библ. 3 назв.

Некоторые особенности щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау). Н.С. Гладких. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Проведен сравнительный геолого-петрографический, петрохимический и геохимический анализ вулканогенных образований Маймеча-Котуйской и Кузнецко-Алатауской провинций. Установлено, что вулканогенные образования обеих провинций по петрографическому составу относятся к формации щелочных оливиновых базальтов. Среди вулканогенных образований провинций выделяются комагматичные базальт-трахитовая и щелочно-базальтоидная серии, а также ультраосновные лавы. Основные различия в составе вулканогенных образований провинций заключаются в том, что в Маймеча-Котуйской более широко развиты щелочные базальтоиды и ультраосновные лавы. Отмечается повышенное содержание  $TiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $Nb$ ,  $Zr$ ,  $TR$ ,  $Be$ ,  $Sc$ ,  $Vi$  и пониженные —  $Al_2O_3$ ,  $Ta$  и  $Sr$  в породах Маймеча-Котуйской провинции по сравнению с их аналогами в Кузнецком Алатау. На основании различий, выявленных в количественных соотношениях, а также в петрохимических и геохимических особенностях, предполагается выделять в составе формации щелочных оливиновых базальтов две субформации: базальт-трахитовую и щелочно-базальтоидную.

УДК (552.323.5)

О типе андезито-базальтовых формаций геосинклиналей. Т.И. Фролова. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Выделяются три типа андезито-базальтовых формаций раннего этапа развития геосинклиналей на примере нижнедевонского комплекса восточного склона Южного Урала. На основании особенностей ее геологии, петрографии и петрохимии делается вывод о формировании слагающих ее вулканитов из толеитовой базальтовой магмы, эволюционировавшей в промежуточных очагах в коре при высоких содержаниях летучих. Факторами эволюции являются внутриочаговая дифференциация и ассимиляция материала коры. Указываются отличия выделенного формационного типа от позднегеосинклинальных и орогенных андезито-базальтовых формаций. Выделенный тип формаций предлагается назвать базальтоидным порфиритовым. Табл. 1. Библ. 7 назв. Илл. 4.

УДК 522.111; (552.322.91)+553.3+553.48(571.5)

Принципы расчленения интрузивных траппов позднепалеозойской — раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы. М.Л. Лурье, Л.А. Полунина, Е.В. Туганова. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

В статье говорится о различных методах и принципах расчленения интрузивных траппов: геологических: петрографических, петрохимических (включающих количественное изучение как петрогенных, так и редких и рассеянных элементов), возрастных (касающихся вопросов относительного и абсолютного возраста), структурно-тектонических (закономерности размещения), геофизических (преимущественно о магнитных свойствах), математических (дискриминатной функции, линейной корреляции и др.) и пр.

Кратко описаны интрузивные комплексы траппов и указана связь отдельных типов интрузий с различными генетическими группами железорудных и медно-никелевых месторождений и рудопроявлений. Табл. 1. Библ. 43 назв.

Петрогенетические серии и условия формирования трапповых интрузий Сибирской платформы. А.М. Виленский. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Излагаются результаты кислотно-основного взаимодействия петрогенных компонентов в основных расплавах в условиях различий щелочности и кремнекислотности. Определенному уровню щелочности соответствуют расплавы, эволюция состава которых протекает по схеме Боуэна от основных к кремнекислотным. Если принять за показатель кислотности-щелочности отношение атомов наиболее кислотных компонентов к атомам наиболее основных  $\left[ \frac{\text{Si} + \text{Al}}{(\text{Si} + \text{Al}) + (\text{Na} + \text{K})} \right]$ , то кремнекислотность может быть выражена в содержании в породах атомов кремнезема. В зависимости от изменения, с одной стороны, щелочности, а с другой - кремнекислотности предлагается схема петрогенетических серий трапповых интрузий Сибирской платформы и схема естественных петрогенетических серий горных пород. Состав пород в обоих случаях отражает кислотно-основное взаимодействие компонентов в процессе эволюции расплава как в глубинных, так и во внутрикамерных условиях. Библ. 9 назв. Илл. 3.

УДК 552.111(571.56)

К петрологии девонских основных лав и интрузий восточной части Сибирской платформы. В.Л. Масайтис. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Эффузивы и гипабиссальные интрузии, приуроченные к Патомско-Виллюйскому авлакогену, принадлежат к независимым петрогенетическим сериям толеитовых базальтов и щелочных базальтов. К первой относятся базальты различных типов, а также дайки и силлы долеритов и их производных; ко второй - трахибазальты, их производные и гипабиссальные анахиты этих лав. Дифференциация базальтов незначительна. При внутрикамерной дифференциации силлов в условиях замкнутой магматической системы позникает непрерывный петрогенетический ряд, включающий высокожелезистые и кислые породы. При внутрикамерной дифференциации даек долеритов в условиях частично замкнутой системы также возникает непрерывный петрогенетический ряд, но высокожелезистые породы отсутствуют. Глубинная дифференциация толеитовой магмы в каналах большой вертикальной протяженности в условиях незамкнутой магматической системы приводит к возникновению гомодромного прерывистого петрогенетического ряда, завершающегося кислыми породами. Дифференцирующаяся в таких же условиях магма щелочных базальтов дает антидромный прерывистый петрогенетический ряд (от кварцевых трахитов до трахибазальтов). Различия в путях дифференциации обусловлены масштабами и характером вертикального массообмена в камерах и каналах различной формы и размеров. Дифференциации способствует повышенное содержание в магме летучих. Перераспределение масс обеспечивает изменение химических потенциалов подвижных и виртуально подвижных компонентов, что ведет к образованию различных минеральных парагенезисов. Библ. 15 назв. Илл. 4.

УДК 552.313+551.240(571.5)

Особенности развития интрузивного траппового магматизма северо-запада Сибирской платформы. Л.И. Кравцова. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Рассматривается характер взаимосвязи глубинных разломов и интрузивного траппового магматизма северо-запада Сибирской платформы.

Установлено, что различные по направлению и отношению к Тунгусской синекли-зе глубинные разломы контролируют разнообразные не только по форме проявления магматических тел, условиям их залегания, химизму, но и направленности развития интрузивные серии. С субмеридиальными, обрамляющими Тунгусскую синеклизу раз-

ломами связано становление интрузивных серий с антидромным последовательным становлением магматических тел; более поздние, внутренние по отношению к Тунгусской синеклизе глубинные разломы контролируют развитие гомодромных интрузивных серий. С первыми генетически связаны промышленные сульфидные - никелевые - медные месторождения, со вторыми - парагенетически гидротермальные сульфидные рудопроявления, бедные никелем. Библ. 13 назв. Илл. 1.

УДК 552.181

Краткая оценка современного состояния вопроса о расчленении трапповых интрузий западной и центральной частей Сибирской платформы. Ю.С. Краковский, А.Т. Стулов, Л.И. Шахотко. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Критически рассмотрены способы подразделения трапповых интрузий, предложенные сотрудником ВСЕГЕИ и А.М. Виленским, а также возможность возрастного расчленения интрузивных траппов. По совокупности геологических наблюдений предполагается последовательность интрузивных проявлений в Притунгусской части Сибирской платформы - долавоый этап магматизма, лавовый этап, первый и второй послелаваовые этапы.

УДК 550.89.+552.111

Петрологическое значение экспериментов по плавлению горных пород ультраосновного и основного составов при высоких давлениях и температурах. В.В. Наседкин, Ю.С. Генштафт. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Эксперименты ставили на установках разных конструкций: в диапазоне давлений от 5 до 25 кбар на поршневой аппаратуре, от 25 и выше на установке сверхвысокого давления. Содержание воды в образце в процессе эксперимента составляло 2-3%, т.е. расплавы были не насыщены по отношению к  $H_2O$ . Температуры варьировали от 1200 до 1700°C. Исследовали оливинит, пироксенит, меймечит и серию промежуточных пород между щелочным базальтом и меймечитом. В оливините кристаллизуются оливин и шпинель. Остаточный расплав по составу не имеет аналогов среди природных образований. Пироксенитовый расплав в процессе кристаллизации дифференцируется слабо.

В группе глиноземсодержащих ультраосновных пород дифференциация проявляется отчетливо. При P до 25 кбар кристаллизуется оливин. Остаточный расплав при этом обогащается  $SiO_2$ . При P, равном 50 кбар и более, кристаллизуются ромбический пироксен и гранат. При этом происходит обеднение расплава  $SiO_2$ . Таким образом, глубины, где давления достигают 50 кбар, благоприятны для генерации расплавов, не насыщенных кремнекислотой. На меньших глубинах могут образовываться базальтовые расплавы. Табл. 3. Библ. 18 назв. Илл. 3.

УДК 552.321.5

Генезис расслоенности и характер дифференциации в габбро-сиенитовом плутоне Большой Таскыл (Кузнецкий Алатау). А.П. Кривенко. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Излагаются результаты детального исследования структуры и породообразующих минералов габбро-сиенитового плутона. Установлено, что смежные слои меланократовых и лейкократовых базитов сложены минералами одинакового состава. В пределах плутона составы породообразующих минералов закономерно меняются как вкрест простирания полосчатости, так и по простиранию. Обнаружено уменьшение основности плагиоклаза в направлении с юга на север, а также в приконтактных частях. Сделаны выводы относительно механизма формирования габбро-сиенитового плутона. Табл. 1. Илл. 2.

Диабазовые и габбро-диабазовые формации западного склона Урала. Н.П. Старков, В.Г. Фоминых, А.М. Зильберман. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

В статье характеризуются геолого-структурное положение, формы залегания и пространственное размещение интрузивных тел базитовых формаций в миегосинклинальной зоне западного склона Урала, образование которых происходило в рифейско-кембрийский и ордовикско-верхнепалеозойский тектоно-магматический циклы. В зависимости от принадлежности к определенному циклу находится минералого-петрографический и петрохимический составы габбро-диабазов. В то же время средние химические составы обеих групп габбро-диабазов отвечают составу толеитового базальта.

С базальтовыми формациями на Урале генетически связаны титано-магнетитовые руды и медно-никелевые оруденения.

Габбро-диабазовые формации имеют тесную генетическую и возрастную связь с трапповым магматизмом Русской платформы. Табл. 1. Библ. 6 назв.

УДК 552.323.

Порфиритовые формации восточного склона Урала. Т.В. Дианова, Б.П. Козин, Т.А. Смирнова. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

В статье дана краткая характеристика порфиритовых формаций: раннелудловской для Тагильского погружения, позднесилурийско-раннедевонской и позднедевонской (франской) для Магнитогорского и средней части Восточно-Уральского погружений. Отмечены различия в химизме, фациальной обстановке и степени метаморфизма для отдельных зон развития порфиритовых формаций, а также их общие черты: порфиновый облик пород, преобладание пирокластического материала над лавовым, преимущественное развитие туфов и порфиритов базальтового и андезито-базальтового состава с низким содержанием железа и титана и с нормальным для базальтов соотношением натрия и калия; центральный, обычно островной тип вулканических извержений в завершающую стадию определенного этапа вулканизма. Табл. 1. Библ. 1 назв.

УДК 550.42

О корреляции содержаний калия и урана в четвертичных базальтоидах Большой Курильской островной дуги. Б.П. Золотарев, С.М. Кравченко, С.Ф. Соболев. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

На примере вулканических образований Большой Курильской островной дуги рассматривается корреляция содержаний калия и урана в четвертичных базальтоидах с глубиной поверхности Мохроровичича (М). По глубине залегания поверхности М острова Курильской дуги разбиты на четыре группы. Западная зона Курильских островов выделена в отдельную группу. Установлено, что в одинаковых по кремнекислотности базальтоидах, развитых в отдельных группах островов, содержания калия различны. В тех группах островов, где поверхность М залегает глубже, содержание калия во всех дифференциатах базальтовой магмы значительно выше. Распределение содержаний урана характеризуется аналогичной тенденцией. Предполагается, что установленная продольная геохимическая зональность обусловлена возрастанием роли контаминационных процессов по мере увеличения мощности консолидированной коры. Табл. 2. Библ. 13 назв. Илл. 3.

Геохимия базитов и ультрабазитов Прибайкалья. М.И. Грудинин, Т.И. Елизарьева. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

На основе распределения Ni, Co, Cr, V, Ti в горных породах сопоставляются базитовые и ультрабазитовые интрузивы Прибайкалья. Вычисленные коэффициенты корреляции указывают, что габбро и габбро-перидотитовые массивы имеют четкую положительную коррелятивную связь никеля с кобальтом, титана с ванадием, а для отдельных массивов — никеля с хромом и никеля с магнием. На основании петрогеохимических и геолого-структурных особенностей базиты и ультрабазиты Прибайкалья подразделяются на габбро-перидотитовую и щелочно-габброидную формации. Табл. 4. Библ. 7 назв.

УДК 552. 313

Петрология и металлоносность основных пород Припятского вала и западного склона Украинского щита. Н.А. Савченко. "Петрология и металлогения базитов." Изд-во "Наука", 1973.

Рассмотрены вопросы петрологии основных пород (базитов) Припятского вала и западного склона Украинского щита, представленных базальтами и габбро-диабазами рифейской (венд) траптовой формации, распространенными на обширных площадях, и габброидами, встречающимися на отдельных участках и залегающими (в отличие от траппов) в кристаллическом фундаменте.

На основании химизма и радиологических исследований доказывается равновозрастность траппов и габброидов региона. Табл. 2. Библ. 5 назв.

УДК 552.321; 553.061.17

Некоторые особенности взаимоотношения габброидов и гипербазитов на Сихотэ-Алине. И.Ф. Романович. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

В статье рассматривается пример влияния габброидов на гипербазиты. Процесс сопровождается привнесом в гипербазиты алюминия, кальция и, вероятно, титана. Одновременно в габбро привносится некоторое количество хрома.

Широкая "зараженность" титановым оруденением ряда массивов дунит-пироксенит-габбровой формации позволяет говорить о наличии на Сихотэ-Алине провинции титаносных массивов.

Переход на контакте с гипербазитами основных эффузивов в мелкозернистые габброподобные амфиболиты может рассматриваться как одна из стадий габброидизации вмещающих пород.

Ставится вопрос о возможном наличии в верхней мантии зоны гипербазитов с повышенным содержанием хрома. Табл. 1. Библ. 12 назв. Илл. 2.

УДК 550.42; 551.244

О критериях связи некоторых полезных ископаемых с базитами. В.В. Иванов. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Показано, что существует зависимость первой категории крупности между динамикой геологического развития, регионом и составом эндогенных пород и руд: базиты, как и важнейшие типы месторождений меди, никеля, кобальта, железа, платиновых металлов, серебра, золота, свинца, цинка и некоторых других металлов, обычно связаны с областями интенсивных устойчивых прерудных нисходящих перемещений и базификации земной коры. Это наряду с геохимическими данными свидетельствует о наличии связей между процессами базальтоидного магматизма и эндогенными концен-трациями перечисленных элементов. Библ. 4 назв.

К вопросу о структурно-формационном положении и минерагении основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Н.М. Чернышов. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

В пределах ВКМ основные и ультраосновные интрузии являются гетерогенными по возрасту, структурно-формационному положению и входят в состав четырех комплексов: 1) верхнеархейского сергеевского, ассоциирующего с близкоодновозрастными вулканогенными осадочными образованиями и соответствующего в определенной мере гипербазитовой формации (по классификации Ю.А. Кузнецова); 2) ниже-среднепротерозойского двухфазного стройленско-усманского, близкого к габбро-плагиогранитной формации; 3) среднепротерозойского многофазного троянско-мамоновского, относящегося к самостоятельной габбро-норит-гипербазитовой формации завершающих этапов орогенеза; 4) верхнепротерозойского смороднянского, приближающегося к формации базальтоидных дифференцированных интрузий раннеплатформенного этапа.

Различия в структурно-формационном положении и в петрохимических особенностях отражаются и в характере их металлогенической специализации. С первым комплексом связаны мелкие и недостаточно изученные рудопоявления хрома, титана (?), тальцитов, хризотил-асбеста, сульфидов меди, никеля; второй обнаруживает крайне слабо изученную специализацию на титан и отчасти медь; с третьим связаны промышленные скопления сульфидных медно-никелевых руд; для четвертого характерна отчетливая специализация на титаномагнетит и сульфидное медно-никелевое оруденение. Табл. 3. Библ. 17 назв.

УДК 552.321.1

Некоторые черты сходства и эволюции химизма протерозойских габброидов и девонских базальтов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ). В.И. Гоньшакова, Н.М. Чернышов, И.Н. Быков, В.Л. Бочаров. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Рассматриваются протерозойские габброиды и девонские базальты, пространственное размещение которых контролируется одними и теми же долгоживущими разломами глубокого заложения. При сравнении химизма габброидов и базальтов по данным 253 анализов установлено значительное сходство в поведении почти всех петрогенных элементов. Вместе с тем при унаследованности в составе исходных магматических расплавов отмечается некоторое увеличение роли титана, суммарного железа, кальция и отчасти щелочей при снижении содержания магния, хрома по мере перехода от среднепротерозойских габброидов через верхнепротерозойские к девонским базальтам. Эта особенность отражает, очевидно, последовательное увеличение роли базальтоидных выплавов из мантийного вещества в ходе длительной истории развития ВКМ. Табл. 1. Библ. 14 назв. Илл. 2.

УДК 552.321.1

Новые данные о проявлениях верхнедевонского базальтового вулканизма на юго-востоке Воронежской антеклизы. И.Н. Быков, Г.В. Зеленщиков. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

Приводятся сведения о площадях распространения, структурном положении, петрологии и химизме верхнедевонских базальтов юго-востока Воронежской антеклизы, приуроченных к одному тектоно-магматическому циклу.

Основное внимание уделяется характеристике мамоновских, казанско-калачевских и мигулинско-новохоперских базальтов. Рассматриваются основные признаки выделения покровов, излагаются данные о поведении основных петрогенных окислов по мощности отдельных покровов, сравнивается химизм базальтов в отдельных покровах и

на различных площадях. Предполагается подача исходных базальтовых расплавов с различных глубин общего магматического очага. Табл. 1. Библ. 14 назв. Илл. 4.

УДК 553.251.1(477.6)

Некоторые породообразующие минералы из вулканогенной толщи Донбасса. В.И. Лебединский, Л.П. Кириченко. "Петрология и металлогения базитов." Изд-во "Наука", 1973.

Подробно охарактеризованы наиболее распространенные породообразующие минералы вулканогенной толщи юго-западного Донбасса. Изучение их позволяет считать, что пироксен и титан представлены авгитом. Эпидот, встречающийся в псевдоморфозах по основному плагиоклазу и в миндалинах, генетически однотипен: он возник в результате деятельности гидротермальных растворов, сопровождавших вулканизм девонского времени; альбиты по большей величине  $2V$  при отрицательном знаке занимают промежуточное положение между высокотемпературными неупорядоченными альбитами и широко распространенными низкотемпературными упорядоченными альбитами. Промежуточное значение  $2V$  связывается с образованием альбита при температурах, промежуточных между температурой застывающей магмы и температурой образования гидротермальных растворов. Табл. 9. Библ. 26 назв.

УДК 552.31

Результаты определения абсолютного возраста траппов юго-восточной части Сибирской платформы. В.И. Гоньшакова. "Петрология и металлогения базитов". Изд-во "Наука", 1973.

В юго-восточной части Сибирской платформы по геологическим данным и данным определения абсолютного возраста развитых здесь траппов выделяются два главных этапа траппового магматизма – среднепалеозойский и верхнепалеозойский – раннемезозойский. Первый широко проявился в западной части Вилюйской синеклизы – в бассейнах рек Вилюй и Лена, а второй – на юго-востоке Тунгусской синеклизы в бассейнах рек Ангара, Непя, Нижняя Тунгуска и др. (в пределах рассматриваемой юго-восточной части Сибирской платформы). Табл. 1. Библ. 19 назв.

Петрология и металлогения базитов

Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Редактор В.В.Наседкин  
Редактор издательства Т.Б.Гришина  
Технический редактор Л.М.Сурикова

Подписано в печать 18.1.73 г. Формат 70 x 108 1/16. Усл.печ.л. 22,05  
Уч.-изд. л. 23,93. Тираж 1000 экз. Т-01415  
Бумага офсетная № 1. Тип. зак. 44

Цена 1 р. 92 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука"  
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

730

Mrs. Louise Jage

21