

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МАГМАТИЧЕСКИЕ  
ФОРМАЦИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР

# МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

*Труды 3-го Всесоюзного петрографического совещания*

2679



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1964



Ответственный редактор  
член-корр. АН СССР  
*Ю. А. КУЗНЕЦОВ.*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

III Всесоюзное петрографическое совещание было организовано Сибирским отделением и отделением геолого-географических наук Академии наук СССР, совместно с Государственным геологическим комитетом СССР и Главгеологией РСФСР и проведено в Иркутске с 27 мая по 1 июня 1963 г. На совещании были обсуждены три важные проблемы современной петрографической науки: 1) магматические формации и связь с ними полезных ископаемых, 2) генезис щелочных пород, 3) физико-химические условия метаморфизма и метасоматоза. Настоящий — первый — том Трудов совещания посвящен полностью проблеме магматических формаций.

По решению Оргкомитета в Трудах III Всесоюзного петрографического совещания публикуются только те доклады, которые были заслушаны и обсуждены на совещании. К сожалению, некоторые из докладчиков не представили Оргкомитету полные тексты своих докладов. Доклад Ю. А. Кузнецова «Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии» уже опубликован в журнале «Геология и геофизика» № 5 за 1963 г.; доклад Е. К. Устиева «Вулканогенно-плутонические формации и их положение в структуре Земли» опубликован в Известиях Академии наук, серия геологическая, № 12, 1963 г. Многие доклады вызвали большой интерес и подверглись серьезному обсуждению. Наиболее интересные и важные выступления по докладом публикуются в этом томе.

Решение, принятое на совещании, опубликовано в журналах «Известия АН СССР» (Серия геологическая, № 11, 1963); «Советская геология» (№ 10, 1960) и «Геология и геофизика» (№ 12, 1963).

*Г. Д. Афанасьев*

(ИГЕМ АН СССР)

## МАГМАТИЗМ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема строения и происхождения земной коры — одна из кардинальных в области современного естествознания. Общетеоретическое ее значение, важное и для космогонии, заключается в создании надежной базы фактов об образовании Земли как планеты и дифференциации ее на оболочки: ядро — мантия — кора.

Проблема выяснения состава и строения Земли в целом, а также и некоторых планет солнечной системы не может, однако, заслонить значения познания нами самой верхней пленки Земли — земной коры, о которой мы знаем очень мало.

Современное бурное развитие науки и промышленности требует все большего использования энергетических и других ресурсов полезных ископаемых.

По данным современной науки, Земля как планета существует уже около 5 млрд. лет, появление человека на Земле относится к самой последней фазе истории Земли, а его деятельность по эксплуатации богатств Земли не превышает какой-то сотни лет.

Считается, что легко открываемые, залегающие на поверхности Земли месторождения полезных ископаемых, в основном уже обнаружены. Геологическими службами стран всего мира проведен учет и примерно подсчитаны запасы выявленных ископаемых. Следует сказать, что прогнозы видных специалистов, учитывающих темпы развития промышленной деятельности человечества, приводят к выводу об ограниченности выявленных ресурсов полезных ископаемых. При этом оценки времени, обеспеченного необходимыми ресурсами, конечно, различны, но масштаб их около сотни лет — несоизмерим уже с миновавшим этапом развития человечества, а тем более с перспективами развития человечества будущего, которое будет жить уже при коммунизме.

Несомненно, что особенно быстро и невосвратимо истощаются такие полезные ископаемые, как нефть, газ, уголь, образование которых происходит с геологической медленностью, а использование — с быстротой, превышающей в миллионы раз время и скорость накопления полезных ископаемых.

Неблагоприятные прогнозы об обеспечении человеческого общества материальными и энергетическими ресурсами в значительной мере связаны с нашим ограниченным знанием Земли.

Самая глубокая буровая скважина до глубины около 8000 м, что примерно равно одной тысячной доле радиуса Земли, пробурена в 1958 г. в США. Конечно, геология с помощью своих методов получила некоторые знания и о более глубоких слоях земной коры, но они пока очень ограничены и не создают надлежащей основы для использования материальных и энергетических ресурсов, заключенных в земной коре. Поэтому использование дополнительных ресурсов полезных ископаемых, в том числе и

энергетических ресурсов, частью принципиально нового типа (например, глубинное тепло Земли, энергия геотектонических и сейсмических процессов) невозможно без резкого поворота геологической науки к познанию глубин земной коры.

В области геологии с этой проблемой связано также решение таких теоретических вопросов, как генезис магм и кристаллических горных пород. Тесно переплетаясь с проблемами тектоники и напряжений в твердом теле верхней части Земли, вопросы магматизма сопряжены с вулканической деятельностью и землетрясениями. Знание закономерностей развития земной коры в разных ее сегментах позволит более обоснованно подойти к прогнозированию этих грозных природных явлений.

### СОСТОЯНИЯ НАШИХ ЗНАНИЙ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В арсенале исследователей земной коры имеется два источника информации о состоянии и составе ее глубинных частей. Первый источник — геологические факты, в том числе особенно современная вулканическая деятельность, непосредственно свидетельствующая о составе верхней оболочки на глубинах порядка 60 км и глубже. Другой источник — сейсмологические данные о скоростях продольных волн, проходящих через разные оболочки Земли, а также данные об аномалиях силы тяжести. Эти данные позволяют судить о разных свойствах оболочек Земли, вызываемых или разным их физическим состоянием или различным составом.

Неустанно исследуя вскрытые эрозией и денудацией листы геологической летописи, учитывая результаты применения современных методов (геофизические, радиологические) к изучению земной коры, геология выработала некоторые представления о закономерностях развития земной коры. Эти представления, в общей форме достаточно обоснованные, разделялись большинством геологов до появления геофизических данных. Известные геологические факты не давали повода для предположения о различных строениях земной коры в области континентов и на площадях, покрытых в настоящее время океанами.

За последние 30 лет накопился значительный геофизический материал о скоростях прохождения сейсмических волн и об аномалиях силы тяжести в различных участках земной коры.

Изучение распространения в земной коре сейсмических волн, вызванных землетрясениями, а также специальными взрывами с применением отечественного метода ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование) показали совершенно однозначно на существование в ней отчетливой поверхности раздела, отделяющей среды с перепадом скоростей упругих волн. Скорость продольных волн на небольшом расстоянии в глубину возрастает от 7,5 км/сек до  $8,0 \pm 0,1$  км/сек. Эта поверхность раздела названа поверхностью Мохоровичича в честь югославского ученого.

Поверхность Мохоровичича залегает на континентах на глубине 40 км, а в океанах на глубине 5—6 км под дном океана в его глубоководных частях.

Интерпретация геофизических данных позволяет многим геофизикам и геологам утверждать, что континентальная кора состоит из осадочного, гранитного и базальтового слоев, а океаническая из осадочного и базальтового. Ниже поверхности Мохоровичича находится первичная мантия Земли из пород, близких к ультраосновным по составу.

Отмечу при этом, что интерпретация геофизических данных с подразделением коры на «гранитный», «базальтовый» и «перидотитовый» слои исходила из изучения скорости продольных волн в случайных образцах горных пород при нормальных давлениях. По этим данным, скорость про-

дольных волн в гранитах равна или несколько больше  $5,5 \text{ км/сек}$ , в базальтах от 6 до  $7,5 \text{ км/сек}$ , и в ультраосновных породах  $8,1-8,3 \text{ км/сек}$ .

На основе геофизических данных в 50-х годах сформировались и некоторые геологические выводы о петрографическом составе разных оболочек земной коры и общей тенденции ее развития.

Дж. Гиллули (1957) указывает, что толеитовая магма, по Кеннеди, свойственна континентам, но гавайская магма — толеитовая и сходна с базальтовыми покровами Декана. Граниты и гнейсы найдены на Сейшельских островах — типично океанических.

В целом, Дж. Гиллули считает, что отчетливо нельзя разграничивать ни континентальные, ни океанические типы пород. Имеются океанические граниты и континентальные океаниты.

Известны гипотезы В. В. Белоусова (1955) и В. В. Тихомирова (1958), объясняющие исчезновение в океанической коре гранитного слоя его базификацией.

Проведенные в 50-х годах геофизические и геологические исследования в океанах показали, что многие участки океана в течение кайнозоя испытывали поднятия и опускания с амплитудой  $1,5-2 \text{ км}$ .

Геофизические исследования выявили мозаичность строения дна океанов (Юинг и Пресс, 1957), причем появление пятен, отвечающих так называемой мантии, сопряжено с максимальными глубинами океана до  $5-6 \text{ км}$ .

Можно считать на основании имеющихся геологических данных, что существование океанов в их современных границах заходит не дальше в глубь веков, чем граница мезозоя — кайнозоя.

В 1961 г. в Соединенных Штатах было проведено экспериментальное бурение дна глубоководной части океана близ о-ва Гваделупа. По предварительным данным Риделя, Ледда и других (Riedel a. o., 1961), экспериментальная скважина, заложённая в участке океана глубиной  $3560 \text{ м}$  (координаты  $28^{\circ}59 \text{ с. ш.}, 117^{\circ}30 \text{ з. д.}$ ), прошла около  $190 \text{ м}$  в породах дна океана. Верхняя часть разреза ( $178 \text{ м}$ ) проведена в осадочных породах — серо-зеленых глинах, богатых кремневыми и карбонатными пелагическими ископаемыми. Осадочные породы, по предварительному определению коккометафорид и радиолярий, относятся к поздне третичным, а самые верхние части, вероятно, плиоценовые.

Ниже  $178 \text{ м}$  скважина ЕМ-7 прошла  $4,15 \text{ м}$  по базальту, который, возможно, является среднемиоценовым; ниже снова были встречены глины.

Разрез верхней части океанического дна не отвечает той модели, которая для него предполагалась при проектировании бурения.

Вскрытые скважиной базальты не являются тем «базальтовым» слоем, который, как предполагается по геофизическим данным, слагает земную кору в области океанов. С. Г. Энгель и А. Е. Энгель в статье (Engel and Engel, 1961), опубликованной в том же журнале, дают краткое петрографическое описание этих базальтов и их химического состава. По отношению Mg и Ca, да, пожалуй, и  $\text{Fe}^{3+}$  к  $\text{Fe}^{2+}$ , базальты из керна буровой скважины являются промежуточными между оливиновыми базальтами Гавайских островов и плато-базальтами.

Среди поднятого драгой каменного материала со дна глубоководной части Тихого океана ( $4650-5100 \text{ м}$ ), вблизи гайота Джиму (в  $1100 \text{ км}$  к юго-востоку от Камчатки), обнаружено много пород, характерных для коры, имеющей «гранитный» слой, — андезиты, дациты, кварцевые сиенит-порфиры и кварцевые габбро (Kuno, Fisher a. Nasu, 1956).

В работе (Shi H. Quon and E. G. Ehlers, 1963) описан каменный материал, извлеченный драгированием в районе Срединного Атлантического хребта. Констатированы базальты, оливиновые и безоливиновые, серпентиниты и малое количество габбро и аортозитового габбро. На трех станциях добыты граниты.

Из материалов, доложенных на конференции по Верхней мантии в 1963 г. в Москве, следует, что скорости сейсмических волн от подошвы земной коры (глубина 20 км) в пределах Курильской островной дуги до глубины 80 км практически постоянны и равняются 7,7 км/сек. Глубже скорости возрастают. Максимум поглощения поперечных волн находится на глубине 80 км. Низкие скорости под корой и максимум поглощения поперечных волн связываются с магматическими процессами.

Г. Б. Удинцев отметил значительную структурную неоднородность дна Тихого океана, сказывающуюся, в частности, на рельефе.

В северной части Индийского океана, по данным И. М. Белоусовой, обнаружены черты расчлененного рельефа, в частности подводный хребет к югу от о-ва Цейлон.

В. П. Гончаров и О. В. Михайлов сообщают, что сложный рельеф дна обнаружен и для Средиземного моря. Г. З. Гурарий, И. А. Соловьев получили данные, свидетельствующие о плотностной неоднородности вещества верхней мантии в горизонтальном направлении.

Исследование абсолютного возраста лав с островов и морского дна, а также пеплового материала из донных осадков южных частей Индийского и Тихого океана, по данным А. Я. Крылова, А. П. Лисицына, показали, что наибольшее распространение и интенсивность вулканизма в Южном океане приходится на третичное время. В значительно меньших масштабах вулканизм продолжался в начале четвертичного времени.

По определениям Миллера и других исследователей (Miller a. Mudie, 1961), абсолютный возраст гранитов, встреченных на Сейшельских островах, 654 млн. лет, в то время как имеющиеся данные по геологии не выявили среди существенно «океанических» пород древние границы: мел — третичное время.

По Г. С. Горшкову, петрохимическое изучение вулканических пород на основе различия наклона вариационных кривых позволяет разделить их на два класса: континентальный и океанический. Породы вулканов островных дуг относятся к континентальному классу. Лавы вулканов Средиземно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского подводных хребтов сходны с лавами континентального класса.

Эти выводы Г. С. Горшкова сближаются с теми выводами о соотношениях континентального и океанического вулканизма, которые изложены в моей статье (Афанасьев, 1960).

Ю. М. Шейнманн считает, что зарождение основных и ультраосновных магм происходит в верхней мантии. Он выделяет следующие лавовые комплексы: ультраосновной — щелочной (как на материках, так и в океанах), ультраосновной — серпентинитовый (только интрузии, в складчатых поясах); трашковый (материковый); океанических базальтов (в океанах, вне островных дуг); андезито-базальтовый (островные дуги, складчатые пояса). Кислые магмы, являясь практически целиком палингенными, не зависят от состава и состояния мантии, а существуют только в областях с двуслойной корой.

За последние годы появились интересные данные по поведению некоторых горных пород и минералов в условиях всестороннего сжатия.

Эксперименты М. П. Воларовича и Е. И. Баяк (1960) показывают характерное для всех изученных горных пород резкое возрастание скоростей продольных волн при относительно низких давлениях (до 1000 кг/см<sup>2</sup>), обусловленное в основном уплотнением породы, сопровождающим уменьшение трещиноватости. Аналогичным образом изменяются с давлением модули Юнга и модули сдвига.

В работе М. П. Воларовича (1961) экспериментально показано, что все упругие параметры горных пород резко возрастают в интервале давлений до 1000 кг/см<sup>2</sup>. Коэффициент Пуассона изменяется незначительно.

Данные Берча по изучению скорости продольных волн для большого количества горных пород и минералов при всестороннем давлении от 10 до 10 000 бар, опубликованные в 1960 г. (Birch, 1960), представляют большой интерес.

Очень важно, что эти эксперименты сопровождалось исследованием минерального состава пород и их плотности при нормальных давлениях и температурах. К сожалению, не приводилось определения плотности и пористости исследуемых образцов до и после испытания.

Были изучены скорости распространения продольных волн в 69 образцах горных пород в условиях всестороннего сжатия от 10 до 10 000 бар. Измерения производились с интервалом отдельных точек в 1000 бар. Для ряда образцов были определены скорости для давления в 500 бар. Очень важно отметить, что скорость продольных волн с повышением всестороннего давления увеличивается.

Разные петрографические типы пород отличаются различной степенью увеличения скоростей продольных волн ( $v_p$ ) по мере возрастания сжатия. Наиболее резкая разница в скоростях продольных волн для различных групп пород заметна при давлениях 10 бар. При давлении в 1000 бар скорости в гранитах, гранодиоритах, кварцевых диоритах и различных метаморфических породах (гнейсы, кварциты, слюдяные сланцы) выравниваются, приближаясь к 6,3—6,4 км/сек.

Скорость продольных волн в основных и ультраосновных породах и их метаморфических аналогах — амфиболитах, эклогитах — при тех же параметрах всестороннего сжатия (1000 бар) увеличивается до 6,8—7,7 км/сек. Иначе говоря, эксперимент показывает, что при всестороннем сжатии в 1000 бар  $v_p$  в основных породах выше  $v_p$  в гранитоидных породах и метаморфитах на 6%, а в ультрабазитах и эклогитах соответственно на 15—17%.

Следует обратить внимание также на то, что максимальное возрастание скоростей продольных волн наблюдается при давлении в 500 бар для сиалических пород. Для гранитов I группы  $v_p$  увеличивается на 30%, для метаморфических пород на 16%.

В этих же условиях  $v_p$  в габброидах, ультрабазитах и эклогитах возрастает на 6—9% по отношению к  $v_p$  при давлении, равном 10 бар.

Эксперименты показали, что даже при максимальном всестороннем сжатии (10 000 бар) скорость продольных упругих волн не достигала 9 км/сек ни для одной из петрографических групп, включая и ультрабазиты. Только в мономинеральных образованиях типа жадеитов и гранатов  $v_p$  превышает 8 км/сек при давлении всего в 1000 бар.

Эксперименты, проведенные Берчем, к сожалению, не позволяют оценить значение фактора времени. Горные породы, петрографически гетерогенные, и следовательно, гетерогенные по физическим свойствам, испытывавшие всестороннее сжатие на протяжении миллионов лет, безусловно, в какой-то мере отличаются по своим физическим свойствам от аналогичных пород, подвергающихся лишь кратковременному сжатию (минуты) в условиях эксперимента.

Разобранные экспериментальные данные показывают, что скорость продольных волн в гранитных породах уже при всестороннем давлении 500—1000 бар на 1 см<sup>2</sup> колеблется около 6,3—6,4 км/сек, т. е. уподобляется скорости, которая до последнего времени считалась диагностическим признаком так называемого базальтового слоя земной коры.

В настоящее время экспериментально доказано значительное повышение (для гранитов до 30%) скоростей продольных волн в условиях всестороннего сжатия уже при сравнительно небольших давлениях — 500—1000 кг/см<sup>2</sup>. Экспериментально выявлено также, что повышение температуры до 300° ведет к относительно небольшому понижению скорости продольных волн.

Для понимания состояния вещества в глубинных зонах Земли существенные перспективы открывают эксперименты С. М. Стишова по получению рутилоподобной модификации кремнезема и исследования Ю. Н. Рябина по влиянию высокого давления на свойства твердых тел.

Из этих исследований вытекает, что сжимаемость различных веществ при низких давлениях имеет широкий диапазон значений, который по мере повышения давления уменьшается. Автором выяснены также условия образования коэсита и стиповерита. С. М. Стишов получил новую модификацию кремнезема с плотностью  $S = 4,35 \text{ г/см}^3$ . Параметры получения этой модификации:  $P = 115\text{—}145 \text{ кбар}$ ,  $t = 1200\text{—}1800^\circ$ .

Эти выдающиеся отечественные экспериментальные работы показывают вероятность увеличения под действием давления плотности вещества глубинных оболочек Земли вследствие фазовых переходов.

С точки зрения рассматриваемой здесь проблемы строения и состава земной коры и предполагаемых различий между океанической и континентальной корой весьма важным является экспериментальное изучение поведения вещества при более низких температурах и давлениях.

Необходимо нащупать грань (параметры давлений и температур), где кончается нарастание плотности вещества под давлением в силу закрытия пор и вообще сближения зерен пород и начинается область возможных фазовых переходов с образованием минералов, аналогичных по составу, но различных структурно. Судя по экспериментам с  $\text{SiO}_2$ , параметры условий, при которых уже возможны фазовые переходы, совсем иные, чем те, которые осуществляются на глубинах раздела Мохоровичича, особенно в областях распространения так называемого океанического типа земной коры.

Приведенный обзор геологических и геофизических фактов, а также выводов, основанных на них, показывает всю сложность изучения проблемы образования, развития и строения глубинных частей земной коры.

Условность существующих представлений прежде всего касается самих понятий «земная кора» и «мантия» Земли.

Все предыдущее изложение свидетельствует о том, что не имеется достоверных фактов для проведения границы между корой и мантией как средами принципиально различного состава по поверхности Мохоровичича.

При интерпретации геофизических данных часто забывается, что большинство геофизиков и геологов обычно подчеркивают условность отдельных слоев коры (базальтовый, гранитный, перидотитовый и т. д.). Однако наряду с выводами, касающимися физического состояния коры и подкорового вещества, когда говорится об уплотнении или разуплотнении этих сред, нашими специалистами уделено много внимания обоснованию предположения об исчезновении «гранитного» слоя в разрезе коры океанического типа. Причем это предполагаемое исчезновение объясняют океанизацией континентальной коры, или, что тоже самое, базификацией гранитного слоя.

В работе А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1961) о геохронологии и геологической эволюции Балтийского щита и его складчатого обрамления в основных чертах показана история щита на протяжении 3 млрд. лет.

В геологической истории Восточной части Балтийского щита (Карелия и Кольский полуостров) на протяжении 2 млрд. лет насчитывается семь-восемь геосинклинальных циклов, после чего эти территории являются платформой.

За время платформенного существования указанной территории в палеозое появилось четыре-пять циклов внедрения основных щелочных магм. Отмечаются, в частности, вулканы пикритового и фонолитового составов пермокарбона, предшествовавшие внедрению Хибинского щелоч-

ного комплекса. Другими словами, вулканизм пермокарбона этой территории отчетливо носит так называемый океанический характер.

Так как из имеющихся геофизических данных видно, что эта область с чрезвычайно сложным геологическим строением в настоящее время характеризуется типично континентальным строением земной коры, то имеются основания сделать следующий вывод.

Неоднократное возобновление гранитного магматизма в течение 2 млрд. лет с погружениями предшествовавших формаций во время новых геосинклинальных циклов не привело к преобразованию данной области в участок земной коры океанического характера.

Последовавшее в течение 1,5 млрд. лет платформенное существование с документами о проявлениях вулканизма частью океанического типа, также не сопровождалось океанизацией этой территории.

В то же время экспериментальные данные по моделированию условий глубинных частей земной коры и верхней мантии позволяют однозначно сделать вывод о том, что даже относительно небольшие давления — порядка  $1000 \text{ кг/см}^2$  — меняют свойства горных пород и, в частности скорости упругих волн, которые возрастают до 30% в гранитах.

Все это заставляет повторить, что большинство геофизиков и геологов понятие «гранитный, базальтовый и перидотитовый слой» геофизического разреза земной коры и верхов мантии правильно считают условными. Данные слои отвечают, в первую очередь, изменениям физического состояния гетерогенной по составу земной коры. Поэтому я нахожу более правильным и границу Мохоровичича считать не поверхностью раздела двух сред различного вещественного (петрографического) состава, а поверхностью, разделяющей среды с различными физическими свойствами (главным образом плотность). При этом условии основная задача — понять причину известного скачка в скоростях продольных волн на границе Мохоровичича и причину различного положения этой границы на континентах и под дном океанов — не заслоняется многими попутно возникающими проблемами в связи с вопросом о генетических соотношениях симатической мантии и спалической коры.

Изучение вулканизма в истории Земли под углом зрения настоящей проблемы только начинается.

По последним данным Макдональда и Г. С. Горшкова, уровни генерации магматических расплавов располагаются не более 60 км от поверхности Земли как на континентах, так и на островных дугах и под океанами. Иначе говоря, в области океанов эти уровни заходят в так называемую верхнюю мантию.

Поэтому вулканы — пока единственный источник получения прямых фактов о составе среды, залегающей ниже поверхности Мохоровичича в океанах и под континентами. Сравнение продуктов вулканизма на континентах и в океанах может помочь выяснению вопроса о сущности различий этих геофизических разнородных типов коры.

Но вулканизм нельзя сравнивать вообще. Для Атлантики и Тихого океана, по-видимому, характерно развитие мезо-кайнозойского вулканизма в несколько этапов, включая четвертичный и современный вулканизм.

Сравниваться должны близко синхронные продукты вулканизма. К сожалению, эволюция вулканизма океанических островов во времени еще очень мало изучена. Тем не менее даже Ю. М. Шейнман показал среди вулканитов океанических островов исключения континентального типа (Исландия — океанический остров с неокееаническим базальтом). Г. С. Горшков на основании петрохимических пересчетов делает такое же исключение для о-вов Вознесения, Пент-Поль и о-ва Пасхи в Тихом океане.

Как мною указывалось (Афанасьев, 1960; 1961), на современных континентах известны ассоциации изверженных пород третичного времени,

включающие и так называемые океанические типы пород. Формация ультраосновных и щелочных пород Хатанги пермотриасового (?) возраста по своей специфике также сходна с вулканическими сериями океанических островов.

Все это дает право считать, что вулканизм океанических островов принципиально не отличается от вулканизма континентов, если их сравнивать на надлежащей основе. Последнее затрудняется еще недостаточной изученностью эволюции вулканизма во времени.

Сказанное позволяет видеть, что продукты вулканизма океанических островов, генерируемые на значительных глубинах в верхней мантии, не создают основы для представления о составе субстрата мест генерации расплавов как о составе, в какой-то мере напоминающем известные нам на земной поверхности дуниты, перидотиты и эглогиты.

Большой фактический материал как геофизический, так и геологический, привел к выявлению серьезных противоречий между фактами и их интерпретацией, исходившей из представления об отождествлении различий геофизических характеристик отдельных участков земной коры с различиями их по составу. Это касается отделения самой земной коры от мантии по поверхности Мохоровичича, выделения внутри земной коры слоев «гранитного» и «базальтового» и разделения земной коры на два принципиально (по составу) различных типа — континентальный и океанический.

Появление раздела Мохоровичича на небольшой глубине (6 км) под дном океана соответствует глубинам океана в 3,5—5 км. Иными словами, поверхность Мохоровичича оказывается там, где над дном залегает толща океанической воды, мощностью 5000 м, передающая на подстилающую поверхность океанического дна гидростатическое давление, эквивалентное  $500 \text{ кг/см}^2$ . Следовательно, уже верхние слои плотных пород (но не разжиженные илы в придонной части) океанического дна находятся в условиях всестороннего давления порядка  $500 \text{ кг/см}^2$ . Естественно, что при этом сейсмические данные показывают «отсутствие» так называемого гранитного слоя со скоростями порядка 5,5—6,0 км/сек. Той же причиной (более быстрым нарастанием всестороннего давления из-за наличия мощной водной крышки на лежащих ниже твердых породах) можно объяснить более высокое положение поверхности Мохоровичича под океанами.

По данным Лаверинга (Lovering, 1958), по новейшим экспериментальным данным и обобщениям геологических фактов, сообщенных Иодером и Тилли (Ioder and Tilleu, 1962), ясно, что фазовый переход эглогита в базальт возможен под континентами, но не под океанами.

На континентах поверхностные горные породы находятся под давлением всего одной атмосферы. Как происходит нарастание всестороннего сжатия на континентах с глубиной, мы в точности не знаем. Можно предполагать, что в пределах твердой среды реальные напряжения на каждом уровне не будут тождественны давлению столба лежащих выше пород. Реальные напряжения будут меньше этой величины за счет упругих свойств горных пород и сил сцепления в кристаллических телах, которыми являются горные породы. В условиях континентов возрастает значение геотермического градиента для повышения температуры до сотен градусов еще до достижения раздела Мохоровичича.

Сочетание всех этих факторов определяет наблюдаемое нами кажущееся различие в строении земной коры под океанами и на континентах. Более близкое положение к поверхности Земли раздела Мохоровичича в некоторых участках океана обусловлено более быстрым изменением с глубиной физического состояния вещества коры, находящейся здесь в отличие от континентов под дополнительными давлениями в  $500\text{—}1000 \text{ кг/см}^2$  в течение десятков миллионов лет.

## О НАПРАВЛЕНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМЕ В БУДУЩЕМ

Геология — наука историческая, и это ее основное отличие от многих, в том числе и точных, естественных наук составляет ее характерную особенность, создает ей наряду с большими трудностями при решении научных проблем громадные преимущества.

Познать строение Земли в целом и земной коры в частности, что особенно существенно для геологии, можно только сочетая геологический историко-сравнительный метод с экспериментальными и геофизическими исследованиями глубин и глубинных процессов. Изучая с этих позиций естественные ассоциации изверженных и осадочных горных пород, мы приходим к выводам, отличающимся от концепции, основанной на интерпретации геофизических данных без достаточного учета геолого-петрологических и экспериментальных фактов.

Однако проблема в целом остается еще дискуссионной, и многие ее разделы требуют развития целенаправленных исследовательских работ.

Для однозначного решения принципиальных вопросов о причинах появления поверхностей раздела в земной коре, отделяющих среды с различными скоростями продольных волн, необходимо получение прямых фактов. Так как речь идет о выяснении вопроса, связан ли перепад скоростей с изменением состава геофизических «слоев» земной коры или лишь с изменением их физических свойств, то необязателен американский путь работ по проекту «верхней мантии». Пробурировать земную кору в глубоководной части (по крайней мере 4—5 км глубины) океана для того, чтобы пройдя поверхность Мохоровичича, добыть керн из мантии Земли, нецелесообразно, ибо мантия на этом уровне все равно не будет достигнута. В то же время известно, что на древних щитах (Балтийский, Украинский) в СССР имеются участки, где значительные перепады скоростей продольных волн выявлены на глубинах 7—10 км. Разбуривание таких участков позволит решить принципиальный вопрос о причинах перепада скоростей продольных волн на разных горизонтах коры.

В настоящее время у нас разработаны рекомендации (Беляевский и Федьинский, 1963) по выбору мест заложения сверхглубоких скважин (до глубины 10—15 км). В основе их лежит принцип, согласно которому с помощью сверхглубоких скважин должен быть получен возможно более полный разрез коры на всю ее мощность в континентальных условиях и представлено строение наиболее важных типов геологических регионов. Кроме того, при выборе мест для заложения сверхглубоких скважин предусматривается необходимость исследования проблем, имеющих крупное практическое значение: использования энергетических возможностей внутренних слоев Земли, происхождения нефти и газа, миграции и концентрации рудного вещества в глубоких частях земной коры, генезиса магматических горных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых и т. д.

Для заложения сверхглубоких скважин первоочередными признаны следующие регионы: а) глубокие впадины платформенных и геосинклинальных областей — Прикаспийская впадина или нефтегазоносные районы Азербайджана; б) в области палеозойских геосинклиналей — Урал или Центральный Казахстан; в) древние щиты — Карелия или Украина; г) регионы, отличающиеся земной корой «переходного» типа — Закавказье или Черное море; д) область островных дуг и коры, близкой к «океаническому» типу — юг Курильских островов или Южный Сахалин.

В целях подготовки к сверхглубокому бурению в качестве одной из первоочередных задач выдвигается работа по обобщению и всестороннему анализу уже имеющихся материалов по глубинному строению земли. Во многом этому будет способствовать карта или серия карт глубинного

строения территории СССР. Исходным материалом для данной карты должны служить обширные материалы региональных геологических, геофизических и геохимических исследований, определений абсолютного возраста горных пород, результатов изучения петрологических процессов, а также данных по геотермическим наблюдениям, материалы сейсмологических и неотектонических исследований.

Само собой понятно, что районы проходки глубинных скважин должны быть всесторонне изучены с применением геофизических методов глубинного сейсмического зондирования, изучения аномалий силы тяжести, магнитометрических и комплексных геологических исследований — тектонических, петрологических и геохимических.

Для правильной интерпретации геофизических данных весьма существенным является проведение в широком объеме экспериментальных исследований физических свойств всей гаммы изверженных и метаморфических пород из областей, изучаемых геофизически. Эксперименту должны подвергнуться породы, изученные геологически, петрографически и минералогически.

Экспериментальные исследования таких пород должны дать представление о физических параметрах конкретных горных пород — их упругих свойствах, прочности, пористости при различных температурах и давлениях.

Разрешение наиболее существенных задач петрографии тесно связано с познанием строения и развития земной коры. Практические задачи петрографии, в частности ее вклад в создание научных основ прогнозирования полезных ископаемых, в первую очередь опирается на закономерности, вытекающие из изучения распространения во времени и пространстве закономерных ассоциаций изверженных горных пород — комплексов, формаций.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг еще в 80-х годах прошлого столетия почувствовал интуитивно всю важность подхода к изверженным породам как определенным сообществам и заложил основу для учения о формациях изверженных пород на примере Олонецкой диабазовой формации.

Мне представляется, что генетически-формационный подход к изверженным породам как к конкретным формациям и их рядам — наиболее обещающий путь (из собственно геологических) к решению проблем петрогенезиса, рудогенезиса и строения земной коры.

Совершенно очевидным является значение детального исследования всеми современными методами конкретных магматических формаций и воссоздание истории развития магматизма для определенных структурно-тектонических единиц Земли. Сравнительный анализ результатов такого изучения создает необходимую базу реальных фактов для суждений о глубинном строении земной коры, о родоначальной магме и эволюции вещества верхней оболочки Земли за ее геологическую историю.

Существенным для познания глубин строения земной коры и лежащей ниже оболочки является изучение ассоциаций изверженных и метаморфических пород, наиболее глубинных по условиям своего образования или наиболее древних, отвечающих относительно ранней стадии развития земной коры.

Среди серий таких пород должны привлечь особое внимание петрографов серии, включающие интрузии ультраосновных, габброидных и чарнокитовых пород, а также, что чрезвычайно важно, должны быть изучены во всех деталях и сопровождающие их метаморфические породы — эклогиты, друзиты и другие, аналогичные им.

Большое значение для познания закономерностей развития земной коры и ее строения имеет геохимическое изучение разновозрастных магматических комплексов, в первую очередь с точки зрения концентрации радиоактивных элементов в их отдельных членах.

Мы обычно пользуемся усредненными значениями — кларками U, Th, K, Rb. Но для того, чтобы понять закономерности развития магматизма и формирования земной коры, чрезвычайно важно изучить разновозрастные интрузии, входящие в генетически различные комплексы, формировавшиеся в различной обстановке (глубинные, гипабиссальные, субвулканические и т. д.), и их производные.

В частности, имеется много фактов, указывающих, что серии изверженных пород, включающие ультрабазиты как закономерный член характеризуются ториевым типом радиоактивности и натриевым характером щелочности кислых членов этих серий. Такие же соотношения U/Th и K/Na характеризуют и эклогитовые типы метаморфических пород, ассоциирующихся с гипербазитами и натриевыми гранитами геосинклинальных серий изверженных пород.

Постоянная приуроченность к регионально протягивающимся зонам ассоциаций, включающих гипербазитовую, диабазо-кератофировую плагиогранитовую формации, заключенным в субстрат из сильно метаморфизованных пород (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогиты и т. д.), свидетельствует скорее о специфике глубинных частей земной коры. Уровень этих глубин — разделов, обусловленных первичной дифференциацией вещества Земли — нам точно неизвестен, но, видимо, ограничивается первой сотней километров.

Существенным для проблемы является изучение эволюции вулканизма океанических островов за мезо-кайнозойское время их существования. Здесь существенную помощь может оказать радиогеология с ее методами определения абсолютного возраста.

В заключение необходимо повторить, что без самого серьезного внимания к обеспечению развития исследований по экспериментальному изучению физических свойств горных пород и минералов при повышенных, вплоть до сверхвысоких, всесторонних давлениях и разных уровнях температур мы не сможем продвинуться вперед при решении поставленной проблемы.

Такому изучению должны быть подвергнуты серии горных пород из конкретных геологических обстановок, детально петрографически изученные и характеризующие разрезы районов проведения геофизических работ. Без систематического изучения петрографии естественных ассоциаций горных пород и закономерностей образования магматических и метаморфических горных пород в истории Земли на основе применения новейших методов познания вещества не может успешно решаться и поставленная выше задача изучения физических свойств горных пород.

Экспериментальное изучение процессов глубинного породообразования и минералообразования, сопряженное с глубоким геолого-петрографическим подходом к изучаемым явлениям, также насущная задача исследований по данной проблеме.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. К проблеме гранита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.  
Афанасьев Г. Д. О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.  
Афанасьев Г. Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.  
Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Г. Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 3.  
Белюсов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.  
Беляевский Н. А. и Федынский В. В. Глубинное бурение как метод изучения земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 5.  
Воларович М. П. Исследования физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях.— Геол. и геофиз., 1961, № 4.

- Воларович М. П., Баюк Е. И. Влияние всестороннего давления до 4000 кг/см<sup>2</sup> на упругие свойства образцов горных пород.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 1.
- Тиллули Дж. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами.— В сб. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Подканов А. А., Герлинс Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды лабор. геол. докембрия АН СССР, 1961, вып. 12.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 8.
- Юинг М., Пресс Ф. Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами.— В сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Riedel W. R., Ladd H. S., Tracey J. I. jr., Bramlette M. N. Preliminary drilling phase of Mohole project. II. Summary of coring operations (Gvadelupe Site).— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, v. 45, № 11.
- Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kolobars. Part. I.— J. Geophys. Res., 1960, v. 65, № 4.
- Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. Part II.— J. Geophys. Res., 1961, v. 66, № 7.
- Engel C. G., Engel A. E. J. Composition of basalt cored in Moholl project (Gwadelupe Site).— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, v. 45, № 11.
- Ewing J., Ewing M. Seismic-refraction measurement in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, № 3.
- Lovering I. F. The nature of the Mohorovicic discontinuity.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, v. 39, № 5.
- Kuno H., Fisher R. L., Nasu N. Rock fragments and pebbles dredged near Jimmu Seamount, North-Western Pacific.— Deep-Sea Res., 1956, v. 3.
- Miller I. A., D. Mudie. Potassium-argon age determinations on granite from the Island of Mohé in the Seychelles Archipelago.— Nature, 1961, v. 192, № 4908.
- Shi H. Quon, E. G. Ehlers. Rocks of northern part of Mid-Atlantic Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 1963, v. 74, № 1.
- Yoder J. R., Tilley C. E. Origin of basalt magmas. An experimental study of natural and synthetic rock systems.— J. Petrol., 1962, 3, № 3.

В. С. Коптев-Дворников

(МГУ),

М. Г. Руб, Е. Т. Шаталов

(ИГЕМ АН СССР)

## О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

2672

В литературе последнего десятилетия внимание петрографов привлекают вопросы геохимии горных пород и прежде всего те, которые имеют отношение к решению теоретических вопросов петрологии и практики геологоразведочного дела. Вопросы геохимической и металлогенической специализации уже приобрели важное значение для разработки новых, геохимических критериев поисков и разведок. В ряде геологических учреждений делаются попытки их использования в практической работе. Поэтому уместно в меру имеющихся возможностей подвести некоторые итоги нашим знаниям. При составлении настоящего текста авторы использовали доступные им печатные источники и результаты собственных исследований.

Слово «специализация» происходит от «specialis» (лат.), что означает «особенный», т. е. говоря о геохимической специализации магмы, мы должны под этим понимать особенности поведения в ней элементов-примесей, а говоря о металлогенической специализации, — особенности поведения элементов-примесей металлов.

Здесь нет возможности останавливаться на истории развития представлений о роли элементов-примесей и металлогенической специализации. Эти представления связаны с именами Е. С. Федорова, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, В. И. Вернадского, С. С. Смирнова, А. Г. Бетехтина, Ю. А. Билибина, а также с многочисленными исследователями наших дней (Х. М. Абдуллаев, Г. Д. Афанасьев, Ф. В. Вольфсон, И. Ф. Григорьев, Е. И. Долманова, А. И. Ефимов, В. Д. Кигаи, Ю. В. Козицын, В. С. Коптев-Дворников, В. Н. Котляев, П. Н. Кропоткин, И. Г. Магакян, М. П. Материлов, Е. И. Негрей, И. Я. Некрасов, В. В. Нестеров, О. С. Полквой, М. Г. Руб, И. Е. Сморгчов, П. М. Татаринев, Н. И. Тихомиров, С. Д. Туровский, М. А. Фаворская, Е. Т. Шаталов, И. Х. Хамрабаев, Г. Н. Щерба и др.).

Геологи уже давно используют эмпирически установленные связи определенных металлов с петрохимически различными магматическими формациями (ультраосновными, основными, кислыми и т. п.). Эти связи подчеркивают всю важность петрохимических типов исходных магм для процессов рудообразования.

Наряду с многочисленными сторонниками существования геохимической или металлогенической специализации магматических пород имеются исследователи, ее отрицающие. В этом отношении очень показательны материалы выступлений на Геохимической конференции, посвященной В. И. Вернадскому. Одни геохимики (Таусон, 1961) допускают возможность колебаний содержаний отдельных элементов в горных породах в три-четыре раза и при этом отрицают металлогеническую специализацию в обычном понимании, отводя главную роль послемагматическим процессам. Другие (Барсуков, 1961), считают уже металлогенически специализированными те гранитоиды, неизменные породы которых



три-пять раз больше рудных компонентов, чем кларки. При этом принимают, что в настоящее время специализация гранитоидов установлена только для ограниченного количества элементов, таких, как Sn и В, а для таких, как Mo, W, Pb и Zn она не доказана. Там же Е. Б. Знаменский подчеркнул значение специализации в отношении тантала и ниобия для образования редкометалльных пегматитов. Одни авторы полностью отрицают значение эманационной дифференциации для повышения содержания в магме рудных элементов (Барсуков, 1961), другие (Гинзбург, 1960), ссылаясь на результаты экспериментов В. С. Соболева, подчеркивали, что даже небольшие количества фтора могут переносить в магматическую стадию значительные массы редких элементов. Такой разнобой во мнениях у представителей геохимической мысли является результатом того, что часть из них просто игнорируют достижения петрографов в области изучения закономерностей развития магматических тел. Еще на втором петрографическом совещании в докладе большого коллектива петрографов ИГЕМ было показано, что послемагматические образования гранитоидов формации малых глубин частью связаны с непосредственно наблюдаемыми интрузивными телами (Be, Sn, W, Mo), а частью — с более глубокими нескрытыми магматическими массами, которые в некоторых случаях являются также источниками даек II этапа гидротермальной, обычно сульфидной минерализации (Sn, Pb, Zn, Cu, Au, U, Th). Естественно, что для этой группы рудопроявлений признаки специализации следует искать в геохимических особенностях как гранитов, так и пород, слагающих дайки II этапа.

Характерно, что В. Л. Барсуков и Е. Б. Знаменский отмечают наличие специализации в отношении тех элементов, которые связаны с непосредственно наблюдаемыми интрузивами и для которых имеются высокочувствительные методы исследования (Sn, В, Та, Nb). Последние еще неизвестны для W, а некоторые сложности в отношении поведения Mo указаны ниже. Другие противники специализации считают, что возможность рудопроявлений не зависит от степени зараженности магмы теми или иными элементами, а определяется характером и условиями послемагматических процессов. Эта группа исследователей неоднородна, а если одни из них оставляют решающее значение за магматизмом (А. Г. Бетехтин), то другие, не смущаясь отсутствием геологических фактов, «выщелачивают» любые рудные компоненты в любых количествах при помощи послемагматических или «сквозьмагматических» растворов из самих горных пород.

Вероятно, не стоит говорить о том, какую ответственность перед практической геологией берут на себя сторонники подобных идей, зачеркивающие достижения нашей отечественной петрографии в области изучения явлений магматизма.

Наконец, нас не могут убедить примеры отсутствия специализации при изучении интрузивов с ничтожными непромышленными рудопроявлениями. Для подобных случаев отсутствие специализации установлено и в Центральном Казахстане. Некоторые геологи продолжают использовать старое положение о том, что, чем благоприятнее условия дифференциации магмы, тем меньшее количество металлов задерживается в ней. Этот взгляд находится в противоречии с результатами последних исследований об условиях становления и дифференциации магматических тел (Коптев-Дворников и др., 1960) гранитоидов, в которых только небольшая доля рудного вещества их краевых частей участвует в рудопроявлениях. Интересны также подсчеты и Н. И. Сафронова (1957), показавшего, что суммарные запасы в месторождениях элементов группы железа, цветных и редких металлов составляют лишь от 0,001 до 0,1% запасов тех же элементов, содержащихся в магматических породах, с которыми можно связывать конкретные рудопроявления.

Следует уделить некоторое время вопросам терминологии. Установившейся терминологии пока нет. Приводимые ниже определения являются возможными вариантами и подлежат дальнейшему уточнению.

Необходимо напомнить, что о химизме магм мы судим на основании результатов изучения горных пород, которые отнюдь не являются вполне тождественными составам природных расплавов. Располагая фактическим материалом, мы имели возможность рассмотреть специализацию горных пород в разных масштабах времени и пространства: начиная с крупных геологических ассоциаций горных пород — петрографических формаций, через петрографические комплексы к породам их фаз и фаций.

Петрохимические особенности магм определяются поведением и ассоциациями петрогенных элементов. Под геохимической (металлогенической) специализацией мы понимаем такие особенности поведения в горных породах элементов-примесей, когда их средние содержания (модсы) превышают кларковые. Для разных элементов уровни их содержаний, с которыми связано возникновение представлений о специализации, различны. Следует отметить факт существования геохимических и металлогенических провинций, связанных с гранитоидными формациями подвижных зон. Так, известны урановые провинции в США; ниобиево-танталовая провинция в Нигерии, оловянная провинция Тихоокеанского рудного пояса и др. Обычно гранитоиды обогащены не одним, а несколькими элементами, например Sn и F, Sn и В, Be, F и Sn, Nb, Ta и Sn и т. д. Интересно, что геохимические отличия гранитоидов находят отражение даже в резко различном поведении элементов-примесей и составе содержащихся в них одних и тех же акцессорных минералов (Ляхович, 1959).

В одних конкретных районах элемент, определяющий наличие провинции, пояса и т. п., является проходящим через всю историю магматизма региона, в других — представления о провинциях, поясах и узлах связаны с резко выраженными металлогеническими признаками гранитоидов только одного тектоно-магматического цикла.

При сравнении поведения элементов в отдельных типах горных пород магматических комплексов обычно используются планетарные кларки, что является крупным недостатком, и установление региональных (провинциальных) фоновых содержаний (кларков) для практических целей приобретает исключительно важное значение. Превышение некоторых уровней содержаний, различных для разных элементов, влечет появление в породах акцессорных минералов (касситерита — Sn, молибденита — Mo, флюорита — F, турмалина — В и др.), т. е. возникает первичная акцессорно-минеральная специализация. Если главные породообразующие минералы отражают качественные и количественные соотношения петрогенных элементов в горных породах, то акцессорные минералы отражают особенности состава и содержания элементов-примесей. В последнее время появились работы А. С. Павленко, рассматривающие теоретические физико-химические закономерности кристаллизации акцессорных минералов и снимающие отношение к этим минералам как к случайным явлениям.

Среди типов геохимической специализации мы различаем специализации: 1) исходных магм, 2) ассимиляционную (глубинную и местную), 3) возникающую в результате процессов дифференциации магм. Металлогеническую специализацию мы рассматриваем как частный случай геохимической, когда речь идет о специализации в отношении металлических компонентов.

Для отдельных комплексов магматических пород целесообразно различать сквозную (унаследованную) и частичную геохимическую специализации. Под сквозной (унаследованной) специализацией понимается наличие повышенных средних содержаний касситерита, молибденита, флюорита, турмалина и др. в породах всех фаз и фаций данного комплекса,

включая и послемагматические образования. Под частичной специализацией следует понимать специализированные породы отдельных фаз комплексов. В большинстве случаев геохимическая специализация проявляется одновременно по отношению ряда элементов, т. е. является комплексной.

По распределению элементов в пространстве в породах одних и тех же фаз или фаций можно различать однородную и локальную специализации (первичные ореолы рассеяния).

При характеристике особенностей состава горных пород обычно касаются явлений, масштабы развития которых превышают некоторые средние значения. Это, так сказать, положительная специализация, однако часто для целей корреляции используются и отрицательные признаки: отсутствие того или другого элемента или присутствие элементов в количествах, ниже кларковых, и т. п.

Наличие геохимической специализации магматических комплексов не всегда свидетельствует об их рудоносности или рудообразующей способности, т. е. способности магматического расплава концентрировать и затем отделять различные рудные элементы и летучие компоненты<sup>1</sup>. Для образования месторождений полезных ископаемых необходим еще ряд дополнительных факторов: благоприятная геолого-структурная обстановка, богатство магматического расплава летучими элементами, благоприятные физико-химические условия, в которых происходило формирование магматических комплексов, приведшие к накоплению рудных элементов и летучих компонентов в остаточном магматическом расплаве, влияние вмещающих пород и др.

В отношении гранитной магмы общая оценка ее специализации была дана в докладе коллектива авторов на II Всесоюзном петрографическом совещании (Коптев-Дворников и др., 1960). Было отмечено, что неравномерные содержания элементов-примесей в гранитоидах обусловлены первичными причинами: 1) особенностями химизма вещества пунктов магмообразования, в которых возникла палингенная гранитная магма; 2) процессах эманационной дифференциации, с которыми связаны, например, повышенные содержания в эндоконтактных и апикальных частях интрузивов таких элементов, как Sn, W, Mo, F, и др.; 3) явлениями гибридности, в результате которых в магме происходит накопление одних элементов (Fe, Ti, Co, Ni, V, Cr, Ca, Mg) и рассеивание других (K, Sn, W, Mo и др.).

Реальным выражением неравномерного распределения элементов в гранитоидах являются неравномерные распределения акцессорных минералов (например, касситерита, монацита) и отдельных элементов (например, W, Sn) в породах одних и тех же фаз и фаций. Специализация в отношении редких элементов (Sn, W, Mo) сказывается отчетливо в породах комплексов, сопровождаемых промышленными месторождениями. Породы интрузивов с незначительными рудопроявлениями обычно лишены признаков специализации.

К вторичным признакам, которые вызывают перераспределение элементов-примесей, относятся явления наложенных поздних и послемагматических процессов.

На образование даже крупных высокотемпературных месторождений редких металлов идет только небольшая часть их общего содержания в магме. При равных геологических условиях установлена зависимость между повышенными валовыми содержаниями элементов-примесей и летучих, с одной стороны, и появлением этих месторождений, с другой. Другим определяющим моментом для образования промышленных месторождений, связанных с гранитной магмой, являются масштабы процессов

<sup>1</sup> Термин «рудообразующая способность магмы» был предложен еще Ю. А. Библиным и Г. Д. Афанасьевым, а затем И. Е. Сморгочевым.

гибридизма и эманационной дифференциации, зависящие от сочетания благоприятных физико-химических и геологических условий. Эти процессы начинаются с момента образования магмы и в связи с изменениями давления, температуры и растворимости летучих происходят на всем пути ее движения в верхние структурные ярусы, а также в течение всего времени ее остывания. Эманационная дифференциация, так же как и ее роль в образовании промышленных месторождений, особенно отчетлива для интрузивов лейкократовых гранитов, где она проявляется в изменении вещественного состава пород различных фаз и эндоконтактов, в образовании мпароловых текстур, фациальных пегматитов и т. д. Эта дифференциация сопровождается перемещением и накоплением рудных и летучих компонентов, т. е. появлению рудоносных растворов предшествует длительная подготовка на протяжении всего времени жизни магмы интрузивов (Коптев-Дворников, 1961). Об интенсивности эманационной дифференциации мы можем судить по разнице в содержаниях рудных элементов и летучих компонентов (в отношении которых имеет место специализация) в ранних и поздних фазах данного интрузивного комплекса. Если указанная разница, которую предложили называть (И. Е. Сморгчов) «градиентом специализации», незначительная, то это показывает, что условия, в которых происходило формирование данного интрузивного комплекса, не благоприятствовали накоплению рудных элементов. Данные противоположного характера свидетельствуют о благоприятных физико-химических условиях для накопления этого элемента в послемагматических растворах.

Для образования рудоносных ультраосновных и основных магматических комплексов, помимо наличия полезных компонентов в исходной магме, большую роль играют процессы магматической дифференциации (в том числе и ликвации), происходящие как на глубине, так и в верхнем структурном ярусе при формировании массивов ультраосновных и основных пород.

Известные нам материалы подтверждают существование специализированных интрузивных комплексов, часть из которых является рудоносными, т. е. обладающими способностью концентрировать и отщеплять рудные элементы и летучие компоненты. Специализация в некоторых случаях характерна для субвулканических (Кигай, Фаворская, 1963; Руб, 1960 и др.) и эффузивных пород (Котляр, 1960; Фаворская, 1964; Финько и другие авторы).

В последние годы советские исследователи выявили характерные геохимические особенности интрузивных комплексов гранитоидов, специализированных в отношении олова, тантала и ниобия, бора, фтора, бериллия и некоторых других элементов (Е. И. Доломанова, В. И. Кузьмин, М. Г. Руб, С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев, А. М. Подольский, А. И. Ежов, Б. Меликсетян, Е. В. Негрей и др.). Ниже мы кратко остановимся на поведении этих элементов, используя имеющиеся для них точные количественные определения в неизмененных породах.

### СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ОТНОШЕНИИ ОЛОВА

Изучением оловоносных гранитоидов занимались многие советские (В. Л. Барсуков, Н. Н. Василькова, И. Г. Гапеев, Я. Д. Готман, И. Ф. Григорьев, Е. И. Доломанова, Е. В. Жилинский, Э. П. Изох, Н. П. Заболотная, Б. И. Лови, С. Ф. Лугов, М. П. Материков, М. Г. Руб, А. Г. Теремецкая, М. А. Фаворская и др.) и зарубежные (Ahlfeld F., Brown J., Chatterjee H., Dalmer K., Dewey G. S., Ferguson a. Bateman, Fritsche F., Groves P. K., Jones W. A. и др.) геологи.

Установлено, что оловоносными являются сложные многофазные интрузивные комплексы. Крайние члены отмеченных комплексов представлены лейкократовыми, аляскитовыми, реже биотитовыми гранитами.

Содержание олова в оловоносных гранитоидах обычно колеблется от 10 до 90 г/т, достигая максимума в поздних, наиболее кислых, дифференциатах. Среди первичных породообразующих минералов неизменных оловоносных гранитов главным концентратором олова является биотит, и содержания в нем Sn (от 55 до 400 г/т) отражают общую зараженность оловом гранитной магмы (табл. 1).

Таблица 1

Содержание олова в биотитах (в г/т)

Местонахождение	Оловоносные граниты	Неоловоносные граниты
Забайкалье (В. А. Барсуков) . . . . .	от 80 до 400	Не более 50
Приханкайский район (М. Г. Руб) . . . . .	от 100 до 400	—
Мяо-Чанский район (М. Г. Руб, Б. В. Макеев)	от 55 до 250	—
Центральный Казахстан (И. Г. Гапеев и др.)	250	30

Олово концентрируется в роговой обманке тех пород, где она является главным цветным минералом (Руб, Макеев, Васильева, 1964). В незначительных количествах оно присутствует в калиевых полевых шпатах. Так как содержание калиевых полевых шпатов в лейкократовых гранитах велико, а количество в них биотита незначительно (2—5%), то в полевых шпатах содержится примерно столько же олова, сколько и в биотитах.

Одним из признаков оловоносности гранитов является наличие акцессорно-минеральной специализации, т. е. акцессорного касситерита. Он обычно проявляется при содержаниях олова в гранитах, больших чем 15 г/т. Таким образом, в оловоносных гранитах наличие акцессорного касситерита и повышенные содержания Sn в биотитах являются сопряженными, а не взаимоисключающими фактами. Имеются указания на присутствие в мигматолитах гранитов наряду с топазом, турмалином, торитом и других минералов, касситерита. Акцессорный касситерит установлен в неизменных биотитовых гранитах Забайкалья (Доломанова, 1959), в гранитах Приханкайского и других районов Дальнего Востока (Руб), Казахстана, в Нигерии и т. д. Даже при ничтожных содержаниях касситерита в породах, равных 0,01%, на его долю приходится примерно в десять раз больше олова, чем на все другие породообразующие минералы, в том числе и биотит (Руб, Макеев, 1964). Олово установлено и в других акцессорных минералах, в частности в цирконах, ортитах, сфенах, анатазах, тантало-ниобатах, обнаруживая в этих случаях геохимическую и кристаллохимическую связь с Ti, Nb, Zr. Отмеченные акцессорные минералы также являются индикаторами на олово.

При грейзенизации гранитоидов значительная часть олова из биотитов, увеличиваясь в количестве, переходит в состав мусковита, т. е. мусковитизация биотита сопровождается привнесом олова (Григорьев, Доломанова, Руб, Гапеев). Содержание остальных металлогенных элементов-примесей в мусковитах также больше по сравнению с биотитами и другими породообразующими минералами.

Результаты спектроскопических исследований биотитов и мусковитов гранитоидов являются важными и первыми оценочными критериями их геохимической специализации.

О специализации гранитоидных интрузивных комплексов в отношении бериллия. Низкие кларковые содержания Be ( $5 \cdot 10^{-4}$ , Виноградов;  $3 \cdot 10^{-4}$ , по Гольдшмидту) в гранитах А. А. Беус (1960) объясняет трудностью

вхождения Ве в кристаллические решетки главных породообразующих и аксессуарных минералов. Вероятно, этим же объясняются и незначительные увеличения содержаний Ве в бериллиевоносных гранитах — сравнительно с кларковыми в 1,5—2 раза — в противоположность тому, что мы видели для олова в оловоносных гранитах. С другой стороны, некоторые гранитоиды Урала показывают содержание бериллия, равное трех-четырехкратным кларкам.

Характер рудообразований бериллия подчеркивает легкость, с которой бериллий отделяется от магмы в присутствии летучих. Это подтверждается примерами, когда в интрузивах слабые признаки грейзенизации сопровождаются повышенными содержаниями бериллия. Случаи, когда граниты содержат бериллия 25—30 г/т, т. е. в пять раз больше, чем кларковые (А. А. Беус, 1960), вероятно, связаны с наличием процессов автометасоматоза. Примеры высоких содержаний бериллия в гранитоидах Центрального Казахстана связаны с аксессуарно-минералогической специализацией, т. е. с наличием аксессуарного берилла.

Для бериллиевоносных гранитов характерны повышенные количества летучих, главным образом, фтора. Бор для них не характерен. Известны редкие случаи, когда бериллиевая минерализация ассоциирует с фтором и бором (турмалин). Накоплению бериллия в некоторых особых геологических условиях благоприятствует ассимиляция магмой карбонатных, графитистых и углистых пород (Говоров, 1960). В этом случае углерод способствует отделению от расплава бериллия в форме  $\text{BeF}_2$ ,  $\text{BeCl}_2$  и карбонатов бериллия.

Для бериллиевоносных гранитов характерно широкое развитие процессов альбитизации и грейзенизации, при этом в гранитах, с которыми связана минерализация, альбитизация предшествует автометасоматической грейзенизации. Наиболее интересные концентрации бериллия образуются при грейзенизации второй стадии, тесно связанной с рудным процессом.

*Тантало- и ниобиевоносные гранитоиды.* Примером, подтверждающим наличие специализированных тантало- и ниобиевоносных интрузий, служат мезозойские колумбитоносные граниты Северной Нигерии — один из интересных в промышленном отношении типов ниобиевых месторождений. Источником колумбита в Северной Нигерии (месторождение Плато-Джос) являются биотитовые граниты без каких-либо признаков наложенной минерализации. Колумбит — первичный аксессуарный минерал, его содержание достигает 70 г/м<sup>3</sup>. Формирование нигерийских гранитоидов (Гринвид, 1945) происходило в течение нескольких последовательных фаз. Граниты содержат повышенные количества также тантала и олова.

Аналогичные явления установлены в отношении F, Sn и других элементов для палеозойского интрузивного комплекса Приханкайского района и для верхнемеловых гранитоидов Мяо-Чанского интрузивного комплекса.

Другим примером гранитоидов, специализированных в отношении ниобия и тантала, являются гранитоиды Северного Казахстана.

*Специализация гранитоидных интрузивных комплексов в отношении бора и фтора.* Гранитоиды, с которыми генетически связаны боропроявления, в своих разностях, мало затронутых вторичными изменениями, содержат  $\text{B}_2\text{O}_3$  80—150 г/т и более (Барсуков, 1961). Гранитоиды, с которыми заведомо не связаны какие-либо боропроявления, содержат около 10 г/т  $\text{B}_2\text{O}_3$ .

Выводы о повышенном содержании бора в специализированных бороносных гранитоидах подтверждаются также данными А. Е. Лисицына и В. Г. Хитрова (1962), и другими авторами. В то же время эти данные говорят о том, что не всегда содержание бора в бороносных интрузивах достигает 100 г/т. В ряде случаев оно не превышает количества, равного 40 г/т.

Большая часть бора сосредоточена в полевых шпатах. Плаггиоклазы концентрируют бор в большей степени, чем калиевые полевые шпаты. Количества бора в плаггиоклазах увеличиваются по мере увеличения их основности (Барсуков, 1961). В плаггиоклазах небороносных гранитоидов содержание  $B_2O_3$  колеблется в пределах 20—30 г/т, а в бороносных гранитоидах — от 30 до 80 г/т  $B_2O_3$  и более (до 150 г/т).

Трудность отборки плаггиоклазов и редкая встречаемость участков пород, в которых плаггиоклаз не затронут вторичными процессами (серицитизация, эпидотизация и т. д.), затрудняют практическое использование этих признаков.

Исследования А. Е. Лисицына и В. Г. Хитрова (1962) и других авторов, частично подтвердили отмеченные выше выводы. Кроме того, эти исследования показали, что концентраторами бора являются также и роговые обманки. В роговых обманках бороносных интрузивов содержания  $B_2O_3$  колеблются от 20 до 70 г/т, иногда достигая 130 г/т.

К числу бороносных гранитоидов надо относить и турмалинсодержащие гранитоиды, если турмалин является первично-магматическим минералом и его образование не связано с наложением на породу послемагматических гидротермальных процессов.

Примером специализации в отношении бора могут служить раннегерцинские гранитоиды юга Красноярского края, мелкозернистые биотитовые граниты Мяо-Чанского интрузивного комплекса (Хабаровский край), в которых плаггиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом, что существенно ограничило возможность изоморфного вхождения бора в решетку плаггиоклаза и привело к появлению акцессорного турмалина.

Специализация гранитоидной магмы в отношении фтора отмечена многими исследователями. Она особенно типична для редкометальных массивов лейкократовых и аляскитовых гранитов, т. е. для интрузивов, завершающих тектоно-магматические циклы. Эта специализация выражена в наличии акцессорного флюорита и в обогащении флюоритом пегматитов. Около интрузивов нередко существуют первичные ореолы рассеивания фтора. В рудоносных редкометальных гранитоидах Центрального Казахстана установлены повышенные содержания фтора — 2400 до 8500 г/т, свидетельствующие о наличии несомненной специализации в отношении фтора. В отличие от бора фтор концентрируется в цветных минералах, главным образом в биотитах, где его содержание колеблется от 2300 до 7500 г/т. Еще более высокие содержания фтора отмечаются в мусковитах.

Значительно меньшими сведениями мы располагаем в отношении поведения молибдена, свинца, цинка, вольфрама и др.

#### СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ОТНОШЕНИИ МОЛИБДЕНА

По данным В. В. Ляховича (1959), в гранитоидах Тырны-Аузского района отмечаются повышенные по сравнению с кларковыми содержания молибдена. Молибден постоянно присутствует в биотите этих пород и в некоторых акцессорных минералах. Н. И. Тихомиров, А. Н. Ефимов, Ю. В. Казицин (1960) отмечают, что молибденоносные гранитоиды отличаются умеренно-кислым составом и повышенные содержания Мо и акцессорный молибденит характерны для пород поздних этапов. Существуют другие мнения: по В. А. Рабиновичу (1958) гранитоиды Забайкалья, с которыми парагенетически связано молибденовое оруденение, не отличаются повышенными содержаниями этого элемента.

Отмечается также, что в пределах тектоно-магматических циклов при переходе от древних к молодым гранитоидам происходит увеличение содер-

жаний Мо. Так, в древних аляскитовых гранитах Ключки содержания Мо — 0,7 г/т, а в молодых кварцевых диоритах — 1,4 г/т. Древние Оланувские гранитоиды содержат 0,6 г/т, а более молодые — шахтаминские гранитоиды — 1,4 г/т Мо. Гранитоиды Алдыкачана и Этыки содержат 0,7 г/т, дурулгуевский порфировидный гранит — 1,2 г/т Мо. Близкие цифры приводятся и Л. В. Таусоном (1959, 1960) для гранитоидов Сусамырского хребта в Киргизии (от 0,3 до 1,4 г/т). В. В. Ляхович и Л. В. Таусон указывают, что в районах молибденовых месторождений содержание Мо в гранитоидах увеличивается до 4—11 г/т, но это увеличение связано с наложенными послемагматическими процессами. По Б. Меликсетяну, интрузивы сложного Мегринского плутона являются типичными представителями медно-молибденовой специализации. Магма наиболее молодого (третьего) интрузивного комплекса, по Б. Меликсетяну, была обогащена Мо, Си, Рб, Се и Те. Более основная магма первого интрузивного комплекса в результате ассимиляции была обогащена Са, Fe, Ti, Со, Ni, Сг, V, Аг, W, As, Sb, Hg, Au, Ag и другие элементы, которые содержались в магме в пределах кларка, присутствуют в рудопроявлениях только в виде элементов-примесей и почти не образуют самостоятельные минералы.

Некоторые акцессорные элементы, содержащиеся в околокларковых количествах, обнаруживают концентрацию при эманационной дифференциации, т. е. в обстановке больших содержаний летучих. Такими являются Y, Li, Be, Rb, Cs, Zr, Hf, Nb и др.

Максимально металлоносными с наличием унаследованной геохимической специализации оказываются самые молодые гранитоиды мегринского плутона, которые отличаются: 1) наиболее высоким содержанием Си, Мо и Рб; 2) повышенной глиноземистостью, кислотностью и щелочностью ( $K_2O > Na_2O$ ); 3) повышенными содержаниями летучих и интенсивностью проявления эманационной дифференциации.

Указанная специализация установлена для магмы даек II этапа, по отношению к которым медно-молибденовая минерализация является более поздней.

В Центральном Казахстане большая часть месторождений Мо связана с лейкократовыми гранитами. Существующая в отношении Мо противоречивость обусловлена недостатками наших знаний по геохимии серы, которая может иметь различные источники (исходные магмы, ассимиляция) и которая также определяет возможность образования молибденита. Слабая изученность геохимии серы в породах магматических комплексов наложила свой отпечаток и на недостаточность наших сведений об условиях возникновения и формирования месторождений сульфидного и полиметаллического типов, сопряженных с дайками II этапа.

Значение комплексной геохимической специализации теперь хорошо установлено для рудопроявлений Be, Sn, W и F; В и Sn; Sn, Nb и Та, когда важно не только присутствие элементов второй группы (например, В), но и отсутствие некоторых элементов (например, Ti для ниобиевой специализации).

Ниже мы весьма кратко остановимся на особенностях геохимической и металлогенической специализации основных, ультраосновных и щелочных интрузивных комплексов.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В сводной работе Ю. М. Шейнманна, Ф. Р. Апельцина и Е. А. Нечавой (1961) рассматриваются три различные щелочные формации: ультраосновная — щелочная, гранитоидная щелочная и щелочная габброидная (наименее изучена).

Для ультраосновных — щелочных интрузивных комплексов характерны повышенные содержания фосфора, хлора, редких земель преимущественно цериевой группы. С отмеченными породами связаны месторождения редких земель преимущественно цериевой группы, ниобия и фосфора. О. А. Воробьева (1960) отмечает, что носителями ниобия и других редких элементов в количествах, превышающих кларковые, является обширная группа нефелиновых пород, образующих своеобразные комплексы с ультрабазитами и карбонатитами.

Гранитоидная щелочная формация подвижных зон пользуется широким развитием, и ее связь с нормальными гранитами отмечалась Б. М. Куплетским, О. А. Воробьевой, Р. М. Яшиной, А. И. Гинзбургом и др.

По А. И. Гинзбургу, для гранитоидных щелочных комплексов характерно повышенное содержание редких земель итровой группы, молибдена и других элементов. Месторождения, связанные с отмеченными породами, часто дают высокие концентрации редких земель итровой группы.

Таким образом, одни элементы, например F, Zr, Nb, Ta, являются проходящими или сквозными, характерными для обеих групп щелочных формаций. В то же время отмечается ряд элементов, например Р, Ва, редкие земли, цериевая группа, которые характерны только для ультраосновных щелочных пород или только для кислых щелочных пород (редкие земли итровой группы, Li, Мо и др.).

Нам кажется, что все изложенное достаточно убедительно свидетельствует о том, что специализация характерна не только для кислых, но также и для щелочных пород, где она проявлена даже более четко.

Наконец, о специализации нормальных ультраосновных и основных пород.

Весьма интересны данные Д. В. Полферова по поводу геохимической специализации основных и ультраосновных массивов Северо-Запада РСФСР, для неизменных пород которых производилось определение валовых содержаний Cu, Ni, Co, Cr и летучих: S, Cl, OH. Эти определения производились как в рудоносных, так и в нерудоносных интрузивных телах. На примере Северо-Запада можно убедиться, что значение фонового содержания (местный кларк) не совпадает с хорошо известными общими кларками. Например, для Ni фоновое содержание в габброидах составляет 0,8 от кларка, для Co — 0,6, для Cr — 1,3.

В рудоносных основных интрузивах содержание Ni возрастает от трех до семи раз, для Co — в два раза. В ультраосновных породах соответственно для Ni содержания возрастают в 2,5 раза, Co — в 1,5 раза, Cu — в три раза. В рудоносных происходит резкое увеличение содержания серы (10—20 раз), гидроксила (в 2 раза). Хлор показывает обратную зависимость. Имеются также данные об обогащении рудоносных габбро-диабазов Норильска Ni, Co и Cu сравнительно с нерудоносными. Из всего этого с очевидностью следуют и определенные возможности по оценке перспектив рудоносности конкретных магматических тел базитов и ультрабазитов.

Все изложенное достаточно убедительно свидетельствует о наличии специализированных гранитоидных интрузивных комплексов в отношении олова, бериллия, тантала, ниобия, бора, фтора, молибдена, меди и других элементов. Однако необходимо подчеркнуть, что для образования рудоносных или рудообразующих интрузивных комплексов, помимо геохимической специализации, необходим еще ряд условий: 1) богатство магматического расплава летучими компонентами; 2) влияние вмещающей среды; 3) благоприятные физико-химические условия, в которых происходило формирование магматических комплексов, приведшие к накоплению рудных элементов и летучих компонентов в послемагматическую стадию и др.

Изучение специализации и рудообразующей способности магматических комплексов находится только в самом начале. Если для отдельных

элементов геохимическая специализация может считаться доказанной, то в отношении их большей части требуются настойчивые исследования, которые нельзя сводить только к точным металлометрическим определениям. Это далеко еще не геохимический подход к решению вопросов теории и практики. Дальнейшее изучение геохимической специализации и рудообразующей способности магматических комплексов не может быть изолировано от изучения общей геохимии геологических объектов и установления средних фоновых содержаний тех или иных элементов в разновозрастных магматических комплексах. Геохимическим исследованиям должно предшествовать детальное геолого-петрографическое изучение закономерностей развития магматизма того или иного района с установлением времени и места процессов рудообразования в общем ходе его развития.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. Некоторые вопросы геохимии бора.— Геохимия, 1961, № 7.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Воробьева О. А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации.— В сб. «Магматизм и связь с ними полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- ГоньшакOVA В. И. Трапировый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961.
- Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе.— В сб. «Геология рудных месторождений». Изд-во АН СССР, 1959.
- Говоров И. Н. Значение геохимических исследований при изучении металлогении редких элементов. Матер. к I Всес. конфер. по геологии и металлогении Тихоокеанского пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.
- Гинзбург А. И. Типы редкометальных месторождений, генетически связанных с различными интрузивными комплексами.— В сб. «Магматизм и связь с ним пол. иск.». Госгеолтехиздат, 1960.
- Коптев-Дворников В. С. О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах формации малых глубин.— Сов. Геол., 1961, № 1.
- Коптев-Дворников В. С. и др. Интрузивы гранитоидной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними.— В сб. «Магматизм и связь с ним пол. иск.» Госгеолтехиздат, 1960.
- Лисицын А. Е., Хитров В. Г. Распределение бора в минералах некоторых изверженных и метаморфических пород Среднего Урала по результатам микроспектрального анализа.— Геохимия, 1962, № 3.
- Ляхович В. В., Понешникова В. И., Червинская А. Д. Некоторые данные об акцессорных минералах гранитоидов.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959, вып. 3.
- Шейнманн Ю. М., Апелъцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— В сб.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13. Госнаучтехиздат, 1961.

## О ЯВЛЕНИЯХ БАЗИФИКАЦИИ И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ

В своем выступлении на XVII Международном геологическом конгрессе в 1937 г. академик Д. С. Белянкин указал на важное петрогенетическое значение контактных явлений, представляющих, по существу, уменьшенные копии или модели тех процессов, которые в гигантском масштабе происходили и происходят в недрах земной коры. Тщательные наблюдения в приконтактных зонах интрузий, изучение поведения ксенолитов в магме дают нам большой материал и для решения вопросов о способе и характере переноса и распространения магматического материала в земной коре, о факторах, способствующих возникновению тех или иных минеральных ассоциаций.

На протяжении последних десятилетий в петрографической литературе сравнительно много уделялось внимания изучению контактных явлений, связанных с очагами кислой магмы, а в последние годы также и щелочной. Гораздо меньше внимания привлекали обычно те процессы, которые происходят в ореоле интрузий основного (базальтового) состава.

Одной из первых в этом направлении была работа американского петрографа Ф. Граута (1933) о Дюлутском габбро, в которой намечены и некоторые общие закономерности развития контактных явлений.

В дальнейшем отрывочные сведения, относящиеся к данному вопросу, мы находим в различных публикациях, касающихся основных пород. Характерной чертой большинства этих работ является то, что почти все они относятся либо к гипабиссальным или субвулканическим телам основного состава (диабазы, долериты), либо к базальтовым лавам и почти не касаются глубинных, плутонических габброидных массивов.

Контакты и ксенолиты, относящиеся к различным диабазовым и долеритовым дайкам (в том числе принадлежащих к траппам), описываются в работах Белянкина (1913), Ляховича (1955), Чумакова (1956), Фишмана (1957), Лебедева (1959, 1962); из зарубежных исследователей относительно больше внимания уделялось им в английской литературе, это работы Рейнольдс (Reynolds, 1937), Томкеева (Tomkeef, 1940), Тилли (Tilley, 1947, 1952), Кинга (King, 1947), Уокера и Пальдерварта (1949), Чепмена (Charman, 1960), Экермана и Уокера (1950), Садасшивая (1950), Кахма (Kahma, 1951), Харри (1952), Картнига (Kortnig, 1954), Уокера и др. (1960), Вилли (Willey, 1961); сведения о поведении ксенолитов в базальтах мы находим преимущественно также в работах зарубежных авторов, из которых упомянем Холмса (Holmes, 1936), Мюллера (Müller, 1960), Кардымович (Kardymowicz, 1956); отдельные несистематизированные данные по этому вопросу рассеяны в различных работах по петрографии базальтов — советских и зарубежных авторов.

Суммируя результаты этих исследований, можно прийти к выводу о существовании нескольких наиболее характерных типов преобразований боковых пород и ксенолитов, происходящих в результате воздействия на них основной магмы.

К первому типу преобразований, который можно было бы назвать высокотемпературным, относятся явления частичного или полного расплавления вмещающих пород на контакте их с основным расплавом. Это можно наблюдать как в ксенолитах, заключенных в базальтовых лавах, так и (в отдельных случаях) в контактах базальтовых или долеритовых субвулканических интрузий. В ксенолитах пород песчанистого или аркозового составов происходит при этом частичное или полное расплавление с образованием стекла и изредка в ореоле траптовых силлов. Эти процессы, по-видимому, протекают при сравнительно высоких температурах, близких к температуре самой базальтовой магмы (1000—1100°) и при невысоком давлении, в условиях поверхностного и приповерхностного вулканизма. К этому же типу высокотемпературных преобразований относятся и те случаи, когда происходят лишь частичное расплавление и мобилизация вещества боковой породы, нередко с вышланием низкотемпературной зтектики и образованием кислых палингенетических прожилков, гранофирирового и аплитового составов. Такие явления описаны в контактах диабазов и долеритов с гнейсами, гранитами и другими кислыми породами в Карелии, Финляндии и других местах.

К следующему типу приконтактных образований, связанных по преимуществу с более глубоко застывающими телами основных пород, относится развитие различных по мощности, степени раскристаллизованности, текстуре, но однообразных по составу минеральных парагенезисов пород типа пироксен-плаггиоклазовых роговиков, микродиабазов, микропорфиритов и т. п. Такие породы, в частности, являются характерными спутниками сибирских траптовых интрузий и пластовых долеритов Карру в Южной Африке, залегающих среди горизонтально расслоенных осадочных толщ. Они отмечаются также и в ореоле крутопадающих дайковых тел, сложенных диабазами и долеритами, залегающими как в осадочных, так и в кристаллических и метаморфических породах — гнейсах и др. (многочисленные примеры дают Англия, Альпы, Финляндия и другие страны). Здесь могут быть выделены две подгруппы преобразований.

К первой из них относятся преобразования в основном изохимического характера, являющиеся результатом перекристаллизации материала боковой породы (или ксенолита) без существенных изменений его валового химического состава. К таким преобразованиям относятся широко распространенные пироксен-плаггиоклазовые роговики, микропорфириты, такситовые порфириты и микродолериты, столь характерные для приконтактных зон сибирских траптовых интрузий, возникающие за счет изменения пород тунгусской туфогенной серии, представленной в основном туфами базальтового состава. В этих породах можно отчетливо наблюдать реликты — туфогенной грубообломочной структуры; под микроскопом видно резкое неоднородное такситовое строение, иногда с признаками частичного расплавления отдельных участков.

Несмотря на изохимический характер преобразований здесь, несомненно, принимал участие и метасоматоз, сопровождавшийся привнесением материала из траптовой магмы (судя по полному замещению пироксенплаггиоклазовым роговиком кварцевых, полевошпатовых и других обломков).

Следующим типом преобразований является возникновение разнообразных плаггиоклаз-пироксеновых исходных пород с несомненными признаками сильного Ca — Fe — Mg метасоматоза. К ним относятся также весьма характерные для сибирских траптовых интрузий, для долеритов Карру, для даек и жил долеритового и диабазового составов такситовые долериты, микродолериты, микропироксениты и другие породы, образующие совместно целый генетический ряд вплоть до пород полностью интрузивного облика. Здесь замещению подвергаются уже породы различного состава, в том числе песчаники, кварциты, аргиллиты, доломиты,

известняки, а иногда и породы гнейсовых толщ. Ореол базификации здесь измеряется единицами, первыми десятками метров, а его низкотемпературные гидротермальные проявления прослеживаются и дальше от контакта. Аналогичные преобразования свойственны и ксенолитам, залегающим в базальтах.

Обращаясь теперь к рассмотрению явлений базификации, связанной с плутоническими интрузиями габброидов, мы можем констатировать в общем случае те же направления изменения, что и для охарактеризованных выше гипабиссальных пород, однако при более значительной роли метасоматоза.

Отметим, что наблюдений над контактами габбровых массивов имеется вообще гораздо меньше, что объясняется малым распространением габброидных плутонов по сравнению с гипабиссальными основными породами.

Для иллюстрации сложности и многообразия приконтактных процессов, связанных с плутонической фацией габброидов, приведем кратко некоторые примеры.

Одно из первых детальных описаний контактов габбро относящееся к массиву Дюлут (США), было сделано Граутом (1933). Для этого массива характерно широкое распространение ксенолитов боковых пород — гренвильских сланцев и гнейсов, концентрирующихся в отдельных прослоях массива, послойно дифференцированного, от анортозитов до перидотитов. Характерной особенностью массива является развитие краевой зоны, расположенной между гренвильскими сланцами и габбро и представленной полосчатым микрогаббро. Эта порода содержит лабрадор, клино- и ортопироксен, биотит, отчасти кордиерит и является, по мнению Граута, «габброизированным» гренвильским сланцем, преобразованным в габбро на расстоянии до 150 м от контакта. По существу, это метасоматиты; по сравнению с составом сланца в них возрастает количество Fe, Mg, Ti, Ca и H<sub>2</sub>O и убывает K. Реликтовая микрослоистость является отражением структуры сланцев.

Как показывает сопоставление литературных данных, а также результатов наших наблюдений в габброидных массивах, те же особенности — широкое развитие метасоматической переработки ксенолитов и боковых пород, ведущее к частичной или полной их базификации — проявляется в большинстве других аналогичных основных массивах (за исключением массивов аллохтонных, т. е. тектонически перемещенных).

Так, наблюдения автора на Чинейском габбро-анортозитовом плутоне выявили в нем широкое распространение ксенолитов боковых пород, в различной степени базифицированных, а также (метасоматически измененных) боковых пород. Последние представлены кварцитами, аркозами, песчаниками, алевролитами, отчасти породами маргелисто-карбонатного состава, принадлежащими к нижнему протерозою. Отмечается наличие своего рода грубомигматитовых участков с прослоями пород типа микрогаббро (беербахитов) и пироксеновых роговиков при сохранении в тех и других реликтов первичной осадочной стратификации. Широко представлены явления пироксенизации ксенолитов песчанистого или близкого состава. Включения карбонатных пород преимущественно подвергаются воздействию более позднего гидротермального метаморфизма с образованием скарных пород.

Наряду с указанными явлениями в этом массиве местами четко выступают и признаки «обратного» воздействия контаминированного материала боковых пород на состав пород самой интрузии; наблюдается связь между участками с наибольшим распределением ксенолитов и зонами наиболее усиленного расщепления (послойной дифференциации) в породах массива. Усвоение материала ксенолитов отчетливо влияет на состав габброидов, стимулируя дифференциацию в соответствии с известными представлениями Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

Следует подчеркнуть в то же время, что породы, возникающие в результате базификации, т. е. полной или частичной переработки вещества боковых пород и ксенолитов, постепенно приобретают черты настоящей изверженной породы типа габбро, пироксенита и т. п. Можно, таким образом, говорить здесь о конвергенции признаков, т. е. в данном случае об образовании почти одинаковых пород в результате совершенно различных процессов. Интересно, что даже оптические свойства отдельных компонентов, например клиношироксена, и средний минералогический состав пород оказываются в этих случаях одинаковыми. Это может относиться также и к микроэлементам, как показали недавно Уокер и др. (1960) на материале сопоставления химических составов орто- и параамфиболитов Западной Австралии.

В основном аналогичные отношения наблюдались мною и О. А. Богатиковым в Кизирском плутоне (Восточный Саян). Ксенолиты осадочных и осадочно-вулканогенных пород кембрия насыщают здесь краевые зоны габброидной части плутона. Отдельные крупные ксенолиты, или, точнее, скиалиты, сохраняют при этом свое первоначальное положение и прослеживаются по длине до 0,5 км. Переработка различных по первоначальному составу ксенолитов приводит в случае достаточно далеко зашедших преобразований к возникновению одних и тех же минеральных парагенезисов.

В Кизирском массиве отчетливо прослеживается также и тесная зависимость между степенью контаминированности магмы материалом боковых пород и степенью дифференцированности внутри массива, выраженной с большей или меньшей степенью развития этакситовых, атакситовых и других структур в габбро.

Многочисленные другие примеры тех же явлений полной или частичной базификации вещества ксенолитов и вмещающих толщ, а также процессов дифференциации в результате неполной гомогенизации магмой чуждого материала можно найти в других интрузиях основного и отчасти ультраосновного состава. Богатый, хотя еще далеко не систематизированный материал дают в этом отношении интрузии Урала (Д. С. Штейнберг, Е. А. Кузнецов, О. А. Воробьева, Е. В. Свешникова, В. Ф. Морковкина и др.), Сибири (Г. В. Пинус, С. С. Ильенок и др.), Кавказа (М. А. Кашкай и др.), Кольского полуострова (Е. К. Козлов, Б. А. Юдин и др.), США (Джексон и др.), Южной Африки и других стран.

Не останавливаясь на дальнейших примерах, постараемся отметить теперь некоторые общие закономерности, которые выявляются при сопоставлении материалов по контактными процессам, связанным с основной магмой.

1. В большинстве случаев (если не во всех) становление тела основной породы бывает связано с более или менее сильно выраженными явлениями метасоматического преобразования вмещающих пород и отторгнутых от последних ксенолитов; эти процессы сопровождаются привнесением из основной магмы, в первую очередь, таких оснований, как Fe, Mg, Ca, Ti и некоторых других (в меньшей степени).

2. Степень интенсивности данного процесса, т. е. мощность измененного ореола, степень переработанности пород, а также степень относительного участия в метасоматозе того или иного из ведущих элементов — широко варьируют в зависимости от целого ряда условий; однако общая направленность процесса сохраняется во всех случаях одинаковой.

3. Конечным результатом указанных преобразований является возникновение пород в большей или меньшей степени приближающихся к типу нормальной изверженной породы основного состава, и, следовательно, в целом их можно именовать «процессами базификации».

4. Процессы базификации, сопровождающие процесс становления тела основной породы, протекали на протяжении длительного отрезка времени,

захватывая как магматический, так и постмагматический этапы в соответствии с постепенным спадом температуры и усилением относительной роли постмагматических растворов, а также в соответствии с изменением характера самих растворов. В результате этого основные породы метасоматического генезиса могут возникать на разных стадиях — от пироксеновых роговиков и беербахитов до пироксеновых скарнов и подобных им пород.

5. Важным фактором, определяющим направление и интенсивность базификации и состав образующихся в результате пород, является первоначальный состав магмы и степень насыщенности ее летучими компонентами.

6. Основные направления преобразований ведут к выравниванию состава между застывающей основной породой и породой вмещающей с приближением состава второй к составу первой. Степень различия между составом той и другой породы определяет и характер преобразований. Последние могут носить почти изохимический характер в случае близости этих составов — например при внедрении габбро или долеритов в порфириты основного состава, либо сопровождаться усиленным Fe, — Mg — Ca метасоматозом.

7. Процессы базификации, происходящие во внешнем ореоле основных интрузий, сопровождаются и внутренними преобразованиями в теле самой интрузии. Направление и степень дифференциации в значительной мере зависят от степени контаминированности магмы чуждым материалом. Выяснение характера этой связи на конкретном материале отдельных интрузий или комплексов может помочь решению вопросов, связанных с их рудоносностью.

8. В процессах базификации, наряду с главными компонентами — железом, магнием и кальцием, существенную роль могут играть и второстепенные компоненты, в том числе микроэлементы. Изучение условий миграции и поведения этих последних при базификации и контактных преобразованиях также должно помочь при решении вопросов металлогении.

9. В целом интенсивность процессов базификации в связи с основными интрузиями нарастает в земной коре с глубиной; их интенсивность очень невелика на уровнях вулканических и субвулканических процессов, значительно больше для гипабиссальных условий (например, сибирские траппы) и еще больше для плутонических интрузий. Это позволяет говорить о постепенном сближении с глубиной условий магматического и метасоматического породообразования (с повышением давления).

10. Явления базификации и базитового магматизма, протекающие на больших глубинах, имеют, вероятно, специфический характер; соответствующий материал может в одних случаях распространяться преимущественно диффузионно-метасоматическим путем, в других же — например, в случае быстрой разгрузки давления — в виде расплава, быстро мигрирующего и к поверхности, с образованием базальтовых и долеритовых эффузивных и субвулканических пород. Процессы региональной базификации вообще, вероятно, имеют большое значение в глубинных зонах коры (о чем можно судить по широкому распространению и сравнительно однообразному составу базальтовых и трапповых формаций), будучи связаны с общей эволюцией вещества верхней мантии Земли, согласно новейшим представлениям геофизики и геохимии.

- Белянкин Д. С. К вопросу о петрогенетическом значении контактных явлений.— Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса, М., 1940.
- Воробьева О. А. и др. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, т. 65.
- Ильенко С. С. Особенности строения габбровых массивов Горной Шории. Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1962.
- Кашкай М. А. О скарнировании силикатных пород на контакте интрузивов на примере Дашкесана в Азербайджанской ССР.— Уч. зап. Азерб. Гос. ун-та, геол.-геогр. серия, 1958, 2.
- Козлов Е. К. О некоторых спорных вопросах геологического строения массива Сопчуйвенч в Монче-Тундре.— Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, 1958, 1.
- Кузнецов Е. А. Материалы для петрографии Тагильского габбрового массива.— Вестн. МГУ, серия геол., 1947, вып. 10; 1948 вып. 7.
- Лебедев А. П. Дифференцированные трапшвые интрузии Вилкойских гор.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 29.
- Лебедев А. П. и Надеждина Е. Д. Явления контактного и приконтактного метаморфизма в связи с трапшами (низовья Подкаменной Тунгуски).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77.
- Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, т. 97.
- Ляхович В. В. О контактных явлениях, связанных с сибирскими трапшами.— Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 159.
- Морковкина В. Ф. Об особенностях метаморфогенного габбро на примере габбро-перидотитовой формации Полярного Урала. Материалы I Петрографического совещания. Ташкент, 1958.
- Пилус Г. В. О происхождении основных пород, пространственно связанных с гипербазитами.— Труды Горно-Геол. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР, 1953, 13.
- Фишман М. В. О контактных явлениях в диабазовых жселонитах.— Труды Коми Фил. АН СССР, 1957, 5.
- Чумаков А. А. Возникновение рапакивообразных и щелочных гранитов при взаимодействии гранофировой магмы с диабазами. Докл. АН СССР, 1956, 110, № 6.
- Штейнберг Д. С. Роль некоторых процессов метаморфизма в формировании основных и ультраосновных пород Урала по новым данным. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1960.
- Юдин Б. А. Контактново-метасоматические изменения основных пород Цагинского массива под влиянием щелочно-гранитовой магмы.— В кн. «Магматические образования Кольского полуострова». Изд-во АН СССР, 1962.
- Chapman R. Contact metamorphic effects of Triassic diabases at Safe Harbaur.— Penn. Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 61.
- Craut F. Contact metamorphism of the slates of Minnesotaby granite and gabbro.— Bull. Geol. Soc. America, 1933, v. 44.
- Holmes A. Transfusion of quartz xenoliths in alkali, basic and ultrabasic lavas, S. W. Uganda.— Mineral. Mag., 1936, v. 40.
- Jackson C. Stillwater igneous complex, Montana.— Geol. Soc. America Mem. 1960, v. 80.
- Kahma A. On contact phenomena of Satakunta diabase Co.— Geol. Finl. Bull., 1951, v. 152.
- Kardymowicz I. Powari wapieni w andesytach ocolie Pienin.— Arch. mineral, 1956, v. 20.
- King B. Contact phenomena associated with a dolerite dyke at Creag Strollams, Skye.— Pap. Dept Geol. Univ. Glasgow, 1957, v. 24.
- Kortnig S. Die Vorgänge bei der Kontaktbildung in Buntsandstein durch die Basalte der Blaunen Kuppe und der Alpsteins Nordhessen, Heidelb. Beitr. Mineral. Petr., 1954, v. 4.
- Müller G. Hydrothermale Veränderungen an Sandsteinen an Basaltkontakt. Der Kontakt von Mardapa, prov! Harar, Fst-Äthiopien.— Beitr. Mineral. Petr. 1960, v. 7, № 4.
- Reynolds D. Contact phenomena indicating a tertiary age for the gabbro of St. Guillion.— Proc. Geol. Ass., 1937, v. 48.
- Tilley C. The gabbro-limestone contact zone of Camas More, Invernessshire.— Bull. Com. Geol. Finl. 1947, 140.
- Tilley C. Some trends of basalt magmas in limestone synthexis. Amer. J. Sci., Bowen vol., 1952.
- Tomkeef S. The dolerite plugs of Tiveragh and Tiereballigh near Cushendall, Antrim, with a note on buchite.— Geol. Mag., 1940 v. 77.
- Willey P. Fusion of torridonian sandstone by a picrite sill in Soay (Hebrides).— J. Petrol., 1961, v. 2, № 1.

**Ф. К. Шипулин**

(ИГЕМ АН СССР)

## О САМОСТОЯТЕЛЬНЫХ МАЛЫХ ИНТРУЗИЯХ

В разработке проблемы металлоносности магматических формаций исключительное значение имеют прежде всего классификация самих этих формаций и обоснованность их выделений. Классификации магматических формаций на данном совещании были посвящены интересные доклады Ю. А. Кузнецова и Е. К. Устиева и ряд выступлений. Во всех предложенных схемах не хватает, мне кажется, одного очень важного формационного типа — так называемых самостоятельных малых интрузий, с которыми ассоциирована важная по своему значению серия месторождений.

На дайки, распределенные в пределах месторождений золота, серебра и других цветных металлов, было обращено внимание очень давно. Еще древние рудокопы нередко пользовались дайками как поисковым признаком, свидетельством чему являются во многих районах следы древних горных выработок, закладывавшихся на выходах даек и протягивавшихся вдоль них (Средняя Азия, Алтай и др.).

Позднее дайками как поисковым признаком пользовались проспекторы многих стран, и, в частности, рудознатцы, проводившие поиски руд цветных металлов во времена Демидова.

В геологической литературе на дайки рудных полей одним из первых обратил внимание В. Лендгрэн, который еще в 1913 г. в первом издании книги «Минеральные месторождения» описал наличие тесной ассоциации даек с рудами ряда цветных металлов, особенно на месторождениях так называемого эпитеpmального типа. Линдгрэн предположил, что такие дайки не связаны с гранитными батолитами, а уходят источниками в глубинные магматические очаги. Одну из первых обобщающих работ, специально посвященных дайкам рудных полей, опубликовал в 1924 г. Спур. На примерах нескольких десятков месторождений, главным образом США, Спур показал, что имеет место постоянное совместное нахождение медных, серебро-свинцово-цинковых и золотых руд с дайками диабазов, различных лампрофиров, порфиритов, диоритов, порфиров и т. д.

Еще более обширный материал об ассоциации руд и даек был опубликован в 1929 г. Хьюлиным, который, обобщив данные по 144 месторождениям США, Канады и других стран, подчеркнул закономерную связь даек с рудами разнообразного состава. Отметив ряд своеобразных черт даек рудных полей, которые генетически не связаны с гранитоидными плутонами, Хьюлин впервые предложил называть их «малыми интрузиями».

В последующие годы большое внимание малым интрузиям, как известно, было уделено советскими исследователями, особенно С. С. Смирновым, И. Ф. Григорьевым, Ю. А. Билибиным, А. П. Васьковским, а позднее М. Б. Бородаевской, Х. М. Абдуллаевым и др.

Не имея возможности остановиться на многих интересных вопросах истории изучения малых интрузий и дискуссиях в связи с вопросами их генезиса и терминологии, что сделано автором в специальной работе, отмечу, что несмотря на более чем полувековую историю изучения малых интрузий до сих пор остаются слабо разработанными многие стороны

проблемы их генезиса, классификации и оценки металлогенического значения. В результате этого ряд исследователей, в том числе Ю. А. Билибин, а затем М. Б. Бородаевская и многие другие геологи, в отличие от предложения Хьюлина и широко принятой номенклатуры других дайковых образований Бреггера-Розенбуша стали называть малыми интрузиями вообще все небольшие интрузивные тела вне зависимости от их генезиса, в том числе и дайки — отщепленные интрузивы конкретных крупных плутонов — и разнообразные субвулканические и субэффузивные интрузии. Тем самым оказались принижены специфические особенности вновь выявляемой группы собственно малых интрузий, что не могло способствовать их индивидуальному тщательному изучению.

Учитывая, что термин «малые интрузии» приобрел в связи со сказанным в настоящее время слишком широкое и потому неопределенное значение, мы предлагаем особую группу интрузий, названную впервые Хьюлиным «малыми интрузиями» в отличие от других небольших по размерам интрузий именовать «самостоятельными малыми интрузиями (СМИ)». В новый термин в качестве видового определения входит слово «самостоятельные», что ограничивает сам термин и оттеняет одну из наиболее характерных черт этих образований — их независимость от крупных гипабиссальных плутонов и эффузивов. Кстати, данный термин уже упоминался в том же значении в литературе, что составляет его дополнительное достоинство.

Несмотря на то, что СМИ первоначально начали изучать в США, в последние десятилетия существенных работ как в США, так и в других западных странах, посвященных решению проблемы генезиса и металлогенического значения этих интрузий, не проводилось. Наиболее интересные новинки, связанные с изучением СМИ, были получены за это время почти исключительно советскими геологами.

В предпринятых усилиях по изучению СМИ особенно интересным и перспективным является освещение их с позиций анализа истории общих тектоно-магматических процессов развития подвижных поясов земной коры как основы для определения условий и места появления СМИ в закономерном ходе становления орогенических зон. Впервые такой анализ, как известно, предпринял Ю. А. Билибин, который в составленной им обобщенной схеме развития подвижных поясов отметил восемь возрастных групп малых интрузий. В связи с тем, что среди этих групп наряду с собственно малыми интрузиями оказались также отщепленные и субвулканические интрузии, а все группы собственно малых интрузий не были охарактеризованы, эта схема не получила общего признания и, видимо, нуждается в коррективах.

Анализ накопленного к настоящему времени фактического материала о СМИ позволяет считать, что достаточно обосновано выделение пока четырех их формаций, обособленных по времени появления в истории развития тектоно-магматических циклов, по составу и металлогеническому значению.

В подвижных поясах наиболее ранними являются СМИ формации альбитофиров-диабазов. Представлены они пластовыми залежами, лаколитами, дайками альбитофиров, диабазов, кератофиров, порфиров, порфиритов и др. На примерах Урала и некоторых других областей, где ранние этапы развития геосинклинальных зон, или, по А. В. Пейве и В. Синицыну, так называемые базальтические геосинклинали, получают наиболее полное развитие, установлено, что СМИ описываемой формации возникают в конце интенсивной тектонической и магматической деятельности ранних этапов, после формирования вулканогенной спилито-кератофировой формации и внедрения интрузий ультраосновных, основных и кислых натровых пород. По составу СМИ данной формации обнаруживают ряд признаков сходства с составом вулканогенных образований спилито-кератофировой

формации, что дало основание М. Б. Бородаевской рассматривать их в качестве субвулканических интрузий, аналогов вулканогенных образований. Однако тот факт, что со шилито-кератофировой формацией СМИ разобщены во времени внедрением разнообразных крупных плутонов с их отщепленными интрузиями и СМИ нередко в пространстве обособлены от участков развития вулканогенных пород, тяготея к зонам глубинных разломов, показывает, что более правильно отнести эти интрузии к самостоятельным образованиям. На Урале и Кавказе СМИ данной формации во времени и в пространстве тесно ассоциированы с рудами колчеданного, медноколчеданного, медно-цинкового, в других районах иногда золото-серебряного и прочих составов.

Следующей является *формация СМИ диоритов-гранодиорит-порфи́ров*, которые включают небольшие штоки, трубообразные тела и дайки существенно роговообманковых пород — диоритов, кварцевых диоритов, гранодиорит-порфи́ров, порфи́ров в некоторых районах, сиенитов, сиенито-диоритов, трахитов, бостонитов и других пород, появляющихся в конце средних этапов развития подвижных поясов, или в так называемых гранитоидных геосинклиналях. По возрасту СМИ этой формации обычно послеплатолитовые, нередко перемежающиеся во времени с послеплатолитовыми трещинными интрузивами гранитоидов. Вопрос о предплатолитовых СМИ, относящихся к данной формации, остается пока спорным. Впервые малые интрузии диоритовых пород были выделены и описаны Ю. А. Билибиным в ряде золоторудных районов СССР (Центральный Казахстан, Приморье, Северо-Восток СССР и т. д.). Кроме золота, в некоторых районах с такими интрузиями находятся в тесной ассоциации руды свинца, цинка, мышьяка, вольфрама, молибдена, фтора и пр. (Чаткало-Кураминские горы, Северный Тянь-Шань и др.).

СМИ третьей *формации порфи́ритов-порфи́ров* включают широко распространенные, преимущественно дайковые тела разнообразных порфи́ритов, лампрофи́ров, диабазов, порфи́ров, фельзитов и других пород, которые образуются в конечных этапах развития подвижных поясов, или в так называемых остаточных геосинклинальных системах. Самостоятельные малые интрузивы этой формации находятся в тесной структурно-геологической связи с полиметаллическими, колчеданно-полиметаллическими, свинцово-цинковыми, касситерито-сульфидными, золото-сульфидными, флюоритовыми, баритовыми и, вероятно, сурьмяно-ртутными месторождениями (Рудный и Горный Алтай, Приморье, Восточное Забайкалье, Центральный Казахстан, Таджикистан и другие районы).

Наконец, СМИ выделяются в пределах платформенных областей. Слабая изученность СМИ платформ позволяет отметить здесь пока одну формацию СМИ, которая может быть названа *формацией субщелочных и щелочных пород*. Кажется, однако, вероятным, что в дальнейшем при более тщательном изучении подобных образований на платформах удастся выделить и другие формации. СМИ формации субщелочных и щелочных пород наиболее детально были первоначально описаны в пределах Алданского района (Ю. А. Билибин и др.), где образуют многочисленные дайки разнообразных порфи́риновых пород от ультраосновных до кислых. В ассоциации с такими интрузиями находятся кварцево-сульфидные, кварцево-гематитовые жилы и залежи с золотом, цинком, свинцом, медью (Алдан, Северо-Американская платформа).

Характерной особенностью геологической позиции самостоятельных малых интрузий всех перечисленных формаций является приуроченность их во времени к стадиям относительной консолидации регионов после эпох интенсивной магматической деятельности плутонического и вулканического типов, когда складчатые и колебательные движения, характерные для указанных типов магматизма, постепенно затухают и на первый план начинают выступать тектонические нарушения типа глубинных разломов

с небольшими амплитудами перемещения крыльев. Последние контролируют размещение СМИ, в связи с чем СМИ часто группируются в виде субпараллельных свит крутопадающих даек и других по форме небольших интрузивных тел, вытягивающихся вдоль зон разломов на десятки, сотни и даже тысячи километров.

При детальном изучении районов распространения СМИ выявляется размещение их независимо от положения конкретных крупных гипабиссальных плутонов, но в общем плане зоны распространения СМИ совпадают с зонами проявления других магматических образований.

Независимость СМИ от крупных плутонов не означает их непреходящую разобщенность. Наоборот, СМИ нередко концентрируются вдоль контактов и реже внутри плутонов как ослабленных зонах и отделены от них во времени. Эти данные, наряду с рядом признаков родства пород СМИ по петрохимическим и геохимическим данным с породами предшествующих крупных плутонов и эффузивами, указывают на комагматическую связь СМИ с другими магматическими образованиями соответствующих этапов развития тектоно-магматического цикла.

Несмотря на небольшие размеры отдельных интрузивных тел самостоятельных малых интрузивов, суммарный их объем во многих районах вполне сопоставим с объемами батолитов или вулканогенных образований. Проблема генезиса СМИ, следовательно, должна решать вопросы образования таких же крупных объемов магматического расплава, как и в случае других классов магматических пород, а не сводиться к конструированию схем образования отдельных незначительных по объему даек.

По составу и сложению породы СМИ отличаются рядом особенностей.

1) Почти неизменно такие породы имеют порфировое или порфировидное сложение, при этом во вкрапленниках в большинстве типов пород развиты оливин, пироксены или амфиболы и основные плагиоклазы, а в основной массе наряду с некоторыми из перечисленных минералов получают широкое развитие щелочные полевые шпаты и кварц, иногда образующие графические прорастания и интенсивно корродирующие вкрапленники. Таким образом, в большей части пород СМИ вкрапленники имеют в петрографическом смысле резко выраженный основной состав, чем их более поздняя основная масса, что указывает на явления гибридизма. Наблюдаются и обратные соотношения составов тех и других.

2. Гибридизм пород СМИ отчетливо выражается также в особенностях их химического состава, в частности в том, что эти довольно основные породы содержат обычно в повышенных количествах щелочные металлы (натрий — преимущественно в породах СМИ формации альтидофиров-диабазов и калий — в большинстве пород других формаций) и различные летучие компоненты.

3) Породы СМИ часто содержат ксенолиты глубинных пород, залегающих ниже видимых на поверхности и пересекаемых СМИ гранитоидных интрузивов и других геологических образований.

4) Петрохимические диаграммы составов пород СМИ многих районов (Алтай, Приморье, Северо-Восток СССР, Восточное Забайкалье и др.) показывают на их промежуточное положение между породами предшествующих гранитоидных плутонов и типичными базальтами, излияния которых появляются иногда после формирования СМИ.

Все эти и ряд других данных позволили высказать предположение, что самостоятельные малые интрузии являются в основном продуктом взаимодействия проникающей по разломам с глубины основной базальтовой, а на платформах, возможно, трахибазальтовой или перидотитовой магмы, с нагретыми гранитоидными и другими сиалическими породами, слагающими верхние горизонты земной коры. Появление СМИ обычно сразу

после эпох интенсивного магматизма и особенно после интрузий гранитоидов позволяет допускать, что в сиалических толщах ко времени внедрения основной магмы вдоль разломов с глубины сохраняются еще нагретые, а местами заканчивающие кристаллизацию кислые по составу магматические породы, остаточные растворы которых в силу физико-химических условий кристаллизации должны быть насыщены щелочами, кремнекислотой и различными летучими компонентами. Эти растворы насыщают основную расплава с успевающими выделяться в нем вкрапленниками компонентами гранитоидных пород, которые обогащают основную массу пород СМИ. На примере некоторых лампрофиров механизм подобного обогащения основной магмы щелочами был рассмотрен академиком В. С. Соболевым.

Разнообразие условий взаимодействия основного расплава с сиалическими породами и сложность физико-химической природы такого взаимодействия обуславливают большую пестроту состава пород СМИ и разную последовательность их внедрения в разных участках. В некоторых случаях образование СМИ, по-видимому, может происходить также за счет кислых расплавов, возникающих в локальных очагах на глубине. Более подробно эти вопросы рассмотрены в специальной работе автора.

Как указывалось выше, в отдельных районах в тесной пространственной ассоциации со СМИ находятся различные по составу рудные проявления. При этом СМИ повсеместно распространены значительно шире, чем ассоциированная с ними рудная минерализация, что, наряду с другими данными, не дает оснований предполагать наличие между теми и другими непосредственной генетической связи. С другой стороны, нет оснований к утверждению того, что сонахождение СМИ и оруденения случайно и вызвано лишь наличием общего для них структурного контроля. Как правило, внедрение СМИ или непосредственно предшествует рудообразованию и часто отделяет во времени дорудный метаморфизм от рудоотложения или же имеет место неоднократное чередование во времени внедрения СМИ и рудообразования. Кроме того, СМИ рудных полей почти всегда несут признаки интенсивного автометаморфизма, что, по-видимому, связано с особенно высоким обогащением расплава, дающего их, летучими компонентами.

Анализ различных данных о геологической позиции СМИ и оруденения позволил высказать предположение о том, что рудная минерализация, как и сами СМИ имеет разные источники, значение которых неравнозначно в месторождениях различных типов. Можно предположить, что для колчеданных и медно-колчеданных месторождений главным источником металлов являлись глубинные магматические массы основного состава. Другие крайние типы минерализации, такие, как свинцовая, некоторые типы оловянной и др., главными источниками металлов имеют, вероятно, нагретые глубинные сиалические, в частности наиболее поздние лейкократовые гранитоидные массы. Однако обычно месторождения, ассоциированные со СМИ, несут признаки формирования за счет как основных, так и кислых магматических пород. При этом в начальные стадии рудоотложения ведущее значение имеют чаще производные сиалических пород (кварцево-касситеритовые, кварцево-молибденитовые, флюоритовые, кварцево-турмалиновые и прочие жилы полиметаллических, касситеритово-сульфидных и других месторождений), а в более поздние стадии — производные основных пород.

Месторождения, ассоциированные со СМИ, отличаются многими специфическими чертами состава, строения и условий распространения, что, учитывая их особые условия образования, обязывает выделять их в отличие от месторождений, генетически связанных с конкретными гипабиссальными плутонами или с вулканогенными процессами, в особую генетическую серию образований.

Некоторые вопросы генезиса таких месторождений рассмотрены в недавно опубликованной статье автора и здесь не рассматриваются.

Между СМИ и ассоциированным с ними оруденением существует определенная связь, которую одни исследователи считают структурной, т. е. по существу случайной, другие — парагенетической. С применением в данном случае термина «структурная связь» согласиться нельзя по той причине, что СМИ и оруденение связаны не только общностью путей движения, но в некоторой степени общностью магматических источников. Термин «парагенетическая связь» имеет в виду соотношения между минералами, которые образовались *совместно, одновременно* и в *результате одного и того же процесса*. Рассматривая с этих позиций взаимоотношения СМИ и оруденения, мы видим, что они обычно не одновременны и возникают одни в результате магматического, а другие — послемагматического в широком смысле, обычно гидротермального процессов. Следовательно, существующая между ними связь в указанном строгом смысле термина не является парагенетической.

По-видимому, было бы правильнее связь между самостоятельными ма-  
льми интрузиями и оруденением называть *структурно-геологической*.

Г. М. Ганева  
(ВСЕГЕИ)

## ФОРМАЦИЯ ПОРФИРОВ

Формация порфиров, подобно многим геологическим формациям, была выделена впервые не при специальных петрологических исследованиях, а попутно, при изучении вещественного состава выполнения геосинклинальных призм, производившегося для выяснения общих закономерностей развития складчатых областей подвижных поясов земной коры (Kossmat, 1936). Этим определился и геологический, а не петрологический аспект полученной ею характеристики, сохраняемый и до настоящего времени.

К отличительным чертам формации порфиров относится значительная площадь ее развития и чрезвычайная мощность, измеряемая многими сотнями, а иногда и тысячами метров. Среди конкретных пород формации отмечается преобладание кислых лав, представленных трахитами, разнообразными порфирами и главным образом альбитофирами; указывается парагенетическая связь ее эффузивных компонентов с грубообломочными образованиями молассового типа и известняками и красноцветами лагуно-континентальной фации и подчеркивается постоянство перемежаемости наиболее кислых разновидностей формирующих ее лав с лавами андезитового и даже более основного состава (Белоусов, 1962).

Роль формации порфиров в общем процессе тектогенеза, так же как и роль других вулканогенных формаций, была установлена эмпирически статистически обоснованным сопоставлением разрезов конкретных геосинклинальных толщ палеозойского и мезозойского возраста (Пейве, 1948, Пейве и Сиицын, 1950, Хайн, 1954, Салун, 1957). Обнаруженное постоянство в смене формаций и приуроченность каждой из них к определенной фазе геосинклинального осадконакопления подтвердили представление о подчиненности самого их возникновения общему процессу тектогенеза.

Важнейшим критерием для определения объема формации порфиров и ее отличия от других вулканогенных формаций геосинклинальных толщ явились, кроме структурно-геологических особенностей, особенности химизма конкретных, относимых к ней, горных пород. Их петрохимические различия определялись валовым анализом штучных проб и воспринимались как ювенильные. Это позволяло и в дальнейшем использовать именно их в качестве наиболее объективного критерия как для формационного анализа вулканогенных толщ и основывающихся на нем разнообразных геотектонических реконструкций и металлогенических прогнозов (Библин, 1955, Смирнов, 1962, Хайн, 1962), так и для общей теории геологии (Белоусов, 1962).

Несмотря на некоторую схематичность, а может быть, именно благодаря ей, закономерность связей между осадконакоплением, петрогенезисом и тектогенезом, установленная изучением палеозойских и мезозойских толщ, получила широчайшее распространение. Длительное время она применялась для разрешения самых разнообразных вопросов геологии и приобрела законченную теоретическую стройность.

Однако изучение кайнозойских вулканогенных толщ и процессов петрогенезиса сопровождающих современные вулканические проявления, со-

поставленное с результатами экспериментального моделирования подобных процессов (Bowen and Tuttle, 1950; Tuttle and Bowen, 1958; Иванов, 1962, Александров, 1963), привело к накоплению дополнительного фактического материала, который перестал укладываться в общепризнанную схему. Так возникла необходимость пересмотра границ и объема не только формации порфиров, но и других, выделенных ранее, вулканогенных формаций, а также и принципов их выделения и, наконец, представлений о механизме их образования. Для последнего наибольшее значение имело по праву признаваемое одним из главных достижений вулканологии XX в. (Кваша, 1961) выяснение игнимбритовой природы так называемых риолитовых плато. Механизм возникновения этих мощных вулканогенных толщ кислого состава, послуживших прототипом для выделения из вулканогенного выполнения мезозойских и палеозойских геосинклинальных призм формации порфиров, длительное время отождествлялся с механизмом накопления андезито-базальтовых толщ. Несмотря на хорошо известную зависимость механических свойств силикатных расплавов от их состава и, в частности, их вязкости от содержания кремнезема, образование риолитовых плато по аналогии с плато, сложенными трещинными излияниями базальтов, объяснялось накоплением тонких покровов кислых лав, растекавшихся на тысячи квадратных километров и перемежавшихся со столь же выдержанными по простиранию прослоями родственных им туфов. Признание ошибочности подобного отождествления, впервые доказанное П. Маршаллом более четверти века тому назад (Marshall, 1936), вызвало повторные или дополнительные исследования кислых вулканогенных толщ не только кайнозойского, но и более древнего возраста, что привело к выяснению игнимбритовой природы большинства из них (Заварицкий, 1946, 1951, 1958—1963).

Так были внесены поправки в представления о механизме возникновения и агрегатном состоянии эндогенного материала формации порфиров. Ювенильность химизма этого материала, наиболее близкого к химическому составу липаритов, сомнений не вызывала и поэтому не обсуждалась.

Между тем, изучение эруптивного материала современных и плейстоценовых игнимбритов показало, что он представлен отнюдь не липаритами или риолитами, а главным образом андезитами, иногда сопровождаемыми подчиненным количеством дацитов, присутствующих преимущественно в витрофировой фации (Горшков, 1961, 1962, Jschikawa and oth., 1957). Подобный же состав обнаруживают и современные и плейстоценовые экструзии, возникающие на склонах вулканических построек или в их кратерах (Горшков, 1960, Тимирбаева, 1962, Мархинин и др., 1963). Экструзии липаритов или риолитов, столь обычные в вулканических грядях, закончивших свое развитие в плиоцене, в современных вулканических областях отсутствуют. Изучение протекающих здесь поствулканических процессов петрогенезиса показывает, что, хотя они и вызываются поступлением ювенильных литофильных реагентов, последние достигают дневной поверхности не в виде силикатного расплава, а в виде разнообразных жидких и газовых растворов (Steiner, 1953; Набоко, 1958, 1962; Василевский, 1962). На дневной поверхности и в непосредственной близости от нее воздействие этих реагентов на эруптивный андезито-базальтовый материал приводит к полному метасоматическому преобразованию последнего и превращению его в тонкодисперсный агрегат, чрезвычайно обогащенный кремнием и глиноземом. Возникающие метасоматиты обнаруживают полное тождество с теми специфическими образованиями, которые широко распространены в разновозрастных вулканогенных формациях всего мира и вошли в специальную литературу под общим названием «вторичные кварциты» (Наковник, 1947).

На глубинах всего 250—300 м температура восходящих литофильных реагентов может возрасти до 200—400° (Steiner, 1953; Набоко, 1963). Это

создает термодинамические условия для преобразования плагиоклаза в альбит и даже адуляр (Набоко, 1963). Однако, если метасоматическая природа подобных минеральных новообразований достаточно очевидна в областях активного вулканизма, то в более древних вулканических толщах ее определение нередко возможно лишь после дополнительных более тонких исследований (Соболев, Фишкин, 1963). Это наряду с сохранением общего эффузивного рисунка пород, подвергающихся метасоматическим преобразованиям, и приводит к отождествлению последних с ювенильными липаритами или плагиолипаритами (Соболев, Фишкин, 1953).

Неизбежно возникающая перемежаемость более или менее преобразованных подобным образом горизонтов андезито-базальтовых вулканогенных толщ определяется главным образом их литологическими и, в первую очередь, гранулометрическими различиями (Соболев, Фишкин, 1953; Иванов, 1962), но воспринимается так же, как ювенильная. В то же время устанавливаемая геологически неоспоримая связь таких петрографически различных эффузий с единым эруптивным центром вынуждает признать возможное колебание состава, питающего их. Это создает необходимое обоснование для гипотезы магматической дифференциации и находит соответствующее отражение в геологической характеристике формации порфириров и представлениях о механизме ее образования (Пейве, Сиицын, 1950; Салун, 1957; Белоусов, 1962).

Оптимальные условия (Иванов, 1962) для проявления поствулканического щелочного метасоматоза возникают в том эруптивном материале, который поступает на дневную поверхность в агрегатном состоянии, обуславливающим образование игнимбритов. Этим и объясняется несоответствие петрографического состава современных игнимбритов, преобладающим инградиентом которых являются андезиты (Ischikawa and oth., 1957; Горшков, 1961), и признаваемых наиболее характерными компонентами формации порфириров, игнимбритов ископаемых, которые отвечают составу таких кислых и ультракислых пород, как трахиты, кварцевые порфиры и альбитофиры. Вероятно, уместно напомнить, что вторичное происхождение альбитофириров нижнепалеозойских толщ Северо-Восточного Казахстана отмечалось Д. С. Коржинским еще в 1932 г., но объяснялось не поствулканическими преобразованиями, а протекающим регионально «установлением равновесий, свойственных низкотемпературной зоне земной коры (эпизоне Грубенмана)» (Коржинский, 1932, стр. 63).

Петрологические исследования последних лет подтверждают это предположение. Они показывают, что поствулканическая гидротермальная переработка, играющая главную роль в щелочном метасоматическом преобразовании кайнозойских (и современных) вулканогенных толщ, является не единственной причиной, вызывающей подобные процессы. Щелочные метасоматиты, отвечающие составу и облику разнообразных кварцевых порфириров, альбитофириров и других пород, обычно объединяемых в формацию порфириров, могут возникнуть и в результате преобразования не только вулканогенных, но и других толщ, как эндогенного, так и экзогенного происхождения вследствие так называемого регионального щелочного метасоматоза.

Проявления последнего, неоднократно повторявшиеся в течение геологического периода развития Земли, могут быть значительно разорваны во времени. Возникая не периодически, а эпизодически, они не обнаруживают прямой зависимости ни от петрографического состава, ни от возраста, ни от геологической позиции толщ, подвергающихся метасоматической переработке. Это дает основание предположить, что импульсы, вызывающие проявление щелочного метасоматоза, возникают вне зоны тектогенеза, т. е. в более глубоких оболочках Земли (Гапеева, 1964).

Приведенные петрологические данные, накопленные за период, прошедший со времени выделения формации порфириров, показывают, насколько

ко назрела необходимость в пересмотре критериев, используемых для определения ее объема.

Если исходить из представлений, что решающим признаком для такого определения являются петрохимические особенности, признаваемые ювенильными, то при формационном анализе конкретных горных пород недостаточно сопоставления их структурно-минералогических особенностей и результатов валового химического анализа штучных проб: необходима уверенность в том, что исследуемые породы образовались только вследствие кристаллизации силикатного расплава, т. е. в том, что они позднейшим метасоматическим преобразованиям не подвергались. Это может быть достигнуто лишь выяснением фазового состояния их минеральных компонентов. Функционально завися от общей термодинамики физико-химических процессов, определяющей физические различия изохимических минеральных модификаций, фазовое состояние последних представляет единственный объективный критерий для любых петрогенетических реконструкций.

В настоящее время разработана достаточно разнообразная методика массового количественного фазового анализа таких полиминеральных природных объектов, какими являются горные породы (Гапеева, 1961; Гапеева и др., 1964). Фазовый анализ широко применяется при минералогических исследованиях, но в петрографической, а тем более геологической практике почти совершенно не используется.

Попытка применения фазового анализа горных пород, обычно относимых к формации порфиров, приводит к чрезвычайному сокращению ее объема. По-видимому, в ней могут быть оставлены лишь относительно немногочисленные экзотипы типа лакколлитов, даек и некков, ювенильность состава которых доказывается кристаллоструктурными свойствами главных минеральных компонентов, т. е. кварца и полевых шпатов. Фазовое состояние интрузий показывает, что, возникнув вследствие кристаллизации силикатного расплава в термодинамической обстановке дневной поверхности или непосредственно сближенных с ней горизонтов, они и в дальнейшем метасоматическим преобразованиям не подвергались (Заварицкий, 1951, 1958; Марфуни, 1962).

Фазовое состояние породообразующих минералов подавляющего большинства эффузивных компонентов формации порфиров в современном понимании ее объема также соответствует термодинамической обстановке дневной поверхности или приповерхностных горизонтов. Однако кристаллоструктурные свойства минералов и парагенетические минеральные ассоциации этих пород указывают на значительность испытанных ими метасоматических преобразований, а следовательно, и на то, что их химический состав не ювенилен. Фазовый анализ показывает, что породы сложенные подобными минералами, должны рассматриваться как компоненты формаций не вулканических (или магматических), а метасоматических или даже метаморфических (Коржинский, 1962).

Изложенные соображения о петрологии формации порфиров, очевидно, должны внести соответствующие изменения в существующие представления о механизме ее образования и занимаемой ею геологической позиции, а тем самым внести изменения и в общую теорию геологии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Александров И. В. Натровый метасоматоз в Криворожье. В кн. «Геохимия щелочного метасоматоза». Изд-во АН СССР, 1963.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Билбин Ю. А. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Василевский М. М. О критериях глубинности поствулканического гидротермального метаморфизма в Центрально-Камчатской рудной зоне, серия геол. Изд-во АН СССР, 1962, № 1.

- Гапеева Г. М. Методическое значение петрографического анализа горных пород для интерпретации их геологического положения. Информационный сборник ВСЕГЕИ, 1961, № 50.
- Гапеева Г. М. О характере связи процессов петрогенезиса и тектогенеза.— Доклады советских геологов к XXII сессии МГК. Изд-во АН СССР, 1964.
- Гапеева Г. М. и др. Методы исследования горных пород и геологическая интерпретация их результатов.— Труды ВСЕГЕИ, 1964.
- Горшков Г. С. Кальдера Заварицкого.— Бюлл. Волк. станции АН СССР, 1960, № 30.
- Горшков Г. С. Спектральный туф кальдеры Заварицкого.— Труды лаборатории вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Горшков Г. С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений.— В кн. «Вопросы вулканизма» (Труды I Всес. вулканогенетического совещания 1959 г.). Изд-во АН СССР, 1962.
- Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолов Армении.— Изв. АН Армянской ССР, 1946, № 10: Избранные труды, т. IV. Изд-во АН СССР, 1963.
- Заварицкий А. Н. О высокотемпературных плагиоклазах.— Зап. Всес. мин. об-ва 80, 1951, вып. 3.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. и др. Новые диаграммы для определения высокотемпературных плагиоклазов.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, вып. 5.
- Иванов И. П. О природе альбитизирующих растворов.— В кн. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.
- Иванов И. П. Эксперименты по гидротермальному метаморфизму слюдяных сланцев в динамических условиях.— Труды VI совещ. по экспер. и техн. минер. и петрогр. Изд-во АН СССР, 1962.
- Кваша Л. Г. О работах А. Н. Заварицкого по пгнимбрикам.— В сб. «Туфоловы и пгнимбрики». Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Коржинский Д. С. Аягуз-Иртышский водораздел к востоку от хребта Чингиз.— Труды Всес. геол.-разв. объединения НКТП СССР, 1932, вып. 108.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 5.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Труды Инст. геол. рудн. месторождений, петр., мин. и геол. АН СССР, 1962, вып. 78.
- Мархинин Е. К. Извержение вулкана Безымянного весной 1961 г.— Бюлл. Вулканолог. станции АН СССР, 1963, № 34.
- Набоко С. И. Изменение пород в зонах активного вулканизма.— Труды лабор. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 13.
- Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород.— Сов. геол., 1962, № 4.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях, Изд-во АН СССР, 1963.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Пейве А. В., Сяницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Салун С. А. Порфировая формация складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита.— «Минер. сб. Львовского геол. об-ва», 1953, № 7.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5, Изд-во АН СССР, 1962.
- Тимирбаева К. М. Экструзивные куполы вулкана Большая Удина. Труды лабор. вулканологии АН СССР, 1962, вып. 21.
- Хайн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Хайн В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 4.
- Bowen N. L., Tuttle O. F. The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ . J. Geol., 1950, v. 58.
- Ischikawa T. and oth. Weldea tuffs and deposits of pumice flow and nuée ardente in Japan.— Internat. Geol. Congr. XX Session, Sect. I. Mexico, 1957.
- Kossmat F. Paleogeographie und Tektonik. 1936.
- Marshall P. Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district.— Trans. Roy. Soc., 1936, № 64.
- Steiner A. Hydrothermal rock alteration at Waitakei, New Zealand. Econ. Geol., 1953, v. 48, № 1.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .— Bull. Geol. Soc. America, Mem. 74, 1958 (reprinted 1960).

## **СИНОРОГЕННАЯ ПОРФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ И ЕЕ РУДОНОСНОСТЬ**

Юго-Западный Алтай представляет собой область широкого развития щелочно-земельного магматизма, проявившегося в разнообразных формах на протяжении всего среднего и верхнего палеозоя. Вулканические и интрузивные процессы, сменяющие, частью сопровождающие друг друга во времени, здесь проявились на одной и той же территории. Вулканические и плутонические породы имеют четко выраженную петрохимическую преемственность и находятся в комагматическом родстве, т. е. являются производными единого магматического очага (Иванкин и Ведерников, 1960).

Порфиновые породы в регионе развиты широко. Очень часто пространственно с ними бывают связаны гидротермально измененные породы, залежи серноколчеданных медных и полиметаллических руд, а также железное и другое оруденение. Поэтому вопросу изучения порфиров всегда придавалось большое значение. В ранних металлогенических сводках (Григорьев, 1934; Елисеев, 1938; Нехорошев, 1951) обычно выделялось две группы порфировых пород: эффузивные породы, участвующие в разрезах среднего палеозоя, и интрузивные верхнепалеозойские. Последние рассматривались как поздние дериваты рудоносного змеиногорского гранитоидного комплекса. Впоследствии в полях развития вулканогенных и осадочных отложений были выявлены многочисленные порфиновые тела гипабиссального и субэкструзивного облика, которые рядом исследователей отнесены к субвулканическим образованиям девонского и каменноугольного возраста (Чернов, 1954; Яковлева, 1956; Дербиков, 1952).

Наши тематические исследования, проведенные в 1953—1962 гг. показали, что, помимо порфировых пород эффузивной и субвулканической фаций, а также верхнепалеозойских схизолитов и малых интрузий кислого состава, чрезвычайно широким развитием пользуются доаболитовые синорогенные порфиновые интрузии. Последние занимают вполне определенное место в истории магматического и геотектонического развития региона, характеризуются индивидуальными петрохимическими и металлогеническими особенностями, что дает основание рассматривать их как самостоятельную формацию.

Породы данной формации изучены нами в ряде районов Рудного Алтая, а также в Южном Алтае. Это позволило установить единство проявления формации на большой территории и ее специфику в различных тектонических условиях.

### **МЕСТО ПОРФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ В ИСТОРИИ МАГМАТИЗМА**

В истории развития эффузивно-интрузивной серии Рудного Алтая порфировая формация занимает переходное положение между типичными вулканогенными и интрузивными полнокристаллически-зернистыми формациями.

Вулканические процессы, отличавшиеся большой интенсивностью в среднем и верхнем девоне, местами также в нижнем карбоне, привели к

возникновению двух формаций пород: кварц-кератофировой с подчиненной ролью спилитов и андезито-дацитов. Они представлены мощными накоплениями в подводных условиях туфов, лав и туффитов, вмещающих местами субвулканические тела трещинного и центрального типов.

Интрузии порфировой формации прорывают и метаморфизуют толщи вулканогенных пород по всей их мощности. Нередко они внедряются также в перекрывающие толщи осадочных отложений фаменского и нижнекаменноугольного возраста. С другой стороны, формирование порфировых интрузий закончилось до внедрения тех дифференцированных магм, которые создали сложный многофазный габбро-плагииогранитовый (существенно плагииогранит-гранодиоритовый) комплекс полнокристаллических пород — змеиногорский. Это доказывается хорошо задокументированными и изученными геологическими соотношениями. Приведем примеры.

На Бухтарминском рудном поле порфиры прорывают все девонские и нижнетурнейские отложения. Будучи измененными, иногда до состояния кварцитов, они рассекаются роговообманковыми гранитами Бухтарминского и Черемшанского массивов (змеиногорский комплекс). Непосредственно у контакта в составе роговиков развиты кордиерит, биотит, калишпат. По мере удаления от него они сменяются мусковитом и, наконец, крупночешуйчатым хлоритом (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961; Кирова, 1956).

На Новониколаевском участке в Прииртышье порфиры прорывают и метаморфизуют фаменскую толщу туфов и лав порфиритов. На контакте с порфирами вмещающие породы подвергаются интенсивной пропилитизации. Порфиры и пропилиты рассекаются полнокристаллическими гранитоидами (Кузубный, 1958).

На Сугатовском участке кварцевые порфиры рассекают дислоцированные вулканогенные отложения среднего и верхнего девона. В свою очередь, порфиры интродированы кварцевыми диоритами и превращены в околоконтактной зоне в плотные кварц-биотитовые и кварц-мусковитовые роговики (Кузубный, 1958).

*Возраст порфировых интрузий* на основании изучения подобных соотношений определяется как верхний девон — нижний карбон. В нижнем карбоне на Рудном Алтае вулканические эксплозии кислых лав уже отсутствовали. Лишь в наиболее глубоких унаследованных прогибах происходило излияние недифференцированных лав андезитового состава. Однако тектонические условия проявления андезитового вулканизма и кислых порфировых интрузий существенно различались и потому пространственная совмещенность порфировых интрузий и пород андезито-дацитовой формации — явление сравнительно редкое.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ФАЦИИ ПОРФИРОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Интрузии порфировой магмы на территории Рудного и Южного Алтая имели место в период ранних среднегерцинских поднятий и ранних фаз складчатости. Поднятия в условиях весьма протяженного пояса Юго-Западного Алтая, имеющего сложное блоковое строение, происходили в разных районах с разной интенсивностью и неодновременно, охватывая в общем длительный отрезок времени от верхнего девона до нижнего карбона включительно.

Небольшое количество интрузий пространственно тяготеет к региональным глубинным разломам, таким, как Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия, Шемонаихо-Секисовский разлом и др. Порфировые интрузии контролируются разломами, зонами расслаивания пород, складчатыми структурами и межпластовыми отслоениями. Четко выраженный тектонический контроль для них типичен. Наряду с этим порфировые интрузии участвуют в складчатых структурах, где образуют много-

ярусные силлы и силлово-лакколитовые залежи в ядрах и на крыльях складок.

Можно выделить три главных группы порфировых интрузий: интрузии в региональных зонах смятия, интрузии в интенсивно складчатых слоистых осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, интрузии в глыбово-складчатых структурах.

В зонах смятия, порфиры, внедряясь в динамометаморфизованные породы, образуют пояса крутопадающих даек и согласных со сланцеватостью пород рассеянных инъекций. При мощности 10—20 м дайки порфиров по простиранию зон смятия местами прослеживаются на несколько километров. Пояса маломощных густых инъекций в сланцах прослежены на десятки километров.

Для порфиров в зонах смятия свойственны прототектонические гнейсовидно-флюидальные, реже катакластические текстуры, что позволяло в прошлом относить их в группу порфиридов.

В толщах слоистых складчатых пород, например в алевролитах и известняках, порфиры образуют многоярусные силлы и сложные силло-лакколитовые залежи, разобщающие по напластованию или разрывающие пачки вмещающих пород. Крутопадающие дайки и штоки, прорывающие складчатые структуры, в этих условиях менее характерны. В замках складок залежи порфиров увеличивают мощность, на крыльях их нередко выклиниваются или сменяются секущими дайками. Прототектонические текстуры в порфирах подчинены поверхностям слоистости пород, а в секущих частях залежей — направлению инъекций.

Детальные исследования на Южном Алтае, Хаширо-Большереченском и других районах показали, что порфировая магма вовлекалась в складчатые движения и сложно распределялась в сминающихся слоистых породах, давая пережимы в зонах сжатия и накопления в ядрах складок. Многие силлы имеют мощность от нескольких метров до сотни метров, а по простиранию прослеживаются до 2—5 км. Многоярусные силлы порфиров в складчатых осадочных породах в прошлом иногда описывались как покровы кислых эффузивов.

Глыбово-складчатые структуры характерны для главных рудных районов Алтая. В структурах такого типа интрузии порфировой формации образуют штоки, штоково-лакколитовые и силлово-лакколитовые залежи, изометричные в плане. Преобладающие размеры выходов интрузий на эрозионный срез 0,2—0,5 км<sup>2</sup>, иногда — до 10—12 км<sup>2</sup>. Штоки приурочиваются к границам тектонических блоков, а сопряженные с ними силлы и лакколитовые залежи — к межпластовым отслоениям в пологоскладчатых, всегда хорошо расслоенных вулканогенно-осадочных породах. В глыбоко эродированных структурах в области нижнепалеозойского фундамента порфировые интрузии, как правило, представлены небольшими по размеру штоками и дайковидными телами.

При формировании штоков и лакколитов порфировая магма активно воздействовала на вмещающие породы — изгибала и разворачивала пласты пород, местами дробила их и захватывала крупные ксенолиты. Она обладала также способностью инжецировать вдоль поверхностей напластования пород с образованием маломощных пластовидных силлов.

### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОРФИРОВЫХ ИНТРУЗИЙ

По составу порфировые интрузии могут быть разделены на две главные группы: кварцевые порфиры и альбитофиры. Кварцевые порфиры имеют вкрапленники кварца и альбит-олигоклаза, а альбитофиры — одного полевого шпата, обычно альбита. Для первых характерно содержание кремнекислоты на уровне 70—80% и щелочей — 3—6%. Альбитофиры

относительно обеднены кремнекислотой и обогащены щелочами, содержание которых соответственно 60—70 и 5—8%. Известны также переходные породы между этими крайними типами.

По степени раскристаллизации основной массы выделяются фельзиты и фельзит-порфиры, нормальные порфиры и зернистые порфиры гранит-порфирового облика.

Основная масса в этих породах меняется от витрофировой до микрогранитовой, а размер фенокристов — от субмикроскопического до 3—5 мм, иногда до 0,8—1 см.

В настоящее время порфировые интрузии изучены в пределах вертикального интервала глубин не менее 3—4 км. Уже указывалось, что порфировые интрузии нередко залегают на уровне нижнекаменноугольных отложений и пересекают всю мощность девонских пород. В глубоко эродированных структурах порфировые интрузии присутствуют в нижнепалеозойском фундаменте. Сравнительное изучение порфиров, залегающих на разных стратиграфических уровнях, позволяет реконструировать зональность интрузивного комплекса в пределах указанных глубин. Кроме того, условия сильно расчлененного горного рельефа, например на Южном Алтае, наличие глубоко разбуренных структур (до 1 км) позволяют провести непосредственные сопоставления в пределах глубин до 1,5—2 км.

Установлено, что при движении сверху вниз происходит изменение облика порфировых интрузий следующим образом: верхняя зона — фельзиты, фельзит-порфиры, эруптивные и взрывные брекчии порфира; средняя зона — кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры и альбитофиры; нижняя зона — зернистые кварц-полевошпатовые порфиры гранит-порфирового облика и кварцевые порфиры с микрогранитовой основной массой.

Для верхней зоны характерна неустойчивость состава и структуры породы; порфиры в глубоко эродированных структурах более однородны. Даже наиболее глубоко залегающие породы формации имеют порфировый облик и не обнаруживают переходов к породам гранитного типа. Доказано, что порфировые вкрапленники кварца и в этом случае имеют интрателлурическое происхождение.

## О ФАЗОВОМ СТРОЕНИИ, БРЕКЧИЯХ И АВТОМЕТАСОМАТОЗЕ ПОРФИРОВЫХ ИНТРУЗИВОВ

Интрузивы порфировой формации вообще не многофазные. Однако в краевых и апикальных частях массивов, в особенности в верхней зоне, очень часто устанавливаются эндоконтатные чехлы магматогенных брекчий. Обломки брекчий представлены, как правило, ультракислым фельзитом и кварцевым порфиром, а цементирующая масса — альбитофиром или кварц-полевошпатовым порфиром. Чехлы брекчий свойственны фронтальным частям интрузивов. С глубиной они неизменно выклиниваются, так что в нижней зоне порфировые интрузивы всегда имеют простое строение и нормальные интрузивные контакты с вмещающими породами. Отсюда следует, что глубинная дифференциация магмы в данном случае, по-видимому, отсутствовала. Сложность же строения краевых и верхних частей интрузивов обусловлена взаимодействием поднимающейся порфировой магмы с вмещающими холодными породами.

Многолетние наблюдения привели нас к выводу, что порфировая магма в процессе поднятия испытывает расслоение, особенно интенсивное во фронтальных частях магматических колонии. Можно указать по крайней мере на две тенденции в расслоении порфировой магмы. С одной стороны, происходит обособление двух несмешивающихся жидкостей — ультракислого раствора, при застывании которого образуются фельзиты

и кварцевые порфиры, и щелочной магмы, дающей альбитофиры. Щелочная магма раскристаллизовывается всегда позже ультракислой, и потому описание выше брекчии на альбитофировом цементе — образования, характерные и распространенные. Иногда ультракислая магма пространственно обособляется и застывает в виде крупных масс фельзитов и кварцевых порфиров, в которые инъецируют по трещинам альбитофиры. Многие крайне интересные и теоретически важные явления механизма дифференциации порфировой магмы нами исследуются в настоящее время в Зырянском районе. Хорошие наблюдения, доказывающие ликвационное расслоение такой магмы во фронтальных частях интрузий, в частности, относятся к Зырянскому карьеру.

С другой стороны, наряду с указанным расслоением магмы происходит отделение от нее летучих компонентов. Здесь мы должны подчеркнуть, что магмы, сформировавшие породы порфировой формации, были богатыми водой, углекислотой, щелочами, серой, цветными металлами и галлоидами.

Отделение постмагматических растворов от магм, несомненно, было ранним. Оно началось в магматическую стадию развития интрузивов и, вероятно, наиболее интенсивно происходило при расслоении магмы на ультракислую и щелочную фракции. Зона преобладающего отделения растворов были фронтальные части интрузивов, поэтому породы околоинтрузивных зон подвергаются мощнейшим гидротермально-метасоматическим изменениям и локализируют сульфиды цветных металлов.

Характер минерализации меняется вместе с изменением фациального облика порфиров. Фельзиты и фельзит-порфиры, отвечающие верхним частям массивов, при автометаморфизме превращаются во вторичные кварциты, состоящие из кварца, серицита, пирита, реже пирофиллита. Во вмещающих полимиктовых породах, кроме того, отлагаются хлорит и альбит. Более полнокристаллические кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры замещаются кварцем, эпидотом, альбитом, калишпатом, хлоритом, пиритом и серицитом. Полимиктовые породы в зоне эндоконтактов подвергаются интенсивной пропилитизации. В известняках гидротермальные изменения выражены преимущественно в доломитизации, окварцевании и сульфидизации. Автометасоматоз гранит-порфировых разностей выражен слабее, однако в зонах эндоконтактов в этом случае возникают кварц-полевошпат-эпидотовые роговики, местами с гранатом. Ореолы калишпатизации становятся более значительными. В целом картина изменения фациального облика порфиров и сопутствующего им метаморфизма пород близка к той, которую описал Ю. А. Кузнецов (1951) для Северо-Западного Алтая. Ранние рудные минералы выпадают в процессе автометаморфизма, причем халькопирит проявляется преимущественно в кварцевых, а галенит и сфалерит — в пропилитах. В более глубоко расположенной зоне ороговивания и калишпатизации отложения сульфидов обычно не происходит. Процесс автометаморфизма порфиров приводит к образованию больших по размерам ореолов гидротермально-измененных пород, нередко содержащих рассеянные рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит и галенит.

Автометаморфизм без заметного перерыва сменяется околотрещинным метасоматозом порфиров и пород кровли, при этом образуются серноколчеданные, медные и полиметаллические залежи. Последние имеют жильную, штокервовую и штокообразную формы и представлены вкрапленными, реже гнездовыми и массивными рудами. Размеры рудных тел невелики. Среди них преобладают мелкие тела, не имеющие промышленного значения. В благоприятных структурно-тектонических условиях формируются небольшие медные, медно-цинковые и полиметаллические месторождения, примерами которых являются Бухтарминское, Чудакское, Сугатовское, многие южноалтайские месторождения. В связи с описываемым

мыми порфирами известны также скопления алюмокварцитов, содержащих пирофиллит, андалузит, диаспор, а также скопления железных руд. Из элементов примесей в рудах синорогенной формации характерен молибден.

Внедрение порфировой магмы происходило в условиях складчатых движений, которые стремились выжать кислую магму в сторону наименьшего сопротивления. Участками, в которых должны существовать пониженные давления, являются области поднятий. Именно по этой причине порфировые интрузии располагаются в воздымающихся структурах и отсутствуют в синклиналиях. Только дислокационные усилия способны обеспечить возможность внедрения вязкой кислой магмы в слоистый вулканогенно-осадочный разрез и объяснить многие, ранее казавшиеся загадочными, особенности порфировых пород, а именно: определенное геотектоническое положение, морфологию тел, их состав и строение. Активные тектонические движения обеспечивают относительно быстрое поступление внедряющейся порфировой магмы в верхний структурный ярус, где, кроме падения температуры, происходит также резкое падение внешнего давления, что, как известно, эквивалентно в отношении кристаллизации быстрому охлаждению. В таких условиях магма, обогащенная летучими компонентами, становится системой неравновесной и фазово расслаивается, а при достаточно быстром перепаде давления в закрытых полостях взрывается с отделением летучих и образованием брекчий. Этим можно объяснить тот факт, что зоны магматогенных порфировых брекчий всегда являются одновременно зонами мощного автометасоматоза и участками рудоотложения.

Авторы полагают, что синорогенная порфировая формация является определенным переходным звеном в комагматической эффузивно-интрузивной серии между ранними типичными вулканогенными формациями и последующими гинабиссальными и среднеглубинными интрузивами. Можно предположить, что эта формация закономерно возникает в хорошо дифференцированных сериях в тот период, когда нормальный вулканизм в силу начавшейся складчатости становится уже невозможным, а глубинный вулканический очаг еще способен поставлять в верхние зоны массы кислых дифференциатов. Дифференциаты, насыщенные летучими и рудными компонентами, в процессе поднятия в верхние ярусы становятся неравновесными. Участвуя в складчатых движениях в структурах с особенно быстро меняющимися градиентами давления и температуры, они фазово расслаиваются. При этом происходит то медленно, то быстро идущая с явлениями закрытых взрывов, магматическая дистилляция. Фронтальные части интрузивов — зоны массового отделения постмагматических растворов, и потому наблюдается пространственная сближенность участков рудоотложения с контактами порфировых интрузивов.

Можно думать, что порфировые интрузивы, аналогичные описанной формации Рудного Алтая, присутствуют и в других областях палеовулканизма, в частности на Урале и Малом Кавказе, где с ними связаны медные и полиметаллические месторождения доботолитового комплекса.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев И. Ф., Глебов С. М. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая.— Большой Алтай, 1, 1934.
- Дебриков И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы.— Сб. «Петрография СССР», серия «Региональная петрография», 1938, вып. 6.
- Иванкин П. Ф., Ведерников П. Г. К вопросу о систематике и петрохимии магматических комплексов Юго-Западного Алтая.— Труды Алтайского горнометаллургического ин-та АН Каз. ССР, 1960, VIII.

- Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузевный В. С., Ведерников П. Г. О «до-батолитовых» порфириновых интрузивах Рудного Алтая и их рудоносности.— Докл АН СССР, 1960, 130, № 2.
- Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузевный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1961.
- Иванкин П. Ф. Курбаев Э. М. Основные вопросы генезиса свинцового оруденения Южного Алтая. Советская геология, № 2, 1961.
- Иншин П. В., Иншина В. М. Гидротермальные изменения пород Заводинского рудного поля.— Труды Алтайского горно-металлургического ин-та АН Каз. ССР, 1960, т. 8.
- Кирова Т. В. К вопросу о генезисе вторичных кварцитов и окварцованных пород на некоторых участках Рудного Алтая.— Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана» ВСЕГЕИ, 1956, вып. 19.
- Кузевный В. С. Основные типы кварцитов и окварцованных пород северо-западной части Прииртышья и их поисковое значение.— Бюлл. техн. информ. ВКГУ, 1958, № 3, 4.
- Кузнецов Ю. А. Порфириновые интрузии Северо-Западного Алтая и их фаціальность.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 2.
- Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Алтая и Калбы. Госгеолтехиздат, 1951.
- Чернов В. И. К вопросу о возрасте и фациях порфириновых интрузий северо-западной части Рудного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.
- Яковлева Е. Б. О субвулканических фациях магматических пород Рудного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.

## О НЕКОТОРЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Послегеосинклинальное развитие Сихотэ-Алиня в период верхнего мела — палеогена отмечалось рядом особенностей, характерных для структурных поясов Восточной Азии. Обычный для подобных условий тектонический режим с преобладанием разрывных нарушений и локальными проявлениями складчатости, характеризовался в Сихотэ-Алине исключительной интенсивностью. Неоднократно возникали разломы различной глубины заложения и происходили длительные и многократные дифференциальные движения крупных глыб и мелких блоков.

Магматизм, отличавшийся грандиозными масштабами, во много раз превышал по объему магматизм геосинклинальной стадии развития региона. Для возникших в это время рядов магматических пород характерно преобладание эффузивов, при этом эффузивные, жерловые и несколько оторванные во времени интрузивные образования обладают такой близостью геологической позиции и вещественного состава, что могут быть объединены в вулcano-плутонические формационные ряды различных типов.

Ранее, рядом исследователей (А. В. Пейве, Н. М. Синицын, В. Е. Хайн, С. А. Салун), впоследствии Е. В. Быковской и другими все эти, громадные по объему продукты послегеосинклинального магматизма — связанные, преимущественно, с наземными извержениями, объединялись в так называемую порфировую формацию.

В качестве характерных черт отмечались пестрота петрографического состава входящих в формацию пород (от андезитов-базальтов до липаритов), крайняя неравномерность объема и распределения в пространстве отдельных ее членов, и неоднократная смена во времени основных излияний все более кислыми.

Однако многочисленные новые данные, полученные при изучении посторогенного магматизма ряда регионов, показывают, что порфировая формация в прежнем понимании не является монолитной.

Так, при изучении верхнемелового — нижнепалеогенового магматизма Восточного Сихотэ-Алиня в ее составе удалось выделить по крайней мере два формационных ряда — один, андезит-липаритового типа, и второй, условно названный «порфировым».

Сопоставление структурной позиции, вещественного состава (в том числе химизма, а также акцессорных минералов и элементов) приводит к выводу, что порфировый, и андезит-липаритовый формационные ряды, объединявшиеся ранее в составе единой порфировой формации, являются независимыми образованиями.

Кратко различия между выделенными формационными рядами сводятся к следующему: в составе андезит-липаритового ряда преобладают породы среднего состава — андезиты, дациты, и лишь на поздних стадиях эволюции, в незначительном количестве появляются липариты. Такие же соотношения — преобладание диоритов, габбро и кварцевых

диоритов над гранофировыми гранитами — сохраняются и для плутонических членов ряда.

В составе порфирового ряда, как среди эффузивных, так и среди глубинных образований, резко преобладают породы кислого и ультракислого состава — кварцевые порфиры, фельзиты, гранит-порфиры и граниты.

Все отмеченные породы — члены порфирового ряда — пользуются региональным распространением. Размещение пород андезит-липаритового ряда, напротив, тесно связано с поперечными — меридиональными до северо-западных — зонами глубинных нарушений.

Различными являются и особенности эволюции состава пород во времени. Так, для андезит-липаритовой ассоциации характерна смена с течением времени основных пород все более кислыми, причем содержание полевошпатовой извести падает, а суммарное содержание щелочей остается почти постоянным; пересыщение алюминием им не свойственно и слабо проявлено лишь в крайних кислых членах.

Для пород порфировой ассоциации, напротив, характерно весьма резкое возрастание суммарного содержания щелочей с увеличением кислотности расплавов, резкая пресыщенность алюминием, преобладание калия в поздних дифференциатах и ряд других особенностей.

Такие же четкие различия наблюдаются при сравнении пород двух выделенных групп по другим признакам. Так, для андезит-липаритовой группы характерна ассоциация во вкрапленниках плагиоклаза и цветных минералов, причем фенокристы кварца и калишпатов даже в плагиолипаритах встречены в единичных случаях; среди вторичных минералов пород этой серии преобладают хлорит, эпидот и альбит.

В породах порфировой серии фенокристы представлены кварцем, калишпатом (преимущественно микроклином) и плагиоклазом, а среди вторичных минералов пород ведущая роль принадлежит кварцу, серициту, микроклину и карбонатам.

Заметны различия в составе акцессорных минералов. В породах порфировой серии акцессорные минералы содержатся в большем количестве и более разнообразны по составу, чем даже в самых кислых членах андезит-липаритовой ассоциации, где преобладают апатит, сфен и магнетит.

В породах порфировой серии значительно больше циркона и рутила, установлены касситерит и топаз. Типоморфным акцессорным минералом пород порфировой серии является ортит — он постоянно наблюдается как в эффузивных, жерловых и субвулканических кварцевых порфирах, так и в гранитах всех фаз комплекса «приморских гранитоидов», но не известен в плагиолипаритах и их глубинных аналогах — членах андезит-липаритового ряда.

Выделенные формационные ряды, как установлено, в течение значительных промежутков времени развивались параллельно даже на незначительно удаленных участках, будучи связанными с тектоническими структурами различных типов. Этот факт, наряду с отмеченными особенностями вещественного состава сходных по химизму представителей выделенных рядов, подтверждает мысль об их генетической независимости. Создается представление об одновременном существовании обособленных и, по-видимому, расположенных на различных глубинах магматических камер, из которых одни поставляли кислые, другие же — преимущественно андезитовые продукты.

В этом кратком сообщении авторы ограничиваются характеристикой порфирового формационного ряда. В состав ряда в возрастной последовательности входят следующие формации:

1. Ольгинские кварцевые порфиры (верхний мел — палеоцен) представлены мощными и распространенными на больших площадях накоплениями кислых туфов с подчиненными им лавами и связаны с извержениями ареального типа.

2. Приморские гранитоиды (палеоцен?) — гранитоидная формация малых глубин, представлена сложными интрузивными массивами, образованными (в возрастной последовательности): породами повышенной основности (часто гибридными), нормальными гранитами и аляскитами.

3. Специфическая формация минерализованных приповерхностных гранит-порфиров (эоцен?), подробнее охарактеризованных ниже.

Вещественный состав всех перечисленных образований свидетельствует об их генетическом единстве и о том, что исходный гранитоидный расплав был обогащен водой и летучими и обладал значительной потенциальной металлоносностью.

По-видимому, порфировые формационные ряды такого же как в Сихотэ-Алине, типа в целом можно рассматривать как аналог батолитовых гранитоидных формаций других регионов, в частности вулканоплутонический тип ассоциаций (здесь связан со спецификой тектонической обстановки).

Эволюция ряда заканчивается появлением меланократовых послегранитных даек (диоритовых и диабазовых порфиритов) и тесно связанного с ними во времени полиметаллического оруденения.

Среди формаций порфирового ряда наибольший практический интерес представляет формация приповерхностных минерализованных гранит-порфиров — наиболее поздних по времени членов порфирового ряда. Интрузивы этой формации — обычно однофазные, лишённые собственной жильной серии. Они ничтожны по размерам, представлены дайками, штоками и ветвящимися телами неправильной формы. Особенности этих пород является ультракислый состав, резкое пересыщение алюминием, заметное преобладание калия над натрием. От других гранитоидов и кислых эффузивов их отличают повышенные содержания рудных и редких элементов и их минералов. В связи с приповерхностными гранит-порфирами особенно интенсивно развиты постмагматические процессы — породы их кровли грейзенизированы, превращены во вторичные кварциты или в кварц-калиншатовые метасоматиты.

Наблюдались участки локального прорыва на поверхность расплава этих интрузий.

Интрузии приповерхностных минерализованных гранит-порфиров как по времени проявления, так и по составу весьма близки породам поздних фаз развития сложных интрузивных комплексов малых глубин, отличаясь от них еще более высоким содержанием окиси калия, летучих и рудных компонентов (что выражается в составе элементов-примесей, интенсивности аутометаморфических процессов и т. д.). Мелкие приповерхностные интрузивные тела локализованы в пределах ослабленных зон, характеризуются значительным вертикальным протяжением и в верхних горизонтах нередко непосредственно переходят в жерловые образования. Все эти особенности заставляют считать минерализованные интрузии приповерхностными проявлениями залегающих на глубине очагов остаточных гранитных расплавов.

Минерализованные приповерхностные гранит-порфиры трассируют продуктивные надинтрузивные зоны и являются устойчивым поисковым признаком при работах на ряд цветных металлов.

Формация приповерхностных гранит-порфиров была выделена при изучении Тетюхинского района. Судя по литературным данным, она имеет многочисленных аналогов в других регионах (зона Главного синклинория, по М. П. Материкову и другим авторам, Забайкалье — по И. Н. Томсону, Алтай — по П. В. Иншину, и др.).

Оруденение (ряд редких и цветных металлов) генетически связано с редоначальными для порфировой формации очагами кислых магм, но появляется на конечной стадии длительной эволюции этих очагов.

Так, в Тетюхинском районе Приморья нашими исследователями уста-

новлено, что такие элементы, как свинец, цинк, олово и молибден образуют первичную примесь в породах ранних фаз порфировой серии — ольгинских кварцевых порфирах, и гранитах малых глубин; входят в состав породообразующих минералов; несколько накапливаются в эндоконтактах гранитных тел и более заметно — в зонах грейзенизации, альбитизации и др.; наибольшее обогащение этими элементами наблюдается в гранит-порфирах поздних фаз и особенно в их аутометасоматически измененных разностях — там содержания свинца, цинка, олова, молибдена, ниобия нередко в десятки раз превышает кларковые. Такие факты показывают, что эти главные элементы распространенных в районе полиметаллических руд имеют эндогенную природу и накапливаются в ходе эволюции расплава от ранних эффузивных кварцевых порфиров до поздних — интрузивных гранит-порфиров.

Постоянная примесь в рудах ниобия, обычных для пород порфирового ряда и не характерных для пород даже самых кислых андезит-липаритового ряда, также указывает на связь оруденения с порфировой формацией.

Совершенно аналогичным металлогеническим значением обладают представители формации приповерхностных интрузий и в других упомянутых регионах, где они, однако, специализированы на олово.

Из сказанного следует, что:

1) Прежняя порфировая формация Сихотэ-Алиня должна быть подразделена на несколько формационных рядов, среди которых к настоящему времени выделено два: андезит-липаритовый и порфировый. Для этих рядов установлены генетическая самостоятельность и несомненно различное металлогеническое значение.

2) Ряд месторождений цветных металлов — олова, свинца, цинка — связан с порфировым формационным рядом. Этот ряд является в определенной мере аналогом постороженных гранитных батолитовых формаций других регионов. Оруденение возникает на конечных стадиях длительного развития этого ряда.

3) Практически наиболее важными в «порфировом» формационном ряду являются интрузивные проявления поздних фаз, выделенные в формацию минерализованных приповерхностных интрузий. Размещение этих интрузий и их эффузивных аналогов отмечает продуктивные надинтрузивные зоны.

Наконец, необходимо специально остановиться на таком важном вопросе, как формы связей эффузивных и интрузивных образований. Мы считаем, что понятие «вулканоплутоническая формация» в том широком смысле, как его сейчас, вслед за Устиевым, толкует ряд исследователей, не вполне удачно. Если обратиться к изложенному материалу или к примерам самого Е. К. Устиева можно установить ряд различных соотношений.

В одних случаях описывается длительный процесс — в начале его в большом объеме проявляется вулканизм и внедряются субвулканические тела, а позже уже — гипабиссальные, часто многофазные интрузии. В таких случаях, очевидно, возникают формационные ряды, состоящие из нескольких закономерно сменяющих друг друга формаций. Примером таких формационных рядов в пределах Сихотэ-Алиня могут служить андезит-липаритовый и порфировый.

Описан и другой случай, когда на определенном этапе развития такого формационного ряда эффузивы появляются в результате прорыва магмы интрузивной камеры. В таком случае это, действительно, единая формация — например, как указано для минерализованных приповерхностных интрузий гранит-порфиров, которые местами сопровождаются витрокладстическими туфами кварцевых порфиров или липаритами, аналогичными гранит-порфирам по богатству калием, рудными примесями и т. д.

Если принять также во внимание, что вулканоплутонические формационные ряды различного происхождения, как это было показано на примере Сихотэ-Алинского вулканического пояса, могут развиваться во времени параллельно, имея магматические источники, расположенные на различной глубине, станет ясно, что вулканоплутоническая формация, в понимании Е. К. Устиева, представляет собою скорее семейство разнообразных и разнородных формаций, как составляющих ряды, так и развивающихся независимо.

Дальнейшее изучение эффузивно-интрузивных (или вулканоплутонических) ассоциаций должно идти как по пути выделения формаций в собственном смысле этого слова, так и по пути установления соответствующих формационных рядов, причем металлогеническая роль отдельных типов эффузивов будет всецело зависеть от их положения в пределах этих ассоциаций. Это отчетливо видно на примере Сихотэ-Алиня, где в пределах «порфирового» ряда наиболее ранние эффузивы: формация ольгинских кварцевых порфиров значительно отделена по времени формирования от оруденения, а эффузивные аналоги приповерхностных минерализованных интрузий, как и сами эти интрузии, сильно минерализованы и трассируют практически интересные зоны.

## ГИПЕРБАЗИТ-ГАББРО-ГРАНИТНЫЕ ПРЕРЫВИСТЫЕ СЕРИИ ИНТРУЗИЙ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ТЕОРИИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Доклад, который автор намеревался представить совещанию, уже опубликован (Изох, 1962). Поэтому казалось более рациональным изложить здесь только новые данные, дополняющие и расширяющие разработанную автором, главным образом на материале Дальнего Востока, гипотезу о происхождении многофазных серий интрузий (Изох, 1957, 1958, 1962). Эта гипотеза, в основе которой лежит представление о разрастании глубинных магматических очагов кверху, с прохождением при этом фронтом магмообразования разных слоев мантии и земной коры, была активно поддержана Ю. А. Кузнецовым (1962), который значительно расширил сферу ее применения.

Прерывистые серии интрузий, состоящие из гипербазитов, габбро и специфических — высокоглиноземистых — гранитов служат прекрасной иллюстрацией данной гипотезы. Одна такая серия, Хунгарийская, изучалась автором и В. В. Руссом в Северном Сихотэ-Алине в 1955—1959 гг. Затем аналогичная интрузивная серия, названная серией Бан-Санг — Пига-Биок, была обнаружена в Северном Вьетнаме и изучена автором совместно с вьетнамскими геологами Нгуен-ван-Тьеном, Ле-динь-Хыу, Тран-дык-Зиангом, Фам-вьет-Ки и другими. По литературным источникам удалось найти довольно близких аналогов этим сериям и в других регионах. Факт повторяемости серий данного типа придает уверенность в том, что они вполне заслуживают выделения в качестве нового ряда магматических формаций (или формационного ряда). Непременным и весьма характерным членом этого ряда являются высокоглиноземистые граниты, которые также должны быть выделены в особую, ранее не выделявшуюся формацию гранитов.

### ХУНГАРИЙСКАЯ ИНТРУЗИВНАЯ СЕРИЯ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Массивы гипербазитов, габбро и гранитов этой Хунгарийской интрузивной серии сосредоточены только в одной структурно-формационной зоне — Северо-Сихотэ-Алинской, которая представляет собой часть крупного триасово-валанжинского прогиба, превращенного в поднятие в середине нижнего мела (Изох, 1961). К югу интрузии этой серии не распространяются, что вызвано, как полагает автор, разделением Сихотэ-Алинской геосинклинали на крупные поперечные блоки с несколько разной историей их геологического развития, разобщенные субширотными зонами разрывных нарушений.

К западу, северу и востоку, т. е. в Амурской, Тумнинской и Восточной структурно-формационных зонах, где развиты баррем-альбские и сеноман-нижнесенонские морские отложения, рассматриваемых интрузий нет.

В Северо-Сихотэ-Алинской зоне интрузии Хунгарийской серии располагаются полосой вдоль Центрального структурного шва и вдоль диагональных разломов, играющих роль оперения последнего, образуя более

или менее четко выраженные ряды или цепочки. Вдоль цепочек гипербазиты, габброиды и граниты тесно сопряжены пространственно и нередко в виде отдельных интрузивных тел входят в состав одних и тех же многофазных плутонов (массивы Горбилинский, Аксакинский, Дюкалинский на левобережье р. Хунгари; Агусинский и Богбасинский — в среднем течении р. Аной, ряд массивов в верхнем течении р. Хор и др.)<sup>1</sup>. В Дюкалинском массиве гипербазиты (серпентиниты) прорваны телами и дайками габбро; там же, а также в массивах Горбилинском, Агусинском, Хорском и других габброиды и гипербазиты отчетливо рвутся гранитами,

Таким образом, наиболее ранними по времени являются гипербазиты, наиболее поздними — граниты.

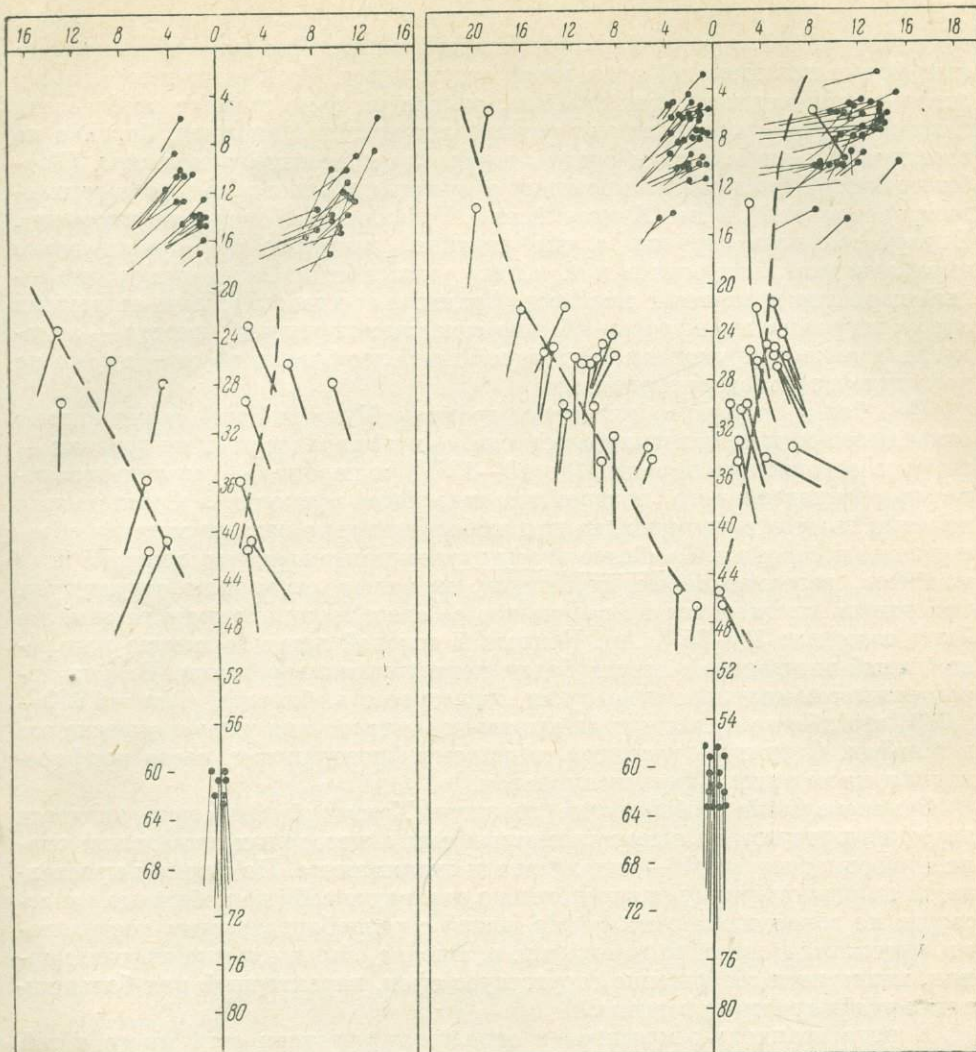
Возраст Хунгарийской серии в целом определяется следующими отношениями. На левобережье р. Хунгари и в верхнем течении р. Хор все интрузии серии (как гипербазиты и габброиды, так и граниты) внедрены в заведомо валанжинские отложения. В то же время характерные для данной серии граниты широко представлены в гальке верхнемеловых конгломератов, развитых на обрамлении Северо-Сихотэ-Алинской зоны. Эти конгломераты в ряде случаев датированы относительно точно как сеноман-туровские. Прямых данных о соотношениях между рассматриваемыми интрузиями и отложениями барремальба пока нет. Однако важно иметь в виду, что последние обнаруживаются только в тех же зонах, что и верхнемеловые морские отложения, причем дислоцированы с ними в одном плане. Если ранее предполагалось крупное угловое несогласие между нижне- и верхнемеловыми отложениями, то в последнее время, по А. И. Савченко и Е. Б. Бельтенева, наличие такого для ряда мест оспаривается. Напротив, появляется все больше фактов, свидетельствующих о проявлении в Северном Сихотэ-Алине крупнейшей складчатости не на рубеже нижнего и верхнего мела, как считали ранее, а в середине нижнего мела, примерно в готериве. Именно с нижнемеловыми тектоническими движениями связана серьезная перестройка более ранних геосинклинальных структур: приращение к раннемезозойским поднятиям (Главный антиклинарий, Куканская зона) новых крупных областей устойчивой суши (Северо-Сихотэ-Алинская и Горинская зона). С этими же движениями, судя по всему, нужно связывать активизацию магмоконтролирующих разломов в зонах поднятий и внедрение интрузий Хунгарийской серии.

Возраст последней, таким образом, оказывается ограниченным узким интервалом времени между валанжином и барремом (готерив). Значения абсолютного возраста гранитов данной серии обычно не выходят за пределы 120—130 млн. лет.

В баррем-альбских конгломератах галька хунгарийских гранитов отсутствует, что объясняется, скорее всего, малой эродированностью гранитных плутонов в соответствующее время. Но зато в них в изобилии представлена галька основных и кислых эффузивов, таких же, какие вместе с гранитами входят в состав верхнемеловых конгломератов. Этот факт позволяет говорить о развитии в пределах Северо-Сихотэ-Алинской зоны заведомо послеваланжинских, но добарремских эффузивных толщ, ныне почти уничтоженных эрозией, весьма близких по возрасту к интрузиям Хунгарийской серии.

Как видно из таблицы, формирование Хунгарийской серии приходится скорее на средние, но никак не на ранние этапы развития Сихотэ-Алинской геосинклинали. В этом смысле положение гипербазитов, если иметь в виду традиционные взгляды на время и место их образования, выглядит экзотическим.

<sup>1</sup> Расположение упомянутых здесь и ниже интрузивных массивов Хунгарийской серии показано на рисунке в ранее опубликованной работе (Изох, 1961).



Фиг. 1. Петрохимическая диаграмма гипербазит-габбро-гранитных интрузивных серий Северного Сихотэ-Алиня (слева) и Северного Вьетнама

Гипербазиты Хунгарийской серии образуют весьма небольшие тела, чаще всего удлиненные вдоль интрузивных цепочек. В их составе преобладают гарцбургиты, более редки верлиты и дуниты, сильно или полностью серпентинизированные. Габброиды той же серии также образуют вытянутые, но более крупные тела. Породы варьируют по структуре и зернистости, а также по содержанию пироксена, что является признаком заметной дифференциации основной магмы (фиг. 1). Габбро состоит из сильно сосюритизированного лабрадора или битовнита, диаллага, обычно в той или иной мере замещенного уралитом, и примеси ильменита.

Гранитные массивы Хунгарийской серии достигают 1000 км<sup>2</sup> и более, но распространены и мелкие тела, жилы и дайки, по составу тождественные крупным массивам. Соотношение площадей гипербазитов, габбро и гранитов приблизительно 1 : 10 : 200. Массивы гранитов бывают простые или многофазные, по отношению к вмещающим структурам они ведут себя несколько по-разному. В зоне структурного шва они резко дискордантны,

тогда как в диагональных оперяющих цепочках в целом согласны с простираемостью складчатых структур. При этом отдельные контакты обычно секущие, резкие, с фациями закалки или без них. Краевые ассимиляционные фации повышенной основности отсутствуют. Состав гранитов любого отдельно взятого тела, как правило, однороден и не зависит от близости к вмещающим породам или от состава последних. Например, близкие по составу граниты известны среди песчаников и сланцев валанжина (Горбилинский, Дюкалинский массивы) и среди основных эффузивов верхне-триаса-нижней юры (Хунгарийский, Гобиллинский и другие массивы). Внутри массивов нередко следы течения, заметные по ориентировке вкрапленников, ксенолитов и т. п., что указывает на явно интродуцированный характер гранитных массивов. Граниты всегда окружены широкими ореолами роговиков, которые обычно содержат кордиерит, иногда — андалузит, причем в приконтактных зонах наиболее близки по составу (но не по структуре) к самим гранитам.

По облику и другим признакам граниты Хунгарийской серии сильно отличаются от других гранитов региона. Самый характерный их признак — высокое содержание биотита (до 10—12%) и нередко — развитие равномерно распределенного позднемагматического мусковита. Соотношения полевых шпатов варьируют, но для любого отдельно взятого массива сравнительно постоянны. Наиболее часты двуслюдяные граниты, однако в ряде массивов, вероятно менее глубинных, мусковит редок или отсутствует. Основность плагиоклаза по сравнению со средним типом гранита заметно более высокая: 30—35% *Ап*. Кальцевый полевой шпат (ортоклаз или решетчатый микроклин) всегда беден пертитовыми вростками. Весьма характерны относительно невысокая железистость биотита ( $Nm = 1,640 - 1,660$ ) и особенно яркая чистая красно-коричневая или рыжая окраска его в шлифах. Структура гранитов гипидноморфнозернистая, часто порфиоровидная, но не крупно-вкрапленниковая.

Замечательной особенностью гранитов Хунгарийской серии является редкое присутствие высокоглиноземистых акцессорных минералов: граната, кордиерита, реже — андалузита и силлиманита. По формам кристаллов и по равномерному распределению они ведут себя как обычные акцессории, не обнаруживая, например, связи с резорбированными ксенолитами, эндоконтактными фациями и т. п. Вполне обычны также апатит, циркон, магнетит и совершенно отсутствует сфен, характерный для большинства других гранитов региона.

В ряде гранитных массивов в отдельных участках есть много в той или иной степени переработанных ксенолитов осадочных или вынесенных из глубины метаморфических пород (например, в Агусинском массиве). И все же необходимо еще раз подчеркнуть, что состав гранитов не зависит от степени насыщенности пород ксенолитами и от тому подобных свидетельств контаминации. Поэтому можно утверждать, что все главные черты состава рассматриваемых гранитов связаны с какими-то общими для всей данной формации условиями магмообразования в глубинном очаге и весьма мало зависят от условий становления интрузивов в верхних структурных ярусах. Сказанное хорошо подтверждается также и тем, что более молодые граниты региона, которые находятся в той же геологической обстановке и нередко в меньшей мере насыщены ксенолитами, нигде не обнаруживают тех признаков, которые служат диагностическими для хунгарийских гранитов.

По химизму рассматриваемые граниты, как и следовало ожидать, отличаются весьма сильной пересыщенностью глиноземом, а также заметно более высоким по сравнению со средним типом содержанием титана, железа, магния и кальция. Калий в них всегда заметно преобладает над натрием (фиг. 1). Граниты Хунгарийской серии практически безрудны.

## ИНТРУЗИВНАЯ СЕРИЯ БАН-САНГ — ПИА-БИОК В СЕВЕРНОМ ВЬЕТНАМЕ

Северный Вьетнам представляет собой палеозойско-триасовую геосинклинальную область, которая была превращена в область завершенной складчатости в конце триаса. Значительно позднее, в конце мела и палеогене, она испытала сильнейшую активизацию, сопровождавшуюся интенсивным магматизмом. Главные этапы геологической истории данного региона, согласно А. Е. Довжикову, А. И. Жамойда и другим исследователям показаны в табл. 1.

Серия Бан-Санг — Пиа-Биок почти во всем, за исключением возраста, аналогична Хунгарийской. Она также включает в себя интрузии ультраосновных, основных и кислых пород, не связанных друг с другом переходными или промежуточными разновидностями, но обычно теснейшим образом сопряженных пространственно, особенно вдоль крупных глубинных разломов. Так, например, к тектонической границе между триасовым прогибом Сонг-Хием и зоной Сонг-Ло (рис. 2) приурочены гранитные массивы Пиа-Биок, Линь-Дам, Чо-Чу, габбровые — Нуй-Чуа, Кхао-Кье, Нуй-Там-Тао и др., а также ряд мелких тел серпентинитов. Вдоль крупнейшего разлома на севере Трунг-Бо, известного под названием «шрам», или «рубец Тхань-Хоа», расположены гранитные массивы Ланг-Ты, Ланг-Бонг, габбровые — Три-Нанг и Као-Три, крупный серпентинитовый массив Нуй-Нья и ряд мелких интрузивов. В зоне глубинного разлома, служащего границей триасового прогиба р. Черной, также имеются тесно оближенные тела серпентинитов, габбро, гранитов (район Та-Кхоа). Вместе с тем многие гранитные массивы, в том числе наиболее крупные, размещены в удалении от структурных швов — в осевых частях геосинклинальных прогибов (Пу-Си-Лунг, Мыонг-Сен, Труонг-Сон и др.). В районах Та-Кхоа и Ланг-Ты наблюдалось непосредственное прорывание серпентинитов гранитами. В очень многих массивах (Пиа-Биок, Линь-Дам, Кхао-Кье, Та-Кхоа, Нуй-Онг, Мыонг-Сен и др.) граниты тесно спаяны с габбро, которые образуют отдельные интрузивные тела, и имеют с ними ясные интрузивные соотношения.

Возраст всей серии в целом определяется в очень узком интервале примерно между серединой карнийского — второй половиной норийского веков. Это доказывается тем, что интрузии разного состава прорывают одни и те же по возрасту отложения донорийского триаса, во многих местах содержащие обильную фауну. Таковы массивы серпентинитов Бан-Санг и Нуй-Нья, габброидов Нуй-Чуа, Три-Нанг, Кхао-Кье, гранитов — Пиа-Биок, Линь-Дам, Чо-Чу, Та-Кхоа, Ким-Бой, Ланг-Бонг и др. В то же время установлено трансгрессивное налегание на характерные для данной серии граниты заведомо норийских (район Дьен-Бьен-Фу) и нижнеюрских отложений (район Чо-Чу), а также различных красцветов, большей частью, видимо, юрских (Пу-Си-Лунг, Та-Кхоа, Нуй-Онг и др.).

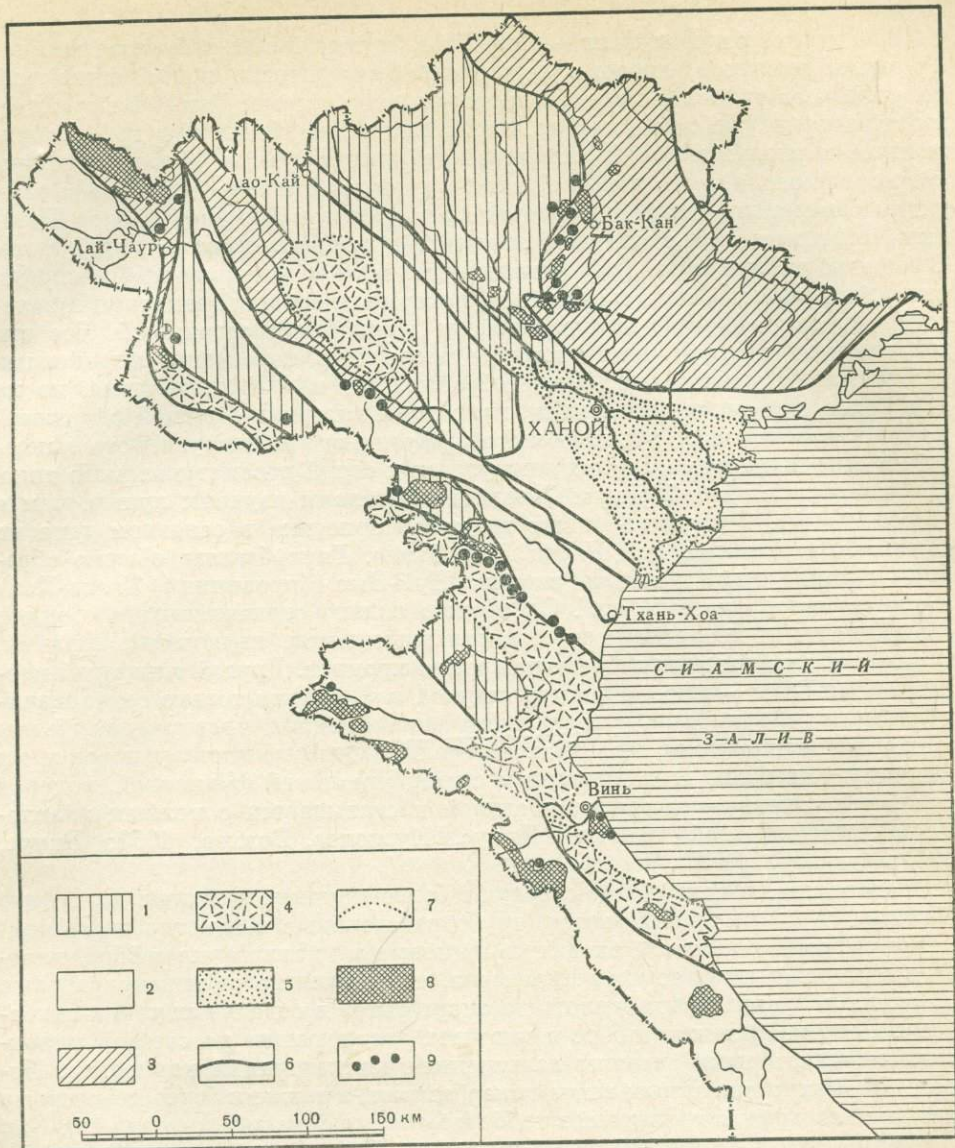
Абсолютный возраст гранитов, как правило, не выходит за пределы 200—240 млн. лет, причем следует иметь в виду, что эти значения возраста получены для заведомо послекарнийских гранитов (Ким-Бой, Та-Кхоа и др.). На основании этих и других данных Н. И. Полевая пришла к выводу о необходимости пересмотра общей шкалы абсолютной геохронологии в ее триасовой части. Этому вопросу посвящена специальная работа.

Геологические данные согласно говорят о том, что серия Бан-Санг — Пиа-Биок по времени приурочена к моменту резкой структурной перестройки в связи с предверхненорийской складчатостью. С этим моментом связано замыкание триасовых прогибов и прекращение геосинклинального режима на всей территории. Верхненорийские отложения представлены здесь угленосными прибрежно-морскими и континентальными фациями.

Главнейшие периоды и этапы геологической истории Северного Сихотэ-Алиня и Северного Вьетнама

Таблица 1

Этап развития	Период	Северный Сихотэ-Алинь и прилегающие районы Нижнего Приамурья	Этап развития	Период	Северный Вьетнам	
Pg <sub>3</sub> —N—Q		Излияние базальтов. Рыхлые отложения в межгорных впадинах	N—Q		Излияние базальтов. Рыхлые отложения в межгорных впадинах	
Cr <sub>2</sub> Sn—Pg <sub>3</sub>	Послегеосинклинальный	Наземный вулканизм. Формирование непрерывных серий интрузий: Прибрежной, Верхне-Удоминской, Мяо-Чанской (Бачелазской), Нижне-Амурской	Cr <sub>2</sub> —Pg	Послегеосинклинальной активации	Образование зон смятия, вулканизм, интрузивные серии и комплексы: Фан-Си-Пап, Пиа-Оак	
Cr <sub>2</sub> Sn		Завершающая складчатость				
<sup>br-a1</sup> Cr <sub>1</sub> — <sup>Sn</sup> Cr <sub>2</sub>	Дифференцированной геосинклинальной области	Морские флишеидные толщи, места с примесью вулканогенного материала	J—Cr	Послегеосинклинальный	Осадконакопление в межгорных впадинах и наложенных прогибах. Наземный вулканизм. Интрузивно-эффузивный комплекс Као-Банг	
Cr <sub>1</sub> <sup>n</sup>		Сильная складчатость. Формирование Хунгарийской интрузивной серии				
J <sub>3</sub> —Cr <sub>1</sub> <sup>v</sup>		Морские флишеидные толщи	T <sub>3</sub> <sup>n</sup> —J <sub>1</sub>			Морские лагунные и наземные угленосные толщи
T <sub>3</sub> —J <sub>2</sub>		Терригенные и вулканогенно-кремнистые толщи со спилитами и диабазами	T <sub>3</sub> <sup>k</sup> —T <sub>3</sub> <sup>h</sup>			Завершающая складчатость. Интрузивная серия Бан-Санг — Пиа-Биок
T <sub>1-2</sub>		Складчатость и поднятия (без интрузий)	T <sub>1</sub> —T <sub>3</sub> <sup>k</sup>	Сильно дифференцированной геосинклинали	Морские вулканогенно-осадочные толщи с известняками	
D(c)—p	Слабодифференцированного геосинклинального прогиба	Морские терригенные и вулканогенно-кремнистые толщи со спилитами и диабазами	T <sub>1</sub>	Складчатость. Интрузивная Серия Дьен-Бьен-Фу		
Sm—D	Длительная тектоническая пауза		Sm—P	Слабо дифференцированной геосинклинали	Морские терригенные, карбонатные, редко — вулканогенно-осадочные толщи	
					Перерыв, складчатость, региональный метаморфизм, интрузии	
Докембрий		Фундамент геосинклинали: граниты, гнейсы, метаморфические сланцы, мраморы, амфиболиты	T—Sm		Фундамент геосинклинали: гнейсы, метаморфические сланцы, мраморы, амфиболиты	



Фиг. 2. Схема размещения интрузий серии Бан-Санг — Пиа-Биок в Северном Вьетнаме. Условные обозначения:

1 — зоны поднятий, сложенные преимущественно допалеозойскими породами; 2 — зоны существенно палеозойских прогибов; 3 — зоны триасовых прогибов; 4 — зоны наложенных юрско-меловых прогибов; 5 — дельта р. Красной; 6 — тектонические границы между структурно-формационными зонами; 7 — стратиграфические границы наложенных структур; 8 — массивы гранитов серии Бан-Санг — Пиа-Биок; 9 — места расположения габброидов и гипербазитов той же серии

Эти отложения всегда дислоцированы несравненно слабее более древних толщ и лежат на них с резко выраженным угловым несогласием. Следовательно, формирование серии Бан-Санг — Пиа-Биок относится к самому концу геосинклинального периода геологической истории, т. е. она занимает еще более позднее положение по сравнению с Хунгарийской<sup>2</sup>.

<sup>2</sup> Французские геологи (Jacob, 1921, Burret, 1924, Fromaget, 1937, 1952, и др.) связывают внедрение серпентинитов и габбро с неотриасовыми тектоническими движениями.

Граниты серии Бан-Санг — Пиа-Биок в некоторых районах граничат с полями риолитов, которые лежат стратиграфически выше отложений доюрского триаса и нередко прорваны или метаморфизованы гранитами этой серии (районы Там-Дао, Рон, Мьонг-Сен, Ким-Бой и др.). Сопряженные с риолитами субвулканические гранофиры и гранит-порфиры петрографически чрезвычайно близки к упомянутым гранитам. Более того, рядом с массивом кордиеритсодержащих гранитов Ким-Бой геолог Грандык-Зианг нашел выходы лав риолитов с вкрапленниками кордиерита. В этом же районе кислые эффузивы подстилаются покровом габбро-порфиров, порфиров, мандельштейнов, которые прорваны гранитами и залегают стратиграфически выше заведомо карнийских отложений. Все эти эффузивные и интрузивные породы несогласно перекрыты норийскими и юрскими отложениями. Таким образом, как и в Сихотэ-Алине, но на еще более серьезных основаниях, мы можем говорить о тесной сопряженности как основного, так и кислого эффузивного и интрузивного магматизма в период формирования интрузивных серий рассматриваемого типа.

Гипербазиты и габброиды Северного Вьетнама изучены лучше, чем в Сихотэ-Алине. Следующая ниже их характеристика в основном дана по материалам исследований Нгуен Ван Тьена. Гипербазиты обычно образуют мелкие тела, и только массив Нуй-Нья (провинция Тхань-Хоа) имеет площадь около 50 км<sup>2</sup>. Он сложен сильно серпентинизированными гарцбургитами, которым резко подчинены дуниты, лерцолиты, верлиты. С ним связаны россышные месторождения хромита. Другой типичный массив — Бан-Санг — имеет площадь около 1 км<sup>2</sup>, сложен только серпентинизированными дунитами. Гипербазиты данной серии чрезвычайно бедны щелочами, глиноземом, известью и титаном. Судя по составу пород и их химизму, они более всего сравнимы с гарцбургитовой формацией, которая считается генетически самостоятельной и связывается с полным плавлением перидотитовой мантии (Пинус, Кузнецов, Волхов, 1958; Пинус, 1963; Кузнецов, 1962).

Габброиды той же серии образуют более крупные массивы площадью обычно 30—60 км<sup>2</sup>, почти всегда грубо расслоенные и заметно дифференцированные. В их состав входят оливиновые и диаллаговые габбро, иногда с примесью ромбического пироксена, варьирующие от меланократовых до очень лейкократовых (вплоть до анортозитов в отдельных узких полосках). Широко развиты габбро-пегматиты, достигающие по составу пироксенитов, с которыми связаны повышенные концентрации ильменита. Пород, близких к описанным выше гипербазидам, а также к более поздним по времени внедрения гранитам, в габбровом комплексе нет совершенно. Как видно на петрохимической диаграмме (см. фиг. 1), габброиды Северного Сихотэ-Алиня и Северного Вьетнама очень близки друг к другу по химизму, причем последние дифференцированы значительно сильнее.

Массивы гранитов рассматриваемой серии по площади достигают сотен и даже тысяч квадратных километров. Площади, занятые гипербазидами, габбро и гранитами, примерно относятся как 1 : 5 : 100. Большинство гранитных массивов многофазны. Обычная последовательность формирования пород, отвечающих разным фазам, следующая: биотитовые меланограниты, двуслюдяные граниты, лейкократовые граниты (редко), аплиты и пегматиты. В тех случаях, когда многофазный интрузив сложен только биотитовыми или только двуслюдяными гранитами, порядок внедрения интрузивных тел направлен от относительно меланократовых в сторону все более лейкократовых.

По отношению к простиранию вмещающих структур массивы гранитов в целом согласны и обычно вытянуты в направлении структурно-формационных зон. По отношению к мелким складчатым структурам они, напротив, чаще дискордантны, причем наиболее отчетливо это видно в зонах структурных швов.

По глубинности формирования плутонов намечается следующий ряд:

1) Подчеркнуто гипабиссальные (Ким-Бой, Нуй-Онг, Туан-Туонг) — пространственно сопряжены с риолитами. Граниты резко порфировидны, вплоть до гранит-порфиров, двуслюдяные разновидности редки или отсутствуют. В контактовых ореолах развиты мелкозернистые биотитовые роговики с кордиеритом.

2) Более глубинные интрузивы, не имеющие видимой связи с эффузивами (Пиа-Биок, Пу-Си-Лунг, Труонг-Сон и др.). В небольшом объеме развиты пегматиты. Характерные крупнозернистые роговики с кордиеритом, иногда с андалузитом. Помимо биотитовых гранитов, существенное значение имеют двуслюдяные граниты.

3) Относительно наиболее глубинные массивы (Мьонг-Лат, Та-Кхоа, Сам-Сон, Донг-Хой). Много пегматитов. В эндоконтактных зонах развиты двуслюдяные метаморфические сланцы с гранитом, андалузитом, фибролитом, постепенно переходящие к периферии контактовых ореолов в обычные роговики и затем в неизменные триасовые или палеозойские породы. Двуслюдяным гранитам принадлежит доминирующая роль.

Как и для Хунгарийской серии, по тем же причинам необходимо сделать вывод о том, что рассматриваемые гранитные массивы являются внедренными телами и что в их формировании процессам ассимиляции в верхних структурных ярусах принадлежала весьма скромная роль. Граниты обычно имеют четко выраженную гипидиоморфнозернистую структуру, равнозернистую или порфировидную, нередко — крупновкрапленниковую. Диагностические признаки гранитов следующие: яркий красно-коричневый или рыжий биотит, лишенный пертитовых вростков калиевый полевой шпат, обилие слюд, характерный набор аксессуаров: апатит, циркон, ильменит или магнетит, гранат, а нередко также кордиерит, андалузит, реже — силлиманит. Для двуслюдяных гранитов характерны сростки биотита с мусковитом без признаков замещения, а также развитие мусковита в интерстициях между полевыми шпатами и одновременно развитие его по полевым шпатам. Химизм гранитов (см. фиг. 1) характеризуется весьма сильной пересыщенностью глиноземом, нередко — слегка пониженным содержанием кремнезема (до 66—67%), а также преобладанием калия над натрием. Высоким потенциалом калия в гранитном расплаве, очевидно, обусловлена повышенная основность плагиоклаза в гранитах, который в ядрах кристаллов часто достигает основного андезина и даже лабрадора. Эта особенность присуща всем гранитам, без исключения, из массивов Туан-Туонг, Пиа-Биок, Пу-Си-Лунг и др., т. е. очень постоянна. Массивы гранитов повсеместно сопровождаются ореолами рассеяния ксенолита и монацита. Вероятно, с ними связано также оловянное оруденение небольших масштабов.

#### СРАВНЕНИЕ ХУНГАРИЙСКОЙ И БАН-САНГ — ПИА-БИОК ИНТРУЗИВНЫХ СЕРИЙ

Как видно из изложенного, сходство между обеими сериями чрезвычайно велико. Различия главным образом касаются лишь возраста.

1. Формирование обеих серий относится к кратковременным эпохам сильной складчатости, которая в Северном Сихотэ-Алине привела к прекращению геосинклинального режима только в отдельных зонах, а в Северном Вьетнаме — на всей территории. В данном случае проявлена та же самая закономерность, которая отмечена Ю. А. Кузнецовым (1960) на примере Алтае-Саянской складчатой области, а именно — стабилизация структуры в связи с интенсивным проявлением батолитового гранитного магматизма.

2. В обоих регионах самостоятельные гипербазитовые и габброидные формации относятся не к ранним, а к сравнительно поздним или самым поздним этапам геосинклинального периода геологической истории. Тем

самым находит себе подтверждение точка зрения тех исследователей, которые связывают гипербазитовые интрузии прежде всего с глубинными разломами, могущими достигать мантии (Шейнманн, 1964; Устиев, 1962; Кузнецов, 1962).

3. В обоих регионах возраст интрузивных серий укладывается в узкие интервалы: примерно готерив — в Северном Сихотэ-Алине, конец карния — начало нория — в Северном Вьетнаме. Эти небольшие отрезки геологического времени были исключительно богаты событиями: заложение (или возобновление) глубинных разломов, интенсивная складчатость, поднятие крупных областей, многократное внедрение интрузий, излияния эффузивов. Все эти события несут на себе ярко выраженный отпечаток быстротечности и внезапности, ибо ни в ближайшей предшествующей, ни в непосредственно последующей геологической истории ничего подобного мы не видим.

4. В обоих регионах в состав рассматриваемых серий входят однотипные магматические формации: гарцбургитовая, габброидная и формация высокоглиноземистых гранитов. Каждая из них является самостоятельной и не имеет промежуточных или иных звеньев с другими формациями. Иначе говоря, яркой чертой этих серий является их прерывистый характер. По терминологии, применяемой Ю. А. Кузнецовым, такого типа серии следует приравнивать к формационным рядам.

5. В обеих сериях интрузий гипербазиты являются самыми ранними и занимают наименьшие объемы. Граниты, напротив, всегда внедряются последними и занимают огромные площади. Данные факты, если к тому же учесть прерывистый характер серий, стоят непреодолимой преградой на пути тех петрогенетических гипотез, которые попытались бы объяснить происхождение этих серий путем дифференциации или же путем ассимиляционных превращений какой-либо одной магмы любого состава.

6. Для обоих регионов имеются серьезные основания говорить о широком развитии основных и кислых эффузивов, близких по возрасту к интрузивным породам основного и кислого составов. Эта черта магматизма представляет особый интерес в связи с тем, что мы имеем дело с гранитными плутонами батолитового типа (крупными по размерам, близкими по времени к складчатости), для которых связь с эффузивами, как правило, отрицается. Кроме того, полученные данные имеют значение еще и потому, что они служат свидетельством важнейшей роли собственно магматических явлений, в том числе перемещения крупных объемов кислой магмы. Явления типа гранитизации или магматического замещения, напротив, как вытекает из всей суммы геологических данных, в рассмотренных выше регионах не имеют существенного значения. Сказанное, однако, не относится к другим, более глубоко эродированным областям, о которых будет идти речь ниже.

В связи с изложенным необходимо заметить, что, говоря о магматическом генезисе гранитов и габброидов, мы не вправе делать в этом отношении какого-либо исключения и для гипербазитов. Последние, если рассматривать их только как геологические тела, ведут себя совершенно аналогично, например, габбровым плутонам.

### АССОЦИАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ, ГАББРО И ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГРАНИТОВ В ДРУГИХ РЕГИОНАХ

Поскольку интрузивные серии рассматриваемого типа, как таковые, никем не выделялись, то распознать их только по разрозненным литературным данным — нелегкая задача — здесь трудно избежать ошибок. Тем не менее для регионов, кратко рассмотренных ниже, наличие сходных или даже вполне аналогичных ассоциаций кажется в большей степени вероятным.

*Центральная Европа.* В Вогезах, Шварцвальде, Оденвальде, Тюрингии, Гарце среди варисских структур известны тесно сопряженные пространственно и очень близкие по возрасту (намюрские) серпентиниты, габбро и высокоглиноземистые граниты, в том числе двуслюдяные с кордиеритом, гранатом, андалузитом, силлиманитом (Бубнов, 1935; Müller, 1882; Philipp, 1910; Cohen, 1887; Erdmannsdörffer, 1924; Zarajan, 1959 и др.).

*Северо-Западная Европа.* В Бретани, на острове Джерсей и в южной Англии также широко распространены двуслюдяные граниты с кордиеритом, гранатом, андалузитом, часто содержащие ксенолиты более ранних основных пород (например, известные массивы Дартмур, Бодинмур, Сант-Аустелл и др.). В районе Дартмур недалеко от гранитов имеются лавы риолитов с вкрапленниками граната и кордиерита. Возраст гранитов, как и в Центральной Европе, варисский (Ghosh, 1927; Chatterjee, 1929; Brammal, Harwood, 1932; Бубнов, 1935, Jedwab, 1955, и др.). В тех же районах, как отмечает Г. Хесс (1937), есть серпентиниты.

*Аппалачи Северной Америки.* В штатах Нью-Хэмпшир, Вермонт, Массачусетс, Род-Айленд, Мэн широко распространены верхнедевонские гранитные батолиты, внедрение которых связано с завершающей складчатостью. Главный тип гранитов — биотитовые и двуслюдяные с гранатом, кордиеритом, силлиманитом. Среди гранитных массивов есть как несомненно внедренные тела, так и автохтонные, формирование которых тесно связано с глубоким метаморфизмом вмещающих нижнепалеозойских толщ (Emerson, 1917; Billings, 1941; Moor, 1949; Foulmer-Billings, 1949; Heald, 1950; Chapman, 1952; Barker, 1961, и др.). Для гранитов Нью-Хэмпшира Ф. Чейс (Chayes, 1952) выполнил обстоятельные статистические исследования количественно-минералогического состава, приведя на этом материале доказательства их магматического происхождения. Согласно Хессу (1957) и Ирдли (1954), в Аппалачах имеется серпентинитовый пояс ордовикского возраста. Однако есть указания, что гипербазиты местами прорывают также и девонские отложения (Ирдли, 1954). Поэтому не исключено, что и здесь можно рассчитывать на проявления интрузивной серии, аналогичной описанной выше.

Есть сведения о том, что высокоглиноземистые граниты, ассоциирующие с габброидами и гипербазитами, имеются в Кордильерах — в Айдахо и Южной Калифорнии (Anderson, 1952; Larsen, 1958; Webb, 1943). Однако здесь преобладают гипербазит-габбро-гранитные серии иного типа: непрерывные, без высокоглиноземистых гранитов, чаще всего с нормальными или даже калиевыми, но отнюдь не натровыми гранитами. Вполне возможно, что на примере Кордильер окажется необходимым выделить особый тип интрузивных серий (формационных рядов).

В СССР высокоглиноземистые граниты в тесной ассоциации с основными и ультраосновными породами известны в архее Украинского кристаллического массива, причем здесь они определенным образом связаны с чарнокитами (Половинкина, 1958; Вадимов, 1958; Ивантишин, 1958). Двуслюдяные граниты с гранатом и кордиеритом, обогащенные монацитом, по Ю. А. Кузнецову (1941), распространены в архее Южно-Енисейского края, причем здесь они также тесно ассоциируют с чарнокитовой формацией и содержат крупные ксенолиты основных пород (амфиболитов). Ю. А. Кузнецов объясняет происхождение этих гранитов путем палингенеза, или, скорее, магматического замещения. Двуслюдяные граниты, иногда с гранатом и силлиманитом, известны на Таймыре, причем и здесь они местами ассоциируют с основными породами (Даминова, 1961; Равич, 1958). Двуслюдяные граниты в некоторых местах пространственно сопряжены с гипербазитами и габброидами также в Главном Кавказском хребте (Демин, 1957; Афанасьев, 1955). И хотя здесь они считаются резко разновозрастными, было бы интересно проверить возможность наличия также интрузивной серии интересующего нас типа.

Изложенных выше данных, вероятно, более чем достаточно, чтобы постановку вопроса о закономерном, а не случайном сочетании гипербазитов и габброидов с высокоглиноземистыми гранитами считать достаточно правомочной. Поскольку высокоглиноземистые граниты представляют собой обязательный член рассматриваемых формационных рядов, следует остановиться на некоторых их особенностях отдельно.

Богатство описываемых гранитов слюдами и присутствие высокоглиноземистых акцессорных минералов прежде всего свидетельствуют о пересыщенности пород глиноземом и одновременно о недостатке в них щелочей по сравнению с тем количеством, которое необходимо для полевых шпатов. Именно эти признаки позволяют именовать граниты высокоглиноземистыми, что не следует путать, с так называемой пересыщенностью глиноземом, выявляемой методами пересчета химических анализов на нормативный состав. Последняя чаще всего обусловлена избыточным содержанием полевых шпатов в связи с их пелитизацией и другими изменениями.

В прямой связи с высокой глиноземистостью гранитов находится широкое развитие среди них двуслюдяных разновидностей (Shand, 1947). Мусковит в двуслюдяных гранитах, как отмечалось выше, выступает в качестве равноправного компонента с биотитом, причем он распределен по породе вполне равномерно. Этим он принципиально отличается от постмагматического мусковита грейзенов, который замещает биотит и полевые шпаты, проявляясь главным образом локально: в куполах или апикальных частях интрузивов.

По вопросу о возможности магматического генезиса мусковита мнения исследователей расходятся. Многие из них допускают такую возможность, но только при условии достаточно высокого давления (Shand, 1944; Chayes, 1950; Ингерсон, 1957; Тернер и Ферхуген, 1961, и др.). Особенно важны эксперименты Йодера и Эйгстера (Yoder, Eugster, 1955), согласно которым кристаллизация мусковита из гранитного расплава возможна лишь в относительно узком интервале температур ( $650-800^{\circ}$ ) и при давлениях, не ниже 1500 бар. Возражения против магматической природы мусковита, как указал автору В. С. Соболев, основаны главным образом на общеизвестном факте отсутствия мусковита в лавах в виде вкрапленников. Имеющиеся в нашем распоряжении геологические данные позволяют, как нам кажется, согласовать обе точки зрения. Следует иметь в виду, что мусковит, безусловно, относится к минералам поздней кристаллизации и даже в глубинных породах никогда не образует вкрапленников. Должно быть очевидно, что в глубинных условиях в момент кристаллизации мусковита гранитный расплав уже настолько сильно раскристаллизован, что способность его к перемещению и тем более к излиянию на поверхность почти утеряна. В гипабиссальных и приповерхностных интрузивах, как показывают наблюдения, мусковит вообще не кристаллизуется, что служит подтверждением большой роли давления для его образования. Поэтому вероятность обнаружения мусковита в лавах чрезвычайно мала, если не равна нулю.

По поводу богатых алюминием акцессорных минералов глубоко укоренилось мнение, что они обязательно являются показателем сильной контаминации магмы, которая тем самым априорно предполагается первоначально «чистой», или «нормальной». Обычно обсуждаются два варианта происхождения этих минералов: ксеногенный (когда они считаются реликтами резорбированных ксенолитов) и пирогенный (когда допускается их кристаллизация прямо из расплава, обогащенного глиноземом в результате той же контаминации). Относительно первого варианта нужно сказать, что сохранение граната, кордиерита, андалузита и других подобных минералов в расплаве после полной дезинтеграции ксенолитов возможно только при установлении равновесных отношений между ксенолитами и

расплавом, причем последний в этом случае должен быть пересыщен глиноземом. В противном случае все минералы ксенолитов будут растворены либо реакционно замещены минералами гранита. Следовательно, на деле подлежит обсуждению только второй вариант.

В рассматриваемых здесь гранитах высокоглиноземистые минералы, судя по структурным соотношениям, кристаллизовались раньше большинства других породообразующих минералов. Это подтверждается также многочисленными описанными в литературе находками кордиерита и граната в виде вкрапленников в лавах (Соболев, 1955; Leake, 1960, и др.). Есть высказывания об образовании пирогенным путем также андалузита и силлиманита, но только в глубинных породах (Вильямс и др., 1957; Brammal, Harwood, 1923, 1932; Ghosh, 1927; особенно — Hills, 1938).

Каковы причины обогащения гранитной магмы глиноземом и действительная роль ассимиляции в этом процессе? На этот вопрос следует искать ответ, только принимая во внимание геологические данные, и прежде всего следующие:

1. Состав гранитов, как отмечено выше, довольно устойчив и не зависит от характера вмещающих пород.

2. Любой отдельно взятый интрузив характеризуется своим устойчивым парагенезисом главных и акцессорных минералов (граниты с биотитом или же с биотитом и мусковитом; с гранатом или только с кордиеритом или же с одним андалузитом и т. п.), опять-таки вне связи с составом вмещающей среды.

3. Тот же состав, что и породы центральных частей массивов, имеют их краевые фации, дайки-апофизы, гранит-порфиры и даже излившиеся кварцевые порфиры.

4. Наконец, и это самое главное, высокая глиноземистость и определяемые ею особенности минерального состава и химизма являются диагностическим признаком только вполне конкретных гранитных интрузивных комплексов, имеющих в каждом регионе определенный возраст и входящих в состав гипербазит-габбро-гранитного формационного ряда, который образуется лишь при специфических условиях глубинного магмообразования. Поэтому рассматриваемые диагностические признаки гранитов никак нельзя связывать с неизбежно крайне разнообразными и изменчивыми условиями становления интрузивов в верхних структурных ярусах (т. е. с явлениями ассимиляционного типа).

Необходимо отвергнуть также предположение и о глубинной ассимиляции, так как высокоглиноземистые граниты, судя по регионально-петрографическим данным, являются продуктом кристаллизации в большой мере однородных расплавов. Применение понятия «ассимиляция» или тому подобной терминологии в данном случае становится не только излишним, но даже вредным, поскольку переводит мышление в область хотя и привычных, но совершенно недоказуемых предположений о наличии какой-то исходной, первичной или родоначальной *неконтаминированной* гранитной магмы и о существовании внутри Земли постоянно или периодически действующих источников именно такой магмы. По мнению автора, естественнее считать, что гранитные расплавы с самого своего рождения в толще сиэля обладали избыточным по сравнению со щелочами количеством глинозема. Только с этих позиций можно понять наблюдаемые явления.

К сказанному следует добавить, что гранат, андалузит, кордиерит и другие подобные минералы весьма часты в совершенно лейкократовых гранитах, пегматитах и аплитах, лишенных каких бы то ни было признаков контаминации. Такие факты уже давно служили предлогом для весьма скептического отношения к идее об обязательной ассимиляционной природе данных минералов (Reed, 1931; Macdonald, 1938; Hills, 1938; Хвостова и Федотьев, 1961, и др.). Для подобных случаев нехватка щелочей в

расплаве по сравнению с глиноземом объясняется либо десиликацией, либо другими причинами, но не контаминацией.

Как свидетельствуют многочисленные литературные данные и личный опыт автора, в интрузивных сериях с нормальной или повышенной щелочностью, когда необходимо считаться с вполне подвижным поведением щелочей, высокоглиноземистые минералы не образуются, как бы велика ни была насыщенность магмы ксенолитами и как бы ни были очевидны признаки приконтактовой ассимиляции. Это, в частности, вытекает из тщательно выполненных исследований В. В. Ляховича (1960), которого, кстати, никак нельзя упрекнуть в недооценке явлений ассимиляции. Вполне обычны также случаи, когда у самого контакта с гранитами нормальной или повышенной щелочности роговики с кордиеритом или андалузитом сменяются роговиками гранитного состава без этих минералов, что лишний раз свидетельствует о высокой подвижности щелочей и для ряда случаев о возможности перехода к явлениям типа магматического замещения.

Таким образом, важнейшим условием возникновения высокоглиноземистых гранитов можно считать не ассимиляционные явления, а недостаток щелочей при магмообразовании в глубинных магматических очагах. Говоря об этом, важно иметь в виду, что содержание избыточного (по сравнению с щелочами) глинозема, как вытекает из опытов Шерера и Боуэна (Schairer, Bowen, 1955), ограничено весьма малой растворимостью его в гранитном расплаве, даже значительно перегретом. Количество такого растворимого глинозема примерно соответствует тому количеству мусковита (5—6%) и высокоглиноземистых аксессуарев (0,5—1%), которое обычно для рассматриваемых пород. Это обстоятельство отмечено Йодером и Эйгстером (1955).

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТ-ГАББРО-ГРАНИТНЫХ ПРЕРЫВИСТЫХ СЕРИЙ ИНТРУЗИЙ

Как уже отмечалось (Изох, 1962), главнейшими факторами петрогенезиса, от которых зависит разнообразие магм и возникающих из них пород, можно считать: а) среду магмообразования, т. е. перидотитовый, базальтовый или гранитный слой; б) интрателлурический привнос вещества, прежде всего щелочей, сквозьмагматическими растворами в очаги рождения магм, чем и определяется, в первую очередь, комагматичность различных членов одних и тех же интрузивных серий; в) привнос тепловой энергии, необходимой для расплавления вещества тех или иных слоев. К ним следует добавить еще один весьма важный фактор скорости или быстроты процесса глубинного магмообразования, от чего во многом зависит тип интрузивной серии (прерывистый или непрерывный). Рассмотрим роль этих факторов в образовании интересующих нас серий интрузий.

1. Сам характер серий, которые начинаются с внедрения гипербазитов и заканчиваются гранитами, приводит к естественному выводу, что эти серии отражают собой закономерный процесс перемещения фронта магмообразования из перидотитовой мантии в базальтовый, а затем в гранитный слой земной коры. При таком подходе в стройную систему удается связать весьма многие черты всех трех магматических формаций, образующих данный формационный ряд.

Ультраосновные породы, наиболее близкие к гардбургитовой формации геосинклинальных областей, т. е. весьма бедные щелочами, глиноземом, известью, титаном, могут рассматриваться как продукт плавления «сухой» или «истощенной» вследствие ранее прошедшей дифференциации верхней мантии (Шейнманн, 1961; Пинус, 1963). Следующая по времени габброидная формация не зависит от предыдущей, обладает своим комплементарным дифференциационным рядом (см. фиг. 2) и должна считаться

продуктом плавления более высоко залегающего базальтового слоя. Таким образом, данные габброиды должны быть отнесены к коровым образованиям в отличие от некоторых базальтоидных формаций, для которых, по-видимому, нельзя исключить возможность происхождения из глубоких частей «недифференцированной мантии» (Шейнманн, 1961).

Формацию высокоглиноземистых гранитов следует рассматривать с тех же позиций, как результат палингенного плавления гранитного слоя, т. е. кристаллического фундамента геосинклиналей. На больших глубинах, как это видно на примере архея Украины и архея и протерозоя Енисейского кряжа или протерозоя Таймыра, каледонид Аппалачей, широко развиты явления ультраметаморфического гранитообразования и магматического замещения, причем важная роль принадлежит автохтонным гранитным телам. Поскольку на самых нижних горизонтах сиала, скорее всего, преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма и в особенности чарнокиты, для которых в целом характерны повышенная основность и одновременно повышенная глиноземистость, то эти особенности среды должны сказываться на характере зарождающихся здесь гранитных расплавов. На меньших уровнях глубинности, как показывают изложенные выше данные, уже явственно доминируют внедренные или собственно интрузивные высокоглиноземистые граниты. Последние, действительно, рядом признаков, указывающих на рождение магмы в среде несколько повышенной основности («ненормально» высокая основность плагиоклаза, повышенное содержание фемических компонентов и т. п.).

2. Поскольку в формировании рассматриваемых серий интрузий, как было показано выше, собственно магматические породы (внедренные гипербазиты, габброиды, граниты, основные и кислые эффузивы) играют главенствующую роль, нельзя обойтись без вывода о значительном притоке тепловой энергии в очаги магнезиального образования.

3. В то же время, исходя из состава гипербазитов, габброидов и гранитов, необходимо сделать вывод о весьма малой роли интрателлурического привноса щелочей во время магнезиального образования. Именно этот признак является единственным (отрицательного свойства) признаком комагматичности для всех трех формаций, объединенных в одном формационном ряду. Вместе с тем изложенные выводы свидетельствуют о том, что приток щелочей из глубин планеты и привнос тепла необязательно сопряжены между собой, как это могло бы показаться при изучении только интрузивных серий нормальной или повышенной щелочности.

4. Узкий интервал возраста, занятый рассматриваемыми сериями, свидетельствует о весьма интенсивном подъеме геозотерм, приводящем к рождению магм на глубине. Быстрота процесса, по-видимому, служит главной причиной прерывистого характера серий, поскольку при этом возможность перемешивания вещества смежных слоев коры или мантии ограничена. Второй причиной прерывистости может быть также недостаточность щелочного привноса.

Весьма характерное для рассматриваемых интрузивных серий отсутствие послегранитовых даек второго этапа (лампрофиров, диабазов и т. п.) так же может служить свидетельством быстрого прекращения магматических процессов на всю глубину магматических очагов в нисходящую стадию их развития.

Весьма заманчивой представляется идея о том, что быстрота развития магматических очагов и интенсивность интрателлурического щелочного привноса стоят друг с другом в закономерной связи. Имеется много свидетельств в пользу того, что для формирования серий щелочных пород требуются длительные промежутки времени и относительно спокойные тектонические условия. Примеры этого в основном относятся к платформам или областям завершённой складчатости, причем в этих условиях образование серий щелочных пород растягивается на целые геологические

периоды и более. Интрузивные серии нормальной или слегка повышенной щелочности (калиевые, натровые и т. п.) обычно укладываются в интервал времени, отвечающий отделу или более чем ярусу. Прерывистые гипербазит-габбро-гранитные серии в этом смысле представляют крайний случай малой роли щелочей и большой быстроты магматического процесса.

Итак, происхождение гипербазит-габбро-гранитных серий интрузий проще и логичнее, по мнению автора, представить как быстрое и кратковременное перемещение фронта глубинного магмаобразования из верхней мантии в базальтовый, а затем в гранитный слой земной коры при малом участии или даже отсутствии интрателлурического привноса щелочей сквозьмагматическими растворами. Подобные интрузивные серии служат хорошей иллюстрацией к гипотезе «вертикальной миграции фронта глубинного магмаобразования», как предложил именовать этот процесс Ю. А. Кузнецов. Вместе с тем, гипербазит-габбро-гранитные серии интрузий могут быть весьма серьезным геологическим свидетельством реальности перидотитового, базальтового и гранитного слоев, которые в последнее время стали рядом исследователей рассматриваться как не более чем условные понятия, удобные лишь для геофизики. При этом забывается, что выделение указанных слоев с самого начала основывалось главным образом на данных геологии и петрологии.

Наконец, следует подчеркнуть, что выявленные выше закономерные связи между описанными магматическими формациями и между последними и обстановкой их формирования — показатель огромных возможностей, заложенных в формационном анализе магматических образований. В полной мере значение этого метода исследований вскрывается только теперь.

Автор признателен Ю. А. Кузнецову и В. С. Соболеву, а также своим товарищам по работе И. М. Волохову, Г. В. Полякову и другим за ценные замечания, сделанные в процессе обсуждения данной темы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 4.
- Бубнов С. Геология Европы, т. II, ОНТИ, 1935.
- Вадимов Н. Т. Вулканизм и метаморфизм Украинского кристаллического массива. Древние и ультраосновные породы Побужья.— В кн. «Геология СССР», т. 5, ч. 1. Гостгеолгиздат, 1958.
- Вадимов Н. Т. Комплекс пироксено-плагноклазовых гнейсов и их мигматитов с породами чарнокитовой формации и аплито-пегматоидными гранитами.— В кн. «Геология СССР», т. 5, ч. 1.
- Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч. М. Петрография. ИЛ, 1957.
- Даминова А. М. Формация двуслюдяных гранитов Таймыра.— Сборник научных статей Красноярского ин-та цвет. мет., 1961, № 34.
- Демин А. М. Геологические соотношения интрузивных пород бассейна р. Хазны-Дон (Сев. Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 8.
- Ивантшин М. Н. Массивы Чудново-Бердичевских гранитов.— В кн. «Геология СССР», т. 5, ч. 1, Гостгеолгиздат, 1958.
- Изох Э. П. Послегранитовые дайки, их происхождение и отношение к постмагматическому оруденению.— Сов. геол., 1958, № 10.
- Изох Э. П. О роли разломов в пространственном размещении интрузий (на примере районов Дальнего Востока).— Сов. геол., 1961, № 4.
- Изох Э. П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочно-земельных серий интрузий (на примере районов Дальнего Востока).— Геология и геофиз., 1962, № 8.
- Изох Э. П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочно-земельных интрузий.— Тезисы докл. III Всес. петр. совещ.— Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 21, 1957.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. ИЛ, 1954.
- Ингерсон И. Геологическая термометрия.— В кн. «Земная кора». ИЛ, 1957.

- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн. «Академику Д. С. Белянкину». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа.— Матер. по геологии Зап. Сибири, № 15 (57), изд. Зап.-Сиб. геол. упр. Томск, 1941.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Ляхович В. В., Червинская А. Д. О влиянии ассимиляции на распространение акцессорных минералов в гранитоидах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Пинус Г. В. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
- Пинус Г. В. Кембрийская гипербазитовая формация юга Сибири.— Тезисы докл. на III Всес. петр. совещ. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Половинкина Ю. И. Магматизм Украинского кристаллического массива.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. II. Госгеолиздат, 1958, стр. 28—29.
- Равич М. Г. Магматизм Таймыра.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. II, стр. 67—69.
- Соболев В. С., Ситковская С. М., Эпштейн Р. Я. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области.— Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Устиев Е. К. Новые идеи в теории структурного развития земной коры.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 37 (2), 1962.
- Хвостова В. А., Федотьев К. М. Андалузит в пегматитах Восточных Саян.— Труды Минер. музея АН СССР, 1961, вып. 12.
- Хесс Г. Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов).— Труды XVII сессии Межд. геол. конгр., т. 2. М., 1937.
- Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпигрогенез.— В сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение ультрабазитов.— Сов. геол., 1961, № 8.
- Anderson A. L. Multiple emplacement of the Idaho batholith.— J. Geol., 1952, v. 60, p. 255—265.
- Barker F. Phase relation in cordierite-garnet-bearing Kingsman quartz montzonite and the enclosing schists, Lovewell Mountain Quadrangle, New Hampshire.— Amer. Mineralogist, 1961, v. 46, № 9—10.
- Billings M. P. Structure and metamorphism in the Mount Washington area, New Hampshire.— Bull. Geol. Soc. America, 1941, v. 58, p. 863—963.
- Brammal A., Harwood H. F. The Dartmoor granite: its mineralogy, structure and petrology.— Mineral. Mag., 1923, v. 20, p. 39—53.
- Brammal A., Harwood H. F. The Dartmoor granites.— Geol. Soc. London, Quart. J., 1932, v. 88, p. 171—237.
- Burret R. Contribution à l'étude des roches indochinoises eruptives.— Bull. Serv. géol. Indochine, XIII, f. 1, 1924.
- Chapman C. A. Structure and petrology of the Sunapee quadrangle, New Hampshire.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, v. 63, p. 381—425.
- Chatterjee M. The accessory mineral assemblage of the Bodmin Moor granite (Cornwall).— Proc. Geol. Assoc., XL, 147—152, 1929.
- Chayes F. On a distinction between late-magmatic and post-magmatic replacement reactions.— Amer. J. Sci., v. 248, 1950, № 4.
- Chayes F. The finer-grained calc-alkaline granites of New England.— J. Geol., 1952, 60, 207—254.
- Cohen E. Andalusitführende Granite.— Neues Jahrb. f. Mineral, Bt. 2, 178—180, 1887.
- Emerson B. K. Geology of Massachusetts and Rhode Island.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1917, 597.
- Erdmannsdörffer O. H. Über Gesteine des Bodeganges im Harz.— Z. Deutsch. Geol. Gessel., Monatsber., LXXVI, 114—126, 1924.
- Fouler-Billings K. Geology of the Monadnock region of New Hampshire.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, v. 60, p. 1249—1280.
- Fromaget J. Etudes géologiques sur le Nord-Ouest du Tonkin et le Nord du Haut-Laos. 1-re partie: Bull. Serv. géol. Indochine, v. 23, fasc. 1, Hanoi, 1937; 2 et 3 parties, ibid., v. 29, fasc. 6. Hanoi, 1952.
- Ghosh P. K. Petrology of the Bodmin Moor Granite (eastern part), Cornwall.— Mineral. Mag., XXI, 285—309, 1927.
- Heald M. T. Structure and petrology of the Lovewell Mountain quadrangle, New Hampshire.— Bull. Geol. Soc. Amer. 1950, v. 61, p. 43—89.
- Hills E. S. Andalusite and sillimanite in Uncontaminated Igneous Rocks.— Geol. Mag., 1938, № 889.

- Jacob C. Etudes géologiques dans le Nord-Annam et le Tonkin.—Bull. Serv. géol. Indochine, v. 10. Hanoi, 1921.
- Jedwab J. Caractérisation spectrochimique des grinites. 1. Granites à deux micas de Guénno et de Villeder (Morbihan-France).—Bull. Soc. Belg. géol., paléont. et hydrol., 1955, v. 64, N° 3, p. 526—534.
- Larsen E. S. J., Schmidt R. G. A reconnaissance of the Idaho batholith and comparison with the southern California batholith.—U. S. Geol. Bull., 1070-A, 1958.
- Leake B. E. Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites.—Amer. Miner., 1960, v. 45, N° 3—4.
- Macdonald G. A., Merriam R. Andalusite in pegmatite from Fresno County, California.—Amer. Miner., 1938, v. 23, N° 9.
- Moor G. E. Structure and metamorphism of the Keen—Brattleboro area, New-Hampshire-Vermont.—Bull., Geol. Soc. Amer. 1949. v. 60, p. 1613—1669.
- Müller F. E. Die Kontakterscheinungen an dem Granite des Hennbergs bei Weitisberga.—Neues Jahrb. Min., 1882, Bt. II, 205—248.
- Philipp H. Studien aus dem Gebiete der Granite und umgewandelten Gabbros des mittl. Wiesentales.—Mitt. bad. geol., 1910, L, VI.
- Read H. H. The geology of Central Southerland.—Mem. Geol. Surv. Scotland. Expl. Sheets 108a, 109, 1931.
- Schairer J. F., Bowen N. L. The system  $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2$ .—Amer. J. Sci., v. 253, p. 681—746, 1955.
- Shand S. J. The terminology of late-magmatic and post-magmatic processes.—J. Geol., 1944, v. 52.
- Shand S. J. Eruptive rocks. 3-th ed. London—N. Y., 1947.
- Simpson B. The petrology of the Esclade (Cumberland) granite.—Proc. Geol. Assoc., 1934, v. XLV, p. 17—34.
- Watson K. Mafic and ultramafic rocks of the Baie verte area, Newfoundlande.—J. Geol., 1943, v. 51, p. 116—130.
- Webb R. W. Two andalusite pegmatites from Riversite County, Calif.—Amer. Miner., 1943, v. 28.
- Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites.—Geochim. et cosmoch. acta, 1955, v. 8, p. 266—269.
- Zarayan S. Découverte d'un gisement de norite près de Château—Lambert (Vosges méridionales).—Compt. rend. Soc. géol. France, 1959, N° 3.

Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко  
(ЦНИГРИ, ВЗПИ)

## ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИИ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ ГЛЫБОВЫХ ЗОН

Наряду с платформами и геосинклинальными областями к основным типам структур материковой части земной коры следует относить также глыбовые зоны, впервые четко выделенные Г. Ф. Мирчинком (1940).

Глыбовые зоны не могут рассматриваться как структуры, переходные от геосинклиналей к платформам, хотя во многих случаях они располагаются на периферии геосинклинальных систем, перерабатывая прилегающие участки, консолидированные в результате более древних движений. Глыбовые зоны обладают ярко выраженными специфическими особенностями: от платформ их отличает прежде всего большая общая тектоническая подвижность и большой градиент тектонических движений, весьма активная вулканическая деятельность с образованием сложных интрузивно-эффузивных комплексов; от геосинклинальных структур глыбовые зоны отличаются наличием четко выраженных двух (а иногда и более) ярусов, что как бы сближает их с платформами, а также резко отличным характером форм дислокаций. При анализе особенностей глыбовых зон выявляется, что в их развитии не может быть выделен этап преобладающего погружения, а затем поднятия, как это характерно для геосинклиналей. Формирование глыбовых зон происходит в условиях общего поднятия и растрескивания. Кроме того, здесь образуются чрезвычайно контрастные локальные поднятия и впадины.

Таким образом, глыбовые зоны являются тектонически активными элементами земной коры и представляют собой определенный тип подвижных зон и поясов. Однако степень подвижности глыбовых зон может быть весьма различной и с этим обстоятельством, как это будет показано ниже, связаны решающие отличия в характере рудоносных интрузий, характерных для этих специфических областей.

Глыбовые зоны возникают при нарушении древних платформ, зон завершенной складчатости (молодых платформ) и срединных массивов системами крупных разрывных нарушений. Подобного характера территории описываются под названием «активизированные платформы», «зоны активизации», «области тектонической дифференциации», «эпигонали». Наиболее удачен, как нам представляется, термин «глыбовые зоны», предложенный ранее других Г. Ф. Мирчинком (1940) и отражающий основные особенности глыбовых зон. Для подобных зон прежде всего характерно наличие серии длительно развивающихся разрывных нарушений, разбивающих консолидированные структуры на ряд грабен-синклиналей и горст-антиклиналей. Грабен-синклинали занимают обычно лишь локальные, небольшие по площади участки, а области, в той или иной степени приподнятые,— весьма обширные территории. В грабен-синклиналях и грабенах обычно развиты континентальные обломочно-вулканогенные формации. Их мощность отражает общую амплитуду движений и в ряде случаев достигает 6—7 км и более. Эти мощности вполне соизмеримы с теми, которые характерны для геосинклинальных структур. Вулканогенные комплексы в большинстве случаев приурочены к краевым

частям грабен-синклиналей и иногда к грабенам в относительно поднятых участках. Интрузивные формации глыбовых зон близки по составу и, по-видимому, по времени образования, к вулканическим комплексам, развитым в их пределах. Во многих случаях выявляется перемежаемость во времени образования эффузивных и интрузивных пород в целом близкого состава. Некоторые интрузивные образования глыбовых зон сходны с определенными интрузивными формациями геосинклинальных зон (гранитная, гранитоидиоритовая). Однако более детальное их рассмотрение выявляет определенные отличия.

Формы дислокаций глыбовых зон, характерные для осадочно-вулкано-генных образований верхнего структурного яруса, весьма разнообразны. Общей их особенностью является лишь зависимость характера складчатых дислокаций от близости к разрывным нарушениям. Часто в непосредственной близости отложения с одной стороны обладают крутыми и даже вертикальными падениями, а с другой залегают спокойно, почти горизонтально. В грабен-синклиналиях при интенсивных дислокациях развиваются гребневидные складки, при менее интенсивных — сундучные, брахиформные и куполовидные. Многие глыбовые зоны в заключительные стадии своего формирования подвергаются резкому воздыманию и, следовательно, достаточно глубокому размыву. Благодаря этому в их пределах часто выявляются лишь серии интрузивных тел, приуроченных к разрывным нарушениям. Это иногда приводит к развитию неверных взглядов о наличии «платформенных» гранитоидных пород, приуроченных к разрывам и формировавшихся без покрывки осадочных или вулкано-генных пород. Важнейшими формациями интрузий глыбовых зон следует считать: а) гранитную; б) гранодиоритовую; в) гранитоидную щелочную; г) ультраосновных — щелочных пород.

Общей характерной особенностью всех этих формаций являются принадлежность интрузий к гипабиссальной или даже субвулканической группе фаций и часто четко проявляющаяся тесная связь с примерно синхронными вулканическими породами. Однако формирование таких интрузивов под броней вулкано-генных образований, часто еще неполностью остывших к периоду внедрения интрузий, приводит к тому, что во многих случаях интрузивные породы несут признаки образований мезабиссальной группы фаций, хотя их формирование происходило сравнительно недалеко от поверхности Земли.

Другая характерная особенность массивов интрузивных пород глыбовых зон заключается в их трещинном характере, приуроченности к различным по своему типу разрывам (сбросам, надвигам и т. д.) или ослабленным зонам. В отдельных случаях эти интрузивные образования можно рассматривать как корни эродированных вулканов центрального типа.

Третьей характерной особенностью рассматриваемых комплексов является их повышенная щелочность, которая выражается не только в широком развитии щелочных пород, но также в повышенном содержании щелочей в щелочно-земельных разностях и постепенных переходах их к субщелочным образованиям.

*Гранитная формация глыбовых зон* представлена лейкократовыми, часто аляскитовыми ультракислыми гранитами с несколько повышенным содержанием щелочей. В отличие от сходных гранитов геосинклинальных зон, которые относятся обычно к мезабиссальной фации глубинности, породы гранитной формации глыбовых зон застывали в условиях меньших глубин, что, в частности, приводит к отсутствию или малому развитию здесь редкометалльных (натролитиевых) пегматитов, столь характерных для кислых гранитов геосинклинальных зон (Калба, Восточное Забайкалье).

Гранитные массивы этой формации в глыбовых зонах часто приурочены к узким поясам и контролируются крутыми разломами или зале-

гают в виде плоских межформационных залежей, приуроченных к пологопадающим разрывам или поверхностям несогласия.

С этими гранитами тесно связаны оловорудные и олововольфрамовые месторождения касситерито-вольфрамито-кварцевой формации и в меньшей степени аналогичные месторождения молибдена и висмута. В удалении от гранитных интрузивов в таких областях иногда выявляются полиметаллические месторождения.

Весьма обширной, во многом уникальной зоной глыбовых дислокаций, в пределах которой широко развита гранитная формация, является Юго-Восточный Китай.

Здесь в верхнеюрское и нижнемеловое время проявились контрастные движения по разрывам, в связи с которыми сформировались впадины и поднятия. В грабенообразных впадинах формировались континентальные молассовые и угленосные отложения, суммарная мощность которых в ряде случаев превышала 6—7 км. С этими активными тектоническими движениями был связан сильный вулканизм, проявившийся в эффузивной и интрузивной форме. Наиболее характерными вулканическими породами здесь являлись кислые образования. Выявляется тесная связь в формировании гранитных массивов и излиянии кислых пород; «гранитным интрузиям соответствуют излияния риолитов» (Белоусов, 1956). Материалы, приведенные в коллективном труде («Основы тектоники Китая», 1962) выявляют сложное развитие магматических процессов, причем выделяются две основные фазы вулканической деятельности и внедрения мезозойских «яньшанских» гранитоидных пород. Первая фаза образования вулканических пород и внедрения раннеяньшанских гранитоидов соответствует верхнеюрской эпохе.

В составе верхнеюрских эффузивных образований широко развиты андезиты и трахиандезиты, среди гранитоидов, внедрившихся в конце верхней юры, кроме гранитов, пользуются сравнительно широким развитием диориты и гранодиориты и устанавливаются даже породы основного состава. По-видимому, к этой возрастной группе относятся гранитоидные породы, по преимуществу гранодиориты, с которыми связаны медные и железорудные месторождения в низовьях р. Янцзы.

Главная масса кислых и ультракислых гранитов, весьма широко развитых в Юго-Восточном Китае, вторглась после излияния нижнемеловых риолитов, также распространенных здесь на больших площадях. В пределах берегового пояса, приуроченного к древней массе Катазии (Хуан-Боцин, 1952) граниты этой возрастной группы занимают очень большие площади. Наиболее продуктивной в рудном отношении является область, занимающая южную часть провинций Цзянси и Хунани и северо-восточного Гуанси, где размеры выходов гранитных тел значительно меньше.

Граниты относятся к биотитовым разновидностям, часто обладают грубопорфировидным строением. По периферии массивов широко распространены пегматитовые дайки, однако промышленной рудной минерализации они не несут. «Эти граниты отличаются от обычных — ортоклаза в них сравнительно мало, а щелочность их, тем не менее, повышенная» («Основы тектоники Китая», 1962).

Указанные районы Юго-Восточного Китая отличаются необычайным богатством в рудном отношении. Наибольшее значение здесь имеют месторождения вольфрама, в несколько меньшей степени олова и подчиненное развитие характерно для месторождений молибдена и висмута. Месторождения относятся к кварцево-жильным формациям.

К западу и северо-западу от области широкого развития яньшанской гранитной формации и ассоциирующего с ней высокотемпературного оруденения располагаются районы, где «гранитные интрузии, хотя и встречаются довольно часто, однако не велики по своим размерам, изолированы друг от друга и несравненно менее обильны, чем в береговом поясе» (Хуан

Бо-цин, 1952). Эта промежуточная, или мезотермальная, подпровинция по классификации Хуан Бо-цин, характеризуется преобладающим развитием месторождений сурьмы, золота, меди и свинца, цинка и серебра, залегающих по преимуществу в осадочно-метаморфических породах. Изредка здесь встречаются высокотемпературные месторождения вольфрама и олова, характерные для более восточных районов, и низкотемпературные месторождения сурьмы. Наконец, еще западнее и северо-западнее, в пределах «внутренней тихоокеанской», или эпитепмальной подпровинции (Хуан Бо-цин, 1952), интрузивные породы почти полностью отсутствуют. Характерные для этого пояса месторождения ртути, сурьмы, а местами реальгара и аурипигмента, приурочены к зонам разрывов и залегают исключительно в осадочно-метаморфических породах.

Таким образом, в пределах Южного Китая выделяется ряд зон, в которых в соответствии с изменением геологического строения меняется металлогеническая характеристика. Подобное поясовое распределение рудных месторождений характерно, как известно, для ряда складчатых, геосинклинальных областей, и оригинальной особенностью Южного Китая является то обстоятельство, что здесь аналогичное явление наблюдается в пределах обширной зоны глыбовых движений.

Хуан Бо-цин (1952) объясняет указанные взаимоотношения с точки зрения зональной гипотезы. В. Эммонс, считая, что решающим фактором является степень удаленности месторождений различных типов (гипотермальных, мезотермальных, эпитепмальных) от рудоносных гранитных интрузий. По-видимому, факторы, определяющие указанную зональность, более сложны. Вероятней всего, в рудоносных зонах Южного Китая, отличающихся различной металлогенической характеристикой, с разной интенсивностью проявились глыбовые движения, и именно это определило различный характер эндогенных рудных процессов.

Вторым показательным примером распространения рудоносных гранитных интрузий глыбовых зон являются срединные массивы герцинид Европы. Они, как известно, приурочены к так называемой Молданубской зоне, выделенной еще Э. Зюссом. В пределах этой зоны выявляется ряд докембрийских глыб, интенсивно осложненных разрывными дислокациями, к которым приурочены крупные массы гранитоидных пород и часто ассоциирующихся с ними порфиров. Анализ строения этих докембрийских массивов, располагающихся внутри области герцинской складчатости, показывает, что зоны проникновения изверженных масс приурочены к крутым разрывам, располагающимся как вдоль вытянутости срединных массивов, так и в поперечном направлении. Локализирующие структуры в основном пологие, что обуславливает уплощенную форму интрузивных тел; такая форма интрузивов здесь впервые была установлена Г. Клоосом. Гранитные массивы приурочены в большинстве своем к границе огнейсованного основания срединных массивов и палеозойских структур (Центральное плато, Вогезы, Шварцвальд, Средне-Богемский массив) и поэтому обычно располагаются в краевой зоне выходов гнейсов. Иногда они приурочены к сдвигам и к крыльям поперечных вздутий, осложняющих срединные массивы. Выявляются также дугообразные надвиговые структуры. «...Этой картине подчиняются и мощные варисские плутонические массы, падающие внутрь и в точках изгиба своеобразно и вполне гармонично вздувающиеся» (Бубнов, 1935).

Среди пород, имеющих эффузивный облик, образующихся, по-видимому, раньше интрузивов и относящихся главным образом к субвулканическим образованиям, выявляются сиенитовые производные (например, в пределах Чешского массива). Среди интрузивов устанавливаются несколько более ранние основные граниты, диоритовые и сиенитовые разновидности. Основная масса гранитоидных пород относится к кислым членам, характеризующимся преобладанием калия. Возраст главной массы гра-

нитных интрузивов каменноугольный. Однако этим не заканчиваются сложные магматические процессы, характерные для срединных массивов герцинид Европы. В пределах Чешского массива в Рудных горах, где магматизм и процессы рудообразования интересующего нас этапа представлены наиболее интенсивно, позже основной массы гранитов, в связи с крупными разломами образовались мощные покровы и субвулканические тела так называемых теплицких порфиров. Эти порфиры в нижней перми были интродированы небольшими по размерам, но богатыми минерализаторами телами гранит-порфиров. Именно с ними связана подавляющая часть известных месторождений Рудных гор (Магакьян, 1959).

При рассмотрении связи различных типов месторождений с гранитными телами в пределах Рудных гор А. Г. Бетехтин (1955) подчеркнул, что связь оловянно-вольфрамовых месторождений с гранит-порфирами очевидна, связь же с ними полиметаллических весьма вероятна. Что касается известных урановых месторождений пятиэлементной формации, то вряд ли здесь можно говорить о прямых генетических взаимоотношениях. Эти последние месторождения образовались в связи с крупными нарушениями, пересекающими не только гранит-порфиры, но и дайки кварцевых порфиров и еще более поздних лампрофиров, которые, в свою очередь, пересекают гранитные тела. Таким образом, здесь необходимо предположить связь оруденения с более глубинным магматическим очагом, дифференциация которого на более ранних этапах его жизни обусловила формирование гранитных массивов.

В пределах Центрального плато Франции с герцинскими гранитами генетически увязываются небольшие олово-вольфрамовые и висмутовые месторождения, весьма незначительные пегматиты с минералами бериллия и лития, полиметаллические месторождения и достаточно крупные по размерам скопления арсенопирита. В последний период времени в этой же области открыты крупные месторождения урановых руд.

В пределах Испанской Мезеты, которая представляет собой срединный массив в герцинидах, отделенной от Молданубской зоны полосой альпид Пиренейского хребта, с герцинскими гранитами, приуроченными к разломам, ассоциируют также аналогичные месторождения. Здесь пользуются распространением достаточно крупные вольфрамовые и олово-вольфрамовые месторождения, обычно с примесью мышьяка и урана, а также полиметаллические месторождения значительных размеров.

*Гранодиоритовая формация глыбовых зон* представлена гранитоидными породами, состав которых колеблется от нормальных, умеренно-кислых, иногда субщелочных гранитов до кварцевых диоритов и диоритов. Подобные интрузии чаще всего имеют четко выраженный гипабиссальный характер; особенности интрузий часто свидетельствуют о широко проявленных процессах глубинного гибридизма; с такими интрузиями во многих случаях ассоциируется комплекс мелких интрузий, представленных мелкими штоками и дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. Указанные малые интрузивные тела в ряде случаев, возможно, составляют самостоятельную формацию.

Структурные условия возникновения и локализации интрузивных тел гранодиоритовой формации аналогичны тем, которые описаны выше для гранитной формации зон глыбовых дислокаций. В тесной парагенетической связи с комплексом пород гранодиоритовой формации находятся молибденово-вольфрамовые и молибденовые месторождения кварцево-серицитовой формации, золоторудные и полиметаллические рудопроявления.

Гранодиоритовая формация пользуется, вероятно, ограниченным распространением. В качестве примера протяженной глыбовой зоны, где формация подобного типа широко развита, следует назвать протяженную полосу, охватывающую Западное Забайкалье и северо-западную зону Центрального и Восточного Забайкалья.

Общая характеристика этой зоны дана в работе В. Н. Козеренко (1960); более подробно в связи с исследованиями А. Д. Щеглова (1963) охарактеризован ее юго-западный фланг.

Указанная зона имеет гетерогенное строение и сложную историю формирования: глыбовые движения и сопровождающие их магматические процессы осуществлялись здесь в пределах широкой и протяженной полосы в верхнем палеозое — раннем мезозое, а более поздние верхнемезозойские глыбовые дислокации локализовались в основном лишь в пределах относительно узкой северо-западной зоны Восточного Забайкалья и в южной части Центрального Забайкалья.

Формирование указанных разновозрастных зон глыбовых дислокаций находится в закономерной связи и по времени образования, и по месту расположения с развитием смежных геосинклинальных систем соответственного возраста.

Обширная зона мощных глыбовых движений верхнего палеозоя — раннего мезозоя окаймляет с северо-запада соответствующую по возрасту геосинклинальную систему, охватывающую Северо-Восточную Монголию, Центральное и Восточное Забайкалье. Менее интенсивные и более поздние по возрасту глыбовые дислокации, сопровождающиеся магматической деятельностью и рудообразованием, приурочены к северо-западной периферии Восточно-Забайкальской мезозойской остаточной (по В. Н. Козеренко) геосинклинали, а также к южной части Центрального Забайкалья — области «выклинивания» указанной своеобразной геосинклинальной структуры.

В пределах зоны глыбовых дислокаций более древнего возраста интрузивные образования прорывают пермские и нижнетриасовые эффузивы разнообразного состава, среди которых в обилии встречаются кислые и субщелочные разновидности. Интрузии также пестры по составу, однако среди них преобладают умеренно-кислые граниты и гранодиориты; в краевых частях этих интрузивных тел часты диориты и кварцевые диориты, с которыми связаны породы мондонитового и сиенитового типов.

В разных частях этой обширной зоны интрузивные образования более древнего этапа несколько отличаются по составу. В пределах Западного Забайкалья, по данным А. Д. Щеглова (1963), распространены гранит-порфиры и реже лейкократовые граниты, с которыми ассоциируются молибденово-вольфрамовые рудные образования (и в частности месторождение Джиды). Несколько более поздний интрузивный комплекс, развитый в пределах этого же региона, представлен пестрой гаммой пород, включающей субщелочные граниты и аляскиты и подчиненное количество щелочных и нефелиновых сиенитов. С ними ассоциируются мелкие молибденовые рудопроявления.

Возраст указанных интрузивных комплексов и связанных с ними рудных образований определяется тем, что они прорывают раннетриасовые свиты, а гальки этих пород уже обнаруживаются в депрессионных мезозойских отложениях, которые начали формироваться со средней юры.

В более восточных участках этой же зоны и, в частности, в рудоносном Олекма-Нерчуганском районе и прилегающих территориях также выявляются два главных интрузивных комплекса. Более ранними являются относительно крупные тела, состоящие главным образом из умеренно кислых гранитов и гранодиоритов (Амананский, Сырыгинский, Каравкинский, Орекитканский и другие массивы, достигающие площади до 700 км<sup>2</sup>). Более поздние образования представлены в основном субщелочными и щелочными гранитами.

Важно подчеркнуть, что, как и в других глыбовых зонах, указанные выше интрузивы перемежаются с эффузивными и субвулканическими образованиями. Так, крупные тела гранитов прорываются малыми интрузиями и связанными с ними экструзивами, среди которых наиболее рас-

пространены диоритовые порфиры, гранодиорит-порфиры, дациты, гранит-порфиры и фельзиты. Комплекс субщелочных пород также пересекается субвулканическими телами кислого состава, которые ассоциируются с эффузивными образованиями. Таким образом, прорывая эффузивные образования, указанные интрузивные комплексы, в свою очередь, просекаются субвулканическими телами и эффузивами.

Возраст указанных интрузивных образований, по-видимому, синхронен гранитоидам и субщелочным комплексам Джидинского района. Об этом свидетельствуют как соотношения интрузивов с депрессионными мезозойскими отложениями, формирующимися от средней юры до нижнего мела включительно, так и определения абсолютного возраста, которые дают те же цифры, что и для раннемезозойских интрузивов более южных районов Забайкалья. Однако имеются данные, указывающие на их более молодой возраст.

С интрузиями умеренно-кислых гранитов и гранодиоритов и с комплексом сопряженных с ними малых интрузий тесно ассоциируются молибденовые и золоторудные месторождения, наиболее характерные для этой зоны. Среди них встречаются крупные месторождения. Вероятно, с интрузивными образованиями этой же возрастной группы ассоциируются некоторые золото-полиметаллические месторождения, развитые в северо-западной зоне Восточного Забайкалья (Дарасунский рудный узел и др.). Возможно, что некоторые флюоритовые месторождения, которым обычно придается верхне-мезозойский возраст, также связаны с указанным этапом магматической деятельности. Об этом свидетельствуют взаимоотношения флюоритового оруденения с комплексом верхнемезозойских пород где выявляется перекрытие рудной зоны депрессионными мезозойскими отложениями.

Рассмотренные ниже формации — гранитоидная щелочная и формация ультраосновных — щелочных пород — изучены все же лучше по сравнению с описанными формациями. В связи с этим их характерные особенности изложены в более общем виде без рассмотрения конкретных примеров.

*Гранитоидная щелочная формация.* В составе этой формации главную роль играют щелочные гранитоиды, щелочные и нефелиновые сиениты, а также присутствующие в подчиненном количестве меланократовые и обогащенные нефелином разности сиенитов, иногда связанные постепенными переходами с нормальными нефелиновыми сиенитами. Глыбовые зоны, в пределах которых распространены породы гранитоидной щелочной формации, развиваются главным образом в периферических, реже центральных частях древних щитов.

Щелочные плутоны обычно располагаются группами и часто образуют крупные пояса, длиной до многих сотен и более километров. Эти пояса контролируются крупными протяженными разломами, возникшими в связи с формированием глыбовой зоны.

Большая часть массивов пород гранитоидной щелочной формации представлена штокообразными изометричной формы или несколько вытянутыми вдоль разломов телами с крутым падением контактов. Размеры тел обычно невелики и колеблются от нескольких до ста, реже более квадратных километров.

Как полагает Е. А. Нечаева (1961), щелочные магмы, образовавшие породы этой формации, вероятно, возникали из магмы гранитного состава в результате ее длительной дифференциации в поздние этапы развития магматических очагов в спокойной тектонической обстановке.

Формирование интрузий, как указывает Е. А. Нечаева (1961), происходило в гиабиссальной обстановке, причем в пределах гранитоидной щелочной формации она выделяет три субформации: 1) субформацию сложного состава, включающую щелочные и нефелиновые сиениты и

щелочные гранитоиды; 2) субформацию щелочных сиенитов, представляющую нефелиновыми и щелочными сиенитами, включая их меленократовые фации; 3) субформацию щелочных гранитов.

О. А. Воробьева (1960) среди щелочных образований, не обнаруживающих прямой связи с породами ультраосновного и основного состава, выделяет также три формации: 1) формацию нефелиновых сиенитов, 2) формацию щелочных и субщелочных сиенитов, 3) формацию щелочных и субщелочных гранитов.

Однако, как известно, щелочные породы не только встречаются в глыбовых зонах, но также иногда формируются в пределах геосинклинальных систем, часто в завершающие стадии развития последних.

Как подчеркивает О. А. Воробьева, среди формации нефелиновых сиенитов следует выделять два типа:

Первый — агапитовый, характеризующийся значительным преобладанием щелочей над глиноземом и натровым характером химизма, представлен нефелиновыми сиенитами с самым высоким средним содержанием нефелина. Именно этот тип щелочных пород и характерен для глыбовых зон, развивающихся по структурам древних платформ.

Ко второму типу — миаскитовому — относятся нефелиновые сиениты, у которых отношение суммы щелочей к алюминию обычно не превышает единицы и одновременно усиливается роль кальция и калия. О. А. Воробьев считает, что миаскитовый тип нефелиновых сиенитов характерен для складчатых систем. Формация щелочных и субщелочных сиенитов, по данным О. А. Воробьевой, имеет отчетливый кали-натровый характер и типична для геосинклинальных систем и, в частности, для каледонских складчатых структур Южной Сибири.

Что касается формации щелочных и субщелочных гранитов, то она, подобно формации нефелиновых сиенитов, встречается в пределах как глыбовых зон, так и геосинклинальных систем. Для платформ, на которые наложены глыбовые зоны, характерны собственно щелочные эгириин-арфведсонитовые или эгириин-рибекитовые граниты, с ясно выраженным агапитовым типом кристаллизации. От сходных пород, развивающихся в геосинклиналях, щелочные граниты глыбовых зон отличаются повышенным содержанием щелочей при преобладании калия. Возраст большей части массивов гранитоидной щелочной формации верхнепалеозойский и мезозойский.

С нефелиновыми сиенитами глыбовых зон связаны месторождения апатита, ниобия (альбититы с цирконом, пирохлором, ильменитом и др.), циркония и редких земель итровой группы (метасоматические альбититы с цирконом, фергусонитом, гадолинитом, монацитом, ильменитом, пирохлором, редкоземельными карбонатами и т. д.).

Со щелочными гранитами ассоциируют комплексные пирохлор-цирконные месторождения (метасоматические альбит-эгириин-гастингситовые породы с цирконом, пирохлором, эпинитом, апатитом и др.).

*Формация ультраосновных — щелочных пород.* Одной из характерных формаций глыбовых зон является формация ультраосновных — щелочных пород, представленных главным образом пироксенитами, ийолитами, мельтейгитами и щелочными и нефелиновыми сиенитами; подчиненную роль играют дуниты, меймечиты и щелочные гипербазиты.

Большая часть провинций ультраосновных — щелочных пород приурочена к глыбовым зонам, наложенным на древние платформы и реже на зоны завершённой складчатости; при этом простираение поясов пород этой формации практически не зависит от расположения более древних структур фундамента. С подобными глыбовыми зонами связаны ультраосновные и щелочные породы Рейнского грабена, грабена Осло в Европе, а также Енисейская и Северобайкальская провинции в Сибири, содержащие около половины известных в мире массивов. Возраст ультраосновных —

щелочных пород этого типа провинций большей частью мезозойский реже верхнепалеозойский (грабен Осло) или третичный (Рейнский грабен).

Глыбовые зоны, в границах которых располагаются описанные провинции, представлены структурами поднятий, осложненных серией сравнительно узких депрессий типа грабенов. Последние обычно выполнены толщами вулканогенноосадочных пород, мощность которых иногда достигает нескольких километров.

Такие зоны Ю. М. Шейнманн (1960, 1961) называет сквозьеструктурными разломами. К другой группе структур, локализирующих провинции ультраосновных — щелочных пород, он (1961) относит структуры, приуроченные к окраинным областям древних платформ. Интрузивные породы приурочены к тому краю платформы, с которым граничит складчатая область, приблизительно одновременная интрузия.

В качестве примеров провинций этого типа Ю. М. Шейнманн приводит Арканзасскую, провинции озера Ниписсинг и Монтаны в Северной Америке.

Вероятно, к этой же группе структур можно отнести и разломы, развивающиеся непосредственно вдоль границ древних платформ и областей завершённой складчатости. Примером провинций ультраосновных — щелочных пород, приуроченных к таким разломам, является Присаянская провинция.

Массивы, сложенные ультраосновными — щелочными породами, обычно имеют округлую или эллипсоидальную форму и незначительные размеры — до нескольких десятков или сотен квадратных километров. Они относятся к гипабиссальной или даже субвулканической фации глубинности и, возможно, представляют собой корни эродированных вулканов. Часто эти массивы тесно связаны с окружающими их полями лав и туфов того же состава. В зависимости от степени эрозионного среза меняются количественные соотношения между интрузивными и эффузивными фациями магматических пород (Шейнманн, 1961). В этом случае массивы ультраосновных — щелочных пород представлены либо интрузиями центрального типа, иногда с четкими концентрическими кольцами, сложенными породами различного состава или выполнениями жерловин, или же, наконец, лавовыми полями и лавово-туфовыми конусами. Везде имеют место дайки и иногда силлы.

Для интрузий центрального типа концентрическое строение обусловлено тем, что более древние (ультраосновные) породы располагаются в центральной части, а более молодые (главным образом существенно щелочного состава) слагают периферические части массивов. Однако нередки случаи и обратной зональности.

В идеальном случае, как отмечает Ю. Б. Лавренев и Е. М. Эпштейн (1962), массивы представляют собой трубообразные (округлые в плане) тела с крутопадающими контактами.

Самая внешняя концентрическая зона массива, расположенная в его экзоконтактовом ореоле, часто представлена метасоматически измененными вмещающими породами, известными под названием «фениты».

Ю. Б. Лавренев и Е. М. Эпштейн отмечают, что изометрическая форма и концентрическое строение массивов ультраосновных — щелочных пород характерны для интрузий, формировавшихся в сравнительно спокойной тектонической обстановке. В том же случае, если интрузия застывает в условиях тектонических движений, формирующиеся массивы приобретают вытянутую форму и часто обладают не концентрическим, а линейным строением. Подобный вид имеют и интрузии ультраосновных — щелочных пород, размещение которых контролируется краевыми швами, приуроченными к границе древней платформы, и зоны завершённой складчатости. Формирование массивов пород формации ультраосновных — щелочных пород связано с несколькими этапами магматической деятельности. В на-

чальный этап внедрения происходит формирование дунит-перидотитов, пироксенитов и часто несколько более поздних меймечитов (полустекловатая фация перидотитов). К более поздним образованиям относятся биотитовые перидотиты и щелочные гипербазиты. В завершающие этапы формирования массивов происходит внедрение и застывание пород ийолит-мельтейгитового ряда и щелочных и нефелиновых сиенитов (Ю. Б. Лавренев, Е. М. Эпштейн).

Большинство исследователей считает, что породы рассматриваемой формации представляют собой продукты дифференциации ультраосновной (перидотитовой) магмы в спокойной тектонической обстановке. Процессы контаминации играют малосущественную роль. Однако формирование пород заключительных стадий — ийолит-мельтейгитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, как полагают многие исследователи, осуществляется как путем кристаллизации магматического расплава, так и под влиянием постмагматических процессов перекристаллизации и замещения.

С формацией ультраосновных — щелочных пород связаны месторождения различных полезных ископаемых. Из них наибольшее практическое значение имеют следующие:

1. Месторождения флогопита и вермикулита, которые локализуются в телах автореакционных скарнов и сопутствующих им пород и тесно связаны с постмагматическими процессами, сопровождающими застывание ультраосновных — щелочных интрузивов (в качестве примера можно привести некоторые месторождения Сибири).

2. Месторождения ниобия, связанные с карбонатитами. Карбонатиты представляют собой метасоматические породы существенно карбонатного состава, развивающиеся по материнским породам чаще всего ультраосновного состава. Для карбонатитов типична редкометалльная минерализация, главным образом ниобиевая, реже редкоземельная. Наиболее часто в карбонатитах встречаются пирохлор и апатит, иногда в значительных количествах присутствуют баделейт, барит, монацит, стронцианит, сульфиды, торьанит, флюорит, бастнезит и т. д. Примеры месторождений карбонатитов многочисленны. Среди них можно отметить ряд месторождений в Южно-Африканской Республике, Северной Родезии, Ньясаленде, Кении, Танганьике, Уганде в Африке, месторождения Маунтин-Пас, Магнет-Ков, Айрон-Хилл и другие в США, а также месторождения Сибири.

Рассмотренными формациями, безусловно, не исчерпывается количество магматических формаций глыбовых зон. Весьма плохо изучены к настоящему времени эффузивные комплексы этих зон. Не вполне ясное положение среди формаций магматических пород занимают трапшвая и кимберлитовая формации, которые в настоящее время рассматриваются как образования платформенных плит. Однако не исключена возможность, что эти формации следует отнести к формациям глыбовых зон. На это может указывать молодой (большой частью мезозойский) возраст этих образований, а также их тесная связь с формацией ультраосновных — щелочных пород, характерной для глыбовых зон.

В результате попытки рассмотрения некоторых рудоносных магматических формаций глыбовых зон авторы приходят к следующим, пока еще предварительным выводам.

1. Магматические формации глыбовых зон характеризуются рядом специфических особенностей, среди которых, прежде всего, следует подчеркнуть то, что они относятся к сложным интрузивно-эффузивным комплексам и имеют отчетливо выраженный трещинный характер.

2. Магматические породы глыбовых зон часто близки по составу к аналогичным породам геосинклинальных систем, в обоих типах структур формируются граниты, гранодиориты и щелочные породы. Однако детальное сравнительное изучение данных пород обычно выявляет определенные отличия в их петрографическом составе и петрохимических особен-

ностях. Так, граниты и гранодиориты глыбовых зон обычно отличаются повышенной щелочностью, нефелиновые сиениты характеризуются по сравнению с аналогичными породами геосинклиналей преобладанием щелочей над глиноземом, господством среди щелочей натрия и высоким средним содержанием нефелина. Вероятно, при дальнейшем сравнительном изучении магматических пород глыбовых зон будут обнаружены и другие их отличия от аналогичных образований складчатых зон.

3. Одной из главных причин развития определенных магматических формаций в пределах тех или иных глыбовых зон, вероятно, является степень подвижности последних. Так, авторам представляется, что гранитоидные формации (гранитная и гранодиоритовая) распространены в глыбовых зонах, испытавших значительно более интенсивную тектоническую дифференциацию; наоборот, глыбовые зоны с широким распространением щелочных пород, как это подчеркнуто Ю. М. Шейнманном, подверглись сравнительно слабым тектоническим движениям.

4. Формирование интрузивных пород, слагающих гранитную и гранодиоритовую формации глыбовых зон, как это выясняется, пока еще, правда, из немногочисленных примеров, развивается от относительно основных пород к более кислым с частым развитием в заключительные стадии субщелочных и щелочных разностей.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белюсов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами.— Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Бубнов С. Геология Европы.— ОНТИ Наркомтяжпрома СССР, 1935.
- Воробьева О. А. Щелочные породы СССР.— Труды МГК. XXI сессия. Проблема 13. М., 1960.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Главнейшие формации рудоносных интрузий глыбовых зон.— III Всес. петрограф. сов. Тезисы докладов по проблеме «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». Изд-во Сибирского отделения АН СССР.
- Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья— Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
- Лавренев Ю. Б., Эпштейн Е. М. Геологическое строение массивов ультраосновных — щелочных пород и закономерности их формирования.— Геология месторождений редких элементов, вып. 17. М., 1962.
- Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Изд-во АН Армянской ССР. Ереван, 1959.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития Земного лика.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, 1940, № 3—4.
- Нечаева Е. А. Гранитоидная щелочная формация.— Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13. М., 1961.
- Основы тектоники Китая. Коллектив авторов. ИЛ, 1962.
- Хуан Бо-цин. Основные черты тектонического строения Китая, ИЛ, 1952.
- Шейнманн Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупными структурами материков.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.
- Шейнманн Ю. М. Формация ультраосновных — щелочных пород.— Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13. М., 1961.
- Щеглов А. Д. Особенности размещения мезозойских рудных месторождений в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья.— Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во АН СССР, 1963.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ТРАПЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Большие коллективы геологов, работающие последнее десятилетие по изучению трапов Сибирской платформы, получили много новых данных о составе и строении интрузий, о составе эффузивной толщи и туфов, о связи полезных ископаемых с определенными типами пород траповой формации и т. д. Однако много вопросов геологии и петрологии трапов остается еще неразрешенными — так, до сих пор не совсем ясны как верхние, так и нижние возрастные пределы образования трапов, нет еще единого мнения о возможности точной корреляции интрузивных и эффузивных фаций трапов, недостаточно изучена минералогия и геохимия трапов, а также ряд других вопросов.

Изучение траповой формации нами проводилось преимущественно для выявления связи тех или иных полезных ископаемых с определенными типами пород интрузивной фации трапов, которая оказалась, таким образом, лучше изученной. Интрузивной фации трапов и посвящен настоящий доклад.

Несмотря на кажущееся однообразие интрузивных трапов, они обладают все же значительным разнообразием состава отдельных типов пород (как показал еще В. С. Соболев, 1936). Наблюдается также разнообразие и в строении интрузий, что было показано на примере интрузии «Норильск 1» (В. С. Соболев, 1936; Б. Н. Рожков, 1933; Г. Г. Моор, 1939, и т. д.); позже это отмечено А. П. Лебедевым (1957) для некоторых интрузий бассейнов рек Подкаменной и Нижней Тунгусок и р. Вилюя.

Собранный нами фактический материал по характеристике интрузивных трапов из разных районов Сибирской платформы, а также анализ данных других исследователей привели нас к выводу о том, что разнообразие строения и состава интрузий объясняется наличием среди интрузивных трапов относительно немногочисленных разновозрастных генетических ассоциаций пород, которые объединяют интрузии по ряду признаков в отдельные группы или комплексы.

Отдельные комплексы (или группы интрузий) представляют собой генетические ассоциации пород, возникшие при кристаллизации, а в ряде случаев — при дифференциации определенных петрохимических типов магм. Выделенные нами 14 интрузивных комплексов (М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис, Л. Д. Полунина, 1960, 1962) образовались в течение нескольких интрузивных фаз. Пока можно выделить следующие интрузивные фазы: первая — пермская, проявившаяся только на северо-западе платформы, и затем четыре фазы, в основном, раннетриасовые (из них первая, проявившаяся на северо-западе, по-видимому, захватывает и позднюю пермь). Перечисленные фазы охватывают все этапы развития интрузивного трапового магматизма. Возможно, что в дальнейшем возраст этих фаз будет уточнен и, кроме того, могут быть выделены другие фазы как более ранние, так и более поздние. Последовательность этих фаз, отражающая общие закономерности платформенного трапового магматизма, для большинства районов устанавливается достаточно четко.

Одним из главных отличий интрузий, принадлежащих к различным фазам, является наличие или отсутствие в них признаков дифференциации (как глубинной, так и внутрикамерной).

К начальному этапу магматизма (I и II фазы) относятся интрузии, возникшие из дифференцированной на глубине магмы, отличавшейся повышенным содержанием летучих компонентов (особенно во второй фазе). В ряде случаев магма имела субщелочной характер. Интрузии эти развиты, как уже было отмечено, только на северо-западе платформ в ограниченных районах и имеют небольшие размеры.

В I интрузивной фазе выделяется пока достаточно достоверно только один комплекс субщелочных интрузий — ергалакский, который, по данным М. Н. Годлевского (1959), может быть отнесен к перми. Эндогенная минерализация с интрузиями ергалакского комплекса неизвестна.

Во II интрузивной фазе выделяются три комплекса: чалбышевский, в который входят слабо дифференцированные, преимущественно нормальные долериты, затем летнинский и тымерский, представленные субщелочными интрузиями.

В интрузиях II фазы слабо проявленная дифференциация ведет в основном к образованию шпиров щелочных пород.

Рудопроявления и месторождения меди, никеля, железа, сопровождающие интрузии второй фазы, связаны в основном с деятельностью гидротермальных растворов.

По времени проявления интрузии II фазы возникают в самом начале раннего триаса. Кое-где на северо-западе они могут быть отнесены к самому концу поздней перми.

К среднему этапу магматизма (III фаза) относится подавляющее большинство трапповых интрузий, сложенных преобладающим типом траппа. Такие интрузии образованы недифференцированной базальтовой магмой, бедной летучими компонентами. К этому же типу относится подавляющая масса лав центральной части плато Путорана.

Среди интрузий III фазы выделено четыре комплекса: катангский, ангарский, амовский и погинский. Дифференциация интрузий на месте застывания была незначительна и приводила к образованию, с одной стороны, несколько более железистых и щелочных пород, с другой — более магнезиальных. Интрузии имеют главным образом пластовую форму, с ними тесно связаны дайки и подводящие каналы. Процессы рудообразования в связи с этими интрузиями практически отсутствуют.

Объемы внедрившейся магмы были огромны. Среди перечисленных комплексов наибольшим распространением пользуется катангский, сложенный траппами преобладающего типа.

К позднему этапу магматизма (IV фаза) относятся интрузии, возникшие из дифференцированной на глубине магмы, отличавшейся повышенным содержанием летучих компонентов и в отдельных случаях магния, железа и щелочей. К этому этапу принадлежат обычно хорошо дифференцированные интрузии (внутрикамерная дифференциация), с которыми на Сибирской платформе связана большая часть рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых различного генезиса (медь, никель, титан, железо, по-видимому полиметаллы, исландский шпат, графит и т. д.).

Среди интрузий четвертой фазы выделено четыре комплекса: курейский, порильский, кузьмовский и тычанский. Породы, слагающие интрузии первых двух комплексов, характеризуются повышенным содержанием магния. Интрузии кузьмовского комплекса характеризуются повышенным содержанием железа, в интрузиях тычановского комплекса повышено содержание щелочей. Большинство интрузий этих комплексов имеют секущий характер. В зависимости от исходных составов магм дифференциация в интрузиях идет несколькими различными путями, металлогеническая специализация таких интрузий также различна.

К конечному этапу магматизма (V фаза) относятся интрузии, возникшие из недифференцированной или слабо дифференцированной на глубине магмы, бедной летучими компонентами. Это преимущественно секущие интрузии небольших размеров, реже маломощные пластовые тела. По составу и строению они несколько похожи на широко распространенные интрузии III фазы, в то же время отличаясь некоторым обогащением пород калием и титаном и несколько повышенной железистостью; дифференциация в интрузиях почти не проявлена, в связи с ними известны незначительные рудопроявления магнетита.

Интрузии трех последних фаз датируются как раннетриасовые, хотя в последнее время появляются материалы, дающие основания предполагать, что триасовый магматизм захватил и середину триаса. Внутри фаз подразделение по возрасту отдельных комплексов является условным и в отдельных районах может быть в дальнейшем уточнено.

Особенности химизма как рудоносных, так и нерудоносных трапшвых интрузивных комплексов приводят к выводу о наличии нескольких типов исходных базальтовых магм, явившихся родоначальными для всех описанных выше интрузивных комплексов: 1) нормальной базальтовой магмы среднего, наиболее распространенного состава (типа плато-базальта); 2) магмы, несколько обогащенной магнием; 3) магмы, несколько обогащенной железом; 4) магмы, несколько обогащенной щелочами.

Первым из выделенных типов магм образованы наиболее широко распространенные интрузивные комплексы: катангский, ангарский, амовский; вторым — курейский и норильский; третьим — кузьмовский и ногинский (?); четвертым — ергалакский, чалбышевский, летнинский и тымерский.

Рудопроявления и месторождения полезных ископаемых связаны с небольшим числом комплексов, приуроченных к тем фазам магматизма, для которых свойственно проявление дифференцированных интрузий. Одна из этих фаз, относящаяся к начальному этапу магматизма, проявилась на очень ограниченной площади на северо-западе платформы и пока не дала сколько-нибудь промышленно интересных месторождений. Другая фаза, относящаяся к позднему этапу магматизма, проявилась во многих участках платформы. Интрузии этой фазы приурочены к определенным тектоническим структурам второго порядка. С ее интрузиями связано появление крупных промышленных месторождений различного типа.

Таким образом, имеется всего шесть рудоносных интрузивных комплексов: летнинский, тымерский, норильский, курейский, кузьмовский и тыганский.

Все эти комплексы существенно отличаются по химическому и минеральному составам слагающих из средних типов пород по сравнению с трапшами преобладающего типа (катангский комплекс). Внутрикамерная дифференциация рудоносных комплексов обычно также более значительна, что, в первую очередь, связано с повышенным содержанием летучих в магме.

Летнинский комплекс застыл из слабо недосыщенной магмы, несколько обогащенной щелочами. Дифференциация внутри интрузий приводит к образованию щелочных натровых пегматитов, отличающихся высокой железистостью и слабой недосыщенностью. Средний тип деритов летнинского комплекса отличается относительно высоким содержанием Zr, Pb, пониженным содержанием Ba, Sr. В поздних дифференциатах накапливается Zr, убывает содержание Pb, Cu, Sc, Ni, Cr, Sn, V.

Тымерский комплекс сформирован слабо недосыщенной магмой с повышенной щелочностью. Средний состав пород отличается богатством полевошпатовой известью. Железистость цветных минералов здесь ниже, чем для любого другого комплекса, существенную роль в цветных минералах играет кальциевый компонент. Продукты дифференциации носят натро-

вый характер. Однако они насыщены кремнекислотой и имеют повышенное значение характеристик  $c'$  и  $m'$ .

Долериты тымерского комплекса отличаются весьма высоким содержанием Pb, Cu, Ga, повышенным содержанием Co, V.

Норильский комплекс образован недосыщенной, богатой магниезией магмой, так же, как и курейский комплекс. Кристаллизация магмы происходила при наиболее высокой температуре по сравнению с другими интрузивными комплексами, так как, кроме высокого содержания магниезии в породах, плагиоклазы во всех разновидностях здесь наиболее основные.

Средний тип трапшов норильского комплекса отличается повышенным содержанием Cu, Co, Ni, частично Cr и платиноидов. В процессе кристаллизации и дифференциации в расплаве убывает содержание Cu, Ni, Co, Cr, Pb, растет содержание Ga, V, Zr.

В составе курейского комплекса в отличие от норильского появляются относительно железистые породы, в то время как весьма богатые магниезией разновидности отсутствуют (?).

В долеритах курейского комплекса микроэлементы содержатся в таком же количестве, как и в среднем типе пород норильского комплекса. Отличительной особенностью является пониженное содержание Cu, Co, Ni. В породах комплекса содержится меньше серы, и связанное с этими интрузиями медно-никелевое оруденение имеет небольшие масштабы.

Кузьмовский комплекс образован насыщенной магмой, довольно близкой по составу к исходной магме катангского комплекса, но несколько обогащенной железом и щелочами. В результате дифференциации на месте возникают весьма железистые (ферро-габбро) и кислые (гранофиры) породы.

В среднем типе долеритов кузьмовского комплекса состав и содержание микроэлементов, по существу, такие же, как и в нормальных трапшах. В ходе кристаллизации в породах интрузий комплекса накапливаются Ba, Sr, V, Zr, Sc, убывает содержание Cu, Co, Ni, Cr, Sn, V.

Тычанский комплекс отличается слабой недосыщенностью кремнекислотой и богатством щелочами. Средний тип пород имеет лейкократовый характер. Дифференцированные породы обладают еще более высокой щелочностью и почти насыщены кремнекислотой. В долеритах тычанского комплекса повышено содержание Cu, частично Pb, Co, Ca.

Описанные рудоносные интрузивные комплексы обладают разными составом и содержанием микроэлементов в исходных магмах, а также характеризуются различным поведением микроэлементов в процессе дифференциации (табл. 1).

Как уже было указано, сульфидное медно-никелевое оруденение связано с интрузиями норильского и курейского комплексов (магматически-

Таблица 1  
Числовые характеристики средних химических составов некоторых интрузивных комплексов трапшов

Комплексы	a	c	b	s	Q	c'	f'	m'		Коэффициент фракционирования (к. ф.)
Тымерский . . . . .	7,4	6,7	28,2	57,7	-6,1	38,6	27,4	34,0	1,1	59,4
Летинский . . . . .	7,5	6,2	29,2	57,1	-7,0	24,6	37,0	38,4	1,2	63,5
Катангский . . . . .	5,4	8,2	28,8	57,6	-3,8	15,6	41,8	42,6	0,7	63,2
Курейский . . . . .	5,1	8,4	30,8	55,7	-7,2	15,0	40,0	45,0	0,6	61,4
Норильский . . . . .	5,7	7,8	31,1	55,4	-7,0	16,8	37,0	46,2	0,7	58,4
Кузьмовский . . . . .	6,1	7,2	28,4	58,3	-2,8	21,6	45,5	32,9	0,9	71,7
Тычанский . . . . .	9,1	5,7	27,5	57,7	-8,5	28,3	39,1	32,6	1,6	68,7

ликвационного генезиса) и тьмерского комплекса (гидротермально-метасоматического генезиса). Магнетитовое оруденение связано с интрузиями кузьмовского, тычанского и летнинского комплексов (гидротермально- и контактово-метасоматического генезиса).

Гидротермальное и гидротермально-метасоматическое оруденение связывается с определенными интрузивными комплексами на основании расположения их в одних и тех же структурных зонах, территориальной приуроченности оруденения к интрузиям, сходства минерального состава контактово-измененных пород и метасоматических оруденелых зон, геохимической близости руд и соответствующих интрузий, наконец, наличие в пегматитовых отщеплениях, залегающих внутри интрузий, минералов, характерных для рудных залежей и метасоматически измененных пород вблизи них. На некоторые критерии связи дифференцированных интрузий траппов с оруденением указали в последнее время В. И. Гоньшакова (1959) и Л. С. Семенов (1960).

Ниже мы остановимся преимущественно на петрохимических критериях связи оруденения с определенными комплексами.

Сульфидоносные комплексы недосыщены кремнеземом ( $-6,1 > Q - 7,2$ ) и отличаются повышенным коэффициентом  $c$ , т. е. повышенным количеством анортитовой извести, и несколько пониженным  $a$ , по сравнению с комплексами, несущими магнетитовое оруденение. Это, например, видно при сравнении интрузий летнинского и тьмерского комплексов, сходных по вещественному составу пород, но резко различных по характеру сопровождающего их оруденения.

Наоборот, комплексы, сопровождаемые магнетитовым оруденением, характеризуются пониженным  $c$  и несколько повышенным  $a$ . Это типично как для составов исходных магм, так и для дифференциатов. Среди указанных комплексов есть слабо насыщенные и недонасыщенные кремнеземом.

По имеющимся данным, для сульфидоносных комплексов  $6,7 < c < 8,4$  и  $5,1 < a < 7,4$ , а для комплексов, несущих магнетитовое оруденение,  $5,7 < c < 7,5$  и  $6,1 < a < 9,1$ . Сульфидное оруденение связано только с комплексами, образованными недосыщенной магмой.

Петрохимическое значение извести в рассматриваемых группах комплексов этим не ограничивается, поскольку известь входит, кроме того, в состав цветных минералов (главным образом, моноклинных пироксенов). Рассмотрение дополнительных числовых характеристик  $c'$ ,  $f'$ ,  $m'$ , отражающих роль кальциевого, железистого и магнезиального компонента в цветных минералах, показывает изменение их относительной роли в двух описанных группах комплексов.

Сульфидоносные комплексы отличаются незначительной ролью  $f'$  ( $27,4 < f' < 40$ ), т. е. незначительным количеством железистого компонента в цветных минералах. При этом отношение  $f' : m'$  остается в этих комплексах почти постоянным и равным приблизительно 0,8, а содержание  $c'$  изменяется в пределах  $38,6 > c' > 15,0$ .

Иначе дело обстоит с комплексами, несущими магнетитовое оруденение. Содержание железистого компонента в цветных минералах (характеристика  $f'$ ) в них в общем выше, чем в предыдущей группе, и изменяется в пределах  $37,0 < f' < 45,5$ , а отношение  $c' : m'$  почти постоянно и равно примерно 0,7—0,8.

Эти особенности отношений дополнительных характеристик, устанавливаемые из пересчета химических анализов, отражают определенные изменения состава реальных цветных минералов и главным образом моноклинных пироксенов, состав которых в средних типах пород разных комплексов различен.

За последние годы получены данные о распространении интрузивных комплексов в пределах всей платформы. Повсеместно распространены ин-

трузии катаангского комплекса. Интрузии ангарского комплекса распространены преимущественно на юге и в центральных частях платформы. Интрузии амовского комплекса встречаются как в центральных частях платформы, так и отчасти на северо-западе платформы. Интрузии ногинского комплекса известны пока только в центральной части платформы (см. схему).

Интрузивные комплексы, относящиеся к первым двум фазам (ергалакский, чалбышевский, летнинский и тымерский), встречаются только в северо-западной части платформы.

Интрузии четвертой фазы, очень различные по составу, имеют и различные ареалы распространения.

Интрузии норильского комплекса не выходят за пределы северо-западной части платформы, спускаясь по западной окраине до бассейна рек Фатьянихи и Хурингды. Интрузии курейского комплекса встречаются также в северо-западной части платформы и по западной окраине, вплоть до р. Хурингды. Интрузии кузьмовского комплекса отсутствуют на северо-западе и пользуются значительным распространением на юге платформы. Интрузии тычанского комплекса присутствуют преимущественно в центральной части платформы, но обычно их число невелико. Интрузии агатского комплекса присутствуют повсеместно, но всегда в очень малом количестве. Интрузии туринского комплекса известны только на севере платформы, протягиваясь полосой с северо-запада на северо-восток.

На платформе, в действительности, нет ни одного района, где были бы развиты все интрузивные комплексы (см. схему). В большинстве районов количество комплексов, распространенных даже на значительных территориях (порядка нескольких тысяч квадратных километров), не превышает 4—5; эти комплексы удается легко различать даже в полевых условиях. Только на северо-западе платформы количество интрузивных комплексов значительно увеличивается (табл. 2).

Таблица 2

Размещение различных интрузивных комплексов в отдельных частях Сибирской платформы

Фазы магматизма	Северо-западная часть и западная окраина	Западная часть	Центральная часть	Южная часть	Восточная часть
V	Туринский Агатский	Агатский	Агатский	Агатский (?)	Виллюйский
IV	Норильский Курейский	Тычанский Кузьмовский Курейский (?)	Тычанский Кузьмовский	Тычанский Кузьмовский	
III	Ангарский Амовский Катаангский	Ногинский Ангарский Амовский Катаангский	Амовский Катаангский	Ангарский Катаангский	
II	Летнинский Тымерский Чалбышевский	Чалбышевский			
I	Ергалакский				

Различия в распределении интрузивных и эффузивных комплексов, образованных различными типами трапповых магм, позволяют подойти к выделению на Сибирской платформе трапповых магматических субпровинций (Масайтис, 1963).

Приенисейская субпровинция охватывает северо-западную часть и западную окраину Сибирской платформы. Отличительной особенностью этой субпровинции является проявление магнезиальной родоначальной

магмы, обогащенной серой и тяжелыми металлами (норильский и курейский комплексы), а также субщелочной магмы ранних фаз магматизма (ергалакский, летинский и тымерский комплексы). Для этой субпровинции характерны рудопроявления и месторождения медно-никелевых сульфидных руд и магнетита.

Тунгуская субпровинция включает северную, центральную и южную части области широкого развития трапшов на Сибирской платформе. Магматические проявления связаны преимущественно с нормальной плато-базальтовой родоначальной магмой (катангский комплекс и базальтовые лавы) и частично с типами магм, обладающих повышенной железистостью (кузьмовский комплекс) и щелочностью (тычанский комплекс). В пределах субпровинции известны рудопроявления и месторождения магнетита, исландского шпата, галенита, целестина.

Лено-Оленекская субпровинция охватывает восточную и часть северную части Сибирской платформы. Здесь широко развиты интрузии трапшов, образованные магмой, обогащенной щелочами (особенно калием) и титаном (вилюйский и туринский комплексы). Сколько-нибудь значительные рудопроявления в этой субпровинции неизвестны.

Структура фундамента (а, возможно, и более глубинных частей коры и верхней мантии) в пределах трех субпровинций, судя по геофизическим данным, несколько различна, хотя границы этих разнородных областей фундамента и отдельных субпровинций совпадают неполностью.

Различная металлогеническая специализация магмы в пределах указанных субпровинций, а также различия в тектонических условиях формирования интрузий и месторождений, по-видимому, также обусловлены особенностями глубинного строения земной коры и верхней части оболочки и особенно процессами, происходившими в последней в эпоху трапшового магматизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.
- Гоньшак ова В. И. К вопросу о связи магнетитового оруденения с тектоническими структурами и магматизмом в юго-восточной части Сибирской платформы.— Труды ин-та геол., рудн. месторожд., петрограф., минерал. и геохим. 1959, вып. 29.
- Лебедев А. П. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 2.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Трапповые интрузивные комплексы и фазы магматизма западной части Сибирской платформы.— В сб. «Мат. по геол. Красноярского края». Госгеолтехиздат, 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.
- Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе.— Труды ВСЕГЕИ, т. 97, 1963.
- Моор Г. Г. К петрографии траппов низовьев реки Нижней Тунгуски.— Труды АНИИ, т. 126, 1939.
- Рожков Б. Н. Материалы по металлоносности сибирских траппов.— Труды Вост.-Сиб. ГРТ. 1933, вып. 3.
- Семенов Л. С. О связи постмагматического оруденения с интрузиями траппов повышенной щелочности.— Инф. сборник ВСЕГЕИ, 1960, № 40.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды АНИИ, т. 43, 1936.

**И. В. Белов**

(Институт земной коры СО АН СССР)

## **ТРАХИБАЗАЛЬТОВАЯ ФОРМАЦИЯ АЗИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ-РАСТВОРОВ**

Распространение пород трахибазальтовой формации в верховьях р. Енисей является западной окраиной обширной территории их развития. Восточнее и юго-восточнее базальтовые лавы распространены на Саянах, Хамар-Дабане, в Забайкалье, на Витимском плато, хр. Удокан, Восточном Забайкалье, в Монголии и Китае (северные предгорья Тибета), Приморье и Северо-Востоке СССР, исключая андезито-базальты и базальты Камчатки, Курильских островов, Сахалина и Японии, которые относятся уже к северной ветви Тихоокеанской вулканической дуги и, конечно, существенно отличаются от всего комплекса пород трахибазальтовой формации материковой части Азии.

Нужно отметить, что автор придерживается геолого-петрографического определения понятия о формации, предложенного Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1888). Следует подчеркнуть, что имеется два основных принципа определения формации: 1) исторический (геологический) — формация не может рассматриваться как простой набор плутонов, лавовых пород или их комплексов, они представляют собою одновременные образования и 2) формация — это генетически связанные между собой сообщества горных пород, происшедшие путем кристаллизации или в общем смысле дифференциации любой по составу магмы. Пренебрежение одним из этих принципов приводит к формальному набору петрографических типов пород, входящих в геолого-петрографическую формацию как самостоятельную историческую и таксономическую единицу.

На территории Азии развиты структуры докембрийских платформ, байкалит, каледонид, варисцид и тихоокеанского складчатого пояса. Общими и более молодыми, чем все перечисленные выше структурные элементы, как это было показано Н. С. Шатским (1956) на тектонической карте СССР и сопредельных стран, являются мезозойские и кайнозойские неотектонические структуры (впадины и своды) Центральной и Восточной Азии, с которыми и сопряжен во времени и пространстве кайнозойский базальтовый вулканизм. Н. А. Флоренсовым (1960) показано, что «пока ни в одном случае для Прибайкалья не доказана прямая связь излияний лав с краевыми разломами во впадинах Байкальского типа». Центры и максимум средоточия базальтовых лав приурочены как к впадинам, так и к сводам, т. е. к структурам максимального растяжения и «сопутствующего ему объемного (не линейного) раздробления фундамента».

Это явление хорошо подмечается не только для впадин байкальского типа, но и для четвертичных лав сводовых поднятий (лавовые поля Хамсыра-Бийхемского междуречья, Гросвальд, 1959; Дариганская вулканическая область, Влодавец, 1955 и др.). Возможно, как это отметил Н. А. Флоренсов (1960), «последнее, может быть возведено для Прибайкалья в ранг региональной закономерности и представляет известный интерес...» для понимания кайнозойского субплатформенного вулканизма Центральной и Восточной Азии. Следовательно, вполне допустимо говорить о том, что неотектонические структуры Азии по отношению к кайнозойской магмати-

ческой деятельности в лучшем случае только характеризуют длительность того и другого процессов, но не могут быть поставлены в прямую связь с ними.

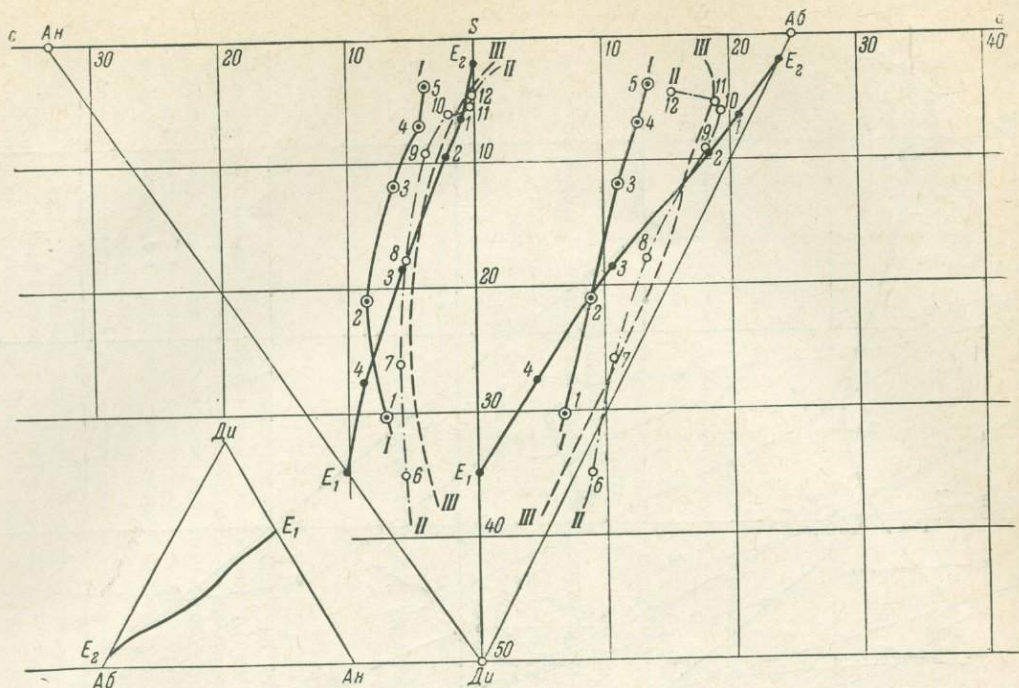
Среди третичных и четвертичных лав трахибазальтовой формации Азии нами выделяются покровная и пирокластическая фации; субвулканическая фация пород имеет посленижнемеловой возраст (глубина формирования ее 100—2000 м). Пирокластическая фация пород имеет малое распространение — это одна из характерных черт кайнозойского базальтового вулканизма вообще, и в частности Азии. На долю пород покровной фации верхнетретичного возраста приходится не менее 70—75% (по площади) от других фациальных и возрастных групп трахибазальтовой кайнозойской формации Азии. Последнее всегда следует учитывать при рассмотрении наиболее общих вопросов, касающихся происхождения пород, входящих в состав кайнозойской формации.

Для того, чтобы уяснить ход дифференциации оливин-базальтовой магмы и дать классификацию пород трахибазальтовой формации, мы обратились к трехкомпонентной системе диопсид — анортит — альбит. Данная система обладает эвтектической линией  $E_1 - E_2$ , и наиболее распространенные составы лав могут быть представлены толчками, которые располагаются вдоль этой линии. Для отделения известково-щелочной серии лав от щелочно-известковой (трахибазальтовой) и щелочной (с нефелином или лейцитом) мы на диаграмму (фиг. 1) нанесли вариационную линию лав вулкана Этны; последняя ограничивает собой слева все ассоциации лав, которые можно считать объективно известково-щелочными; справа от нее располагаются типичные щелочные лавы. Вариационная кривая лав вулкана Этны, таким образом, отвечает щелочно-известковому (трахибазальтовому) типу их, что соответствует средним данным по кайнозойским лавам Северо-Восточного Китая, полученным Т. Томита, и Прибайкалья, опубликованным мною (1963).

Среди известково-щелочной, щелочно-известковой и щелочной серий лав отдельные петрографические типы их выделяются по соотношению темноцветных и белоцветных компонентов и коэффициента  $v$  системы пересчета А. Н. Заварицкого (1950).

Для лав основного известково-щелочного и щелочно-известкового (трахибазальтового) состава мы используем терминологию, разработанную Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1925, 1940), А. Н. Заварицким (1955) и примененную с некоторыми дополнениями для трахибазальтовой формации Азии Т. Томита и Е. К. Устиевым (1961).

Среди третичных и четвертичных лав Азии выделяются известково-щелочная и щелочно-известковые серии. В первой выделены оливиновые базальты, андезит-базальты, андезиты, липариты, туфы и туффиты, базальтовые туфобрекчии, лапиллиевые туфы с вулканическими бомбами. В щелочно-известковой серии лав выделяются: лимбургитовые базанитоиды, базальтовые трахибазальты, трахиандезитовые базальты, трахиты, туфы трахитового и комендитового составов. Эта серия лав по сравнению с предыдущей распространена в Восточной и Центральной Азии весьма незначительно. В щелочно-известковой серии лав несколько особняком стоят по резкому отличию в химическом и минералогическом составах лавы вулканов Тунка и Хурыйцакир. Происхождение этих лав связано с выносом кремния, алюминия и щелочей, что возможно сопоставить с экспериментальными данными Н. И. Хитарова (1958, 1959, 1960). Подобный тип дифференциации с газовым выносом кремния, алюминия и щелочей, частично железа и кальция в верхнюю часть магматической камеры отмечается в современных вулканах довольно часто. С такого рода процессами, видимо, связано и происхождение вулканических стекол кислого и щелочного (комендитового) составов от базальтового расплава (месторождение Мухор-Тала, Прибайкалье).



Фиг. 1. Диаграмма классификации лав трахибазальтовой формации Азии:

I — известково-щелочная серия лав: 1 — оливиновые базальты, 2 — андезито-базальты, 3 — андезиты, 4 — дациты и 5 — липариты;

II — щелочно-известковая серия лав: 6 — лимбургитовый базанитоид, 7 — базальтовый трахибазальт, 8 — трахиандезитовый базальт, 9 — трахиандезит, 10 — трахит, 11 — трахилипарит и 12 — комендит;

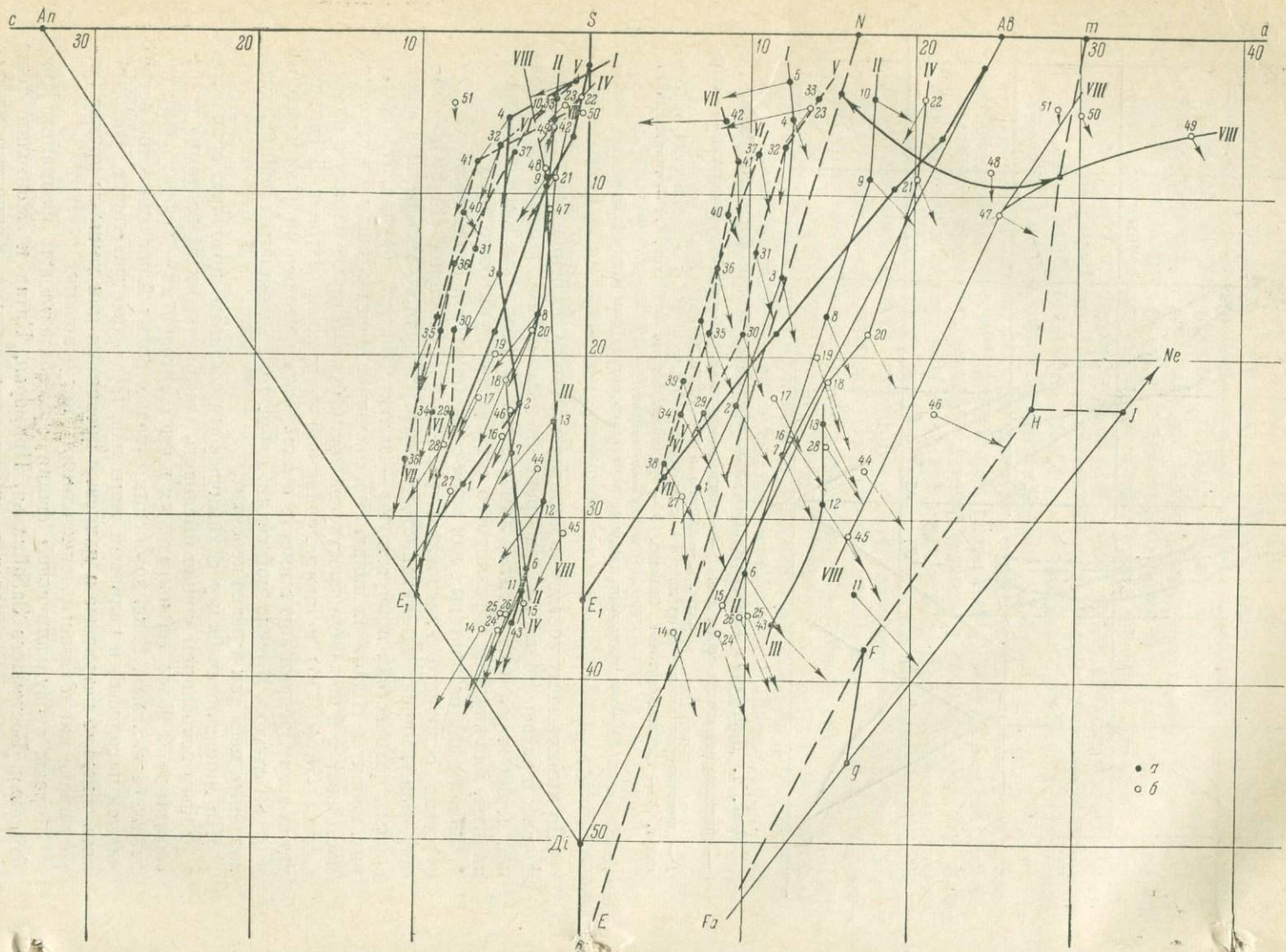
III — вариационная линия щелочно-известковых лав вулкана Этна

По химическому составу и минералогическим особенностям среди третичных и четвертичных лав, распространенных в Азии, выделяется щелочная серия пород (лейцититы, лимбургиты, нефелиновые базаниты, шонкиниты, манчжуриты и различного состава шихлунитовые лавы).

Общим для базальтовых лав известково-щелочной серии является присутствие основного плаггиоклаза (№ 90—50), оливина ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  — 18—60% мол.), пироксена (титанистого авгита) и рудного минерала; в акцессорных количествах присутствуют — апатит, биотит, боулингит, палагонит, цеолиты. В дацитах появляется щелочной полевой шпат и в основной массе кварц; в щелочно-известковой серии присутствуют наряду с плаггиоклазом (№ 40—75) и иногда оливином анортоклаз, натриевый санидин, титан-авгит, эгирин-авгит вместе с натриевыми цеолитами (анальцимом) и бурой слюдой. В щелочной серии, кроме того, появляются лейцит, псевдолейцит, нефелин и редко керсутит.

По минералогическому и химическому составам щелочную серию лав с равным основанием можно именовать «тефритовыми базальтами» и «базанитами», а более лейкократовых представителей их — тефритовыми андезито-базальтами. В кайнозойских лавовых полях Азии совместно встречаются натриевый и калиевый типы лав. Последнее указывает, что выделять отдельно натриевые и калиевые провинции или какие-то другие петрографические и геологические единицы нет оснований.

Породы субвулканической фации трахибазальтовой формации Прибайкалья, Восточного Забайкалья, Приморья, Китая и Монголии тоже подразделены по минералогическим и химическим особенностям на три



Фиг. 2. Петрохимическая вариационная диаграмма

*a* — покровная фация пород; *b* — субвулканическая фация пород;  
 I — известково-щелочная серия лав: 1 — оливиновые базальты, 2 — андезитобазальты, 3 — андезиты, 4 — дациты и 5 — липариты;  
 II — щелочно-известковая серия лав: 6 — лимбургитовые базанитоиды, 7 — базальтовые трахибазальты, 8 — трахиандезитовые базальты, 9 — трахиты и 10 — комендиты  
 III — щелочная серия лав: 11 — лимбургиты и оливиновые лейцититы, 12 — меланократовые шихлуниты и 13 — лейкократовые шихлуниты  
 IV — щелочно-известковая серия пород субвулканической фации: 14 — авгититы, 15 — лимбургиты, 16 — оливиновые трахидолериты, 17 — трахиандезитовые долериты, 18 — эссекситы, 19 — крианиты, 20 — гленмуикиты, 21 — пуласкиты, 22 — бостониты, 23 — вулканические стекла, 24 — трахидолериты и уссуриты (Приморье), 25 — анкаратриты, там же, 26 — лимбургиты, там же, 27 — пикриты, там же, 28 — эссекситовый долерит, там же;

кайнозойской трахибазальтовой формации Азии:

V — известково-щелочные лавы Камчатки: 29 — базальты, 30 — андезитобазальты, 31 — андезиты, 32 — дациты, 33 — липариты;  
 VI — известково-щелочные лавы Курильских островов: 34 — базальты, 35 — андезитобазальты, 36 — андезиты, 37 — дациты;  
 VII — известково-щелочные лавы Японии: 38 — базальты, 39 — андезитобазальты, 40 — андезиты, 41 — дациты, 42 — риолиты;  
 VIII — щелочные (нефелиновые) породы субвулканической фации Восточной и Центральной Азии: 43 — нефелиновые базаниты, 44 — нефелиновые долериты, 45 — меланократовые нефелиновые долериты, 46 — ийолиты, 47 — эгириин-авгитовые нефелиновые сиениты, 48 — биотитовые нефелиновые сиениты, 49 — монмутиты — конгресситы, 50 — эгириновые нефелиновые сиениты, 51 — лейкократовые гералиты

Таблица 1

Серии и фации горных пород трахибазальтовой формации Восточной и Центральной Азии

Известково-щелочная серия пород		Щелочно-известковая серия пород		Щелочная серия пород	
покровная фация	субвулканическая фация	покровная фация	субвулканическая фация	покровная фация	субвулканическая фация
Оливиниты мантис (включения в лавах)	Пироксениты	Лимбургитовые базанитоиды	Авгититы, лимбургиты	Оливиновые лейцититы	Пикриты
Оливиновые базальты	Габбро-пироксениты, оливиновое габбро, оливиновые долериты,	Базальтовые трахибазальты	Оливиновые трахидолериты и уссуриты	Меланократовые шихлуниты	Анкаратриты
Андезитобазальты	Андезитобазальтовые долериты	Трахиандезитовые базальты	Эссекситы, долериты, трахиандезитовые долериты	Лейкократовые шихлуниты	Эссекситовые долериты
Андезиты		Трахиты	Гленмуириты		Ийолиты
Дациты			Пуласкиты		Нефелиновые сиениты
			Бостониты		Монмутиты — конгресситы
Липариты		Комендиты	Вулканические стекла комендитового состава		Лейкогералиты
					Альбититы

серии: в известково-щелочную серию входят оливиновые, пироксеновые и плагиоклазовые долериты; в щелочно-известковую (трахидолеритовую) — авгититы, лимбургиты, оливиновые трахидолериты и уссуриты, эссекиты, кринаниты, гленмуириты, пуласкиты, бостониты и вулканические стекла комендитового состава; в щелочную (очень небольшую по объему) — оливиновые лейцититы, нефелиновые лимбургиты, мончикиты, пикриты, анкаратриты и др. (табл. 1).

Оказывается, что по химическому составу и минералогическим особенностям породы субвулканической фацции тождественны соответствующим лавовым сериям, что лишний раз подтверждает общность их магматических очагов. Со щелочно-известковой серией пород субвулканической фацции трахибазальтовой формации в Прибайкалье генетически связаны эпitherмальные месторождения золота, ртути, сурьмы и флюорита.

Тесная полевая ассоциация известково-щелочной, щелочно-известковой и щелочной серий пород трахибазальтовой формации Азии, описанных выше, ведущих соответственно к липаритовой, трахитовой и нефелин-полевошпатовой эвтектикам, представляет весьма обычное явление и встречается в большом числе хорошо изученных оливин-базальтовых (трахибазальтовых) формаций мира (Белов, 1963).

По химическому составу, как это видно из фиг. 2, кайнозойские магматические породы (лавы) Азии относятся к трем сериям, причем такое деление справедливо как для третичных и четвертичных лав, так и для пород субвулканической фацции.

При сравнении химических составов серий лав трахибазальтовой формации Азии с четвертичными и современными лавами андезито-базальтовой формации Камчатско-Курильской и Японской островных дуг Тихого океана установлена принадлежность последних к типичным известково-щелочным сериям насыщенных и пересыщенных кремнеземом пород ( $Q$  — от  $-5$  до  $+50$ ). Относительное богатство кремнеземом характерно и для андезито-дацитовых серий лав Орегона, Лассеп-Пик, Пеле, Модока (Калифорния).

Одна из характерных особенностей андезито-базальтовых формаций островных дуг заключается в том, что крайне меланократовые петрографические типы лав этой формации расположены вблизи эвтектикалы  $E_1 - E_2$  системы диопсид — анортит — альбит, а основная масса лав (андезито-базальты и андезиты) — значительно кислее, чем в трахибазальтовой формации Азии.

Самыми общими и главными факторами в формировании различных петрографических типов пород, входящих в состав кайнозойской трахибазальтовой формации Прибайкалья и некоторых лавовых полей Восточной Сибири и Центральной Азии, являются: падение температуры в остывающих магматических телах и, как следствие этого, кристаллизационная дифференциация и поведение летучих компонентов (главным образом воды и углекислого газа), растворенных в оливин-базальтовой известково-щелочной магме. Последние, как особый компонент магматической системы, способствуют переносу в основном комплексных анионов, как  $AlSi_3O_8$ , так и диссоциированных, и небольших по размерам катионов натрия и калия. В благоприятных условиях среды образуются (относительно в малых количествах) крайние члены трахибазальтовой формации; например, вулканические стекла и пемзы дацитового и комендитового составов, бастониты и трахиты (щелочно-известковая серия пород), дациты и липариты (известково-щелочная серия лав) или даже лейкократовые шихлуниты и тералиты, монкиниты и нефелин-полевошпатовые породы (щелочная серия пород). Насколько эффективным может быть перенос щелочей подобным способом при образовании щелочных пород, входящих в состав трахибазальтовой формации Прибайкалья, Восточной и Центральной Азии, показано экспериментально Н. И. Хитаровым (1958).

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ-РАСТВОРОВ

Весь процесс формирования базальтовых формаций можно разделить, с энергетической точки зрения, на две линии развития.

Первая, нисходящая линия магматического процесса — линия образования горных пород и геолого-петрографических (магматических) формаций. Здесь характерно снижение температуры и давлений в магматической камере и сброс воды во флюидном состоянии, что соответствует закону уменьшения свободной энергии системы или роста ее энтропии. В этом процессе температура и состав магматического расплава в нисходящей линии развития являются наиболее важными переменными, а давление, видимо, играет незначительную роль.

Вторая, восходящая линия развития магматического процесса — линия образования магматического расплава-раствора.

Образование базальтовой магмы в настоящее время, пожалуй, никем не рассматривается в отрыве от движений, происходящих в подкорковых слоях Земли. Невозможно предположить, что образование магматических масс внутри мантии и структура тонкой пленки земной коры порождаются разными причинами. Такое предположение, по нашему мнению, стало невозможным с тех пор, как выяснилось, что магматические массы-расплавы, на образование которых необходимо затратить большое количество тепловой энергии, не могут возникнуть без дополнительного источника ее.

П. Н. Кропоткин, А. В. Пейве и другие авторы в ряде своих работ в качестве важнейшего энергетического фактора выдвигают фактор тектонический, «приводящий к освобождению огромных количеств энергии, определяющий проницаемость твердой оболочки для тех расплавов, которые поднимаются по глубинным разломам» (Кропоткин, 1955, стр. 276). А. В. Пейве отмечал: «Не вдаваясь в рассуждения о тепловом режиме Земли и количестве тепла, выделяющегося в результате механических перемещений и деформаций, охватывающих массы, которые во много раз больше, чем думал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, — мы хотели бы подчеркнуть, что энергия магмы составляет лишь часть огромной энергии первичных тектонических движений, вызванных гравитационно-инерционными силами Земли» (Пейве, 1960, стр. 53).

В связи с этим обращает на себя внимание расположение кайнозойских лав в Прибайкалье к югу и юго-востоку от главных разломов, охватывающих южный выступ Сибирской платформы. Следует отметить, что пока ни в одном случае для Прибайкалья не доказана прямая связь излияний базальтовых лав с краевыми разломами во впадинах байкальского типа.

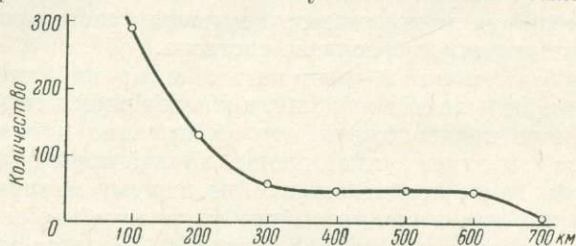
Центры и максимум средоточия базальтовых лав приурочены как ко впадинам, так и к сводам, т. е. к областям максимального растяжения и сопутствующего ему объемного раздробления фундамента. Это явление хорошо подмечается не только для впадин байкальского типа, но и для четвертичных лав сводовых поднятий (лавовые поля Хамсыра-Бийхемского междуречья, Дариганской вулканической области, Витимского плато, Камчатки и др.).

С этой точки зрения можно говорить о том, что неотектонические структуры Азии по отношению к кайнозойской вулканической деятельности, в лучшем случае, только характеризуют одновременность и длительность того и другого процесса, но не могут быть поставлены в прямую и зависимую связь друг от друга (Белов, 1963).

Другие исследователи, главным образом геохимики, считают, что «химическая эволюция Земли поддерживается и регулируется грандиозным и непрерывным процессом радиального выплавления и дегазации вещества мантии как следствие самопроизвольного распада самых непрочных радиоактивных атомов, а интенсивность этого процесса определяется разме-

рами планеты» (Виноградов, 1959б, стр. 43). В связи с этим отметим, что современный вулканизм и плутонические землетрясения в своей массе имеют очаговое распределение в земной коре, а «радиоактивность пород не создает локального нагрева, например, в областях вулканов, а создает общее тепло Земли» (Виноградов, 1959б, стр. 38). Вполне возможно, что общий тепловой баланс Земли зависит от самопроизвольного распада непрочных радиоактивных атомов (калия — 40, тория — 232, урана — 235 и 238 и др.) и интенсивность этого процесса определяется их содержанием в планете и скоростью распада в настоящее время. Потеря тепла Землей в современную эру составляет  $1,9 \times 10^{27}$  эрг/год (Виноградов, 1959б).

В современную эпоху развития земной коры и мантии многими исследователями отмечается закономерное сочетание, за некоторыми исключениями, землетрясений с новейшими вулканическими областями. Глубина



Фиг. 3. Распределение плутонических землетрясений в зависимости от глубины, по Гутенбергу и Рихтеру (1948)

эпицентров землетрясений колеблется от 100 до 700 км, при этом на глубинах 100—300 км в настоящее время зафиксировано 510 эпицентров, а на глубине от 300 до 700 км — 157 (фиг. 3). При этом в Камчатско-Курильской, Японской и других островных дугах андезито-базальтовая кайнозойская формация сочленяется не только с поясом сейсмической активности и с плутоническими (Гутенберг, Рихтер, 1948) эпицентрами, но и с наиболее глубокими впадинами Тихого океана (Алеутская, Курильская, Японская, Филиппинская, Тонга, Кермадек и др.).

Наиболее интересной чертой в структуре земной коры и современного вулканизма Атлантического бассейна является длинный и довольно узкий хребет, известный под названием Атлантического. Высказано предположение, что система океанических хребтов является непрерывной и протягивается вокруг земного шара (Барт, 1961). Интересная особенность океанических хребтов — наличие на их гребнях определенного рифта. Гравитационные аномалии и особенности топографии позволяют предполагать, что рифты на гребнях хребтов очень сходны с рифтами африканских рифтовых долин (Барт, 1961) и байкальско-тункинско-косокольского рифта. Такое сходство как бы указывает на то, что эти части земной коры подвергались воздействию значительных сил объемного растяжения. Подобное явление нами уже отмечалось для третичного и четвертичного вулканизма континентальной Азии и Камчатско-Курильской островной цепи.

С активной рифтовой вулканической зоной (ширина ее 30—40 км), протягивающейся непрерывно вокруг земного шара, совпадают современные плутонические очаги землетрясений (Гутенберг, Рихтер, 1948).

Глубина эпицентров современных землетрясений в пределах Восточной и Центральной Азии не превышает 60 км (чаще всего она порядка 18—25 км, Петрушевский, 1960). Плутонические землетрясения (400 км и более) расположены, по данным Ли Шань-пана (1960), вблизи побережья Японского моря и принадлежат, видимо, к современному Охотскому кусту, лежащему на вогнутой стороне Камчатско-Курильской вулканической дуги.

Удовлетворительных объяснений приведенным сочетаниям (землетрясения — вулканизм) в настоящее время не дано.

А. Н. Заварицкий отмечал, что «в подобных тектонических зонах имеют место глубокие движения в литосфере, обнаруживающие огромную мощность процесса. Размеры этого явления и относительная прочность тех масс, которые захватываются деформациями, явно показывают, что глубинные процессы представляют явление, несравненно более мощное, чем те нарушения поверхностных слоев, которые мы привыкли объединять в понятие тектонических в собственном смысле слова, какими бы грандиозными последние не казались для нашего человеческого масштаба. Поэтому, если эти две категории явлений находятся в причинной связи, то придется признать, что глубокие движения литосферы могут быть причинами (первичными), а складчатость, разрывы и альпийская тектоника в земной коре — следствиями (вторичными)» (Заварицкий, 1946, стр. 459—460). Если рассматривать с такой точки зрения современную тектонику поверхностных слоев земной коры, землетрясения и вулканизм островных дуг и Атлантического хребта, то окажется, что они все — следствия единой причины.

Общая энергия, высвобождаемая глубинным землетрясением с интенсивностью в 8,5 бал., определяется в  $10^{25}$  эрг (Гутенберг, Рихтер, 1948). Конечно, никакие медленные процессы типа «движений» или «течений» в мантии Земли не дадут такого быстрого (мгновенного) и большого количества освобожденной энергии. Последнее возможно только при реакциях взрыва с цепным самоускорением. Механизм цепных реакций между водородом, кислородом и углеродом разработан акад. Н. Н. Семеновым (1934, 1958). Подсчеты баланса воды океанов и главных ее анионов (Cl, SO<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, F, B и др.), а также газов атмосферы (N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> и др.), выполненные А. П. Виноградовым (1944, 1947, 1959а), В. Руби (Rubey, 1951, 1955) и А. Б. Роновым (1959), показали, что количество указанных компонентов в современной гидросфере и атмосфере и в древних осадочных породах значительно выше, чем то, которое могло бы быть получено в результате выветривания пород земной коры. Эти компоненты, названные В. Руби «избыточными» летучими, вынесены из глубин Земли на поверхность магматической деятельностью, развивающейся в течение всей геологической истории планеты.

А. П. Виноградов (1947, 1959б), В. Руби (Rubey, 1955) и А. Польшдерт (Poldervaart, 1955) высказали достаточно хорошо обоснованную, как нам представляется, гипотезу о том, что первоисточником «избыточных» летучих является мантия Земли, ее дегазация под воздействием тех или иных глубинных процессов. Экспериментальные исследования А. П. Виноградова (1959б, 1961) показывают, что расплавление вещества в глубинах земли количественно обеспечит одновременное формирование остаточного вещества мантии (оливиниты), земной коры, гидросферы, атмосферы и базальтовой магмы.

По вопросу дегазации Земли Барт (Bart, 1952) писал: «Основным механизмом образования и дальнейшего распространения концентрического строения является, по-видимому, вековая дегазация Земли. Дегазация связана с общей, огромной по масштабу, радиальной диффузией потока атомов и ионов, ведущей к геохимическим приспособлениям в составе земной оболочки. Так, летучие и другие группы ионов высокого удельного объема покинут недра Земли и просочатся вверх. Временами дегазации будет, очевидно, следовать по некоторым зонам и путям наименьшего сопротивления. В этом случае по определенным зонам земного шара создаются напряжения. Для реализации напряжений требуется, конечно, какая-то энергия активизирования».

В связи с вопросом дегазации Земли, а также содержанием воды в базальтовой магме весьма поучительны расчеты Кларка (Clarke, 1924) по

Количественная характеристика геосфер

Геосферы	Объем, км <sup>3</sup>	Удельный вес	Масса, т	Соотношение масс
Литосфера . . . . .	$680 \times 10^6$	2,79	$19 \times 10^{18}$	93,06
Гидросфера . . . . .	$1370 \times 10^6$	1,03	$1,4 \times 10^{18}$	6,91
Атмосфера (до высоты 15 км) . . . . .	$7875 \times 10^6$	--	$5 \times 10^{15}$ $10,4 \times 10^{18}$	0,03 100,00

количественной характеристике геосфер (приведенные нами в табл. 2) и количественному содержанию воды в базальтовой магме, синтез которой мыслится в мантии (табл. 3).

Таблица 3

Содержание воды в базальтовом расплаве

Год. Автор	Вода, %	T°, C	P км/см <sup>2</sup>
1959, Хитаров	2,60	900	2000
» »	2,41	900	1000
» »	5,38	1000	3000
» »	3,30	1000	2000
1956, Островский	6,50	715	1000
1959, Хитаров	5,65	В гранитном расплаве при 1000   3000	

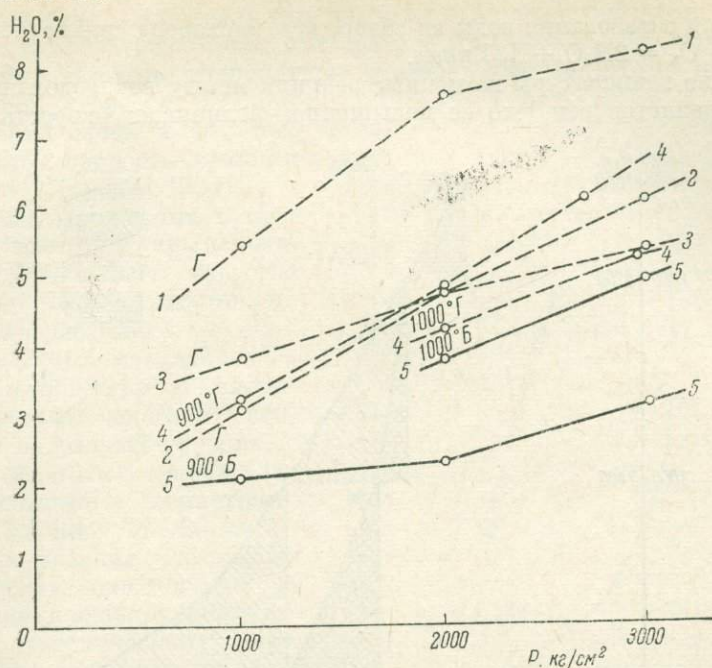
Как видно из табл. 2 и 3, по содержанию воды в базальтовом и гранитном расплавах и весовому соотношению масс литосферы, гидросферы и атмосферы эти значения весьма близки между собой, особенно если учесть несколько иную мощность земной коры (при расчете мощность земной коры принималась равной 16 км).

Общий обзор современных представлений о роли воды в магме сделан А. С. Гинсбергом (1947); новые данные по этому вопросу приведены в экспериментальных работах И. А. Островского (1956) и Н. И. Хитарова (1959, 1960).

Эксперименты, проведенные Н. И. Хитаровым (1959), показали, что в условиях температуры 900° C и давления 1000 атм в оливин-базальтовом расплаве может раствориться до 2,4% воды, при условии температуры 1000° C и давления 3000 атм в этой магме может уже растворяться 5,4% воды (фиг. 4). Элементарный расчет показал авторам эксперимента, что если базальтовая магма была насыщена водой, то каждые 10 м<sup>3</sup> лавы могли сбросить при движении магмы в земную кору до 1 т ювенильной воды (фиг. 5).

На диаграмме фиг. 4 показано растворение воды в гранитном расплаве, по данным Гарансона, для изотермы в 900° (Garanson, 1938), Н. И. Хитарова и др. (Хитаров и др., 1959), Джонса и Берхема (Johns, Burnham, 1958). Как видно из диаграммы, общая картина соотношения данных растворимости воды в гранитном расплаве по трем различными исследованиям по общему ходу кривых растворимости с возрастанием давления не отличается резко одна от другой. Н. И. Хитаров отмечает, что при 1000° и давлении 3000 кг/см<sup>2</sup> различие растворимости воды (флюида) заметно сглаживается: в базальтовом расплаве растворяется около 5,4, а в гранитном 5,6%. Поэтому в прилегающей высокотемпературной области не исключена вероятность выравнивания растворимости воды в обоих расплавах несмотря на их химическое различие (Хитаров и др., 1959). Большое затруднение встречается при перенесении экспериментальных данных на

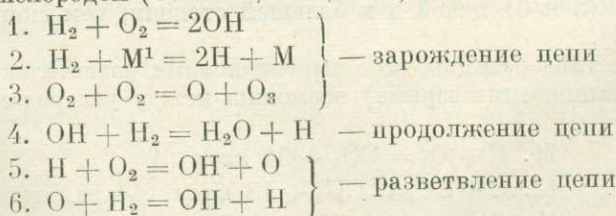
природные процессы; мы не знаем кинетики процесса растворения воды в расплавах. Исходя из опытов продолжительностью 2,5—5,0 час., различия во времени на результатах опыта практически не сказывались (Хитаров и др., 1959). Справедливость этого заключения, видимо, верна только в пределах опыта.



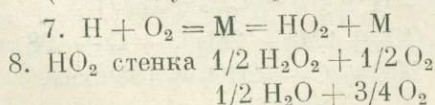
Фиг. 4. Сравнительная характеристика растворимости воды в гранитном (Г) и базальтовом (Б) расплавах-растворах, по данным различных исследователей:

1 — данные Гарансона (1938) для изотермы в  $900^\circ\text{C}$ ; 2 — данные Хитарова и др. (1959) для изотермы в  $900^\circ\text{C}$ ; 3 — данные Джонса и Берхема (1958), в условиях перегрева на  $20-30^\circ$  выше температуры ликвидуса; 4 — данные Хитарова и др. (1959) для изотермы 900 и  $1000^\circ\text{C}$ ; 5 — данные Хитарова и др. для изотермы 900 и  $1000^\circ\text{C}$

Если, действительно, в современных условиях осуществляется синтез воды в подковровых горизонтах Земли в процессе дегазации магниты, то он может привести к образованию очагов базальтовой магмы. Синтез воды может быть мыслим по следующим цепным реакциям со взрывом между водородом и кислородом (Семенов, 1934, 1958):

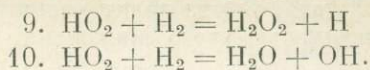


Обрыв цепей в объеме  
(с последующей реакцией)



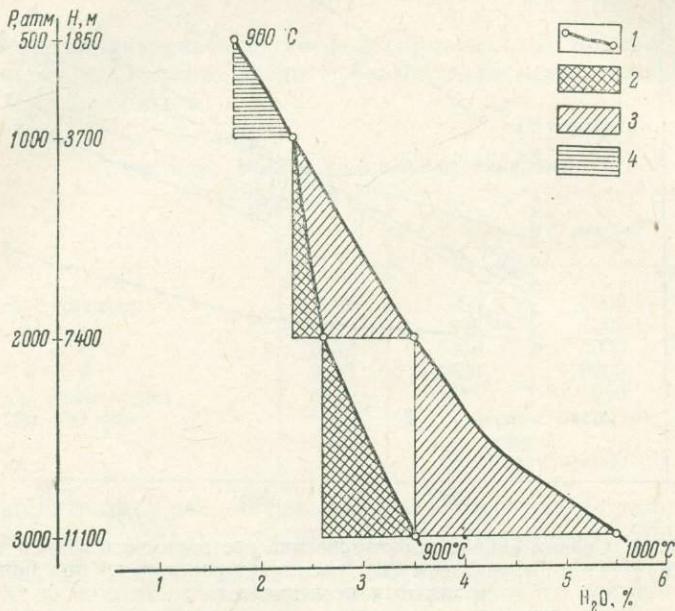
<sup>1</sup>  $\text{M} = \text{H}_2$  или  $\text{O}_2$ .

Возможное продолжение цепи через малоактивный радикал  $\text{H}_2\text{O}$



Реакция образования воды из водорода и кислорода сильно экзотермична:  $2\text{H}_2 + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 137 \text{ ккал}$ .

Влияние температуры на цепные реакции между водородом и кислородом определяется тем, что ее повышение увеличивает скорость реакции

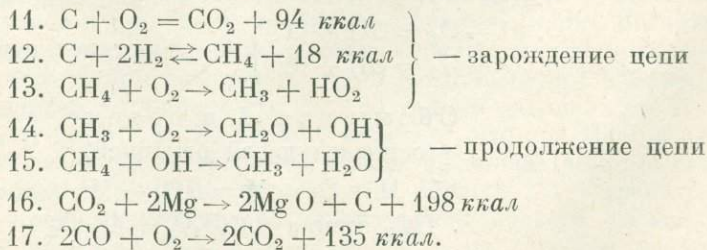


Фиг. 5. Характеристика «сброса» воды (флюида) базальтовым расплавом в зависимости от давлений и температуры, по Н. И. Хитарову (1960):

1 — кривые растворимости воды в известково-щелочном базальтовом расплаве; 2 — площади, характеризующие «сброс» воды (флюида) при переходе расплава с одного уровня на другой при  $900^\circ\text{C}$  расплава; 3 — то же для температуры расплава  $1000^\circ\text{C}$ ; 4 — то же для температуры расплава  $1000^\circ\text{C}$ , по автору (экстраполяция для субвулканической фации)

разветвления (5 и 6) цепей и в большей степени, чем скорость реакций обрыва (7 и 8).

Такого же типа реакции, но с вырожденными разветвлениями (цепно-тепловое возникновение взрыва) возможна между углеродом, кислородом и водородом:



Последние две реакции протекают: 16 — при  $-600^\circ\text{C}$ ; 17 — при  $700^\circ\text{C}$ .

На фиг. 6 в координатах давление — температура приведены опытные данные для смеси водорода с кислородом, по Н. Н. Семенову (1934). Справа от кривой находится область цепной (штриховка), слева — медленной реакции. Разрыв по оси давлений отражает нижний и верхний пределы воспламенения. При температурах ниже  $430^\circ$  наблюдается воспламенение, причем интервал давления между верхним и нижним пределом тем шире, чем выше температура. Когда температура превышает  $540^\circ$ , верхний предел исчезает. Влияние температуры определяется тем, что ее повышение увеличивает скорость реакции разветвления цепей в большей степени, чем скорость реакции обрыва ее (Семенов, 1934).

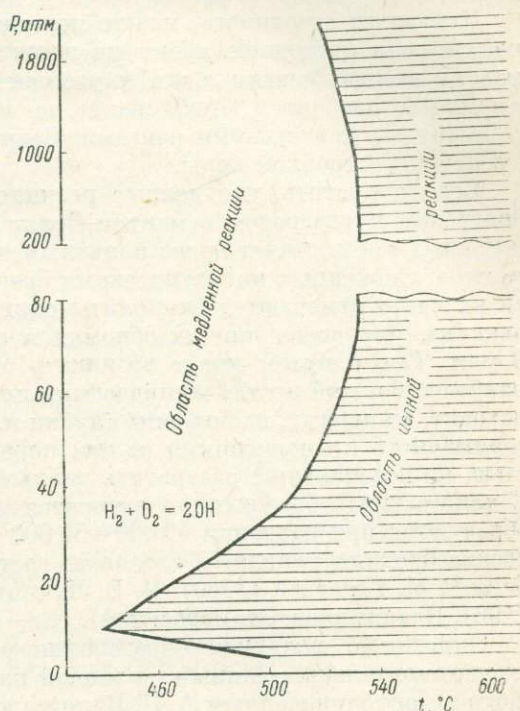
Глубина зарождения магматических масс описанным механизмом может быть известна только по очагам плутонических землетрясений.

Современные магматические очаги, как известно по сейсмическим данным, залегают в земной коре на разных уровнях.

В Прибайкалье (район Среднебайкальского землетрясения) на глубине 18—20 км отмечается явление дисперсии сейсмических волн, идущих от автershоков в зоне, перпендикулярной тектоническому шву, вблизи которого был расположен основной очаг землетрясения. Здесь, видимо, можно полагать «остаточный» магматический очаг, расположенный в теле земной коры на глубине 18—20 км; связан ли очаг подводящим каналом с зоной зарождения магмы в мантии земли или представляет собой изолированное тело, сказать трудно. Однако нет оснований утверждать, что это уровень зарождения оливин-базальтовой магмы в Прибайкалье. Существование лавового резервуара свидетельствует скорее о том, что магма поднялась с каких-то глубин из мантии в конце мезозоя (верхний мел) или начале кайнозоя.

В районах современного вулканизма и плутонических землетрясений глубина магматических камер является примерно одинаковой: 40—60—70 км. Однако нет основания утверждать, как отмечает Ю. М. Шейнманн (1961), что на этой глубине зарождается магма. Большинство геологов и геофизиков, исходя из различных предположений, считают вероятной глубиной магмообразования области плутонических землетрясений 100—200 км. Так, например, А. Н. Заварицкий (1946) отмечал, что глубина в 150 км — наиболее вероятная для этого процесса; за основу он брал среднюю величину зоны плутонических землетрясений под Камчатско-Курильской островной дугой; Куно (Куно, 1959) считает, что магма в Японской вулканической дуге образуется на глубине более 200 км.

О частоте глубокофокусных землетрясений пока мало данных. Число толчков на различных глубинах за десятилетие (1930—1940 гг.), по данным Гутенберга и Рихтера (1948), показано на фиг. 3. Из графика видно,



Фиг. 6. Цепные реакции между кислородом и водородом в зависимости от давлений и температуры, по Н. Н. Семенову (1934, 1958)

что на зону от 100 до 300 км из 627 плутонических землетрясений приходится 415. Глубже 300 км толчки для всего земного шара в целом распределены по глубине довольно равномерно, с тенденцией затухания вплоть до глубины 700 км, где за то же самое десятилетие было зарегистрировано всего 7 толчков.

Нами ранее отмечалось (Белов, 1963), что глубина очагов землетрясений в Восточной и Центральной Азии, исключая Тибет и Куень-Лунь, лежит в пределах 15—25 км и редко 60 км, т. е. они расположены в земной коре.

Исходя из сказанного, можно полагать, что в пределах континентальной Азии в настоящее время не происходит зарождения магматических масс, а в связи с этим и нет плутонических землетрясений. Внутрикоровые землетрясения в Прибайкалье, по всей вероятности, связаны с остаточными магматическими очагами. Возможно, часть их связана со структурной перестройкой коры.

Если допустить, что ценные реакции со взрывом между кислородом, водородом и углеродом в мантии Земли являются причиной образования основных магм, станет более понятным и происхождение тел центрального типа, сложенных магматическими брекчиями с карбонатитами. В составе их часто отмечаются ксенолиты оливинитов или округлые кристаллы оливина, пироксена или их обломки и сростки, вынесенные из мантии Земли. Таким путем могут возникать очаги оливин-базальтовой магмы, наиболее богатой поствулканическими продуктами, причем последние происходят, во-первых, из больших глубин и, во-вторых, они достигают места, занимаемого происшедшими из них породами, с особенно большой скоростью, не позволявшей растратить заключавшиеся в этих магмах флюиды. К такого типа образованиям относятся кимберлиты с алмазами, которые образуются при давлении 40 000—50 000 атм (Соболев, 1961), и магматические брекчии оливин-базальтового состава, описанные в Восточной Сибири Г. М. Гапеевой (1960), И. В. Луцицким (1960), Б. М. Владимировым (1961, Владимиров, Знамеровский).

Описанный механизм образования основных магм не противоречит экспериментальным данным по зонной плавке каменных метеоритов (хондритов), опубликованным А. П. Виноградовым (1959а, б, 1963).

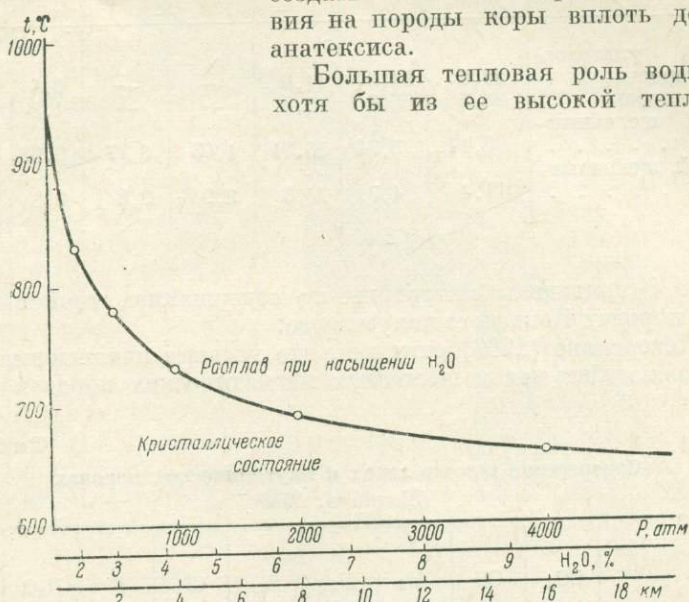
Известно, что основными переносчиками тепла среди летучих являются водород, его соединения и отчасти  $\text{CO}_2$ . Если, действительно, синтез воды происходит одновременно с образованием основных магм и «сбросом» воды во флюидном состоянии и других летучих соединений из этих магм, то последние могут явиться достаточным переносчиком тепла, которое необходимо для образования в земной коре метаморфических комплексов пород, мигматитов и, в конечном счете, кислых магматических расплаво-растворов, что вполне отвечает экспериментальным данным по плавлению парагнейса и его ретроградному метаморфизму в условиях температур 400—850° С и давления  $\text{H}_2\text{O}$  2000 кг/см<sup>2</sup>, опубликованным Стелом (Steuhl, 1962).

В эксперименте Стела (1962) исходная порода, подвергшаяся анатексису, состоит из 40% плагиоклаза (№ 29), 28% кварца, 22% биотита, 2—3% мусковита, 4% щелочного полевого шпата, 2,5% железистого хлорита, 0,8% фторapatита, 0,3% титанита, 0,3% циркона и гематит-ильменита. Анатексис этой горной породы начинается между 670 и 680° С, при этом образуется расплав-раствор (10%  $\text{H}_2\text{O}$ ) состава кварц-кали-натровый полевой шпат. При температуре 690° в расплав начинает входить плагиоклаз, а при 700° — также и биотит. До 850° все силикаты расплавляются, остаются кристаллические гематит-ильменит и шпинелевая фаза, состоящая из твердого раствора ульвит — магнетит — магнезиоферрит. При этом происходит уменьшение летучих в анатектическом расплаве от 10 до 7%. Зависимость плавления (анатексисом) и кристаллизации

в гранитном расплаве-растворе от давления, температуры и содержания воды (флюида) приводится на фиг. 7, по Винклеру (Winkler, 1962).

Термический эффект поднимающихся из мантии горячих флюидных растворов нелегко оценить, так как в настоящее время мало материалов по газовой-водной компоненте горных пород, слагающих земную кору. Ясно, что большое количество флюида, поступающего снизу в земную кору, может принести с собой количество тепла, достаточное для того, чтобы создать заметные термальные воздействия на породы коры вплоть до явлений анатексиса.

Большая тепловая роль воды следует хотя бы из ее высокой теплоемкости.



Фиг. 7. Зависимость плавления и кристаллизации в гранитном расплаве-растворе от давления, температуры и содержания воды, по Винклеру (Winkler, 1962)

Расчеты Н. И. Хитарова (Хитаров и др., 1963) показывают, что теплоемкость воды в три раза выше теплоемкости силикатов, при этом она увеличивается с повышением температуры:

P, атм	T, °C	Теплоемкость воды, кал/г · град
2500	1000	0,934
1000	1200	0,941
2500	1200	1,080

Сведения о газовой компоненте, заключенной в полостях горных пород и минералов, крайне незначительны (Икорский, 1961; Кравцов, 1961; Линде, 1961; Петерсилье, 1958, 1960, 1962, 1963а, б; Петерсилье, Проскуряков, 1961; Петерсилье и др., 1961; Пиковский, 1963). Соединения водорода и кислорода в этих работах не освещены, хотя они составляют значительную часть газовой-жидких включений в горных породах и минералах (Белов, 1963). Вода (флюид), если она служит основным источником тепла для процессов анатексиса, должна быть ювенильной, а не освобожденной где-то, в другой серии пород земной коры, в результате дегидратации или кристаллизации палингенетического расплава-раствора. Пока нет данных, показывающих, участвует в указанных процессах ювенильная вода или нет, но этот вопрос может быть решен путем изучения изотопных соотношений водорода, кислорода и углерода, входящих в газовой-жидкую компоненту горных пород и минералов.

Содержание и состав газов в некоторых породах щелочных массивов  
Кольского полуострова  
(Петерсилье, 1963)

Плутоны, породы	H <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	CO <sub>2</sub>	Среднее содержание газов в породе, см <sup>3</sup> /кг
Ковдорский, ультраосновные породы . . .	22,6	64,9	11,9	--	--	0,6	1,68
Щелочные породы . . .	30,5	65,0	3,5	--	--	1,0	2,00
Хибинский, щелочные породы . . . . .	5,14	3,74	88,31	1,05	0,77	0,93	32,25
Ловозерский, щелочные породы . . . . .	11,4	4,7	74,3	3,9	3,3	2,3	19,72

В табл. 4 приведены материалы по содержанию газов в некоторых щелочных породах Кольского полуострова.

И. А. Петерсилье (1963) отмечает, что условия нахождения углеводородных газов и битумов в щелочных магматических породах Кольского

Таблица 5

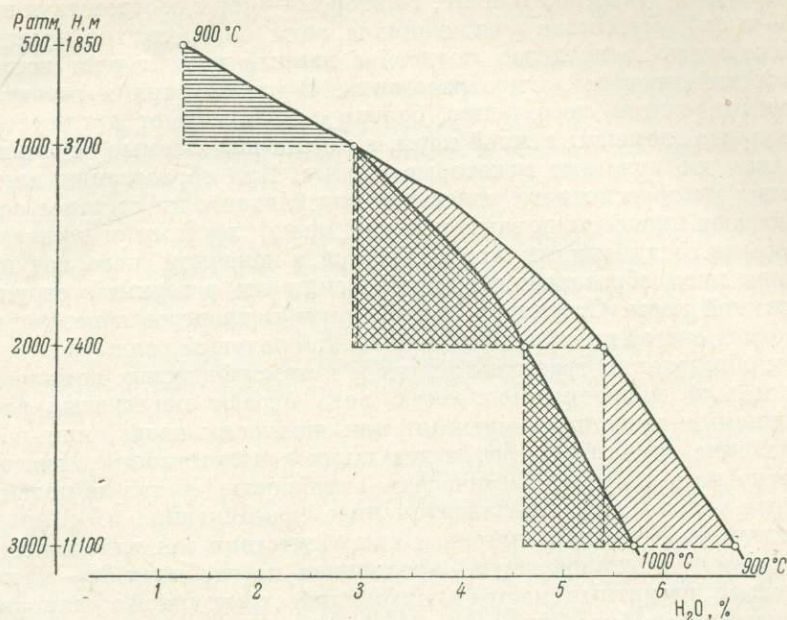
Содержание газов в лавах и плутонических породах  
(Shepherd, 1938)

Порода	CO <sub>2</sub>	CO	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	S <sub>2</sub>	Cl	F	H <sub>2</sub> O	Среднее содержание газов в породе, см <sup>3</sup> /г
Обсидиан . . . . .	1,60	0,04	0,17	1,42	0,01	0,50	0,52	96,30	27,1
То же . . . . .	0,08	0,01	2,25	1,15	0,04	1,50	2,21	94,43	4,9
Андезит . . . . .	0,82	0,21	0,43	0,21	0,05	0,99	1,04	96,22	26,5
То же . . . . .	1,96	0,50	1,19	0,03	0,12	0,13	--	93,06	10,6
Базальт . . . . .	6,80	3,83	6,18	1,31	0,72	0,26	--	80,17	9,8
То же . . . . .	15,30	1,43	4,41	5,19	0,24	0,21	--	73,20	6,2
Гранит . . . . .	1,96	0,08	4,82	0,33	0,27	0,01	1,97	90,51	34,2
То же . . . . .	19,63	2,22	5,50	2,20	0,72	0,18	0,25	69,27	57,3
Диабаз . . . . .	2,43	0,03	2,94	0,80	0,08	0,99	0,34	92,40	89,9

## Зависимость происхожде-

Состав магматического расплава-раствора	Глубина образования	Вода (флюид) в расплаве-растворе
Серии ультраосновных и основных магм	100—200 км	Синтез воды и углеводородов в момент образования магмы. Содержание воды в магме при 1000° = 6,5—7%
Серии кислых (гранитоидных) анатектических магм	30—40 км и менее	Приток флюида (воды) из ультраосновных и основных магм или подкоровых слоев до 7—9%

полуострова, бесспорно, свидетельствуют о неорганическом пути их образования и процессе становления щелочных плутонов. В связи с этим возникает вопрос: не являются ли газы потоком, движущимся от расположенных в мантии очагов магматических масс там, где происходит синтез их, и продуктов водорода и кислорода?



Фиг. 8. Характеристика «сброса» воды (флюида) гранитным расплавом-раствором в зависимости от давлений и температуры, по Хитарову (1960)

Условные обозначения см. фиг. 5

Содержание воды и других летучих газов в лавах и плутонических породах изучено Шепердом (Shepherd, 1938); некоторые данные из его работы мы приводим в табл. 5.

Фактический материал, представленный в табл. 5, свидетельствует о том, что в состав газовой компоненты, заключенной в полостях горных пород и минералов, кроме углеводородных газов, входит значительное

Таблица 6

ния магмы от глубины

Т и Р в зоне магматического очага	Изменения Т и Р при переходе магмы с одного уровня на другой	Состав магматических формаций и серий горных пород
Т ~ 1500—2000°, Р ~ ~ 20—60 тыс. атм в зоне первичного магматического очага	Понижение Т и Р за счет «сбрасывания» воды (флюида) при переходе на уровни с меньшим давлением	Прототектитовые типы формаций: ультраосновные и основные формации с сериями горных пород (известковыми, известково-щелочными, щелочно-известковыми и щелочными)
Т ~ 600—950° Р ~ 100—4000 атм. Повышение Т за счет флюидов, идущих от ультраосновных и основных магм	Понижаются Т и Р за счет «сбрасывания» воды при переходе на уровни с меньшим давлением. При отделении летучих образуются рудные месторождения	Анатектитовые типы формаций с известковыми, известково-щелочными, щелочно-известковыми и щелочными сериями пород; мигматиты, гнейсы, метасоматиты, диафориты и др.

количество других легких элементов и главным образом соединений водорода с кислородом (70—95% от общего состава газовой-жидких включений).

Таким образом, анализ некоторых фактических материалов позволяет нам предполагать, что образование базальтовой и гранитной магм, начиная с архея, происходит путем переплавления, скорее всего выплавления: в первом случае — участков мантии, во втором — коры соответствующего состава, — и поэтому состав рождающихся магм определяется прежде всего составом среды, в пределах которой в данный момент идет восходящий термический процесс магмообразования. В размещении и развитии магматических очагов, несомненно, большую роль играют предшествующие структурные элементы земной коры, а не так называемые глубинные разломы, как это полагают некоторые ученые. При образовании магматических масс ультраосновного, основного или близкого им составов основную роль играют процессы цепных реакций между легкими элементами и их некоторыми соединениями, что и является, в конечном счете, ведущим механизмом магмообразования и перемещения их в верхний структурный ярус земной коры. Структура земной коры в процессе образования магматических очагов не играет так называемой ведущей роли.

При образовании гранитных магм и метаморфических комплексов пород вплоть до магматитов основную роль играют перегретые растворы, сбрасываемые основными магмами при движении вверх, или растворы, поступающие из мантии при ее дегазации с отсутствием магматических масс основного состава. Химическая активность, состав и подвижность растворов таковы, что инфильтрационное просачивание их в значительных количествах осуществляется и при отсутствии зон или полей трещиноватости в теле земной коры. Зародившись на глубинах 30—40 км, анатектические гранитные магмы в подходящей структурной обстановке могут передвигаться на более высокие уровни земной коры. Если кислые расплавы-растворы имеют температуру 900°С и содержание флюида в них составляет по весу около 9%, то при подъеме их с глубины 30—40 км на уровень 15—11 км «сбрасывается» флюида около 2,3%; при подъеме с 11 до 7,5 км — 1,2%; с 7,5 до 3,7 км — 2,5% и с 3,7 до 2,0 км — 1,7% (фиг. 8).

К сожалению, мы все-таки не знаем причин, порождающих разные магмы. Наши же представления о происхождении и составе их и мантии (подкорковых слоев) построены на немногочисленных основаниях: особенно мало фактических материалов по газовой компоненте горных пород и минералов, слагающих земную кору.

Я позволил себе обратить внимание на те некоторые факты, которые могли бы наметить пути дальнейших исследований магматических формаций, горных пород и связанных с ними рудных образований. Некоторые наши представления о происхождении магм сведены в табл. 6.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 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.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. II. Изд-во АН СССР, 1955.
- Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды.— Успехи химии, т. XIII, 1944, вып. 1.
- Виноградов А. П. Геохимическая история кислорода и фотосинтез.— Изв. АН СССР, серия биол., 1947, № 3.
- Виноградов А. П. Метеориты и земная кора.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959а, № 10.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция земли. Изд-во АН СССР, 1959б.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры.— Геохимия, 1961, № 1.

- Виноградов А. П. Газовый режим земли.— В кн. «Химия земной коры».— Тезисы докладов. Изд-во АН СССР, 1963.
- Владимиров Б. М., Знамеровский В. Н. Кимберлитовая трубка на юге Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, т. 139, 1961, № 2.
- Влодавец В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Дариганской области Монголии.— В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Гапеева Г. М. Эруптивная брекчия Лесозаводска.— Геол. и геофиз., 1960, № 10.
- Гинсберг А. С. Вода в магме.— Ученые записки Лен. гос. пед. ин-та им. А. И. Герцена, 1947, вып. 54.
- Гросвальд М. Г., Станкевич Е. Н., Увлянд А. К. Новые данные о базальтах Хамсара-Бий-Хемского междуречья в Северо-Восточной Туве.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1959, вып. 5.
- Гутенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность земли. ИЛ, 1948.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Икорский С. В. О некоторых включениях в нефелине горных пород Хабинского и Ловозерского щелочных массивов.— В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 2. Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1961.
- Кеннеди Дж. К. О роли воды в магме.— В сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Кравцов А. И. Газоносность Хибинских апатитовых месторождений.— В кн. «Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр». Изд-во АН СССР, 1961.
- Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
- Лебедев А. П. Вопросы изучения базальтовой магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 12.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация.— Труды СПб. об-ва естествоисп., отд. геол. и минер., т. 19, 1888.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Научн. хим.-техн. изд-во, М., 1925.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Эффузивные породы СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 2.
- Ли Шань-пан. Некоторые итоги сейсмологических исследований в КНР.— Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.
- Линде И. Ф. О природных газах в горных породах Хибинского щелочного массива.— Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, 1961, № 9.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
- Никовский Ю. И., Гусева А. Н. О битумопроявлениях в вулканической трубке Ангаро-Чунского района (октябрьское железнорудное проявление).— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 2.
- Островский П. А. Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 9.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— Межд. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Петерсилье И. А. Углеводородные газы и битумы интрузивных массивов центральной части Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1958, № 6, стр. 122.
- Петерсилье И. А. Газы и рассеянные битумы горных пород некоторых интрузивных массивов Кольского полуострова. Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1960.
- Петерсилье И. А. О происхождении углеводородных битумов Хибинского щелочного массива.— Геохимия, 1962, № 1.
- Петерсилье И. А. Органическое вещество в изверженных и метаморфических горных породах Кольского полуострова.— В кн. «Химия земной коры», т. 1. Изд-во АН СССР, 1963а.
- Петерсилье И. А. Газовая составляющая некоторых геологических формаций Кольского полуострова.— Тезисы доклада в кн. «Физико-химические условия метаморфизма и метасоматоза». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963б.
- Петерсилье И. А., Проскураева Е. Б. Рассеянные битумы щелочных пород Хибинского плутона.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.
- Петерсилье И. А. и др. Опыт применения газового каротажа для исследования горючих газов и битумов Хибинского массива.— Геохимия, 1961, № 10.
- Петрушевский Б. А. К сейсмологической характеристике горных сооружений Южной Сибири и Северной Монголии.— Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.
- Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы.— Геохимия, 1959, № 5.

- Семенов Н. Н. Ценные реакции. Л., Госхимтехиздат, 1934.
- Семенов Н. Н. О некоторых проблемах химической кинетики и реакционной способности. Изд-во АН СССР, 1958.
- Соболев В. С. О давлении при процессах метаморфизма.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. Госгеолтехиздат, 1956.
- Устиев Е. К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Изд-во лит. по геологии и охране недр, 1961.
- Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулканизм Южно-Анюйского хребта и Восточно-Азиатская вулканическая провинция.— Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 13.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Труды Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, 1960, № 19.
- Хитаров Н. И. Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных.— Геохимия, 1958, № 6.
- Хитаров Н. И. О соотношениях между водой и магматическим расплавом.— Геохимия, 1960, № 7.
- Хитаров Н. И., Кадин А. А., Лебедев Е. Б. Оценка теплового эффекта отделения воды от расплава кислого состава по данным системы альбит—вода.— Геохимия, 1963, № 7.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В., Арсеньев Р. В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах.— Геохимия, 1959, № 5.
- Шейнманн Ю. М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение ультрабазитов.— Сов. геол., 1961, № 8.
- Barth T. E. W. Orogeny and geochemistry. Schweiz. Min. petr. Mitt., 1952, Bd. 32, H. 2.
- Benioff H. Colloquium: On plastic flow and the Earth.— Trans. Amer. Geophys. Union, v. 1951, v. 32.
- Clarce F. W. The evolution and desintegration of matter.— U. S. Geol. Survey. Prof. Papers, april 1924, № 132.
- Garanson R. Silicate-water systems: high temperature and pressure phase equilibria in the  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$  and  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$  systems.— Amer. Geoph. Union Trans., v. 19, pt. 1, 1938.
- Jahns R., Burnham C. The solubility of water in granitic magmas.— Bull. Geol. Soc. America v. 69, № 12, p. 2, 1958.
- Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.— Bull. Volcanol., v. 20, ser. 2, 1959.
- Poldervaart A. Chemistry of the earth's crust.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 62 B. Crust of the Earth. Baltimore, 1955.
- Rubey W. W. Geologic history of sea water. An attempt to state the problem.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1951 v. 62, № 9.
- Rubey W. W. Development of the hydrosphere and atmosphere, with special reference to probable composition of the early atmosphere.— Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 62 B. Crust of the Earth. Baltimore, 1955.
- Steuhl H. H. Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines parabiolitgneises aus dem Schwarzwald, Quem. Erde, v. 21, № 3—4, 1962.
- Shepherd E. S. The gases in rocks and some related problems. Amer. J. Sci. 1938, v. 25-A.
- Winkler H. Viel Basalt und wenig Gabbrownig Rhyolith und viel granit. Beitr. Mineral. und Petrogr., 8, № 4, 1962, v. 8, № 4.

## Рихард Крал

(Институт геохимии и минерального сырья  
Чехословацкая Академия наук, Прага)

### КИМБЕРЛИТЫ ЧЕШСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ

Под названием Чешское Среднегорье объединяется вулканическая область Северо-Западной Чехии, расположенная примерно в 100 км на Северо-Запад от столицы ЧССР — Праги. Здесь развит комплекс излившихся, частью глубинных и жильных горных пород, типичных представителей так называемой атлантической провинции, в понимании Ф. Бекке. Они занимают среднюю, наибольшую часть обширной вулканической области на территории Чехии, которая осложнена постгерцинской разрывной тектоникой. По А. И. Заварицкому, эта новейшая вулканическая деятельность на внешней стороне альпийской складчатой системы в Западной и Средней Европе проявилась в нескольких местах: в области Центральной Франции, на востоке от Франции — в виде двух вулканических дуг, а именно — Северо-Рейнской и Южно-Рейнской. Восточнее Северо-Рейнской дуги располагается Чешско-Силезская дуга. Положение рассматриваемой зоны определяется вулканитами: Оверни, Эйфеля, Нейвидерского бассейна, Зибенгебирге, Вестервальда, Фогельсберга, Рена, Хильдбургхаузена, Франконского леса, Фохтланда, Доуповских гор, Чешского Среднегорья, Лужицких и Йизерских гор. Восточное продолжение зоны скрыто под ледниковыми и более древними осадками; затем вулканисты можно проследить до области Явор — Златори — Легница — западнее Братиславы.

Положение зоны неовулканитов, параллельное системе альпийско-карпатского орогена, указывает на связь ее с развитием орогена. Обсуждение тектонической позиции внешней вулканической зоны и петрохимических отношений, из которых наиболее интересна связь кимберлитов со целочными породами в неовулканической зоне, подводит нас к познанию закономерностей, важных для прогноза существования еще неоткрытых кимберлитовых пород.

Чешское Среднегорье в геологическом отношении систематически было изучено в начале нынешнего столетия геологом И. Гибшем. Среди большого разнообразия эффузивов, согласно указанному автору, более всего распространены базальты (62%), главным образом оливиновые, затем тефриты (20%), нефелиниты (10%), феолиты (4%), базаниты (1%) и незначительно лейциты, трахиты, авгититы, лимбургиты. Из глубинных горных пород здесь присутствуют в небольшом количестве эссекситы и сиениты, а из жильных пород находятся прежде всего бостониты, в незначительной мере гаутейты, камптониты, мончикиты, тингуаиты и польценииты. Все упомянутые породы внедрились в несколько фаз — от верхнего олигоцена до миоцена, т. е. в течение альпийского тектогенеза. В минералогическом отношении Чешское Среднегорье известно значительно раньше, а именно с XVI столетия, когда интерес к добыче чешских гранатов достиг апогея, как следует из работы Боэти де Воэтэ (Boetia de Voete, 1647). Однако очень долгое время никто не уделял внимания пиропу как спутнику алмаза. В области Чешского Среднегорья были случайно найдены два алмаза — в 1869 г. — желтый, размером  $4 \times 2 \times 2$  мм, и в 1927 г. — бесцветный, размером  $3 \times 2 \times 2$  мм. Но находка этих алмазов

не связывалась тогда с месторождением пиропов и не вызывала предположения в наличии кимберлитовых трубок.

В дальнейшем интерес к данной области отпал, и только в последнее время, когда в процессе систематического геологического картирования, проводившегося Л. Копецким, были найдены породы, своей структурой и петрографическим составом напоминающие кимберлиты, заставили геологов заняться детальными исследованиями.

В настоящее время известно семь кимберлитовых трубок, из которых главнейшими являются трубки Лингорка и Бота — Мерунице.

Позднее была обнаружена новая трубка у Меруницы и еще одна — в окрестностях Лингорки. Остальные трубки открыты в южной части Чешского Среднегорья. Обнаружение трубок было возможно только систематическими геологическими поисками, так как эти трубки никак не выражены в рельефе.

При минералогическом изучении аллювия у кимберлитовых трубок и в их непосредственном окружении при помощи шлихового анализа в 1959 г. Я. Бацером был найден третий алмаз, размером  $0,25 \times 0,15 \times 0,10$  мм.

Сущность минералогических и петрографических исследований на первом этапе заключалась в изучении россыпей, характеризующихся очень пестрым парагенезисом минералов, соответствующим парагенезису как основных, так и ультраосновных и гранулитовых пород, что соответствует геологическому строению района. После открытия кимберлитовых трубок центр тяжести работ переместился на изучение вещественного состава кимберлитов. Более подробную характеристику последнего можно дать только на основе обработки большого количества материала. Кроме петрографической обработки, был выполнен 121 полный химический анализ пород и 62 химических анализа минералов, не считая минералогического и структурного исследования.

Результаты химических анализов горных пород были нанесены на диаграмму А. Н. Заварицкого. Это дало возможность совместно рассмотреть химизм кимберлитов всех известных областей. По сравнению с сибирскими и африканскими кимберлитами фигуративные точки кимберлитов Чешского Среднегорья лежат в верхней части диаграммы, тогда как африканские занимают центр «кимберлитового поля», а сибирские располагаются в самом низу. Это относится к общему их положению. Вектор  $v$ , главный показатель этого размещения фигуративных точек, помещает наши кимберлиты частью между африканскими и в меньшей мере между сибирскими. Сибирские кимберлиты имеют наиболее широкие колебания вектора  $v$  и показывают в то же время предельные значения  $v$  для всех мировых кимберлитов. Более низкие значения вектора  $v$  показывают африканские кимберлиты и самые низкие — наши. Из этого видно, что петрохимия кимберлитов весьма разнообразна. С одной стороны, мы здесь имеем очень основные разности, достигающие значений, близких к дунитам, а с другой — более кислые разности, попадающие в область щелочных ультрабазитов типа пикритового и мелилитового базальта.

При рассмотрении остальных векторов на диаграмме Заварицкого представляет интерес отношение  $MgO : CaO$ , которое в сибирских и африканских кимберлитах характеризуется преобладанием  $MgO$  над  $CaO$  и имеет значение  $6-7 : 2$ , тогда как у наших кимберлитов это отношение колеблется от  $2 : 1$  до  $1 : 2$ , что отвечает относительно высокому содержанию  $CaO$ . Повышенное содержание частично обусловлено сильной карбонатизацией породы. Отношение щелочей сходно со значениями для африканских кимберлитов, в которых  $Na_2O$  преобладает над  $K_2O$ . У сибирских кимберлитов величина этого отношения достигает  $7 : 3$ .

При рассмотрении диаграммы Заварицкого, составленной только для чешских кимберлитов из области Чешского Среднегорья, видно, что здесь

мы имеем одну группу кимберлитовых пород, величина вектора  $v$  которых изменяется от 24 до 48.

Положение фигуративных точек кимберлитов по вертикали не меняется с региональным размещением пород, но оно отражает состав данного кимберлита, который, в свою очередь, отражает определенные физико-химические условия образования пород. Так, например, химическим анализом установлено, что кимберлиты, скрытые в трубке Бота-Мерунице, точно отвечают в одной своей части кимберлитам из трубки Бота-Мерунице. Отношение  $MgO : CaO$  у них приблизительно одинаково, отношение щелочей меняется соответственно с величиной  $MgO : CaO$ . Чем больше  $MgO$ , тем больше и  $K_2O$ . Содержание  $SiO_2$  в наших кимберлитах колеблется в пределах 36—45%, а  $MgO$  — 6—18%. Сравнительно высокое содержание  $SiO_2$  вызывается большим количеством ксенолитов гранулита, а повышенное содержание  $CaO$  происходит только за счет повышенной вторичной карбонатизации кимберлита. Связующая масса у чешских кимберлитов не чистый кальцит: вместе с  $CaO$  в нем присутствует также  $MgO$  (13,3%) и  $FeO$  (7,6%). Из элементов-примесей следует упомянуть  $Sr$ , содержание которого колеблется в количествах  $10^{-1}$ , содержание  $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$ ,  $Ba$ ,  $Zr$ ,  $Cu$  — в пределах  $10^{-2}$  и содержание  $Pb$ ,  $Be$ ,  $Zn$  — в количествах  $10^{-3}$ .

Кроме анализа кимберлитов, были проведены также анализы гранато-пироксенового перидотита, который составляет главную часть ксенолитов в кимберлитах. Химический состав перидотита относительно постоянен; содержание  $SiO_2$  колеблется в количествах 38—40%,  $MgO$  — 29—33%  $CaO$  — 4—7%, а щелочей — 1,4—1,9%. Из элементов-примесей наблюдается повышенное, по сравнению с кимберлитами, содержание  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Sr$  ( $10^{-1}$ ), а  $V$ ,  $Zn$ ,  $Cu$  остаются в количествах  $10^{-2}$ .

Химизм кимберлитовых пород соответствует типичному парагенезису минералов. Среди них преобладающую роль играют пиропы вместе с пикроильменитом. Для кимберлитов Чешского Среднегорья характерна серия окрашенных пиропов от оранжевого через красный до фиолетового. Их химизм соответствует пиропам из других мировых месторождений по основным компонентам ( $MgO$  — 19—20%,  $Al_2O_3$  — 18—20%,  $SiO_2$  — 39—42%), однако элементы-примеси в них отличены, как те элементы, которые вызывают изменение цвета. Для фиолетовых пиропов характерно наиболее высокое содержание  $Cr_2O_3$  (5,6%), тогда как красные пиропы содержат 2,5%  $Cr_2O_3$ , а оранжевые только 1,0—1,6%  $Cr_2O_3$ . Эти изменения соответствуют и физическим свойствам, особенно показателю преломления, который является линейной функцией содержания  $Cr_2O_3$ . Заслуживает внимания взаимная зависимость пироповой и уваровитовой составляющих в пиробазах. С повышением основности увеличивается содержание хрома.

Пока были известны пиропы только из аллювия и делювия, которые имели кроваво-красную окраску, представление о месторождениях пиропов в предполагаемых кимберлитовых трубках было очень искажено. При находке трубок и при подробном изучении найдены пиропы других окрасок, от оранжевой через красную до фиолетовой. Эти окрашенные различия отвечают в отношении как структуры, так и остальных химических компонентов обычным пиропам, и их можно отнести к пироп-альмандиновому ряду. Первичной породой оранжевых, красных и фиолетовых пиропов у нас является гранато-пироксеновый перидотит, который содержит все разновидности граната.

Кроме аллювиальных пиропов, геологическими скважинами были найдены пиропы в песчаниках как пермо-карбона, так и сеномана. Эти пиропы по своим физическим свойствам и химическому составу совершенно идентичны пиропам рассмотренных выше пород. Поскольку нашими исследователями доказано, что первичной породой пиропов является перидотит, то находки таких же пиропов в карбоновых кластических осадках подтверждают, что пироповый перидотит имеет докарбоновый возраст. Пиропы

из осадков карбона имеют еще одну особенность — своеобразную скульптуру поверхности.

Долгое время продолжался спор относительно происхождения этой поверхностной скульптуры — возникает она в результате коррозии или растворения? В последнее время удалось подтвердить, что скульптуры вызываются коррозией и именно в седиментах.

Этот факт очень интересен и важен для проведения шлиховых анализов, в которых мы встречаемся с пиропами как из кластических осадков, так и из кимберлитовых трубок. Пиропы из трубок с гладкой поверхностью без скульптур и внутреннего нарушения структуры, а пиропы из осадочных пород почти всегда имеют скульптуры на своей поверхности. Знание этого отличия может нам помочь при поисках новых кимберлитовых трубок в еще неизученных районах.

Кроме указанных цветных разновидностей пиропов, в кимберлитах и в аллювиальных отложениях были найдены светло-розовые и даже белые гранаты. По химическому составу и структуре они отвечают альмандинам, и их первичной породой являются гранулиты.

Что касается микроильменитов, то этот вопрос у нас пока остается открытым. Установлено, что часть ильменитов в кимберлитовых трубках происходит из базальтов, а часть — своим химизмом (содержанием MgO) отвечает иному происхождению. Для последнего вопрос генезиса и отношение их к кимберлитам пока не решен.

В последнее время удалось найти в районе трубки Лингорка вулканическую брекчию, в которой найден муассанит. Были определены параметры его структуры: (6—Н), комбинация (15 R) и  $\parallel$  (6—Н)  $a_0 = 3,06\text{\AA}$   $c_0 = 15,18\text{\AA}$ , показатели преломления —  $N_o = 2,647$ ,  $N_e = 2,689$ ; плотность — 3,23—3,24.

Минералогическому изучению кимберлитов у нас уделяется очень большое внимание. Пока систематически исследованы пиропы, изучение ильменитов только начинается. Остальные минералы будут подробно исследованы на следующем этапе.

**В. С. Трофимов**  
(Геологический институт АН СССР)

## **КИМБЕРЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ И ЕЕ АЛМАЗОНОСНОСТЬ**

Первые кимберлиты были обнаружены в Южной Африке в 1870 г. Долгое время считалось, что они являются специфической особенностью Африканской платформы и отсутствуют на других платформах. Работы последних лет определенно показали, что кимберлиты имеют весьма широкое распространение и в настоящее время существует незначительное количество древних платформ и щитов, в пределах которых они еще не обнаружены (Русская, Канадская и др.). Однако в их пределах известны отдельные находки алмазов и пиропов и поэтому можно предположить наличие еще необнаруженных выходов кимберлитов.

В пределах складчатых областей известны лишь редкие находки кимберлитов (Калимантан, Австралия и др.), не имеющих промышленного значения.

Для кимберлитов характерны:

- 1) исключительная приуроченность их к древним платформам и щитам;
- 2) строго определенное положение в общей схеме магматизма древних платформ;
- 3) приуроченность их к определенным структурным элементам на платформах и связь их с определенными типами глубинных разломов;
- 4) специфический петрографический состав, представляющий собой непрерывный ряд — от типичных изверженных пород гниабиссального облика до настоящих туфобрекчий;
- 5) особый вещественный состав, присутствие в них алмазов и интенсивное изменение этих пород постмагматическими процессами, и т. д.

Исходя из этого, возможно выделить кимберлиты в самостоятельную магматическую формацию древних платформ и щитов.

Кимберлитовые формации отдельных алмазоносных провинций имеют свои специфические особенности. Так, кимберлитовая формация Гвинейской алмазоносной провинции в Западной Африке характеризуется жильным типом кимберлитов и присутствием алмазов в рубашке из алмазоносного вещества (Сиерра-Леоне, республике Гвинея и др.). Кимберлитовая формация Сибирской платформы отличается от предыдущей трубчатой формой алмазоносных кимберлитовых тел, присутствием кимберлитов нескольких возрастов, приуроченных к одним и тем же структурным областям, сравнительно мелкими алмазами и т. д.

### **ПОЛОЖЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВ В ОБЩЕЙ СХЕМЕ МАГМАТИЗМА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ**

В настоящее время большинство исследователей (А. П. Лебедев, В. С. Соболев, В. С. Трофимов и др.) стоят на точке зрения существования на древних платформах двух самостоятельных магм — трапповой и ультраосновной — и считают установленной связь кимберлитов с производными ультраосновной магмы.

Предполагается, что в природе существует единая ультраосновная магма с щелочным уклоном, являющаяся продуктом плавления перидотитового слоя земной коры (Шейнманн, 1961, и др.). Эта магма в условиях складчатых и других областей, характеризующихся повышенной проницаемостью пород, при подъеме теряет часть своих газообразных компонентов и в их числе щелочи.

Обычно ультраосновные породы на поверхности образуют полосы и зоны значительной протяженности, измеряемые сотнями километров, что дает основание предполагать связь этих пород с региональными глубинными разломами.

Чаще всего глубинные разломы возникают в периоды растяжения земной коры и, достигнув перидотитового слоя земной коры, обуславливают в его пределах резкое падение давления, что приводит к расплавлению близлежащих участков этого слоя (Кухаренко, 1962; Шейнманн, 1961, и др.). С течением времени процессы растяжения земной коры сменяются процессами ее сжатия, под влиянием которых расплавленные порции перидотитовой магмы выжимаются кверху по определенным каналам в пределах ранее возникших глубинных разломов. В. А. Обручев и другие авторы считают, что процессы растяжения и сжатия имеют пульсационный характер, т. е. растяжения периодически сменяются процессами сжатия.

В зависимости от тектонической обстановки на древних платформах имеют место различные формы проявления ультраосновного магматизма, которые наиболее отчетливо выражены на Сибирской платформе.

Эффузивная фация ультраосновного магматизма на Сибирской платформе проявлена в форме меймечитов, которые образуют ряд наложенных покровов небольшой мощности и реже представлены жильными телами. Меймечиты — типичные эффузивные породы, состоящие на 40—50% из мелких, хорошо образованных вкрапленников оливина, содержащих 12—15% фаялитового компонента и стекловатой основной массы с микролитами авгита и магнетита. Местами меймечиты имеют миндалекаменную текстуру.

Абиссальная фация в начальные стадии ультраосновного магматизма на древних платформах представлена трещинными интрузиями, которые в дальнейшем сменяются конфокально-коническими. С течением времени в отдельных мощных интрузивных массивах попутно с их развитием происходят мощные процессы дифференциации, приводящие к расщеплению первичной перидотитовой магмы на щелочной и ультраосновной ряды. В результате возникают кольцевые многофазные интрузии так называемого центрального типа (Сабыда-Гулинская и др.). Ультраосновной ряд представлен оливинитами, перидотитами, пироксенитами и другими породами, а щелочной — породами типа мончикитов, мелтейгитов, ийолитов, нефелиновых сиенитов и т. д.

Гипабиссальная фация представлена кимберлитами, которые занимают промежуточное положение между эффузивными меймечитами и многофазными абиссальными интрузиями. С первыми кимберлитами сближает порфириовидность, наличие слабо раскристаллизованной основной массы, одинаковый состав вкрапленников оливина, а со вторыми — одинаковый состав вкрапленников оливина в кимберлитах с оливинами перидотитов конфокально-конических интрузий, порфириовидный характер некоторых перидотитов и т. п.

Существенным отличием кимберлитов от перечисленных пород является наличие в них признаков высоких давлений, результирующихся в их взрывном характере. Поскольку в меймечитах и породах конфокально-конических интрузий отсутствуют ксенолиты эклогитов и других глубинных пород, а также пирропы, алмазы и все остальные минералы, возникающие при повышенных давлениях и высокой температуре, можно считать доказанным, что эти минералы и ксенолиты не были принесены из глубинных

частей земной коры. Следовательно, приходится допустить, что они образовались где-то на пути движения ультраосновной магмы из пределов перидотитового слоя к поверхности земли. Возникновение высоких давлений на пути движения магмы, несомненно, должно быть обусловлено существованием каких-то препятствий: или завал глубинного разлома, или глубинные разломы не продолжались до земной поверхности. Высокие давления могли быть обусловлены и другими пока еще не выясненными причинами.

Судя по ксенолитам глубинных пород в кимберлитах, можно полагать, что промежуточные очаги перидотитовой магмы чаще всего возникали на границе пород кристаллического фундамента с осадочно-вулканогенным чехлом над ними, т. е., иными словами, подводящие глубинные разломы, по терминологии А. В. Пейве, были «слепыми». Редкость подобных явлений на платформах объясняет причину сравнительной редкости кимберлитов в природе.

### МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ОЧАГОВ ПЕРИДОТИТОВОЙ МАГМЫ

Глубина заложения промежуточных очагов определяется величиной давления в этих очагах, мощностью и физическим состоянием осадочно-вулканогенного чехла над ними и рядом других причин. Для трубок Южной Африки она равна 1,5—2 км, для трубки «Мир» в Якутии — 2,5—3,5 км и т. д.

Образование очагов перидотитовой магмы происходило в несколько приемов. Первые порции выжимаемой с глубины магмы, достигнув препятствия, цементировали имевшуюся во вмещающих породах трещиноватость. Возникавшие при этом жилы и дайки кимберлита обычно не содержали алмазов, так как на первых этапах образования промежуточных очагов существовавшее в них давление было недостаточным для образования и пиропов и алмазов.

Последующие порции перидотитовой магмы, поступавшие в промежуточные очаги, обеспечивали постепенное увеличение содержания в них газообразных компонентов, которые в периоды сжатия давали все возрастающее давление, которое в конечном итоге приводило к взрыву, разрушению кровли очага, образованию новой и подновлению более древней трещиноватости во вмещающих породах и к заполнению возникших полостей брекчированным материалом. В исключительных случаях разряда давления в очаге не приводила к взрыву и образованию трубчатых полостей, а результировалась в растрескивании лежащих над очагом пород (Сиерра-Леоне и др.).

Взрывом дробились не только породы кровли, но и верхние застывшие участки очага, что приводило к образованию ксенолитов кимберлита в кимберлите. В некоторых случаях взрывом увлекалась и часть жидкой кимберлитовой магмы, что доказывается присутствием в трубках (Легкая, Зарница и др.) шаровых текстур.

После взрыва магма, потерявшая большую часть своих летучих компонентов и в известной степени охлажденная, естественно, не могла самостоятельно заполнить возникшие при взрыве полости. Заполнение их происходило путем выжимания магмы из промежуточных очагов при очередном сжатии земной коры. Подобная магма, образовавшая жилы, дайки и трубки кимберлита, могла оказывать лишь очень слабое контактное воздействие на вмещающие породы и их ксенолиты и при своем движении выдавливала брекчированный материал, находящийся в трубках, сверху и лишь частично проникала в него по определенным каналам, цементируя этот материал, образуя текстуры обтекания вокруг крупных ксенолитов и проникая в них по трещиноватости. Таким образом, в одной и той же

трубке одни ее части могли быть заполнены брекчированным материалом, сцементированным кимберлитовой магмой, а другие — лишь одним брекчированным материалом.

После того, как содержимое промежуточных очагов было выдавлено в образованные при взрыве полости и затвердело в них, над бывшим очагом вновь создавались условия замкнутой системы и продолжавшие поступать с глубины порции перидотитовой магмы образовывали новые промежуточные очаги, при разрушении которых возникали новые трубки кимберлита, а в ранее образованных трубках возникали столбы кимберлита, по составу несколько отличные от предыдущих. Новые промежуточные очаги возникали на других гипсометрических горизонтах. Так, в трубке Кимберлей в Южной Африке западный столб кимберлита начинался на глубине 1,6 км, а главный — на глубине около 2 км от существовавшей поверхности земли.

Признаки существования в природе промежуточных очагов перидотитовой магмы недавно были обнаружены И. А. Ефимовым в районе озера Кумды-Куль в Центральном Казахстане, где среди неправильной формы выделений эклогитов в докембрийских гнейсах была обнаружена трубка пиропоносных серпентинитов, которые идентичны ксенолитам подобных серпентинитов, встречающихся в трубках Западной Якутии. Вмещающие эклогиты, по-видимому, возникли в результате взаимодействия докембрийских гнейсов и ультраосновной магмы, образовавшей пиропоносные серпентиниты.

#### ПРОЦЕССЫ АССИМИЛЯЦИИ И КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ОЧАГАХ

Некоторые исследователи (А. Н. Заварицкий, Ю. М. Шейнманн и др.) считают, что явления ассимиляции при движении ультраосновной магмы из глубины к поверхности происходят в очень незначительном масштабе и мало влияют на состав исходной магмы. Это хорошо иллюстрируется на примере меймечитов, химический состав которых слабо отличается от состава слюдяных перидотитов.

Несколько иное положение должно было существовать в промежуточных очагах, в которых первичная магма находилась значительный отрезок времени под большим давлением и обладала высокой температурой. В результате этого в подобных очагах имело место динамическое и в меньшей степени тепловое воздействие перидотитовой магмы на вмещающие породы и их ксенолиты. Под влиянием высокого давления и температуры происходили процессы эклогитизации, гранатизации и архейских пород и родственных включений.

Сравнение химических анализов и минералогического состава неизменных гиперстен-плагноклазовых кристаллических сланцев с эклогитами и эклогитоподобными породами из ксениолитов, неизменных амфиболитов с гранатизированными их разностями показывает накопление в исходной магме кремнезема, железа, щелочей.

На существование процессов ассимиляции в промежуточных очагах указывает также и состав примесей в алмазах, в которых наряду с элементами ультраосновных магм (Si, Mg, Ti, Ni, Cr и др.) встречаются элементы, свойственные лишь кислым магмам (Ag, Pb, Sr, Ba и др.), которые могли попасть в перидотитовую магму только из окружающих пород или их ксенолитов.

Масштаб ассимиляции перидотитовой магмой инородного материала определяется содержанием отдельных окислов в кимберлитах.

О колебаниях химического состава кимберлитов двух наиболее крупных алмазных провинций можно судить по следующим данным (таблице).

Из таблицы следует, что пределы колебаний таких окислов, как  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и некоторых других, превышают пределы колебаний их в отдельных петрографических группах пород, следовательно, исходная перидотитовая магма в промежуточных очагах в результате процессов

Таблица

Химический состав кимберлитов Южной Африки и Сибирской платформы

Химический состав	Южная Африка (по Дели)		Сибирская платформа *	
	пределы колебаний	разница	пределы колебаний	разница
$\text{SiO}_2$	29,56—46,83	17,27	22,29—45,99	23,70
$\text{TiO}_2$	0,00—2,34	2,34	0,34—4,24	3,90
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,69—6,16	5,47	1,64—10,70	9,06
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,18—27,00	23,22	2,72—12,24	9,52
$\text{Cr}_2\text{O}_3$			0,00—1,16	1,16
$\text{FeO}$	2,21—4,34	2,63	0,79—7,62	7,03
$\text{MnO}$	0,00—0,01	0,01	0,00—0,34	0,34
$\text{NiO}$			0,00—0,37	0,37
$\text{MgO}$	10,80—39,70	28,90	14,51—34,05	19,54
$\text{CaO}$	2,42—10,40	7,98	2,55—22,52	19,97
$\text{Na}_2\text{O}$	0,11—2,55	2,44	0,00—1,16	1,16
$\text{K}_2\text{O}$	0,26—4,32	4,08	0,00—2,89	2,89
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,41—2,15	1,74	0,12—2,18	2,06
$\text{CO}_2$	0,20—7,65	7,45	0,12—22,52	22,40
$\text{H}_2\text{O}^+$	4,82—11,19	6,37	4,34—24,84	20,50
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,25—7,95	7,70	0,23—3,43	3,20

\* В подсчет не включены анализы кимберлитов с содержанием менее 20%  $\text{SiO}_2$  (как сильно измененные процессами метасоматоза) и более 50%  $\text{SiO}_2$  (вследствие содержания в них большого количества микроскопических включений посторонних пород, богатых кремнеземом) (Алданские кимберлиты).

ассимиляции приобретает гибридный характер. Исходя из этого, имеются все основания предполагать, что все разнообразие кимберлитов и заключенных в них алмазов обусловлено гибридным характером возникающей кимберлитовой магмы, различной в различных районах и провинциях. Необходимо отметить, что в некоторых алмазоносных провинциях явления ассимиляции настолько незначительны, что химические составы кимберлитов (Арканзас, Калимантан и др.) весьма близки к химическому составу перидотитов, в то время как в других — процессы ассимиляции проявлены более резко и кимберлиты этих провинций (Алдан, некоторые трубки Танганьики и др.) по химическому составу приближаются к габбро.

ПРОЦЕССЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ОЧАГАХ И ПОРЯДОК КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОТДЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

В кимберлитах, как и в большинстве ультраосновных пород, первыми из магмы выделяются оливины, хромшпинелиды, пироксены и т. д. Их кристаллизация начинается еще в поднимающемся столбе магмы, и они поступают в промежуточные очаги в качестве вкрапленников, плавающих в остаточном расплаве. Этот порядок кристаллизации подтверждается на примере меймечитов, в которых присутствуют лишь вкрапленники оливина и микролиты пироксена.

Каждая вновь поступающая в промежуточный очаг порция перидотитовой магмы обеспечивала нарастание в нем давления, и когда давление достигало известного предела, начиналась кристаллизация дистена, затем гранатов и, наконец, алмаза. Это подтверждается довольно частыми включениями пиропов в алмазах, в то время как обратные явления редки и

требуют проверки. Последними, по-видимому, образовывались вкрапленники ильменита и флогопита, поскольку они не встречаются в виде включений в алмазах и, кроме того, вкрапленники ильменита, как правило, имеют более или менее округлые очертания без признаков кристаллографических граней.

Каждая новая порция перидотитовой магмы, поступающая в промежуточный очаг, образовывала свой комплекс вкрапленников, в результате чего в кимберлитах наблюдается по несколько генераций отдельных минералов. На постепенное нарастание давления в промежуточных очагах указывает тот факт, что количество генераций оливинов обычно превышает количество генераций пиропов и алмазов.

Поступающие в промежуточный очаг под давлением отдельные порции магмы отжимали присутствующие в нем вкрапленники прежних порций вверх, где они, слипаясь, образовывали моно- и полиминеральные желваки сегрегационного типа.

Кроме того, в верхних, наиболее холодных частях промежуточных очагов возникали отдельные центры кристаллизации, подобно тому, как это имеет место в конфокально-конических дифференцированных интрузиях. В результате в частях очагов образовывались кристаллические породы типа оливинитов, перидотитов, пироксенитов и других подобных пород, которые мы встречаем в кимберлитах в форме родственных включений. Остаточный щелочной расплав отжимался и образовывал впоследствии породы типа альеитов, мелилитовых базальтов, которые в ряде алмазонасных провинций сопутствуют кимберлитам.

В периоды растяжения земной коры уже застывшие участки промежуточных очагов подвергаются растрескиванию с образованием ксенолитов перечисленных полнокристаллических пород и древних кимберлитов. Таким образом, возникают встречаемые в кимберлитах родственные включения дифференциационного ряда. Против образования подобных включений за счет раздробления пород перидотитового слоя говорят находки родственных включений этого рода, в которых центральная часть сложена дунитом, а периферическая — пироксенитом.

Каждая вновь поступающая в промежуточный очаг порция перидотитовой магмы, как более нагретая, нарушала установившееся в этом очаге равновесие. В результате присутствовавшие вкрапленники, родственные включения, измененные ксенолиты архея подвергались оплавлению и приобретали сглаженные округлые очертания. Имевшиеся в очаге алмазы подвергались графитизации, уменьшались в размере, приобретали округлые ромбододекаэдрические очертания. Эти изменения были прямо пропорциональны глубине, и поэтому в наиболее глубоких и, следовательно, наиболее нагретых участках промежуточных очагов происходило полное растворение ранее сформированных вкрапленников и в их числе алмазов.

Таким образом, к моменту взрыва в промежуточном очаге существовала кимберлитовая магма с заключенными в ней вкрапленниками отдельных минералов, родственными включениями сегрегационного и дифференциационного рядов и ксенолитами сильно измененных глубинных пород (эклогитов, эклогитоподобных пород, гранатизированных амфиболитов, гнейсов и т. п.).

#### ОБРАЗОВАНИЕ ЖИЛ, ДАЕК, ТРУБОК КИМБЕРЛИТА

После взрыва выжимаемая из промежуточного очага кимберлитовая магма заполняла трубчатые полости и возникшие во вмещающих породах трещины, образуя жилы, дайки и трубки кимберлита.

Размеры возникающих подобным образом трубок колеблются в весьма широких пределах — от малюток, диаметром всего в несколько метров, до гигантов, диаметром свыше одного километра. Наиболее крупная — трубка

Мвадуи в Танганьике, диаметром  $1650 \times 1050$  м. Сечение трубок меняется от округлого до дайкообразного и имеются все переходы от трубок к дайкам и жилам. Длина жил и даек по простиранию измеряется километрами при мощности всего 1—2 м и менее. Падение жил обычно вертикальное. С глубиной сечение трубок уменьшается, и они постепенно переходят в дайки.

Породы, заполняющие трубки, дайки и жилы под влиянием постмагматических процессов, серпентинизированы, карбонатизированы, хлоритизированы и нередко представлены типичными метасоматитами.

По структуре все кимберлитовые породы могут быть разделены на две крупные группы, которые связаны между собой постепенными переходами:

*Собственно кимберлиты.* Они выполняют преимущественно жилы, дайки и значительно реже трубки. Это типичные гипабиссальные породы, сложенные вкрапленниками оливина, пироксенов, граната, алмаза, ильменита, флогопита и некоторых других минералов, родственных включений сегрегационного и дифференциационного рядов и сильно измененными ксенолитами архейских пород в мелкозернистой или стекловатой основной массе, превращенной постмагматическими процессами в серпентин-карбонатный агрегат. Собственно кимберлиты часто содержат также небольшое количество ксенолитов слабо измененных вмещающих пород — песчаников, сланцев, известняков и т. п.

*Кимберлитовые туфобрекчии.* Они встречаются преимущественно в трубках и реже в крупных дайках. Это типичные кластические породы, сложенные на 40—90% обломками и минералами вмещающих пород с некоторым количеством туфового материала, представленного кимберлитами более ранних генераций и слагающих их минералами, сцементированные собственно кимберлитом (эруптивные туфобрекчии) или без него (кластические туфобрекчии). Нередко эти две разновидности туфобрекчий присутствуют в одном кимберлитовом теле.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЛМАЗОВ В КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОДАХ

В собственно кимберлитах алмазы присутствуют в форме вкрапленников и весьма редко в ксенолитах эцлогитов и эцлогитоподобных пород. Эруптивные туфобрекчии содержат алмазы, имеющие форму ксенокристаллов и вкрапленников, включенных в ксенолиты древнего кимберлита; они встречаются в цементе, сложенном собственно кимберлитом. Кластические туфобрекчии и обломки более древнего кимберлита содержат алмазы в форме ксенокристаллов.

Алмазы в этих породах обычно встречаются одиночными кристаллами или их обломками и весьма редко образуют скопления нескольких кристаллов. Вследствие гибридного характера кимберлитовой магмы, различной в отдельных трубках, районах и провинциях, имеется огромное количество разновидностей алмазов, отличающихся друг от друга величиной, формой, цветом, качеством и т. д. Однако для отдельных трубок, а иногда и районов их распространения свойственны специфические алмазы, характерные лишь для данной трубки или района. Так, для Сибирской платформы и Центрально-Африканской провинции (Республика Конго) характерны мелкие алмазы, для трубок Бултфонтейн и Дютойтспан — крупные желтые алмазы, для трубки Вессельтон — мелкие белые октаэдры, и т. д.

Содержание алмазов в кимберлитах изменяется в широких пределах — от нуля до нескольких десятков карат на  $1 \text{ м}^3$ . Для большинства кимберлитов характерно некоторое уменьшение содержания алмазов с глубиной.

Отсутствие алмазов в кимберлитах, по мнению автора, можно объяснить следующим.

1. Недостаточностью давления в промежуточных очагах. (Взрыв происходил ранее достижения давления, необходимого для кристаллизации алмазов.)

2. Особенности химизма некоторых очагов: недостаточностью углеродсодержащих соединений, повышенной щелочностью расплава, препятствующей возникновению в подобных расплавах алмазов, и пр.

3. Большой эродированностью кимберлитовых тел, когда эрозией вскрыты глубокие горизонты кимберлитовых тел, лишенные алмазов.

4. Принадлежностью некоторых жил и даек кимберлита к производным первых порций перидотитовой магмы, поступивших в промежуточный очаг и обычно не содержащих алмазов.

В настоящее время большинство исследователей склоняется к предположению о том, что источником углерода, за счет которого возникают алмазы в кимберлитах, являются свободный углерод и ювенильная углекислота, обычно присутствующая в ультраосновных магмах в заметных количествах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бобриневич А. П., Соболев В. С. Кимберлитовая формация северной части Сибирской платформы.— Петрография Восточной Сибири, т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеч-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций.— Петрография Восточной Сибири, т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Дели Р. О. Изверженные породы и глубины земли.— ОНТИ НКТП, 1963.
- Ефимов И. А. О находке пироповых серпентинитов в докембрийских породах Кокчетавского массива (Центральный Казахстан).— Труды Казах. ВИС, 1961, вып. 5.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Гостеоллиздат, 1955.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации.— Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, 1958.
- Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. Магматизм и связь с ними полезн. ископ. М., Изд-во ГНТИ, 1960.
- Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород.— Уч. зап. ЛГУ. Серия геол. наук, вып. 13. Геохимия, 1962.
- Лебедев А. П. Некоторые проблемы петрологии коренных алмазоносных пород СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 41.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Магматизм Сибирской платформы.— Сов. геол., 1954, № 4.
- Соболев В. С. Условия образования месторождений алмаза.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Трофимов В. С. Условия образования и закономерности распространения алмазов в кимберлитах.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 2.
- Шейнманн Ю. М. Формация ультраосновных щелочных пород.— Геол. месторожд. редких элементов, 1961, вып. 12—13.

**Г. В. Шинус**

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

## КЕМБРИЙСКАЯ ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЮГА СИБИРИ

Среди обширного ряда разнообразных магматических формаций геосинклинальных областей гипербазитовая формация по праву может считаться наиболее изученной. Это объясняется двумя обстоятельствами. Во-первых, тем, что за последнее время у нас в СССР и за рубежом в связи с наметившейся тенденцией познать строение и состав глубинной части Земли ультраосновные породы привлекли к себе повышенное внимание, благодаря чему они явились объектами специальных исследований и, во-вторых, потому, что специфические особенности, характеризующие гипербазитовую формацию независимо от ее возраста и района распространения, остаются поразительно устойчивыми. Вместе с тем даже при наличии этих благоприятных условий многие вопросы, особенно петрогенетического характера, связанные с изучением гипербазитовой формации, не нашли еще удовлетворительного решения и трактуются различными исследователями по-разному.

Проведенные в последние годы исследования ультраосновных пород, принадлежащих кембрийской гипербазитовой формации южной части Сибири, привели к установлению общих закономерностей ее проявления. Многие из этих закономерностей уже нашли отражение в литературе. Однако изучение восточных районов южной части Сибири дало новый материал, позволивший уточнить и расширить установленные представления о кембрийской гипербазитовой формации Сибири. Следует иметь в виду, что многие из закономерностей, установленные на примере кембрийской гипербазитовой формации Сибири, судя по литературе, были подтверждены на примерах других районов СССР, и поэтому их можно рассматривать как закономерности, свойственные гипербазитовым формациям вообще.

В настоящее время установлено, что гипербазитовые пояса кембрийского возраста прослеживаются на тысячи километров от Горного Алтая на западе до, вероятно, районов верхнего течения р. Витим на востоке. Они распространены также на сопредельной территории Монголии. Нами выделяются 16 гипербазитовых поясов, общая протяженность которых составляет 2800 км. В составе гипербазитовых поясов объединяется более 450 массивов, общей площадью свыше 1500 км<sup>2</sup>. Эти данные позволяют считать, что Сибирь наряду с Уралом и Казахстаном является одним из наиболее насыщенных гипербазитами районов Советского Союза и мира. Следует напомнить, что еще сравнительно недавно на огромной территории Сибири были известны лишь единичные массивы гипербазитов. Такие разительные изменения произошли благодаря целенаправленному труду большого коллектива геологов, из числа которых следует особо отметить имена академика М. А. Усова, В. Н. Лодочникова, А. Г. Гокоева, Н. Д. Соболева, М. Ф. Шестопалова, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова и многих других, немало сделавших для познания ультраосновных пород гипербазитовой формации Сибири.

Ультрасосновные массивы, представляющие гипербазитовую формацию южной части Сибири, локализуются преимущественно среди кембрийских вулканогенно-осадочных геосинклинальных отложений. Вместе с тем следует подчеркнуть, что известны кембрийские ультрасосновные массивы и даже гипербазитовые пояса, вмещающими породами для которых служат докембрийские метаморфические образования. Таким образом, гипербазитовые пояса кембрийского возраста распространены не только в пределах каледонской складчатой области, но и в ее обрамлении в пределах более древней протерозойской складчатой области (Восточный Саян) и на стыке последней с активизированной юго-западной окраиной Сибирской платформы. Это принципиально новое положение установлено при изучении гипербазитов восточных районов юга Сибири. В такой именно тектонической обстановке в зоне сопряжения Сибирской платформы и протерозойской складчатой области, вдоль узких шовных структур, расположен, например, Ийско-Тагульский гипербазитовый пояс Восточного Саяна. В протерозойских структурах Восточного Саяна размещается Восточно-Саянский гипербазитовый пояс, а также северная ветвь Джидинского гипербазитового пояса. В западной части Восточного Саяна обособливается Красноярский гипербазитовый пояс, массивы которого вмещаются породами докембрия. Напомню, что до недавнего времени многие исследователи Восточного Саяна рассматривали гипербазиты этого района как протерозойские образования. По аналогии с Восточным Саяном можно предполагать, что и гипербазитовые пояса, расположенные в древних толщах в районе верхнего течения Витима, формировались в кембрийское время.

Во всех случаях гипербазитовые пояса находятся в тесной пространственной связи с региональными разломами, глубинное заложение и длительность существования которых обосновываются особенностями геологического строения разделяющихся ими структур. Эти глубинные разломы являются путями проникновения гипербазитовой магмы. Зарождаются они, как правило, в областях флексурных перегибов между узкими и глубокими геосинклинальными прогибами и смежными геоантиклинальными поднятиями, а также в районах стыка геосинклинальной области с древними складчатыми и платформенными структурами или отторженными от них кристаллическими массивами срединных масс. Следует особо подчеркнуть, что эти региональные тектонические разломы и ассоциирующие с ними гипербазитовые пояса не ограничиваются контурами геосинклинальной области и выходят за пределы последней в районы обрамляющих ее древних структур. Напомним, что о существовании таких «сквозных» разломов, общих для тектонически разнородных структур, в свое время говорил Н. С. Шатский.

Таким образом, одной из особенностей кембрийской гипербазитовой формации юга Сибири, как и гипербазитовых формаций вообще, является самая тесная пространственная и генетическая связь гипербазитовых массивов с региональными разломами глубокого заложения, проникающими в своем развитии в верхнюю мантию Земли. Горизонтальная протяженность этих разломов или их систем измеряется многими тысячами километров. Так, например, гипербазитовые пояса ранних каледонид Казахстана, Южной Сибири и смежных областей Монголии прослеживаются на протяжении более 6000 км. Продолжение герцинских гипербазитовых поясов Урала можно найти в Тянь-Шаньской складчатой области, Внутримонгольской Большой Ханганской системе, Кунь-Лунь-Цинлиньской системе, вплоть до Тибета и западных районов Юньнани. Общая протяженность системы герцинских глубинных разломов и ассоциирующих с ними гипербазитовых поясов в азиатской части земного шара достигает 14 000 км. Не менее грандиозны по протяженности гипербазитовые пояса альпийской геосинклинальной области. Они протягиваются полосой на протяжении

более чем 20 000 км — от Пиринеев на западе до Новой Зеландии на востоке.

Говоря о характерных чертах кембрийской гипербазитовой формации юга Сибири, нельзя пройти мимо вопроса о месте гипербазитовой формации в общей схеме каледонского магматизма данного района. Громадное большинство исследователей единодушно считает, что становление ультраосновных интрузий и формирование гипербазитовых поясов связаны с ранней стадией эволюции каледонской геосинклинали. Интрузия гипербазитов появляется в тот период развития геосинклинали, когда региональные разломы, образующиеся в процессе дифференциации ложа последней, достигают максимума своего развития, проникая в верхнюю мантию Земли. Если не считать субвулканических интрузий, формирующихся во время массового излияния основных лав в начальные стадии развития геосинклинали, то можно говорить, что интрузивный магматизм каледонид юга Сибири начался с внедрения глубинной перидотитовой магмы — источника пород гипербазитовой формации. Важно подчеркнуть, что на протяжении всей последующей истории развития каледонской геосинклинали юга Сибири гипербазитовая интрузия не повторяется и, таким образом, гипербазитовая формация занимает вполне определенное место в эволюции каледонского магматизма юга Сибири. Фактический материал мирового масштаба не противоречит этому выводу.

Закономерное положение гипербазитовой формации в развитии геосинклинали магматизма, очевидно, определяется тем, что в связи с нарастанием сиалической коры в ходе эволюции геосинклинали энергии тектонических напряжений уже недостаточно, чтобы пробить (преодолеть) сиалический панцирь Земли. Однако этим мы не хотим сказать, что на территории Алтае-Саянской складчатой области и примыкающих к ней складчатых структур юга Сибири существует только одна кембрийская (каледонская) по возрасту гипербазитовая формация. Можно думать, что в процессе развития более древней протерозойской геосинклинали также имели место проявления гипербазитовой формации. Не исключено, что выделяемый в Восточном Саяне так называемый Идарский комплекс ультраосновных интрузий является представителем протерозойской гипербазитовой формации юга Сибири.

Второй, весьма характерной особенностью кембрийской гипербазитовой формации, четко определяющей ее специфичность, является вещественный состав слагающих ее горных пород. Я имею в виду, во-первых, отсутствие среди горных пород формаций полевошпатсодержащих разновидностей и, во-вторых, поразительную устойчивость минерального состава пород, слагающих гипербазитовые массивы формации.

Многолетние исследования многочисленных гипербазитовых массивов южной части Сибири позволяют утверждать, что наблюдающиеся иногда в пространственной ассоциации с гипербазитами обычно небольшие по величине массивы автометаморфически измененных габброидов, хотя и близки по возрасту к гипербазитам, тем не менее генетически с ними не связаны и представляют самостоятельную, обычно более позднюю по времени формирования интрузию. По-видимому, это положение справедливо не только в отношении гипербазитовой формации юга Сибири, но характерно для гипербазитовой формации вообще. Поэтому указание отдельных исследователей о наличии среди гипербазитов данной формации родственных им габброидов, которые рассматриваются ими как производные гипербазитовой магмы, следует признать ошибочным. Эти ошибочные представления часто возникают потому, что нередко интрузивные контакты между габброидами и гипербазитами в результате более поздних метасоматических процессов бывают затушеваны и в полевой обстановке такие контакты создают ложное впечатление о наличии постепенных переходов между гипербазитами и габброидами.

По петрографическому составу интрузивные массивы гипербазитовой формации на 90 и более процентов сложены гарцбургитами или образованными за счет них серпентинитами, причем среди гарцбургитов явно преобладают разновидности, обогащенные оливином, в которых магнезиальный ромбический пироксен составляет не более 10—15% объема породы. Перидотиты, содержащие, кроме ромбического, и моноклинный пироксен, равным образом как и пироксениты, встречаются редко и всегда в явно подчиненном количестве. Несколько шире, особенно в крупных массивах, распространены дуниты, пространственно тесно связанные с обогащенными оливином гарцбургитами. В качестве уникальных петрографических разновидностей характеризуемой магматической формации отметим гипербазитовые брекчии, обнаруженные и описанные И. М. Волховым (1956) среди массивов Западно-Тувинского гипербазитового пояса, и обуглероженные гарцбургиты, дуниты и серпентиниты, известные в составе Оспинско-Китойского гипербазитового массива в Восточном Саяне и обнаруженные нами в западных отрогах хребта Хамар-Дабан среди массивов Джидинского гипербазитового пояса (Пинус, Колесник, 1963). Однако, как показали исследования, графитизация гипербазитов является наложенным процессом, значительно разорванным во времени с процессом становления ультраосновных интрузий.

Отмеченные выше особенности петрографического состава горных пород, слагающих гипербазитовую формацию, являются следствием того, что магма, их породившая, представляет продукт вещества Земли, уже подвергнувшийся дифференциации. Именно поэтому гипербазитовая магма отличается слабой способностью к дальнейшей дифференциации как в процессе интрузии, так и на месте — в магматической камере. Отсюда — однообразие петрографического состава горных пород формации и бедность гипербазитовых интрузий жильной фацией. Следует заметить, что многие исследователи к жильной фации гипербазитовых интрузий часто относят жилло- и дайкообразные тела дунитов, энстатититов, диаллагитов и других пироксеновых пород. Как показывают исследования, эти мономинеральные образования в большинстве случаев оказываются не магматическими породами и возникают в результате последующих метасоматических процессов. В качестве жильной серии гипербазитовых интрузий некоторые склонны рассматривать также целую группу разнообразных по минеральному составу пород так называемых хлогранитов или гранититов, а в иностранной литературе именуемых родингитами, возникающих, как теперь доказано, за счет залегающих среди гипербазитовых массивов основных по составу полевошпатсодержащих пород в результате метасоматоза в условиях высокого потенциала кальция (Колесник, 1962). Таким образом, большая часть дайкообразных тел, встречающихся в гипербазитах, не является магматическими образованиями, генетически с ними не связана, и поэтому мы вправе говорить о бедности интрузий гипербазитов породами жильной фации.

Следует также со всей ответственностью заявить, что явления метасоматоза, хотя и имеют место в процессе формирования ультраосновных пород гипербазитовой формации, масштабы их невелики и возникающие в результате метасоматоза ультраосновные породы составляют в общем балансе гипербазитов складчатых областей ничтожную часть. Во всяком случае, на примере кембрийской гипербазитовой формации юга Сибири мы должны с величайшей осторожностью воспринимать сообщения о метаморфической природе пород, слагающих массивы гипербазитовой формации.

Устойчивость минерального состава горных пород гипербазитовой формации и их петрографическое однообразие определили своеобразие химизма пород гипербазитовой формации. Средний химический состав ультраосновных пород гипербазитовой формации юга Сибири, подсчитанный по данным 94 анализов, показывает, что если не принимать во внимание

потери при прокаливании, которые в среднем составляют 10% весовых, то на долю главных окислов (силиция, магния и железа) падает свыше 97 весовых процентов, при этом молекулярное количество окиси магния превышает молекулярное количество окиси железа в семь и более раз. Важно подчеркнуть также практическую стирильность горных пород формации в отношении титана, что является одним из существенных критериев при определении генетической природы ультраосновных пород (Пинус, 1957).

Содержание титана в ультраосновных породах гипербазитовой формации колеблется от следов до 0,05% и лишь в редких случаях повышается до 0,10—0,13%. Концентраторами титана в гипербазитах, как нам удалось выяснить, являются хромшпинелиды. Содержание трехоксида хрома в ультраосновных породах гипербазитовой формации более или менее равномерно и не зависит от количественного соотношения главных породообразующих минералов (оливина и пироксенов) в гипербазитах. Вычисленный нами коэффициент равномерности распределения ( $Q_r$ ), по данным 52 химических анализов, составляет 0,8%, а среднее содержание трехоксида хрома в породах равно 0,37%. Среднее содержание окиси никеля в породах гипербазитовой формации, по данным 44 химических анализов, равно 0,29%. В противоположность хрому никель в гипербазитах распределен менее равномерно; коэффициент равномерности его ( $Q_r$ ) составляет всего лишь 0,64. Попытка выяснить побочные соотношения содержания никеля, хрома, магния и железа в гипербазитах не оправдала наших надежд. Используя результаты 41 химического анализа ультраосновных пород, в которых содержания перечисленных элементов близко к закону нормального распределения, мы выявили прямую корреляционную зависимость в содержаниях лишь никеля и железа (коэффициент корреляции  $r = 0,394$ , вероятность последнего  $t_r = 2,57$ ). Между остальными парами рассмотренных элементов надежной корреляционной связи не установлено. Вероятно, причина заключается в том, что в расчетах мы оперировали результатами химических анализов пород, а не породообразующих минералов и притом пород, которые в большинстве своем претерпели аутометаморфизм (серпентинизацию).

С кембрийской гипербазитовой формацией на юге Сибири генетически и парагенетически связан определенный, присущий ей, комплекс полезных ископаемых. В числе их особо следует выделить крупные, высококачественные месторождения хризотил-асбеста, а также месторождения, значительные по масштабам концентраций силикатно-никелевых руд, связанных с корой выветривания по гипербазитам. Отметим также, что в настоящее время выявлено много пунктов проявления хромитовых руд. Известны многочисленные месторождения талька и талькового камня. Установлены амфибол-асбестовая минерализация, месторождения жадеита и нефрита. Наконец, в генетической связи с гипербазитами находятся давно известная в ряде районов россыпная платина и элементы ее группы.

Проведенные в последние годы специальные исследования месторождений жадеита позволили установить их генетическую природу. Н. Л. Добрецов (1963) показал, что возникновение жадеита в ассоциации с гипербазитами обязано процессам биметасоматоза, протекавшим в обстановке высоких давлений при повышенном потенциале натрия. Благодаря работам Ю. Н. Колесника (1962) расшифрована генетическая природа нефрита. Оказалось, что нефрит образуется в результате метасоматических процессов при строго определенной температуре, давлении и химической характеристике минерализующей среды по гипербазитам путем их взаимодействия с интрузирующими гипербазитами породами основного состава. Результатом того же метасоматического процесса является образование хлогранитов и альбитов. Все эти породы возникают при одинаковых температуре и давлении, но при различной характеристике минералообра-

зующих растворов. При высоком потенциале натрия образуются альбититы, а при высоком потенциале кальция — хлограптиты. Нефрит возникает при промежуточных условиях.

Вся совокупность наблюдаемых явлений, связанных с процессом формирования ультраосновных массивов гипербазитовой формации, свидетельствует об отсутствии или весьма слабом проявлении энергетической активности гипербазитовой магмы. Мы имеем в виду практическое отсутствие контактового метаморфизма во вмещающих ультраосновных массивы породах, а также малую способность перидотитовой магмы к ассимиляции пород рамы, что подтверждается отсутствием в зонах эндоконтакта гипербазитовых массивов явлений контаминации. С этим согласуются и редкие случаи обнаружения в краевых частях гипербазитовых тел ксенолитов боковых пород.

Подобные факты, наблюдаемые в природе, вступают в противоречия с результатами экспериментальных исследований, устанавливающих, как известно, что даже водный магнезиальный силикатный расплав обладает такими температурами, которые не могли не оставить след в породах камеры, вмещающей магму. Это обстоятельство послужило основанием для ряда исследователей не соглашаться с гипотезой магматического происхождения гипербазитов и искать иных путей решения вопроса.

В настоящее время в литературе, затрагивающей вопросы становления и генезиса гипербазитовых массивов складчатых областей, довольно отчетливо намечаются три тенденции. Сторонники одной из них последовательно отстаивают магматическое происхождение гипербазитов, доказывая внедрение перидотитового расплава в сиалическую оболочку Земли. Представители второй точки зрения обосновывают вторжение холодных твердых блоков верхней мантии в земную кору, и, наконец, третья, наиболее малочисленная группа исследователей пытается доказать метасоматическое происхождение ультраосновных пород гипербазитовой формации. Надо заметить, что все три точки зрения на происхождение гипербазитов и характер становления ультраосновных массивов не лишены слабых сторон и не могут без известных трудностей и гипотетических допущений объяснить всю сумму природных фактов, с которыми имеет дело исследователь, изучающий гипербазиты складчатых областей.

Наиболее серьезным препятствием для принятия гипотезы о магматическом генезисе гипербазитов обычно считаются факты либо полного отсутствия проявлений контактового метаморфизма, либо очень слабого воздействия гипербазитовых массивов на вмещающие их породы. Действительно, эти факты трудно объяснить, если считать, что высокотемпературный существенно магнезиальный расплав кристаллизовался на месте залегания массивов. Что же касается второго возражения против данной гипотезы, сущность которого сводится к тому, что магма перидотитового состава вообще не может существовать в природе (Боуэн и Таттл, 1950), то оно нам кажется несостоятельным, так как примеры вулканогенных пород, химический состав которых отвечает перидотитам, теперь уже хорошо известны. Можно напомнить о существовании меймечитов и о наличии вулканогенных пород перидотитового состава на острове Кипр (Gass, 1958).

Гипотеза проникновения в сиалическую оболочку Земли сухих твердых блоков вещества верхней мантии, о чем теперь все больше и больше пишут (De Roever, 1957; Ragan, 1959, 1963; Москалева, 1961), не может объяснить наблюдаемые в ряде случаев явления дифференциации в гипербазитовых массивах (Непомнящих, 1959; Пянус, Кузнецов, Волохов, 1955) и гораздо чаще встречающиеся неоднородности петрографического состава последних. Не находит объяснения, с этих позиций, и установленная недавно С. С. Зиминим (1963) закономерность в изменении составов акцессорных хромшпинелидов в зависимости от глубины эрозионного среза ги-

пербазитовых массивов. Можно было бы продолжить перечень фактов, которые не находят удовлетворительного объяснения у сторонников вторжения сухих твердых блоков вещества верхней мантии в земную кору, но и сказанного, вероятно, достаточно, чтобы усомниться в правомерности этой гипотезы для объяснения происхождения всех гипербазитовых интрузий складчатых областей.

Что же касается третьей гипотезы, сторонники которой пытаются доказать метасоматическое происхождение пород гипербазитовой формации, то по этому вопросу необходимо внести некоторые разъяснения. В настоящее время накопился большой материал, свидетельствующий о том, что при определенном сочетании геологических факторов в природе возникают ультраосновные породы, метасоматическая природа которых не вызывает сомнений. Примеры образования метасоматических гипербазитов с различной степенью достоверности описаны в работах Г. М. Виноградской, 1954, 1957; М. И. Юдина, 1959; Г. В. Пинус, Ю. Н. Колесник, 1960; С. В. Москалевой, 1960; А. Г. Бакирова, 1961, и других исследователей. Однако авторы работ, на которые обычно ссылаются сторонники обсуждаемой гипотезы, описывая конкретные примеры возникновения метасоматических дунитов, перидотитов и пироксенитов, во всех случаях подчеркивают, что эти метасоматические образования имеют апогипербазитовую природу. Таким образом, из указанных работ совершенно не следует, что авторы их склонны объяснить происхождение всей массы гипербазитов складчатых областей только метасоматическим путем. Наоборот, описывая, например, метасоматические пироксениты Тувы, мы акцентировали внимание читателя на то, что подобного типа образования встречаются редко, возникают в сравнительно небольших объемах и в общем балансе выходов гипербазитов складчатых областей играют небольшую роль. Таким образом, если учитывать сказанное, то окажется, что ортодоксальных метасоматитов не так уж и много. Наиболее яркой фигурой из них за рубежом является, пожалуй, Авиас (Avias, 1949). Подробный критический разбор проводимой им аргументации в защиту метасоматического происхождения гипербазитов Новой Каледонии был проведен нами ранее (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958). Здесь нет смысла его повторять. Напомним только, что, с нашей точки зрения, доводы Авиаса оказались необидительными.

Среди советских геологов следует выделить С. В. Москалеву, которая отводит процессам метасоматоза при формировании гипербазитов значительно большую роль, чем упомянутые выше исследователи, но и она не отрицает того, что дуниты и перидотиты образуются не за счет любых пород, а возникают лишь при оливинизации пироксенитов. Свои выводы она строит на материалах Урала. Не лишне будет отметить, что, как показала дискуссия по проблеме гипербазитов на первом Уральском петрографическом совещании, концепция С. В. Москалевой не была поддержана уральскими геологами, хорошо знающими фактический материал тех массивов, на которые опирается в своих выводах С. В. Москалева. Заметим также, что в своих более поздних работах (Москалева, 1961, 1962) она развивает уже идеи о том, что обнаженные в настоящее время массивы гипербазитовой формации Урала представляют собой выступы единого перидотитового субстрата, возникшего еще в архейское время. Насколько это доказательно, представляем судить читателю. Для нас важно, что в данном случае исходной породой, подвергшейся в дальнейшем метасоматозу, были уже не пироксениты, как утверждалось ранее, а пироксен-оливиновые породы — перидотиты. Таким образом, процессам метасоматоза теперь отводится ей уже более скромная роль.

Проведенный краткий критический разбор существующих в настоящее время представлений о генезисе ультраосновных пород гипербазитовой формации приводит нас к выводу, что наиболее удовлетворительно можно

будет объяснить всю совокупность явлений, наблюдаемых при изучении ультраосновных пород гипербазитовой формации складчатых областей, только в том случае, если мы вернемся к гипотезе Н. З. Боуэна и И. Ф. Шепера (Bowen and Sthairer, 1935) об агрегатном состоянии гипербазитовой магмы в процессе ее движения в верхние горизонты земной коры. В самом деле, существенно раскристаллизованная масса, содержащая лишь небольшое количество жидкой фазы по сравнению с высокомагнезиальным ультраосновным расплавом, будет иметь несравненно более низкую температуру. Этим самым может быть снято главное противоречие между наблюдаемыми в природе фактами и результатами экспериментальных исследований.

Значительно проще объясняются при этом допущении и другие, присущие гипербазитовой магматической формации специфические черты. Из них можно назвать следующие: 1) наблюдаемое поразительно однообразие пород и выдержанность вещественного состава последних, 2) слабая способность глубинной перидотитовой магмы к дифференциации, 3) практическое отсутствие жильной фации в гипербазитовых интрузиях, равным образом как и ряда текстурных и структурных особенностей пород, 4) часто наблюдаемая одноименная ориентировка главного породообразующего минерала — оливина, его деформация, наличие полосчатых текстур и т. д.

По-видимому, следует признать, что гомогенный высокотемпературный, в основном магнезиальный силикатный расплав существует только лишь на значительных глубинах в очагах зарождения перидотитовой магмы. При его движении в верхние горизонты земной коры он в большей своей массе достаточно быстро кристаллизуется, в результате чего большую часть пути — от магматического очага до места формирования массива — движется не однородный силикатный расплав, а кашеобразная масса кристаллов оливина, содержащая существенно водную жидкую фазу, в составе которой должны присутствовать кремнекислоты и окись хрома.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А. Г. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского гипербазитового массива.— Первое Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов. Свердловск, 1961.
- Боуэн Н. П. и Таттл О. Ф. Система  $MgO - SiO_2 - H_2O$ .— Сб. «Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
- Виноградская Г. М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале.— Докл. АН СССР, т. ХСVII, 1954, № 5.
- Виноградская Г. М. О генезисе полосчатых дунит-пегматитов западной полосы гипербазитов Урала.— Геол. сб. ВСЕГЕИ, 1957, № 2.
- Волохов И. М. Гипербазитовые брекчии Центральной Тувы. Тр. ГГИ ЗСФАН, вып. 47, 1956.
- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хребта Борус (Западный Саян).— Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Изд-во СО АН СССР, т. 1, 1963.
- Зимин С. С. О составе и парагенезисах хромшпинелидов у ультраосновных породах.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
- Колесник Ю. Н. Метасоматическая зональность в одном из нефритовых месторождений Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, т. 147, 1962, № 5.
- Москалева С. В. Роль метасоматозов в образовании некоторых пород габброидного и гипербазитового состава, на Урале.— Труды XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 13, 1960.
- Москалева С. В. К вопросу о генезисе гарцбургитовых комплексов Урала.— Первое Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, т. 4. Свердловск, 1961.
- Москалева С. В. О структурном положении гарцбургитовой формации Урала.— Сов. геол., 1962, № 12.
- Непомнящих А. А. Изучение формы и размеров Кемпирсайского ультраосновного массива.— Сов. геол., 1959, № 9.
- Пинус Г. В. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.

- Пинус Г. В., Кузнецов В. А. и Волохов И. М. Гипербазиты Тувы.— Труды Тув. компл. экспед. СОПС АН СССР, 1955, вып. 2.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. О метаморфических пироксенитах Тувы.— Геол. и геофиз., 1960, № 3.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Джидинский гипербазитовый пояс. Петрографический сборник.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, № 1.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А. и Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Юдин М. И. Дуниты хребта Борус и их происхождение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.
- Avias. Note preliminaire sur quelques observations et interpretations nouvelles concernant les peridotites et serpentines de Nouvelle — Caledonie (secteur central).— Bull. Soc. geol. France, 1949, v. XIX, № 4, 5, 6.
- Bowen N. Z., Schairer I. F. The system MgO, FeO, SiO<sub>2</sub>.— Amer. J. Sci., ser. 5 th., 1935, v. 29.
- De Roever W. R. Sind die Alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? — Geol. Rundschau, 1957, v. 46.
- Gass I. G. Ultrabasic pillow lavas Cyprus.— Geol. Mag., 1958, v. 95, № 3.
- Ragan D. M. The mode of emplacement of the Twin Sisters dunite, Washington.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70.
- Ragan D. M. Emplacement of the Twin Sisters dunite, Washington. (Amer. J. Sci., 1963, v. 261, № 6.

*И. М. Волохов, В. Н. Довгаль, А. П. Кривенко,  
В. А. Кутоллин, Г. В. Поляков, С. Л. Халфин*

*(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)*

## ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В результате крупномасштабной геологической съемки, а также специальных структурно-петрологических исследований, проведенных в последние годы на территории Алтае-Саянской складчатой области различными геолого-производственными и научно-исследовательскими организациями, получен обширный фактический материал по магматизму области и, в частности, интересные новые данные по проявлениям габброидного магматизма.

Первый опыт формационного анализа ассоциаций габброидных пород Алтае-Саянской области, осуществленный авторами настоящего доклада, позволяет выделить среди них минимум четыре формационных типа, в том числе габбро-диорит-диабазовую, габбро-пироксенит-дунитовую, габбро-сиенитовую и, наконец, трапшовую формации.

### ГАББРО-ДИОРИТ-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Представители этой формации являются интрузивными — гипабиссальными и близповерхностными — эквивалентами протерозойских, нижнекембрийских и отчасти, возможно, среднекембрийских эффузивных образований спилито-диабазовой формации эвгеосинклинальных прогибов. Тесно ассоциируясь с эффузивами, они совместно с ними, как правило, размещаются в указанных прогибах и, как исключение, изредка выходят за их пределы. В составе формации довольно четко выделяется два формационных подтипа, различающихся между собой главным образом по фациальным условиям образования. К первому относятся преимущественно близповерхностные и отчасти переходные к гипабиссальным сравнительно маломощные дайко- или силлообразные тела, сложенные диабазами, габбро-диоритами, диоритами, диоритовыми порфиритами и т. п. Для всех пород, представляющих данный подтип, обычно свойственно сильное зеленокаменное изменение, в частности амфиболизация. Примерами рассматриваемых интрузивных образований являются известные: «интрузия авгитовых диоритов» и «Буйский комплекс» в Кузнецком Алатау, «интрузия метагаббро» в Западном Саяне, «Джезлыкский комплекс» в Восточном Саяне и т. д.

Второй формационный подтип данной формации представлен гипабиссальными, часто относительно хорошо дифференцированными интрузивами типа Шорбинского и других подобных ему массивов в Кузнецком Алатау; характерными представителями этого подтипа являются также плутоны «Лысанского титаноносного интрузивного комплекса» в Восточном Саяне. Они представляют собой либо согласные пластовые, либо штокообразные тела, иногда довольно крупных размеров. Их слагают главным образом амфиболизированные габбро, габбро-диориты, диориты, среди которых наблюдаются сингенетичные гнездо- и линзообразные, обычно согласные с внутренней структурой массивов, обособления более меланократовых пород пироксенитового, горнолендитового и даже перидотитового

составов. Размеры таких обособлений колеблются в широких пределах — от нескольких сантиметров до сотен метров.

Будучи сложенными преимущественно средним или основным плагиоклазом, обыкновенной или актинолитовой роговой обманкой, диоксид-салилитом, авгитом, породы рассматриваемой формации принадлежат к типичным известково-щелочным разностям. Характерной их особенностью является четко выраженная титановая специализация.

С габбро-диорит-диабазовой формацией связано золотооруденение; в относительно крупных дифференцированных массивах фиксируются повышенные, вплоть до промышленных, концентрации титана.

### ГАББРО-ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВАЯ<sup>1</sup> ФОРМАЦИЯ

На современной стадии изученности эта формация в Алтае-Саянской области может быть проиллюстрирована на примере трех интрузивных комплексов: Лысогорского в Западном Саяне, Нижне-Дербинского в Восточном Саяне и Усинского в Кузнецком Алатау. Интрузивы формации размещаются в зонах сочленения кембрийских геосинклинальных прогибов со структурами более ранней, байкальской или раннесалаирской, консолидации и, таким образом, приурочиваются в основном к салаиридам Алтае-Саянской области. Своим появлением формация обязана магматическим процессам, сопровождавшим формирование геосинклинальных зон, являясь одним из наиболее ранних проявлений интрузивного магматизма этих зон, приходящего на смену эффузивному существенно спилито-диабазовому магматизму предшествующих этапов. Как правило, массивы рассматриваемого формационного типа формируются в условиях мезоабиссальной фации и образуют небольшие (не более 100 км<sup>2</sup> по площади выходов) тела, форма которых предпочтительно воронкообразно-коническая, иногда желобовидная, реже линзообразная.

Два первых морфологических типа интрузивных тел, будучи дискордантными, обычно наблюдаются в жестком окружении метаморфических образований, слагающих срединные массы, соседствующие с геосинклинальными прогибами. Согласно линзообразные массивы обнаруживаются в более пластическом окружении собственно геосинклинальных прогибов. Преимущественное размещение массивов в зонах сочленения жестких и более мобильных структур, очевидно, связано с большей проницаемостью этих зон, обусловленной существованием в них дизъюнктивных нарушений, закономерно возникавших на контактах механически разнородных сред. Прогибы, с эволюцией которых связано формирование рассматриваемой формации, несмотря на многочисленные черты сходства с типично эвгеосинклинальными прогибами, отличаются от них отсутствием проявлений гипербазитовой (гарцбургитовой) формации.

В подавляющем большинстве интрузивные тела рассматриваемого формационного типа принадлежат к однофазным плутонам, возникшим в процессе единого акта внедрения с последующей дифференциацией исходного расплава непосредственно в магматической камере. Характернейшей особенностью внутреннего строения плутонов является первичная магматическая расслоенность, возникшая в ходе магматической дифференциации, преимущественно ритмически-кристаллизационной, проходившей в условиях пульсационно-ритмического отделения газовой составляющей

<sup>1</sup> Это название предложено Ф. Ю. Левинсон-Лессингом еще в 1910 г. Менять его на «дунито-пироксенито-габбровую формацию», как предлагают Н. П. Михайлов и С. В. Москалева, вряд ли целесообразно, во-первых, из уважения к приоритету нашего крупнейшего петрографа и, во-вторых, в связи с тем, что принятая редакция хорошо подчеркивает качественную характеристику главных ингредиентов формации и тем самым позволяет не прибегать к новому термину, вообще говоря, мало чего дающему по существу содержания по сравнению с уже существующим термином.

расплава по периодически открывающимся разрывам в кровле магматической камеры. Возникшие при этом дифференциты слагают в телах формации самостоятельные магматические слои, группирующиеся в согласно стратифицированные серии. Последовательность изменения состава пород в таких сериях идет снизу вверх — от ультраосновных к основным, средним и более кислым. Нередко, особенно в придонных частях плутонов, эта последовательность имеет ритмический характер, отражающий ритмичность процессов магматической дифференциации. Строение ритмов в ритмически построенных сериях чаще всего двучленное (дунит — перидотит, перидотит — пироксенит, пироксенит — габбро), реже трехчленное (перидотит — пироксенит — габбро). По мере продвижения к верхам стратифицированного разреза массивов ритмичность чередования слоев примерно одинакового состава постепенно затухает. Контакты между отдельными слоями в подавляющем большинстве случаев имеют характер постепенных переходов: чаще медленных и плавных, реже быстрых и резких. Падение слоев в воронкообразных плутонах направлено, как правило, в сторону внутренних частей магматической камеры. На периферии оно более крутое, в центральных частях — пологое, что свидетельствует о чашеобразной форме залегания слоев. Сочленение слоев со стенками и дном магматической камеры характеризуется достаточно хорошо выраженным угловым несогласием. Эта особенность внутреннего строения принципиально отличает рассматриваемые плутоны от классических лополитов.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация Алтае-Саянской области отличается значительным разнообразием петрографического состава слагающих ее пород. Последние в совокупности образуют дифференцированный ряд, включающий в себя дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, шриггеймиты, вебстериты, диаллагиты, алливалиты, эвкриты, нориты, нормальные и роговообманковые габбро, анортозиты и горнблендиты, биотит- и кварцсодержащие габбро и диориты, тоналиты и, возможно, плагиограниты. Наиболее распространенными в этом ряду являются роговообманковые габбро. Среди ультраосновных пород преимущественным развитием пользуются пироксениты и верлиты. Подобное количественное взаимоотношение между главными типами пород формации в общем отвечает взаимоотношениям в аналогичных ассоциациях пород Урала, Казахстана и других областей. Чрезвычайно характерной чертой рассматриваемых пород является их высокая свежесть, обусловленная весьма ограниченным развитием продуктов постмагматических изменений. Но менее характерно для формации в целом отсутствие в массивах пород эндоконтактной закалки, слабое развитие пород дайковой фации, а также ограниченное проявление процессов экзоконтактового метаморфизма.

Породы габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации обладают рядом минералогических особенностей, являющихся специфическими для данного формационного типа. В их числе: 1) существенно магнезиальный характер мафических минералов, 2) относительно высокая основность плагиоклазов (нередко до № 90—95), 3) довольно частое присутствие кварца и биотита в крайних, средних и отчасти основных дифференциатах, 4) преимущественно магнетитовый состав аксессуарного рудного минерала в гипербазитах при незначительном развитии хромшпинелидов и полном отсутствии титаномагнетита и ильменита, а в основных и средних породах при полном отсутствии хромшпинелидов и слабом развитии титановых минералов.

Подчеркивая магнезиальный характер темноцветных минералов, следует отметить, что: а) среди оливинов преимущественным развитием пользуются разновидности, в которых содержание фаялитового компонента колеблется в пределах 10—15%, а наиболее железистой разновидностью является пилосидерит с 40% содержания фаялита; б) среди ортопироксенов

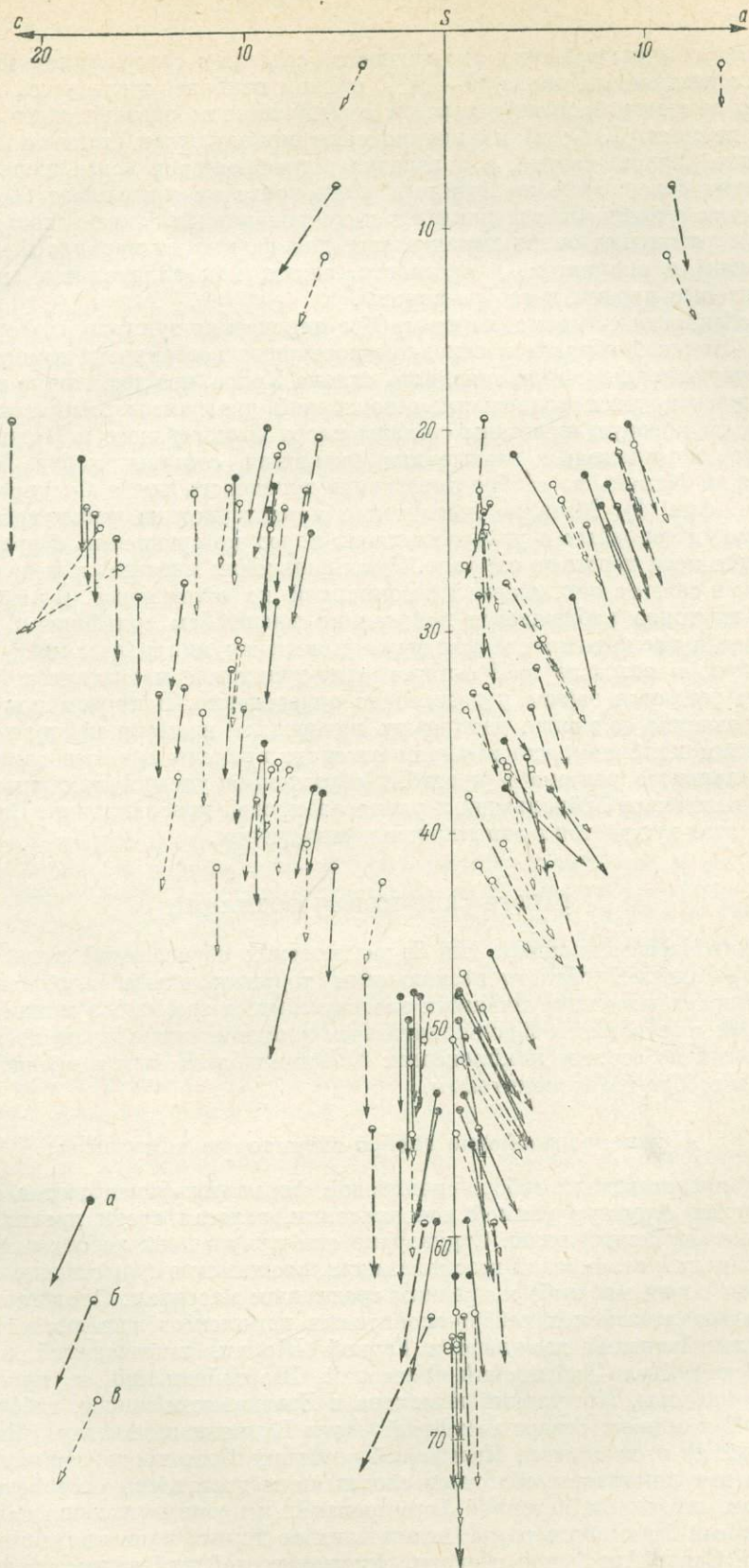


Рис. 1. Векторная диаграмма химических составов пород габбро-широксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской области:

Составы пород: а — Нижне-Дербинского комплекса, б — Лысогогорского комплекса, в — массива Денежкин Камень на Урале

наиболее обычны разности энстатитового состава с содержанием магнезиального компонента около 80—85%, причем наиболее железистой их разностью является бронзит-гиперстен с содержанием энстатитового компонента не ниже 70%; в) клинопироксены принадлежат главным образом к группе диопсид-салита, а в изредка встречающихся более железистых разностях содержание железистого компонента не превышает 20%. Повышенная основность плагиоклазов подчеркивается местами довольно заметным развитием очень характерных для формации пород с битовнит-анортитом и анортитом, в частности, таких, как алливалиты, эвкриты, анортитовые нориты и габбро-нориты.

Особенности химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской области в основном повторяют особенности химизма соответствующей формации западного склона Урала, что достаточно наглядно иллюстрируется содержанием векторной диаграммы химических составов, на которую вынесены составы пород Лысогорского и Нижне-Дербинского комплексов и взятые для сравнения составы пород массива Денежкин Камень из габбро-пироксенит-дунитового пояса Среднего Урала (см. фиг. 1). Металлогенетическая характеристика рассматриваемой ассоциации основных и ультраосновных пород по сравнению с уральской выглядит пока довольно скромно. Рудопроявления платины и металлов ее группы в связи с описываемой ассоциацией не отмечаются. В некоторых из ее плутонов наблюдается неясная по масштабам сульфидная магматическая и послемагматическая медно-никелевая минерализация.

Вопрос о возрасте габбро-пироксенит-дунитовой магматической ассоциации решается сейчас недостаточно определенно. В первом приближении появление ее можно датировать интервалом времени между нижним и средним кембрием, что в общем отвечает времени существования геосинклинального режима в прогибах обрамления упомянутых ранее срединных массивов байкальской и раннесалаирской консолидации. Впрочем, вопрос этот нуждается в дополнительном изучении.

### ГАББРО-СИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Данный формационный тип магматических образований представлен в Алтае-Саянской области несколькими территориально разобщенными, разновозрастными интрузивными комплексами, в том числе нижнепалеозойскими собственно габбро-сиенитовыми комплексами и двумя несколько отличными по составу комплексами: габбро-альбититовым и среднепалеозойским габбро-граносиенитовым.

#### Нижнепалеозойские габбро-сиенитовые комплексы

Эти представители габбро-сиенитовой формации фиксируются только в пределах структур ранней консолидации, залегая среди древних (доверхнекембрийских) толщ. Структурно они приурочены либо к интрагеоантиклиналям салаирской геосинклинали, сложены существенно карбонатными породами, либо к древним срединным массивам. Представителями нижнепалеозойских габбро-сиенитовых комплексов являются Патынско-Культайгинский комплекс в Горной Шории, включающий в себя Патынский, Куль-Тайгинский, Узасский, Шортайгинский и некоторые другие массивы, Когтахский комплекс в Батеневском кряже, габбро-сиенитовый комплекс северо-восточной части Кузнецкого Алатау (Марининской тайги) и, возможно, Казырский комплекс Восточного Саяна.

Все эти комплексы обладают сходными и достаточно своеобразными составом, строением, историей формирования и прочими признаками, позволяющими без особого труда отличать их от других магматических образований Саяно-Алтайской области. Нижнепалеозойский возраст этих ком-

плексов доказывается на примере Когтахского комплекса и массивов северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Когтахский комплекс прорывается Улань-Туимским гранитоидным комплексом предположительно ордовикского возраста. Кроме того, здесь же галька щелочных сиенитов Когтахского комплекса обнаружена в конгломератах верхов нижнего кембрия. Габбро-сиенитовый комплекс Маринской Тайги рвется Мартайгинскими гранитами (возраст ордовик — силур). Это можно наблюдать в районе Берикюля и на горе Большой Таскыл. Имеются основания считать, что время проявления рассматриваемых габбро-сиенитовых комплексов несколько различно в различных частях области, что, кстати сказать, и явилось основанием для выделения не одного, а нескольких нижнепалеозойских габбро-сиенитовых комплексов. Так, становление Когтахского комплекса происходило в нижнем кембрии. Габбро-сиенитовый комплекс Маринской тайги рвет эффузивы мундыбашской свиты среднего кембрия. Подобные различия в возрасте, видимо, предопределялись специфическими особенностями геотектонического развития отдельных участков салаирской геосинклинали.

В состав нижнепалеозойских габбро-сиенитовых комплексов входят разнообразные габброиды, диориты, субщелочные и щелочные сиениты и граниты, нордмаркиты, нефелиновые сиениты, иногда сиенит-диориты (Когтахский комплекс) и некоторые другие породы.

Формирование интрузивов габбро-сиенитовых комплексов происходило в гипабиссальных, кое-где в близповерхностных условиях. Интрузивы эти всегда представляют собой многофазные, обычно дискордантные воронкообразные расслоенные массивы, реже трещинные и местами, вероятно, пологопадающие пластообразные тела. Наиболее ранние фазы внедрения представлены в них габброидами, а в Когтахском комплексе монцонитоидными породами, причем становление габброидных пород являлось во многих случаях многоактным процессом, осуществлявшимся в нескольких самостоятельных фазах внедрения.

Габброидные породы отвечают по составу оливиновым и безоливиновым габбро, габбро-норитам, норитам, эвкритам, габбро-пироксенитам, габбро-перидотитам. Местами они дают переходы к диоритам. Габброиды обычно обладают хорошо выраженными план-параллельными текстурами, нередко для них свойственна расслоенность с возникновением пестрой гаммы пород — от анортозитов до пироксенитов и перидотитов. Наиболее характерной чертой состава габброидных пород является почти повсеместное присутствие в них титанистого авгита, ильменита, биотита, баркевикита или керсутита. Весьма примечательна наблюдающаяся во многих случаях высокая основность плагиоклаза, повышающаяся до битовнита и даже анортита.

Сиениты и нордмаркиты образуют или согласные с внутренней структурой массивов пластовые и конические пластовые интрузии, или же крутопадающие секущие дайки и штоки, всегда более поздние, чем интрузии габбро и монцонитоидов. Состоят сиениты из альбит-олигоклаза и олигоклаза, иногда натрового ортоклаза, щелочной (баркевикит, гастингсит, арфведсонит, рибекит), реже обыкновенной роговой обманки, пироксена, варьировующего по составу от авгита до эгирин-авгита и эгирина, циркона, сфена, апатита, кварца (в кварцевых разностях). Заслуживает внимание плагиоклаз сиенитов. Для него свойственно довольно высокое содержание ортоклазовой молекулы, и, видимо, как следствие этого, кристаллы плагиоклаза почти всегда несут в себе обильные жилковатые включения чистого ортоклаза или микроклина, обособляющегося при распаде твердого раствора (антипертиты распада). Плагиоклаз местами альбитизируется или микроклинизируется.

Вслед за сиенитами и нордмаркитами в составе габбро-сиенитовых комплексов местами появлялись граниты и кое-где нефелиновые сиениты.

Те и другие породы залегают обычно в виде даек. Граниты, как правило, относятся к щелочным или субщелочным разновидностям, будучи сложенными кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, щелочной, реже нормальной роговой обманкой, аксессуориями. Среди гранитов встречаются также и представители известково-щелочного ряда. Нефелиновые сиениты играют в составе комплексов незначительную роль. Они известны в Горной Шории; не исключена возможность, что с древним габбро-сиенитовым комплексом связана часть нефелиновых сиенитов Мариинской тайги, которые распространены в пределах этой области очень широко, но в основной своей массе, если не целиком, имеют более молодой — девонский возраст.

Граниты и нефелиновые сиениты завершают формирование комплексов; в отдельных интрузивах к заключительным стадиям становления комплексов приурочено также появление даек диабазов, порфиритов и часто лампрофиров. Лампрофиры иногда появляются и значительно раньше, предшествуя внедрению сиенитов (Когтахский комплекс).

Ряд особенностей габбро-сиенитовых комплексов: свойственное для них щелочное и субщелочное направление дифференциации, присутствие в их составе дискордантных воронкообразных расслоенных массивов и некоторые другие признаки, — свидетельствуют о формировании комплексов в достаточно спокойной тектонической обстановке. Многие исследователи полагают, что подобные условия могли иметь место лишь после окончательной стабилизации той части Алтае-Саянской области, в пределах которой проявляются габбро-сиенитовые комплексы, т. е. где-то в силуре — девоне, а отсюда — и возраст комплексов эти исследователи датируют как девонский. Приведенные выше данные указывают на то, что становление комплексов происходило еще до момента окончательной консолидации области. Свойственные же для комплексов черты платформенного магматизма предопределены приуроченностью их к относительно стабильным участкам салаиро-каледонской геосинклинали типа внутригеосинклинальных поднятий и срединных массивов, которые в течение всего или по крайней мере большей части геосинклинального цикла развития области вели себя как малоподвижные структуры и в пределах которых раньше, чем в остальных участках области, установился платформенный режим. По-видимому, к моменту стабилизации этих структур и приурочено появление габбро-сиенитовых комплексов.

С нижнепалеозойскими габбро-сиенитовыми комплексами связаны титановая минерализация, в некоторых случаях золото и, вероятно, нефелиновое сырье.

### Габбро-альбититовый комплекс

Близким к габбро-сиенитовой формации является своеобразный габбро-альбититовый интрузивный комплекс, известный в Западном Саяне и Кузнецком Алатау.

Важная особенность этого комплекса — приуроченность к крупным разломам, располагающимся в зонах сопряжения локальных прогибов с древними антиклинальными выступами: Джебашским — в Западном Саяне и Мрасским — в Кузнецком Алатау.

Габбро-альбититовый комплекс представлен многочисленными небольшими по размерам, линейно вытянутыми трещинными интрузивными телами и дайками, ориентированными, согласно простиранию зон дробления, к которым они приурочены.

В формировании его намечается три этапа. В раннюю стадию внедрялись недифференцированная основная магма, за счет которой образовались относительно крупные трещинные тела трахитоидного пироксен-роговообманкового, реже оливинового габбро и многочисленные дайки габ-

бро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов. Для габбро характерна отчетливо выраженная трахитоидность, обусловленная планпараллельным расположением плагиоклаза и цветных минералов, под микроскопом обычно устанавливаются признаки офитовой, иногда пойкилоофитовой структуры. Основность плагиоклаза отвечает лабрадору № 55—65, цветные минералы представлены преимущественно уралитизированным клинопироксеном, близким по составу к салитам, и бурой роговой обманкой, иногда в незначительных количествах присутствуют гиперстен и магнезиальный оливин (хризолит). Содержание цветных минералов колеблется в широких пределах: от 10—15% — в лейкократовых (анортозитовых) габбро до 55% — в меланократовых разностях. По химизму породы первой стадии близки к долеритам и плато-базальтам, по Р. Дэли, и лишь лейкократовые их разности приближаются к нормальным безоливиновым габбро. Таким образом, исходная магма отвечала по составу толеитовой.

Вторая стадия характеризуется более значительной дифференциацией исходной магмы с образованием, с одной стороны, кислых, обогащенных натрием пород — альбититов и альбитит-порфиров, с другой — более основных дифференциатов — меланократовых и оливиновых габбро. Кислые дифференциаты проявились в форме мелких дайкообразных тел в зонах наиболее интенсивного дробления и в контактах ранее сформировавшихся габбровых интрузивов. Среди альбититов преобладают кварцевые разности, приближающиеся иногда по содержанию кварца к гранитам. Полевые шпаты представлены исключительно альбитом № 5—8, цветные минералы часто отсутствуют, иногда в незначительных количествах встречаются актинолит и рибекит. Структуры изменчивы, из них преобладают порфировые, основная масса призматическизернистая, реже — аллотриоморфная. По содержанию щелочей и кремнезема альбититы занимают промежуточное положение между трондьемитами и сиенитами, отличаясь от первых более низким содержанием кремнезема, а от последних — наоборот, более высоким содержанием кремнезема и ярко выраженной натриевой спецификацией щелочей. В связи с внедрением альбититов находится интенсивный натриевый метасоматоз, сопровождавшийся магнетитовым оруденением. Ранние габбро и вмещающие их породы, подвергаясь воздействию метасоматизирующих щелочных растворов, преобразуются в лейкократовые сиенитовидные породы существенно альбититового состава. Подобные альбититы метасоматического генезиса составляют значительную часть субщелочных пород комплекса.

В третий, пострудный, этап формировались дайки основного состава, представленные оливиновыми диабазами, близкими по составу к троктолитам.

Габбро-альбититовый комплекс, располагаясь в пределах кембрийских отложений Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, обладает вместе с тем рядом особенностей, которые позволяют говорить о более молодом, чем кембрий, возрасте. Об этом свидетельствует приуроченность габбро-альбититового комплекса к разломам, явно секущим кембрийские складчатые структуры. Определения абсолютного возраста флогопита из магнетитовых руд, генетически связанных с этим комплексом, дают:  $392 \cdot 10^6$  и  $425 \cdot 10^6$  лет, что соответствует, по новой геохронологической шкале, раннему девону — силуру.

Обращает на себя внимание относительно слабая дифференцированность габбро-альбититового комплекса, в составе которого кислые породы заведомо магматического происхождения играют весьма скромную роль.

<sup>2</sup> Определение выполнено в лаборатории ВСЕГЕИ калий-аргоновым методом по флогопиту руд Хайлеольского месторождения (Кузнецкий Алатау).

<sup>3</sup> Два определения с одним результатом выполнены в Лаборатории геологии докембрия АН СССР калий-аргоновым методом по флогопитам Хайлеольского (Кузнецкий Алатау) и Анзасского (Западный Саян) месторождений.

Характерно отсутствие в его составе гибридных пород и широкое развитие постмагматических процессов. По петрохимическим особенностям габбро-альбититовый комплекс близок к типичным известково-щелочным сериям типа Сан-Франциско.

Таким образом, по структурному положению, особенностям состава, петрохимии и эволюции габбро-альбититовый комплекс ближе всего к интрузиям габбро-сиенитовой формации, отличаясь более кислым составом и более ярко выраженной натриевой специализацией поздних продуктов дифференциации, а также широким развитием в его составе апогаббровых метасоматических альбититов. В отличие от интрузий габбро-сиенитовой формации, приуроченных к жестким (антиклинальным) структурам ранней консолидации, габбро-альбититовый комплекс проявляется в зонах сочленения локальных прогибов с древними горст-антиклинальными выступами. Это, вероятно, сказалось на составе и направлении эволюции комплекса, несколько сблизившимися с эволюцией и составом, свойственными представителям формаций габбро-диорит-гранодиоритового ряда.

Подобные интрузии имеют место и в других районах Алтае-Саянской складчатой области: они отмечаются на северо-западных склонах Кузнецкого Алатау, в районе Канымской группы магнетитовых месторождений; сходные по составу, структурному положению и металлогении интрузии описываются в окраинах Тувинского межгорного прогиба под названием Торгалыкского комплекса.

### Торгалыкский габбро-граносиенитовый комплекс

Массивы этого комплекса широко распространены в Центральной и Западной Туве и приурочены к живущим долго региональным разломам, вдоль которых происходило перемещение тектонических блоков в процессе развития девонско-каменноугольного межгорного прогиба. Интрузивные тела образуют вдоль разломов пояса или цепочки, группируясь в узлы в местах пересечения различно ориентированных разломов. Наиболее крупными узлами являются Торгалыкский и Каргинский.

Торгалыкский узел расположен в северной части межгорного прогиба на пересечении широтных и меридионального разломов (Центральная Тува, нижнее течение р. Северный Торгалык) и находится на границе Западно-Таннуольской и Центрально-Тувинской структурно-фациальных зон прогиба.

Каргинский узел размещается в крайней юго-западной части межгорного прогиба, в области сопряжения его с каледонскими складчатыми сооружениями Саяно-Шапшальской зоны. Важнейшие разрывные нарушения имеют здесь субширотное — северо-западное направление и пересекаются под острым углом. По условиям внедрения интрузивные тела Торгалыкского комплекса относятся к постороженным плутонам трещинного типа.

По форме это главным образом штоки или вытянутые вдоль разломов штокообразные тела и дайки, реже, на удалении от разрывных нарушений, — силлы и факолиты. Площадь выхода на дневную поверхность наиболее крупных массивов достигает 10—15 км<sup>2</sup>, чаще же не превышает 2—3 км<sup>2</sup>. Массивы Торгалыкского комплекса залегают среди пород живета, эйфеля, нижнего девона, силура и более древних пород. В некоторых районах установлено прорывание интрузиями торгалыкского комплекса отложений низов верхнего девона. Учитывая эти данные и исходя из общих представлений о развитии межгорного прогиба, наиболее вероятным представляется, что становление Торгалыкского комплекса произошло в конце верхнего девона — начале карбона.

Формирование интрузивных тел Торгалыкского комплекса произошло в гипабиссальной обстановке, на глубине от 1,5 до 4 км (установлено пу-

тем оценки мощности перекрывающих осадочных отложений), причем выделяются две фазы. В первую фазу в результате внедрения основной магмы и ее дифференциации были образованы габбро-диабазы, габбро, оливиновые и биотитовые габбро, габбро-перидотиты, а также альбит-амфиболовые пегматиты и пироксеновые гранофиры. Наиболее широко в составе комплекса распространены габбро-диабазы и габбро, состоящие из плагиоклаза (80—50% анортита), моноклинного пироксена (около 20% ферросилита), титано-магнетита, обыкновенной или титанистой роговой обманки и биотита. Биотитовые разности отличаются лишь повышенным (до 10%) содержанием биотита. В оливиновых габбро наряду с плагиоклазом и моноклинным пироксеном присутствует оливин (24—33% фаялита). Биотитовые и оливиновые габбро в количественном отношении играют подчиненную роль, но являются типичными для Торгалыкского комплекса и установлены во многих районах.

Габбро-перидотиты на 50—60% состоят из магнезиального оливина (12—18% фаялита). Остальные минералы (пироксен, плагиоклаз, амфибол, биотит) по своим оптическим свойствам совершенно аналогичны таковым из габбро-диабазов.

Альбит-амфиболовые пегматиты и гранофиры встречаются среди габброидов в виде небольших шпирообразных обособлений и жил и представляют собой продукты затвердевания кристаллизационного остатка основной магмы.

Роль гранитоидных пород в составе Торгалыкского комплекса невелика. Площадь выходов гранитоидных массивов в современном эрозионном срезе не превышает 15%.

Химические анализы габброидов показывают, что состав их близок к оливин-базальтовому типу магм, по Кеннеди. Оливиновые габбро комплекса отличаются повышенным содержанием глинозема. В целом для Торгалыкского комплекса характерны резкая дифференцированность на три группы (габбро-перидотиты — габброиды — гранитоиды) и отсутствие переходных, промежуточных разностей.

С Торгалыкским интрузивным комплексом связаны железоруденение «гидросиликатового типа», слабая титановая минерализация и незначительные по размерам медно-кобальтовые рудопроявления.

### Трапсовая формация

Проявления трапсового магматизма имели место в верхнем палеозое и нижнем мезозое, знаменуя собой переход Алтае-Саянской области к платформенной стадии развития. Трапфы известны в Кузбассе, Кольвань-Томской складчатой зоне, Минусинском прогибе и Кузнецком Алатау, что убедительно свидетельствует о наложенном характере трапсового магматизма, не приуроченного к каким-либо определенным структурным элементам, но проявляющегося примерно с одинаковой интенсивностью как в эпикаледонских сооружениях Кузнецкого Алатау, так и в более молодых межгорных прогибах типа Минусинских или Кузбасса. Форма трапсовых тел зависит от физических свойств вмещающих пород: среди жестких пород континента трапфы образуют дайки, приуроченные к поперечным трещинам раскола, тогда как в районах со слабо дислоцированным чехлом они залегают в виде силлов внутри последнего.

В Кузбассе трапфы распространены в юго-восточной части бассейна, где они образуют силлы, залегающие в угленосных отложениях каменноугольного и пермского возраста и дислоцированные совместно с вмещающими их осадками. Наиболее крупными пластовыми залежами, мощностью которых превышает 100 м, являются Сыркашевский, Майзасский и Макарьевский силлы. Нижняя часть Сыркашевского силла слагается кварцево-оливиновыми долерит-монцонитами, которые выше сменяются

пегматоидными долерит-монцонитами. Разрез силла венчается кварцевыми долерит-монцонитами. Перечисленные породы состоят из плагиоклаза № 45—55, калишпата, клинопироксена, железистого оливина, роговой обманки, биотита, кварца и микропегматита. Содержание оливина убывает от почвы силла к его кровле, а количество кварца увеличивается в этом же направлении. Плагиоклаз пегматоидных долерит-монцонитов имеет более кислый состав, а клинопироксен, оливин, роговая обманка и биотит этих пород богаче железом, чем соответствующие минералы в припочвенной и прикровлевой частях тела.

В пределах Кольвань-Томской складчатой зоны траппы известны в районе г. Томска и в окрестностях г. Новосибирска, где они образуют дайки среди верхнедевонских и нижнекаменноугольных терригенных осадков, а также среди варисских гранитоидов, будучи приурочены к субширотным трещинам раскола и рассекая пликвативные структуры вмещающих отложений почти под прямым углом. Магматические породы района г. Томска детально изучены К. В. Ивановым, который выделяет в их составе нормальные долериты, эссексит-долериты, монцониты и гибридные породы. Для долеритов характерно отсутствие кварца и значительное содержание оливина, тогда как эссексит-долериты отличаются присутствием кварца, калишпата и микропегматита, будучи весьма сходными в этом отношении с траппами Кузбасса.

В районе г. Новосибирска известно несколько даек нормальных оливиновых и кварцевых долеритов.

В Минусинском прогибе производными траппового магматизма являются интрузивные базальты, трахидолериты и анальцимовые диабазы, дайки, некки и, редко, силлы которых известны среди верхнедевонских, нижнекаменноугольных и нижнепермских осадков. Эти породы были описаны И. В. Лучицким, который полагает, что их возраст определяется интервалом времени верхняя пермь — триас. Среди траппов Минусы наиболее распространены свежие черные базальты, в стекловатом базисе которых заключены фенокристы железистого оливина, клинопироксена и лабрадора. Диабазы имеют офитовую структуру и состоят из лабрадора, клинопироксена и магнетита, причем иногда в интерстициях появляется анальцим.

В Кузнецком Алатау траппы представлены дайками долеритов и базальтов, отмеченными в ряде пунктов многими исследователями.

По петрохимическим особенностям траппы всех перечисленных районов Алтае-Саянской области весьма близки между собой, в то же время отличаясь от одновозрастных траппов Сибирской платформы несколько повышенной щелочностью, что выражается в высоком отношении суммы щелочей к полевошпатовой извести. Возможно, что последнее обстоятельство зависит от специфики тектонического положения сравниваемых формаций.

## ВЫВОДЫ

1. Проявления габброидного магматизма характеризуют практически все главные этапы исторического развития тектонической структуры Алтае-Саянской складчатой области, начиная с докембрия — времени зарождения на территории области первых подвижных зон — и кончая верхним палеозоем и мезозоем — периодом окончательного ее оформления в устойчивую область.

2. Среди габброидных формаций довольно четко различаются две группы формационных образований: а) с нормальным известково-щелочным направлением дифференциации (габбро-диабазовый и габбро-пироксенит-дунитовый типы) и б) с щелочным уклоном дифференциации (габбро-сиенитовый и отчасти трапповый формационные типы).

3. Особенности пространственного размещения названных групп определяются закономерной связью первой из них со структурами эвгеосинклинального характера и второй — со структурами типа срединных массивов, внутригеосинклинальных поднятий, континентальных сводов и осложняющих их межгорных и других наложенных прогибов.

4. Рассмотренные формационные типы в большинстве случаев представлены несколькими (двумя и даже тремя) разновозрастными интрузивными комплексами. Такая повторяемость конкретных проявлений той или иной формации — закономерное следствие особенностей тектонической эволюции Алтае-Саянской области, в частности, разновременности вовлечения отдельных ее участков в процессы геосинклинального развития и, отсюда, разновозрастности появляющихся при этом адекватных по типу тектонических структур.

5. Выделяемые формационные типы обнаруживают достаточно ясную металлогеническую специализацию, позволяющую дать их перспективную оценку на специфический для каждого из них комплекс полезных ископаемых.

6. Предлагаемое в настоящей работе расчленение габброидных комплексов является первым опытом формационного анализа габброидных интрузий Алтае-Саянской области, убеждающим нас в том, что при всем многообразии и сложности проявлений габброидного магматизма попытка их систематики уже на современном уровне геологической изученности области не представляется чем-то безнадежным. В этой связи продолжение исследований в указанном направлении кажется вполне оправданным и целесообразным. Последующее изучение, очевидно, даст более совершенную систематику габброидных комплексов и тем самым будет способствовать дальнейшему прогрессу учения о магматических формациях.

## АНОРТОЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ХРЕБТОВ СТАНОВОГО И ДЖУГДЖУРА

Анортозитовая формация представляет собой специфическую группу пород, объединенных общностью состава (резко преобладают анортозиты), структурным положением (анортозитовые массивы располагаются преимущественно в зонах стыка архейских щитов с областями их протерозойского складчатого обрамления), определенной металлогенической специализацией — главным образом, титаноностностью. Образование этой формации относится к докембрийскому этапу развития земной коры.

Изучение формации анортозитов имеет не только большое теоретическое значение (оно помогает нам понять суть процессов, проходящих в глубоких зонах земной коры), но и большое практическое значение (с этой формацией связаны крупнейшие месторождения титана).

В пределах хребтов Станового и Джугджура располагаются наиболее крупные в нашей стране массивы анортозитов, занимающие общую площадь около 10 000 км<sup>2</sup>. По своим размерам они стоят в одном ряду с крупнейшими анортозитовыми массивами мира.

Изучение анортозитов хребтов Станового и Джугджура началось в 30-х годах работами Е. С. Бобина (1933) на р. Олекме и А. А. Леонтовича и Н. А. Ракова (1948) на хребте Джугджуре. Изучение Джугджурских анортозитов продолжили в конце сороковых годов А. П. Лебедев и Н. В. Павлов (1957), в 1957—1958 гг. Г. Т. Татаринев, В. В. Шиханов и В. Ф. Зубков и в последние годы А. М. Ленников. Анортозитовые массивы бассейна р. Олекмы (западная часть хребта Станового) в последние годы изучались Е. П. Миронюком и Г. М. Баженовой. Один из авторов статьи (В. Н. Мошкин) начал изучать анортозиты хребтов Станового и Джугджура с 1951 г. — в начале в процессе геолого-съемочных, а затем при специальных тематических исследованиях. С 1960 г. в этих работах принимает участие И. Н. Дагелайская.

Геологическое строение области хребтов Станового и Джугджура весьма сложно. Широко распространенные здесь раннедокембрийские суперкрупные и интрузивные образования слагают южную окраину Алданского щита и зону его древнего складчатого обрамления (зона Становик — Джугджур) с Олекминской и Маймаканской «ветвями». Анортозитовые массивы приурочены к зоне Становик — Джугджур, располагаясь и во внутренних частях ее (массивы Лавлинский, Сехтагский и др.) и на стыке с Олекминской и Маймаканской «ветвями» (Главный и Имангабитский массивы). В пределах окраинной части Алданского щита залегают лишь анортозиты Верхне-Ундытканского и крайне западной части Главного массивов. Обращает на себя внимание неравномерное распределение анортозитов в пределах зоны Становик — Джугджур: по существу, все массивы локализуются на восточном и западном флангах этой зоны — в тех районах, где от нее отходит Олекминская и Маймаканская ветви протерозойской складчатой области.

Анортозитовые тела вытянуты в субширотном направлении вдоль крупных разломов, ориентировка которых в целом совпадает с направлением

главных структур зоны Становик — Джугджур. По отношению же к структурам Олекминской и Маймаканской «ветвей» массивы располагаются почти перпендикулярно.

Весьма характерным в расположении аортозитов является также их пространственная ассоциация с древними архейскими и раннепротерозойскими породами основного состава. Так, Сехтагский, Имангакитский, Арбагасский и, по-видимому, Лавлинский массивы и мелкие тела рек Джаны, Май-Половинной и Олекмы располагаются в пределах полосы выходов протерозойских амфиболитов, габбро-амфиболитов и амфиболовых плагиогнейсов. Верхне-Ундытканских массив локализуются среди архейских пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев основного состава. Подобная же закономерность, по-видимому, характерна и для расположения Главного массива, вмещающими породами для которого являются амфиболиты и габбро-амфиболиты протерозоя и пироксенсодержащие кристаллические сланцы архея.

Формирование аортозитовых плутонов хребтов Станового и Джугджура имело место в раннем протерозое, по-видимому, до главного этапа складчатости, после формирования интрузии габбро-амфиболитов майско-джанинского комплекса, но до образования древнестановых гранитоидов (Мошкин и др., 1961).

Строение аортозитовых массивов весьма сложно. Входящие в их состав различного типа аортозиты (лабрадориты, андезиниты, реже олигоклазиты), количественно подчиненные им габбро-аортозиты, габбро и ультраосновные породы, а также многочисленные реликты кристаллических сланцев и других вмещающих пород распределены неравномерно, обуславливая неоднородно-зональную и пятнисто-полосчатую макроструктуру массивов.

Внутри Главного массива, например, выделяются центральная и краевые зоны, различающиеся между собой по строению и составу. Центральная зона сложена серыми и темно-серыми, нередко иризирующими анхиомономинеральными и пироксенсодержащими лабрадоритами, на фоне которых выделяются неравномерно распределенные шпилы габбро-аортозитов полоскообразной, эллипсоидальной, амебообразной формы. Изредка встречаются шпилы габбро-норитов, пироксенитов и рудных габбро-пироксенитов, а также мелкие реликтовые участки, сложенные пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами. Размер шпилей колеблется от нескольких сантиметров до сотен метров.

Краевые зоны массива отличаются от центральной большим количеством и большими размерами шпилей (мощность 100—200 м, реже до 1000 м) габброидов и ультрабазитов, наличием многочисленных реликтов вмещающих пород и сравнительно широким распространением неоднородных пироксен- и амфибол-плагиоклазовых пород, переходных от кристаллических сланцев и амфиболитов к аортозитам, занимающих участки площадью до нескольких десятков квадратных километров. Юго-восточная краевая зона характеризуется также широким развитием белых андезинитов, слагающих среди лабрадоритов обширные участки весьма сложной формы.

Подобно Главному, другие аортозитовые массивы также характеризуются резкой неоднородностью строения. Так, в Лавлинском и Сехтагском массивах преобладающие в их составе серые лабрадориты и габбро-лабрадориты, белые андезиниты и габбро-андезиниты распределены весьма неравномерно. Среди них встречаются неоднородные амфиболовые габбро и измененные горнblendиты, слагающие мелкие, площадью до сотни квадратных метров, участки неправильной формы.

В строении Арбагасского и Имангакитского массивов, по данным Е. С. Бобина (1933), Е. П. Миронюка и Г. Н. Баженовой, отмечается следующая закономерность: западные части этих массивов сложены

темно-серыми лабрадоритами, центральные части — розоватыми андезитами и восточные — белыми олигоклазитами.

Большой интерес представляет характер взаимоотношения между различными породами анортозитовой формации. Нами в 1958 г. в восточных массивах и Г. Н. Баженовой в 1959 г. в западных было установлено, что анортозиты сформировались в несколько стадий: наиболее ранние — лабрадориты, затем образуются андезиниты, главным образом при метасоматическом замещении лабрадоритов, и, наконец, в третью стадию развиваются олигоклазиты, метасоматически замещая и первые и вторые.

Соотношения анортозитов со шлирами меланократовых пород сложные. Обычно наблюдаются постепенные переходы соответственно от пироксенитов и габбро-норитов к лабрадоритам и от горноблендитов к амфиболовым габбро и андезинитам. Часто этот переход осуществляется на небольшом расстоянии (до 0,5 м), что создает впечатление хотя и не резкого, но достаточно четкого контакта. Однако наряду с постепенными переходами наблюдаются и резкие секущие контакты, причем меланократовые породы прорезаются жилами анортозитов.

Интересный материал получен нами, а также Г. Н. Баженовой по вопросу о соотношениях анортозитов с вмещающими архейскими и протерозойскими породами.

Установлено, что пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты, габбро-амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы, слагающие реликтовые участки внутри массивов, а также окружающие анортозитовые массивы, подверглись интенсивной метасоматической анортозитизации, выражающейся, в конечном итоге, в перекристаллизации породы, обогащении ее основными плагиоклазами и обеднении цветными минералами — пироксенами, роговой обманкой, биотитом и оливином, в результате чего породы превращаются в анортозиты. В промежуточную стадию этих процессов возникает разнообразная серия переходных к анортозитам пород.

Анортозитизация архейских пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев обычно начинается с появления в них крупных зерен основного плагиоклаза и пироксена, концентрирующихся затем в отдельные мелкие прожилки и желваки. Постепенно размер и количество участков, сложенных крупнозернистым и среднезернистым плагиоклазом и пироксеном, увеличивается, и они соединяются между собой. Одновременно происходит дальнейшая перекристаллизация всей породы с укрупнением зернистости. Кристаллические сланцы приобретают неоднородное прожилково-пятнистое или полосчатое строение.

При дальнейшей анортозитизации породы постепенно приближаются по составу и структуре к неоднородным неравномернозернистым габбро и габбро-анортозитам, среди которых малоизмененные пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы слагают отдельные реликтовые участки. Границы между ними расплывчатые с постепенными переходами от одних пород к другим. Однако в ряде случаев наблюдаются четкие, хотя и не резкие, контакты, подчеркнутые скоплением крупнозернистого пироксена или окислами железа.

Постепенно количество цветных минералов еще более уменьшается и породы переходят в обычные пироксенсодержащие и анхимономинеральные анортозиты, среди которых сохраняются лишь отдельные реликты кристаллических сланцев. Описанный тип анортозитизации, весьма широко проявленный в бассейне рек Быстрой, Уяна, Богидэ и других местах, является не единственным.

Анортозитизация другого типа начинается с появления среди кристаллических сланцев отдельных метабластов темного призирующего плагиоклаза, количество которых постепенно увеличивается, и порода превращается в неравномернозернистый пироксенсодержащий анортозит.

Нередко наблюдается и третий тип анортозитизации — равномерная перекристаллизация кристаллических сланцев с превращением их в среднезернистые и затем в крупнозернистые нориты, лейконориты и пироксенсодержащие анортозиты. При таком типе анортозитизации часто развиваются плагиоклазы удлиненно-призматического габитуса, придавая переходным породам облик габбро-диабазов. В ряде случаев в ходе такой анортозитизации в кристаллических сланцах появляются и разрастаются основные плагиоклазы тонкотаблитчатой формы, длинные оси которых располагаются в одной плоскости. Такая ориентировка плагиоклаза придает породам четкую трахитоидность.

Все типы анортозитизации нередко проявляются совместно в пределах одного обнажения. Породы, образовавшиеся в результате анортозитизации различных типов, обычно связаны постепенными переходами. Анортозитизация, подобная описанной, широко проявлена и в кристаллических сланцах архейской метаморфической толщи на контакте с Главным массивом (реки Богидэ, Коврик).

Анортозитизация амфиболитов и габбро-амфиболитов, изученная нами в бассейне верхнего течения р. Кундуги (приток р. Маймакана), а также амфиболитизированных ультраосновных пород (Лавлинский массив) морфологически близка к описанной выше анортозитизации пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев.

Явления анортозитизации архейских и протерозойских пород наблюдаются не только в описываемых массивах и на их контактах, но и далеко за пределами массивов. Отдельные участки анортозитизации (мелкие анортозитовые тела) протягиваются в виде прерывистой цепочки к западу от р. Джаны через бассейн р. Май-Половинной к озеру Большое Токо, смыкаясь здесь с Верхне-Ундытканским габбро-анортозитовым массивом. Они встречены также в бассейне р. Олекмы, в верховьях р. Зеи и т. д. В пределах этих участков можно проследить все стадии формирования анортозитовых тел: от появления в меланократовых породах отдельных метабластов плагиоклаза до образования анхимономинеральных обособленных анортозитов, очень сложных по форме, размером в десятки квадратных сантиметров.

Дальнейшая анортозитизация приводит к формированию на некоторых из указанных участков анортозитовых и габбро-анортозитовых тел площадью в десятки и сотни квадратных метров.

Контакты этих тел с вмещающими породами очень сложные, извилистые и расплывчатые, с наличием в переходной зоне анортозитизированных пород. Внутри таких тел часто сохраняются полосообразные включения амфиболитов и их реликты в виде линзообразных скоплений амфибола. Важно отметить, что включения амфиболитов и линзообразные скопления реликтового амфибола ни по составу, ни по форме (особенно в плоскости, параллельной полосчатости) не отличимы от шпиров габброидов и габбро-анортозитов, широко развитых, например, среди анортозитов Лавлинского массива. Залегание реликтовых включений полностью совпадает с залеганием вмещающих анортозитовое тело пород, и, следовательно, оно не было нарушено при формировании анортозитов.

Изучение явлений анортозитизации архейских и протерозойских кристаллических сланцев, амфиболитов и габброидов позволило собрать обширный материал по вопросу образования меланократовых шпиров в анортозитах. Установлено, что часть шпиров представляет собой измененные, в различной степени анортозитизированные кристаллические сланцы или амфиболиты — реликты вмещающих пород. Характер изменения этих пород здесь такой же, как в зонах анортозитизации, и, несомненно, имеет метасоматическую природу. Вторая (большая) часть шпиров представляет собой полосообразные, линзообразные и неправильной формы участки анортозитов, обогащенные цветными минералами, которые образуются

главным образом путем собирательной перекристаллизации цветных минералов — реликтов вмещающих пород (при одновременном метасоматическом замещении части их основным плагиоклазом). И, наконец, образование третьей части шпиров (рудные и обычные пироксениты и меланократовые габброиды) связано главным образом с переотложениями цветных и рудных минералов из растворов, обогащенных мафическими элементами, выносимыми из интенсивно анортозитизируемых пород. Эти минералы, по существу, фиксируют границу фронта анортозитизации. Доказательством именно такого образования описываемых шпиров служит наличие внутри них реликтов кристаллических сланцев, широкое развитие явлений замещения цветных минералов рудными, а также характер взаимоотношения шпиров с окружающими анортозитами и габбро-анортозитами, аналогичный взаимоотношению подобных пород в зонах анортозитизации. Нередко переотложение цветных и рудных минералов происходит и вдоль трещин, пересекающих анортозиты или анортозитизированные породы, при этом образуются жилообразные, иногда ветвящиеся тела (шпиреры) пироксенитов или рудных пироксенитов.

Вопрос о происхождении анортозитов является одним из сложных и до сих пор нерешенных вопросов петрологии. Наиболее распространена среди геологов гипотеза образования всех анортозитов в результате ликвационной, кристаллизационной или гравитационно-кристаллизованной дифференциации магмы основного (габбрового) или среднего (диоритового) составов, которую выдвинули и развивали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1923, 1937, 1939), А. А. Полканов (1928, 1937, 1948), А. Н. Заварицкий (1955), И. И. Мальшев (1957), а из зарубежных петрологов — Н. Боуэн (1934), Р. Болк (1934), Х. Эккерман (1938) и др.

Эта гипотеза довольно убедительно объясняет генезис анортозитов, входящих в состав сложных существенно габбровых массивов.

Однако обоснование генезиса анортозитов, слагающих крупные самостоятельные массивы хребтов Джугджур и Становой, а также Адирондака, Лабродора, Анабарского щита, Украины и других районов, с точки зрения дифференциации магмы габбро-базальтового состава, встречает серьезные возражения. Главное возражение против этой гипотезы заключается в том, что в указанных районах нет такого количества меланократовых пород, генетически связанных с анортозитами, которое должно было бы образоваться при отдалении от базальтовой магмы анортозитов, на что обращают внимание в сводке по анортозитам мира А. П. Лебедева (1953). Попытки некоторых исследователей объяснить такие количественные соотношения более кислым, по Болку, например, диоритовым составом исходной магмы, вряд ли можно признать успешными. Следует иметь в виду, что при выделении из такой магмы анортозитов остаточный расплав оказался бы весьма обедненным глиноземом и кальцием при достаточно высоком содержании кремнезема, железа и магния<sup>1</sup>. Пород подобного состава, генетически связанных с анортозитами, в пределах рассматриваемых массивов нет.

Невозможность объяснить генезис крупных самостоятельных интрузий анортозитов путем кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы признал Баддингтон еще в 1939 г. (Buddington, 1939).

В 1939 г. он выдвинул новую гипотезу происхождения анортозитов за счет кристаллизации магмы габбро-анортозитового состава, образовавшейся путем дифференциального плавления основного субстрата коры, предположительно имеющего стратифицированную структуру.

В пятидесятых годах А. П. Лебедев (1953), обобщив материалы по анортозитам, пришел к выводу, что для этих пород характерен широкий

<sup>1</sup> Напомним, что содержание  $Al_2O_3$  в среднем диорите равно 16,67%, а в среднем анортозите 28,30% (Дэли, 1938).

диапазон генетических возможностей образования — от чисто магматических до типично метаморфических. Все анортозиты А. П. Лебедев подразделяет на две группы (формации) — анортозиты небольших глубин и анортозиты больших глубин. Анортозиты первой группы входят в состав габброидных массивов (Бушвельд, Садбери, некоторые массивы Урала, Алтая и др.) и являются дериватами базальтовой магмы. Глубинные анортозиты, к числу которых относятся и анортозиты хребтов Станового и Джугджура, образуются, по А. П. Лебедеву (1953), при кристаллизации плагиоклазового расплава, возникшего при ассимиляции кислой магмой больших масс глиноземистого и карбонатного материала.

Гипотезы Баддингтона и Лебедева удовлетворительно объясняют возможность появления огромных плутонов анортозитов и причины отсутствия вместе с ними больших масс меланократовых пород. Гипотеза Лебедева хорошо объясняет также генетическую связь между меланократовыми шширами и реликтами вмещающих пород, установленную им в анортозитовом массиве Джугджура.

Однако ряд важных особенностей строения и состава самих анортозитовых массивов и характер их взаимоотношений с вмещающими породами либо противоречат этим гипотезам, либо не находят с их позиций удовлетворительного объяснения.

1) Характер изменений вмещающих пород на контакте с анортозитами (актинолитизация и хлоритизация) не соответствует тем температурам (не ниже  $800^{\circ}$ ), которыми должен обладать плагиоклазитовый расплав, т. е. вмещающие породы не несут никаких следов высокотемпературного контактового воздействия анортозитов.

2) Наблюдаемое в некоторых массивах ненарушенное залегание реликтов вмещающих пород трудно объяснить, если принять гипотезу образования анортозитов из внедрившейся магмы.

3) С точки зрения кристаллизации магмы, весьма трудно объяснить образование крупных (до 50 см в длину) совершенно однородных по составу кристаллов плагиоклаза, причем состав их не отличается от состава среднезернистой ткани анортозита. Остаются непонятными также причины цепочкообразного расположения крупных кристаллов пироксена, часто наблюдающегося в анортозитах.

4) Против гипотезы А. П. Лебедева говорит также тот факт, что в районах распространения анортозитов нигде не обнаружено больших количеств высокоглиноземистых пород, при ассимиляции которых кислой магмой мог бы образоваться плагиоклазитовый расплав с содержанием глинозема 25—30%.

В последние годы вопросы образования анортозитов нашли освещение в работах Мишо (Michot, 1955, 1957, 1958). Кроме анортозитов, образовавшихся при дифференциации габброидной магмы, он выделяет слоистые или гнейсированные комплексы норит-анортозитового состава, имеющие, по его мнению, метасоматическое происхождение, а также неоднородные норит-анортозитовые массивы анатектоидно-метасоматического генезиса.

Представление о метасоматическом происхождении некоторых анортозитовых тел изложил в своих работах Хиетанен (Hietanen, 1959) и Андерсона (Anderson, 1959). На возможность образования анортозитов метасоматическим путем обратила внимание Ю. И. Половинкина (1961).

В итоге изучение анортозитов хребтов Станового и Джугджура, проведенного в течение 1957—1961 гг., и обобщения материалов других исследователей, авторы пришли к выводу<sup>2</sup>, что в генезисе этих пород ведущую роль играют процессы метасоматоза. Основанием для этого послужили следующие наблюдения:

<sup>2</sup> Впервые ведущую роль процессов метасоматоза в генезисе джугджурских анортозитов отметил В. Н. Мошкин в 1958 г.

1) В краевых и реже внутренних частях аортозитовых массивов широко проявлена метасоматическая аортозитизация архейских и нижнепротерозойских пород основного состава, слагающих здесь многочисленные реликтовые участки различного размера, причем образующиеся аортозиты ни по составу, ни по структуре не отличаются от аортозитов центральных частей массивов.

2) Метасоматическая аортозитизация архейских и нижнепротерозойских пород основного и ультраосновного составов наблюдается и на многих участках района далеко (до 100 км) за пределами аортозитовых массивов. Конечным продуктом ее также являются анхимономинеральные или пироксен (амфибол)-содержащие аортозиты, слагающие в пределах этих участков мелкие и мельчайшие тела очень сложной формы, окруженные неоднородными частично аортозитизированными породами. Характер аортозитизации здесь ничем не отличается от характера аортозитизации, наблюдаемого в пределах массивов, а сами участки по составу и строению подобны многим участкам краевых зон массивов.

3) Наши исследования, подтвердив предположение А. П. Лебедева и Г. Т. Татарина об образовании меланократовых шпиров в аортозитах путем переработки вмещающих пород, показали, однако, что эта переработка связана не с воздействием плагиоклазитового расплава, а с метасоматической аортозитизацией.

4) Широко проявляются установленные во многих местах процессы метасоматического замещения лабрадоритов андезинитами и реже тех и других пород — олигоклазитами. Метасоматическое образование части андезинитов и олигоклазитов не вызывает никаких сомнений.

5) Встречается в аортозитах большое количество крупных (длиной до 20 см) однородных кристаллов плагиоклаза, по составу не отличающихся от кристаллов плагиоклаза среднезернистой основной ткани породы.

6) Внутри аортозитовых массивов, особенно Главного, часто встречаются участки с цепочкообразным расположением кристаллов пироксена или рогово обманки.

Все приведенные наблюдения, по нашему мнению, свидетельствуют о ведущей роли процессов метасоматического замещения в образовании пород аортозитового комплекса. Возникает вопрос, не связаны ли генетически эти процессы с формированием, как это предполагает А. П. Лебедев, аортозитовых массивов из внедрившегося плагиоклазитового расплава или они являются следствием каких-то других глубинных явлений, как это характерно, например, для гранитизации?

Региональное проявление аортозитизации, удаленность ряда ее участков на многие десятки километров от аортозитовых массивов, особенности строения и состава последних, показывающие ведущую роль метасоматоза в их генезисе, свидетельствуют в пользу второго предположения. По-видимому, не аортозитизация — следствие формирования массивов из расплава, а образование аортозитовых массивов — главное следствие интенсивной метасоматической аортозитизации архейских и нижнепротерозойских пород.

Формирование джугджурских аортозитов проходило в несколько стадий.

В первую стадию главным образом за счет метасоматического преобразования архейских и нижнепротерозойских кристаллических сланцев, амфиболитов и ультрабазитов возникли лабрадориты и габбро-лабрадориты. Сущность химических преобразований этой стадии аортозитизации заключается в привносе Al и небольших количеств Na и выносе Mg и Fe<sup>+2</sup> и в меньшей мере Fe<sup>+3</sup> и Ti.

Во вторую стадию происходило формирование андезинитов и габбро-андезинитов. Эти породы развиваются как при аортозитизации ранне-

протерозойских габбро-амфиболитов, амфиболитов, горнблендитов и амфиболовых плагиогнейсов, так и за счет замещения лабрадоритов. Химизм процессов этой стадии во многом неясен. При замещении андезитинитами меланократовых пород (габбро-широксенитов, амфиболитов, а также габбро-лабрадоритов), несомненно, происходит привнос Al, Na и Si<sup>3</sup> и относительно небольшого количества K и Ca и вынос Mg и Fe<sup>+2</sup>. Поведение Fe<sup>+3</sup> и Ti изменчиво. Замещение андезитинитами лабрадоритов, широко проявленное во всех массивах, сопровождается привносом Na и Si и выносом Al и Ca.

Таким образом, сущность химических преобразований пород на первых двух стадиях анортозитизации состоит прежде всего в привносе Al и Na и выносе Mg и Fe<sup>+2</sup> и в меньшей мере Fe<sup>+3</sup> и Ti. С развитием процесса во времени значение Al в привносе несколько уменьшается, а значение Na возрастает, начинается привнос Si и K. Такая тенденция в изменении химизма процесса анортозитизации сохраняется и дальше, о чем свидетельствует появление на третьей стадии анортозитизации олигоклазитов, в образовании которых привнос Na и Si играет еще большую роль.

По химизму процессы анортозитизации противоположны базификации и имеют, особенно на поздних стадиях, ряд общих черт с гранитизацией (вынос Mg и Fe, привнос Na и Si). Намеченная тенденция в изменении химизма анортозитизации позволяет в очень осторожной форме высказать предположение о возможности постепенного перехода (развития) этих процессов в процессы метасоматической гранитизации. Может быть, именно в этом скрыта причина ассоциации анортозитов с древними гранитами и сиенитами, имеющими предположительно метасоматический генезис (марагайские гранитоиды на хр. Становом, рапакиви — на Украине и в Финляндии и др.).

Растворы, вызывающие анортозитизацию, по всей вероятности, имеют глубинное происхождение. Характер их не совсем ясен. Можно лишь, учитывая особенности химизма процессов анортозитизации, предполагать, что это щелочные растворы, характеризующиеся довольно высоким потенциалом натрия. Именно в подобных растворах, по данным Д. С. Коржинского (1955) и Э. Э. Сендерова (1960), подвижность Al достаточно высока и, следовательно, возможна миграция его на большие расстояния. В условиях высокого потенциала Na, согласно Д. С. Коржинскому (1955), должен усиливаться и переход в раствор Mg, Fe, Ti и, следовательно, возрасти возможность их выноса из анортозитизируемых пород. Вынос этих элементов подтверждается образованием перед фронтом анортозитизации зон и участков, обогащенных цветными и рудными минералами. Подавляющая часть мафических компонентов, по-видимому, мигрирует в глубинные части земной коры. Часть же выносимых из анортозитизированных пород Mg, Fe, Ti задерживается в пределах самих зон анортозитизации, и за их счет здесь образуются меланократовые габбро, пироксениты и титано-магнетитовые руды, слагающие «шлиры» в анортозитовых массивах. По всей вероятности, именно таким путем и образовались многочисленные проявления титаномагнетита, связанные с анортозитами хребтов Джугджур и Становой.

Гипотеза метасоматического генезиса пород анортозитовой формации не дает пока возможности удовлетворительно объяснить некоторые особенности строения анортозитовых тел, ответить на вопрос об источнике и свойствах анортозитизирующих растворов, о термодинамических условиях, в которых проходила анортозитизация и т. д. Необходимо продолжить тщательные исследования в этом направлении.

<sup>3</sup> На определенных стадиях процесса андезитизации амфиболитов, характеризующихся сравнительно высоким содержанием Na, по-видимому, может происходить частичный локального характера вынос этого элемента.

## ЛИТЕРАТУРА

- Баженова Г. Н. К вопросу об образовании анортозитов Каларского массива.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960 г., № 6.
- Бобин Е. С. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 271.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. Пер. Л. И. Лучицкого.— ОНТИ НКПТ СССР, 1934.
- Гамалея Ю. Н. Некоторые данные к вопросу о происхождении анортозитов Джугджурского массива.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, № 6.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Проблема петрографии магматических пород.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов.— В сб. «Геология и петрология докембрия».— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., 1962, вып. 5.
- Лебедев А. П. Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира.— Труды Ин-та геол. наук. Петрограф. серия, 1953, № 44.
- Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. Изд-во АН СССР, 1957.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 1.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- Мошкин В. Н. Докембрий восточной части Станового хребта и южной части хребта Джугджура.— Материалы годичной сессии Ученого Совета по результатам 1958 года. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1960.
- Мошкин В. Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура.— Сб. Докембрий Дальнего Востока, ВСЕГЕИ, 1961.
- Полканов А. А. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация.— В сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1959.
- Половинкина Ю. Ир. О так называемых мондонитах Фрисарки (Украина) и их генезисе.— В сб. «Физико-химические проблемы образования чарнокитовых пород». Госгеолиздат, 1961.
- Anderson A. L. Genesis of anorthosite bodies within the metamorphic rocks of the bitterroot range, Montana.— Bull. of the geol. Soc. of Amer., 1959, v. 70, № 12, p. 2.
- Balk R. Structural geology of Adirondack anorthosite. Min.-Petr. Mitt. 1931.
- Buddington A. F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism.— Geol. Soc. of America, Mempir, 1939, v. 7.
- Esckerman H. The Anorthosite and Kenningite of the Nordingra — Rödö Redion. Geol. Fören. Förhandl. 1938, Bd. 60, № 2.
- Yoder H. S. Diopside-anorthosite-water system of 5000 bars.— Bull. Geol. Soc. Amer. 1955, v. 68.
- Michot I. Un nouveau type daeesociation anorthosite-norite dans la catazone norvegienne (Egersund).— Ann. Soc. géol. de Belgique. Bull., 1957, v. 80, № 6—9.

*В. А. Кузнецов, Б. Н. Лапин, Л. А. Михалева,  
А. Л. Оболенский, Р. В. Оболенская, В. А. Скуридин*

*(Институт геологии и геофизики СО АН СССР),*

*А. Н. Кононов*

*(Западно-Сибирское геологическое управление)*

## МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Опыт применения методики формационного анализа при изучении магматизма в складчатых областях сложного геологического строения еще сравнительно невелик. В связи с этим могут представлять интерес результаты исследований в Горном Алтае, в процессе которых авторы при изучении производных магматизма использовали формационный метод.

Следует отметить, что, хотя вопросы магматизма Горного Алтая уже освещались, в частности в докладе на предыдущем II Всесоюзном петрографическом совещании (Кузнецов, 1958), задача расчленения производных магматизма на естественные ассоциации — магматические комплексы — и выяснения формационных типов последних, по существу, еще не решена и даже не ставилась. Поэтому предлагаемое сообщение следует рассматривать как одну из первых в этом отношении попыток. Наш доклад отражает результаты исследований коллектива сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР и Западно-Сибирского геологического управления. В нем использованы также материалы многих других исследователей.

Прежде чем перейти к основному содержанию доклада, необходимо указать на особенности геологической позиции рассматриваемой территории и некоторые черты ее геологического строения.

Как известно, Горный Алтай входит в состав Алтае-Саянской складчатой области, которая вся в целом относится к каледонским складчатым сооружениям. Вместе со всей Алтае-Саянской областью территория современного Горного Алтая прошла в каледонском этапе (точнее — в салаирско-каледонском этапах) практически полный цикл геосинклинального развития с характерными для стадий этого развития магматическими формациями. Вместе с тем, располагаясь на западе Алтае-Саянской области, в зоне перехода к соседней Зайсанской, герцинской по времени консолидации, складчатой системе, территория Горного Алтая испытала весьма сильное влияние герцинской геосинклинали. Значительная часть Горного Алтая (в том числе Ануйско-Чуйская структурно-формационная зона), по существу, в течение всего девона и первой половины карбона продолжала геосинклинальное развитие, представляя собою внешнюю зону Зайсанской геосинклинальной системы, во многом сходную с зоной Рудного Алтая. Другие части Горного Алтая испытали существенную перестройку в близких к геосинклинальным условиях. Герцинский этап развития сопровождался также весьма сложным многоэтапным магматизмом. В результате на территории Горного Алтая имеют место проявления наложений разновозрастного магматизма. На производные практически полного цикла салаирско-каледонского магматизма накладываются производные полного герцинского тектоно-магматического цикла. Это определило особую сложность и многообразие магматических комплексов.

Анализ имеющихся материалов позволяет довольно уверенно выделять в пределах Горного Алтая до 15 самостоятельных магматических комплексов, разновозрастных и в большинстве генетически разнородных, принад-

лежащих к разным формационным типам. Наряду с этим выделяются явно разновозрастные, но однотипные магматические комплексы. Интересно в этом отношении наличие резко разновозрастных (каледонских и герцинских) гранитных интрузий, явно принадлежащих к ряду батолитовых гранитоидных формаций (Кузнецов, 1963), обычно считающихся характерными для средних стадий развития подвижных зон, сопровождающих главную складчатость последних. Повторение однотипных магматических комплексов, наряду с другими признаками, служит одним из доказательств полициклического характера развития магматизма в Горном Алтае.

Обратимся к краткой характеристике выделяемых нами магматических комплексов.

Наиболее ранний геосинклинальный этап послепротерозойского развития Горного Алтая охватывает синий и первую половину кембрия и обычно выделяется как *салаирский* тектонический этап. Более древняя досинийская история развития и магматизма на этой территории слабо проявлена и мало изучена. Для большей части территории Горного Алтая салаирский этап был эпохой активной деятельности магм основного и ультраосновного составов. С ним связывается образование ряда магматических комплексов, довольно близко отвечающих спилито-кератофировой группе формаций и так называемому офиолитовому ряду. В составе его могут быть выделены *Арыджанский* (Манжерокский) диабазово-порфириновый комплекс синийского или раннекембрийского возрастов, а также весьма близкий по составу *Каимский* (Усть-Семинский) диабазовый комплекс ниже-среднекембрийского возраста. С обоими вулканическими комплексами тесно ассоциируют субвулканические и гипабиссальные интрузии магмы основного состава, причем особенно четко намечается такая связь со вторым, среднекембрийским, комплексом (габбро-диоритовые интрузии низовьев р. Катунь). Вероятно, указанные комплексы могут рассматриваться как сложные эффузивно-интрузивные. Возможно, что ко второму из них принадлежит габбро-пироксенитовый массив горы Аталык (верховья р. Лебедь), хотя не исключено, что следует выделять особый габбро-пироксенитовый среднекембрийский комплекс, подобный Лысанскому комплексу Восточного Саяна. С указанными эффузивно-интрузивными комплексами синийско-кембрийского возраста связываются проявления руд железа, марганца и меди эффузивно-осадочного типа и магматическое титаномагнетитовое оруденение.

В состав того же офиолитового ряда входит *Чаганузунский* гипербазитовый комплекс нижнего — среднего кембрия, аналог Актовракского комплекса Тувы и Западного Саяна, типичный представитель гипербазитовой формации. Как и в ряде других складчатых областей, гипербазитовый комплекс Горного Алтая размещается в зонах глубинных разломов, образуя ряд линейных гипербазитовых поясов — Курайский, Теректинский и др. С ним связываются проявления хромитового и никелевого оруденения, а также асбестовой и тальковой минерализации.

Для второй половины салаирского этапа характерно образование интрузий среднего и основного составов, производные которых объединяются в *Лебедской* габбро-плагιοгранитный комплекс. В его состав включаются габбро, гранодиориты и плагιοграниты р. Лебедь, гранитный массив р. Садры, золотоносные гранитоиды Сара-Кокшинского массива и ряд других интрузий, развитых главным образом в Бийско-Катунской структурно-формационной зоне в Северо-Восточном Алтае. Возраст интрузий определяется как позднекембрийский, доордовикский. По своему типу этот комплекс, по-видимому, близко отвечает так называемой габбро-плагιοгранитной группе формаций собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон. Наиболее близкими аналогами его следует считать Таннуольский интрузивный комплекс Тувы (Пинус, 1961) и Маинский габбро-пла-

гиогранитный комплекс Западного Саяна. Интрузии последнего комплекса, по-видимому, относятся к синороженным, они следовали за основной складчатостью салаирского этапа и сопровождали консолидацию нижнего структурного яруса Горного Алтая. Для Лебедского комплекса характерны проявления скарнового магнетитового и золотого оруденения.

В следующем — собственно *каледонском* — этапе на смену вулканогенным геосинклиналям предыдущего периода возникали и развивались терригенные геосинклинали (кембрий — ордовик). Вулканическая деятельность в это время практически прекратилась. В геосинклинальных прогибах происходило накопление мощных алюмосиликатных толщ, а затем, вслед за складчатостью и метаморфизмом последних, интенсивно проявился глубинный магматизм с образованием гранитных интрузий. Производные магматизма выделяются в *Шапшальский* (Кубадринский) гранитный комплекс. К нему относятся гранитоидные интрузии хребта Шапшал и верховьев рек Чулышман — Башкауз, Курайского хребта (в том числе Кубадринский массив), а также Прителецкая группа и ряд других массивов, установленных главным образом в восточных районах Горного Алтая. Массивы этого комплекса размещаются преимущественно среди песчано-сланцевых толщ кембро-ордовика, часто в виде цепей вдоль зон смятия и разломов, и обычно сопровождаются полями кристаллических сланцев и гнейсов, нередко с обильными пегматитами. Массивы сложены преимущественно биотитовыми гранитами и гранодиоритами (нередко гнейсовидными). По составу породы данного комплекса сходны с породами герцинских гранитных комплексов, в особенности аналогов Калбинского интрузивного комплекса, развитых в ряде районов Горного Алтая.

Характерной особенностью большинства массивов данного каледонского гранитного комплекса являются обычное отсутствие четких контактов с вмещающими толщами, постепенные переходы от гранитов к гнейсам и метаморфическим сланцам. В образовании пород Шапшальского комплекса, видимо, весьма значительную роль играли процессы магматического замещения. Можно думать, что данный комплекс был образован путем кристаллизации палингенной гранитной магмы, очаги которой возникали в пределах сиалической оболочки, вероятно в корневых зонах терригенных геосинклинальных прогибов, т. е. путем плавления тех же алюмо-силикатных толщ, в которых располагаются массивы этого комплекса.

Как видно, Шапшальский комплекс является типичным представителем гранитной батолитовой формации. По отношению к складчатости вмещающих толщ интрузии его соскладчатые. В схеме развития подвижных зон, предложенной Ю. А. Билибиным (1955), данный комплекс должен соответствовать гранитным интрузиям средних этапов развития подвижных зон. Геологическими методами возраст комплекса устанавливается как раннекаледонский, досилурийский, что согласуется с данными по абсолютному возрасту пород (450—460 млн. лет). С Шапшальским комплексом связываются редкометалльные пегматиты и проявления гидротермального вольфрамово-молибденового оруденения.

В составе производных каледонского магматизма в результате недавних исследований В. А. Скуридина в Курайском хребте Юго-Восточного Алтая выделяется *Таджилинский* интрузивный комплекс, отличающийся от предыдущего по составу пород и, вероятно, по их генезису. В составе пород преобладают габбро, диориты и гранодиориты, в то время как граниты занимают подчиненное положение. По особенностям состава можно думать, что породы данного комплекса являются производными дифференциации основной габброидной магмы. Характер контактов, наличие в экзоконтактах роговиков и скарнов свидетельствуют о становлении интрузий в условиях фации средних глубин. Интрузии охотно располагаются вдоль регионального разлома. С Таджилинским комплексом связывается золото-пиеелитовое оруденение скарнового типа. Этот комплекс, вероятно, — про-

изводный постскладчатого магматизма конца каледонского (салаирско-каледонского) тектоно-магматического цикла.

Также к концу этого цикла следует относить дайковые, в основном диабазовые, комплексы, производные которых развиты среди толщ ордовика и силура Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны вне связи с какими-либо гранитоидными интрузиями.

Перечисленные магматические комплексы салаирского и собственно каледонского этапов мы рассматриваем как производные последовательных стадий единого, практически почти полного, салаирско-каледонского тектоно-магматического цикла.

Наряду с перечисленными в Горном Алтае выделяются магматические комплексы средне- и позднепалеозойского возраста, которые, несомненно, следует считать производными второго, т. е. герцинского, тектоно-магматического цикла. В пользу этого говорят следующие факты.

Уже упоминалось, что в девоне и в конце палеозоя значительная часть Горного Алтая (в том числе вся Ануйско-Чуйская структурно-формационная зона) вновь испытывала геосинклинальное развитие. Здесь вновь сформировались вулканогенные геосинклинали, которые, хотя и отличались (в частности, по составу магматических комплексов) от первичных вулканогенных геосинклиналей салаирского этапа, но, тем не менее, являлись именно геосинклиналями, может быть, «вторичными». Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи нижнего, среднего и верхнего девона, а также открытые в последнее время турнейские отложения, развитые в пределах Ануйско-Чуйской зоны, по своему составу и мощности являются, несомненно, геосинклинальными отложениями. Вулканогенные комплексы среднего девона этой зоны, входящие в состав онгудайской, куратинской и других свит, по формационному типу оказываются почти полными аналогами одновозрастных вулканогенных комплексов Рудного Алтая, в частности Змеиногорского района. Все исследователи считают последние образованиями ранних собственно геосинклинальных стадий развития Зайсанской геосинклинали. Это дает основание считать близкие по составу и почти аналогичные по формационному типу девонские вулканогенные комплексы Горного Алтая (особенно Ануйско-Чуйской зоны) также геосинклинальными доскладчатыми образованиями, производными герцинского тектономагматического цикла, наиболее полно проявившегося в соседней, Зайсанской, геосинклинальной системе и на территории Горного Алтая.

В герцинском цикле, естественно, выделяется две эпохи магматизма: девонская, или раннегерцинская (некоторые исследователи называют ее тельбесской), и позднепалеозойская, или собственно герцинская.

С раннегерцинской эпохой связана интенсивная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся в ряде районов субвулканическими интрузиями. Среди производных этой эпохи Б. Н. Лапиным выделяются Онгудайский и Куратинский вулканогенные и Чарышский (Талдинский) интрузивный комплексы.

*Онгудайский* андезитовый комплекс включает основные и средние по составу эффузивы, с подчиненными им породами более кислого состава, а также соответствующие пирокластические образования, участвующие в строении онгудайской свиты низов среднего девона Ануйско-Чуйской зоны и аналогичных по стратиграфическому положению свит других районов Горного Алтая, в том числе уйкараташской свиты Уйменского прогиба.

В *Куратинский* порфиновый (липарито-дацитовый) комплекс входят кислые эффузивы и туфы, участвующие в строении одноименной свиты верхов среднего девона той же Ануйско-Чуйской зоны, и их аналоги из других районов Горного Алтая, в том числе порфиры и туфы коргонской свиты Западного Алтая, аксайской свиты юго-востока. В состав указанных комплексов входят и субвулканические интрузии. В частности, в состав

Куратинского порфирового комплекса включается ряд интрузивных массивов гранит-порфиров и гранитов, в том числе Аксайский массив в Юго-Восточном Алтае, массивы щелочных гранит-порфиров Онгудайского района и ряд других. В связи с этим данный магматический комплекс может считаться эффузивно-интрузивным. Оба девонских комплекса относятся к доскладчатым по отношению к складчатости герцинского этапа образования. Металлогеническая характеристика Онгудайского комплекса неясна. С вулканическими производными Куратинского комплекса довольно четко связывается железоруденение, представленное пластовыми гематитовыми рудами вулканогенно-осадочного типа.

С субвулканическими гранитоидными интрузиями того же комплекса генетически связываются проявления железоруденения гидротермально-го и скарнового типов (Аксайский массив, Чуйская степь). Вопрос о формационном типе девонских вулканических и эффузивно-интрузивных комплексов Горного Алтая еще недостаточно ясен. С одной стороны, эти комплексы отличаются от спилито-кератофировой группы формаций первичных геосинклинальных систем. (Скорее их следует считать представителями формаций вторичных геосинклиналей.) С другой стороны, они по существу ничем не отличаются от девонских эффузивных комплексов Рудного Алтая, которые как будто рассматриваются как представители кварц-кератофировых формаций из спилито-кератофирового ряда (Кузнецов, 1963).

Говоря о девонском магматизме в Горном Алтае, следует иметь в виду наличие в некоторых, особенно в северных, районах интрузивных массивов нормальных гранитов и граносиенитов, которые по данным Е. П. Зайченко и других исследователей, имеют девонский возраст и, видимо, должны выделяться в особый интрузивный комплекс. Можно думать, что девонские гранитоидные интрузии (возможно, комагматичные по отношению к эффузивным комплексам) развиты в Горном Алтае шире, чем считалось ранее. На это обстоятельство обращали внимание многие исследователи (Нехорошев, 1958).

Наконец, к раннегерцинской эпохе магматизма следует отнести *Чарышский* (Талдинский) габброидный комплекс (вероятно, верхнедевонского или нижнекарбонического возраста). К нему относится изученная в западной части Горного Алтая серия небольших штокообразных массивов габбро, габбро-диабазов и габбро-диоритов, расположенных цепью вдоль Чарышского регионального разлома. Эти интрузии секут дислоцированные среднедевонские толщи, локализируются вдоль герцинских разломов, но предшествуют интрузии герцинских гранитов батолитового типа, представленных в данном районе Талицким массивом. Интрузии габбро-диабазов Чарышского комплекса, видимо, следует рассматривать как производные глубинной магмы основного состава и относить к типу доба-толитовых малых интрузий. В соседнем Рудном Алтае их аналоги также выделяются как дозмезиногорский комплекс малых интрузий основного состава. Абсолютный возраст Чарышских массивов определяется в 350—360 млн. лет. В связи с этими массивами известны скарновые поля с магнетитовыми рудами и проявлениями арсенидно-кобальтовой минерализации. Вероятным аналогом этого же комплекса в центральной части Алтая является так называемый Талдинский комплекс, представленный силлами и дайками габбро-диабазов.

Все перечисленные комплексы, видимо, являются доскладчатыми, частью — раннескладчатыми образованиями.

Позднегерцинские, или собственно-герцинские, магматические образования в Горном Алтае представлены только интрузиями, производными глубинного магматизма.

Одним из представителей этих интрузий является гранодиорит-топалитовый комплекс Центрального Алтая, полнее всего развитый и лучше

изученный в Яломанском районе в среднем течении р. Катунь и в Колыванском районе в северо-западной части Горного Алтая. Большинство исследователей он считается аналогом Змеиногорского гранитоидного комплекса Рудного Алтая. По данным А. Н. Кононова и Л. А. Михалевой, диориты, тоналиты и гранодиориты Яломанского района являются производными двух первых фаз выделяемого ими сложного многофазного Яломанского гранитоидного комплекса. С третьей фазой его связано появление адамеллитов и гранитов; с четвертой — лейкократовых гранитов и аляскитов. Почти каждая фаза сопровождается дайковой серией аплитов-пегматитов — и кварцевых жил. С последними фазами связаны проявления редкометального и вольфрамово-молибденового оруденения. Определения абсолютного возраста (калий-аргоновым методом, по породам и по биотиту) представителей различных фаз Яломанского комплекса хорошо согласуются с геологическими данными, подтверждая герцинский возраст комплекса (225—290 млн. лет).

Как известно, в Горном Алтае широким развитием пользуется позднепалеозойский комплекс гранитных батолитовых интрузий, который большинством исследователей сопоставляется с *Калбинским* интрузивным (гранитным) комплексом Рудного Алтая и Калбы. К этому комплексу относятся Талицкий, Тигирецкий, Белорецкий, Синюшинский и Белокурихинский гранитные массивы северо-западной и северной частей Горного Алтая, а также Калгутинский, Юстыдский, Тоштузекский, Атуркольский массивы Юго-Восточного Алтая. Эти массивы сложены главным образом порфировидными и равномернозернистыми микроклиновыми биотитовыми гранитами, в которых обычно широко проявляется постмагматическая калишпатизация.

Отнесение указанных гранитных массивов к аналогам позднегерцинского Калбинского комплекса опирается на геологические данные, в частности на случаи внедрения массивов в толщи пород франского и фаменского ярусов верхнего девона (хребет Чихачева в Юго-Восточном Алтае), и подтверждается данными абсолютного возраста (225—250 млн. лет).

Гранитные интрузии Калбинского комплекса, видимо, сопровождали главную складчатость герцинского этапа, которая в Горном Алтае, так же как в зоне Рудного Алтая, прошла в конце нижнего карбона. В этом смысле они должны рассматриваться как складчатые образования. Естественно, что в том случае, когда гранитные интрузии размещаются в пределах нижнего каледонского структурного яруса, по отношению к структурам вмещающих пород они оказываются посторогенными.

Интрузии Калбинского, а также гранодиорит-тоналитового комплексов являются несомненно магматическими образованиями, результатом кристаллизации магматического расплава, интродуцированного в толщи вмещающих пород. В этом отношении они отличаются от раннекаледонских гранитоидов Шапшальского комплекса, массивы которых в большинстве формировались на месте. Интрузии позднегерцинских комплексов относятся к типу батолитовых гранитоидных формаций. С гранитоидами, особенно с аналогами Калбинского гранитного комплекса, связано редкометальное и вольфрамово-молибденовое оруденение скарного, пегматитового и особенно гидротермального типов (кварц-вольфрам-молибденовой формации).

Наконец, в Горном Алтае с достаточными основаниями выделяются самостоятельные, не связанные непосредственно с гранитными интрузиями, дайковые диабазовые и лампрофировые комплексы. Работами Л. Н. Михалева выделен Теректинский диабазовый комплекс, сложенный многочисленными дайками диабазов и в меньшей степени других пород более кислого состава, которые размещаются вдоль Чарышско-Теректинского регионального разлома глубинного типа и не обнаруживают связи с гранитными интрузиями. Приводятся убедительные доказательства генетической

самостоятельности этого комплекса, связанного, по-видимому, с глубоким очагом базальтоидной магмы.

В юго-восточной части Горного Алтая, наряду с диабазовым комплексом, работами Р. В. Оболенской выделяется также, по-видимому, самостоятельный Чуйский лампрофировый комплекс, в состав которого входят серии даек лампрофиров мннетто-керсанового ряда, в ряде случаев переполненных эналлогенными включениями.

Особенности химизма указанных пород и их размещения подтверждают представление об их генетической самостоятельности и отсутствии связи с гранитными интрузиями. Лампрофировый комплекс Чуйского хребта в Юго-Восточном Алтае является наиболее поздним проявлением магматизма. Его абсолютный возраст определяется (калий-аргоновым методом по биотиту) как мезозойский (порядка 170 млн. лет). Теректинский и Чуйский диабазово-лампрофировые комплексы следует относить к пост-батолитовым и послескладчатым малым интрузиям, производным завершающих стадий герцинского тектономагматического цикла. Намечается возможность парагенетической связи с этими комплексами гидротермального свинцово-цинкового оруденения.

Перечень магматических комплексов и схема развития магматизма в Горном Алтае приводятся в таблице.

Приведенные материалы и их анализ позволяют сделать некоторые выводы и обобщения, которые, вероятно, могут иметь определенное значение и для других складчатых областей.

1. Следует затронуть один из основных вопросов эволюции магматизма — вопрос о необратимости и периодичности процесса эволюции. Большинство исследователей называет неоднократную повторяемость сходных магматических комплексов или формаций на общем фоне необратимого развития этого процесса периодичностью в процессе магматизма. То же определение периодичности применительно к осадочному породообразованию было дано Н. С. Шатским и другими исследователями (1951). Как видно, речь идет о повторяемости сходных, но необязательно вполне тождественных, формаций. Известно, что анализируя периодичность рядов геологических и в том числе магматических формаций, многие исследователи говорят о цикличности процесса развития той или иной геосинклинальной или складчатой области. Представления о цикличности развития геосинклиналей развиваются В. В. Белоусовым (1954). О цикличности развития магматизма в складчатых поясах говорит Ю. М. Шейнманн (1960). О многоэтапности и полицикличности магматизма говорят В. С. Коптев-Дворников (1960), Ф. К. Шипулин (1960) и многие другие исследователи. Представления о полицикличности развития складчатых областей положены в основу металлогенического анализа в работах Г. А. Твалчрелидзе по Кавказу (1958, 1961, 1962), а также в трудах И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна (1960). В. И. Смирнов считает полицикличность развития свойством многих складчатых областей и рудных провинций, причем относит к полициклическим областям и Алтае-Саянскую складчатую область (1961, 1962, 1963).

Исследователи другого направления, наоборот, придают главное значение необратимости и направленности процесса развития геологических структур и магматизма, не акцентируя внимания на явлениях периодичности в данных процессах. Исходя из этих позиций, некоторые исследователи приходят к выводу о том, что Алтае-Саянская область — целиком каледонская, складчатая, моноциклическая по типу развития. Поскольку такой вывод вступает в противоречия с фактическими данными, часть исследователей исключает из состава Алтае-Саянской области Алтай, Салаир, Кольвань-Томскую зону и Кузбасс, т. е. почти всю западную половину области. Другие исследователи поступают иначе. Считая Горный Алтай каледонским сооружением, они относят весь девонский магматизм к

Магматические комплексы и схема развития магматизма Горного Алтая

Таблица

Тектоно-магматические циклы	Этапы развития складчатой области	Геологический возраст	Стадии (отношение комплекса главной складчатости)	Магматические комплексы		Абсолютный возраст (млн. лет)	Рудные формации (металлогенетическая характеристика)
				вулканический	интрузивный		
Салаирско-каледонский	Салаирский (развитие вулканогенных геосинклиналей)	Sn—Сm <sub>1</sub>	Доскладчатая	Арыджанский диабазово-порфировый			Хромитовая
		Сm <sub>1-2</sub> Сm <sub>2</sub>	То же	Каимский диабазовый	Чаганузувский гипербазитовый Габбро-пироксенитовый Лебедской габбро-плагиогранитный		Титаномагнетитовая Скарновые железорудная, золоторудная и др.
		Сm <sub>2-3</sub>	Раннескладчатая				
	Каледонский а) развитие терригенных геосинклиналей б) орогенный	O	Складчатая		Шаншальский (Кубадринский) гранитный Таджилинский габбро-диоритовый	450	Вольфрамо-молибденовые и редкометалльные Скарновая золотошеелитовая и др.
O—S		Послескладчатая		Малые интрузии (?)			
Герцинский	Позднегерцинский орогенный	D <sub>2</sub>	Доскладчатая	Онгудайский андезитовый Куратинский порфировый	Девоновый гранитоидный		Железорудная эффузивно-осадочная и гидротермальная
		D <sub>2</sub>	Раннескладчатая		Чарышский габбро-диабазовый	360	Скарновые железорудная и кобальтовая
		D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub>	Складчатая		Яломанский (Змеингорский) гранодиоритовый Калбинский гранитный	225—290 225—250	Скарновая редкометалло-полиметаллическая Вольфрамо-молибденовая, редкометалльная
		C <sub>1</sub>	Складчатая				
		C—P	Послескладчатая		Теректинский диабазовый Чуйский лампрофировый	170	Свинцово-цинковая

поздним и конечным этапам развития этой каледонской области, а собственно герцинский магматизм, в частности гранитные интрузии Калбинского комплекса, считают чем-то чуждым, не присущим каледонидам Горного Алтая и даже не заслуживающим рассмотрения (Высокоостровская, Домарев, Никольская и др., 1963). С этим положением, конечно, совершенно невозможно согласиться, особенно если учесть широкое развитие в Горном Алтае гранитных интрузий калбинского типа и их важную роль в металлогении этого района.

Судя по нашим материалам, эволюция магматизма в Горном Алтае, так же как в ряде подобных складчатых областей, бесспорно, имела направленный и необратимый характер. Выражением этого является закономерная смена производных магматизма — от ультраосновных и основных, наиболее характерных для салаирского этапа, к кислым по составу, характерным для герцинского этапа. По нашему мнению, это — одно из следствий и форм необратимого развития земной коры, которая, как мы полагаем, имела на обширных территориях Алтае-Саянской области, в том числе — Горного Алтая, первоначально, т. е. на ранних стадиях салаирского этапа развития, океанический характер и была преобразована в каледонском и герцинском этапах в спалическую кору континентального типа.

Применение формационного метода анализа позволяет выявить определенную периодичность в ходе эволюции магматизма в изученном районе. Эта периодичность выражается в наличии повторяющихся и, хотя и не вполне тождественных, но сходных по формационному типу разновозрастных магматических комплексов. Так, гранитные комплексы, принадлежащие к батолитовому типу, появлялись по крайней мере дважды: в раннекаледонском (Шапшальский комплекс) и герцинском (Яломаиский и Калбинский комплексы) этапах. Не исключено, что к особому комплексу такого же формационного типа следует относить и так называемые Садринские граниты еще более раннего (по-видимому, кембрийского, возраста), которые в данное время в связи с недостаточностью фактических данных мы включаем в состав сложного Лебедского интрузивного комплекса. Вулканогенные и сложные эффузивно-интрузивные комплексы, сходные (правда, в меньшей степени) по формационному типу, также повторялись дважды — в начале салаирского и в начале герцинского этапов.

Такая повторяемость и закономерная приуроченность определенных по типу магматических комплексов к определенным стадиям геотектонического развития указывает на цикличность процесса эволюции магматизма.

В самом деле, уже упоминалось о том, что в Горном Алтае имеют место явления наложения разновозрастного магматизма, причем на производные почти полного салаирско-каледонского тектоно-магматического цикла оказываются наложенными производные полного герцинского цикла. Наши данные позволяют с достаточными основаниями говорить о двух крупных тектоно-магматических циклах — салаирско-каледонском и герцинском. Как известно, ранее мы (Кузнецов, 1957) предполагали наличие в Горном Алтае производных трех самостоятельных циклов — салаирского, каледонского и герцинского, оговариваясь, что каледонский цикл, очевидно, был неполным, представленным лишь со складчатыми гранитными интрузиями, отвечающими средним стадиям цикла.

В настоящее время более обоснованным оказывается представление о двух циклах. В первом из них (см. таблицу), салаирско-каледонском, наиболее полно представлены ранние (доскладчатые) и средние (складчатые) стадии. В ранней стадии проявились типичные комплексы офиолитового ряда, включая гипербазитовую формацию. Затем следуют также весьма характерные габбро-плагιοгранитные интрузии, которые, видимо, можно считать раннескладчатыми образованиями. Наконец, в среднюю

стадию цикла появляются типичные складчатые, т. е. синорогенные, гранитные интрузии батолитового типа. Поздние послескладчатые интрузии этого цикла изучены еще недостаточно. Второй, герцинский, цикл также оказывается почти полным. На ранних его стадиях появляются до складчатые вулканогенные и эффузивно-интрузивные формации; затем, в средней стадии цикла — складчатые гранодиоритовые и гранитные интрузии батолитового типа; наконец, в поздней стадии — типичные послескладчатые диабазово-лампрофировые комплексы типа послебатолитовых малых интрузий.

Таким образом, отчетливо проявляется цикличность процесса развития магматизма. В послепротерозойском развитии магматизма в Горном Алтае было два почти полных цикла. Горный Алтай представляет собою область полициклического (бициклического) развития. Это несколько не противоречит другой закономерности развития, о которой упоминалось выше — направленному и необратимому характеру общего процесса развития. Необратимость и цикличность процесса эволюции магматизма, очевидно, следует рассматривать как две стороны единого процесса.

2. Многими исследователями обсуждается вопрос о закономерностях появления гранитных интрузий. Высказывалось мнение, что появление гранитных формаций не подчиняется закономерностям развития подвижных зон, не связывается с определенными стадиями или этапами развития последних.

Изложенные материалы и их анализ свидетельствуют о справедливости мнения тех исследователей, которые считают, что «появление магм гранитного состава является периодически повторяющимся процессом в геологической истории подвижных поясов на определенных стадиях развития каждого тектоно-магматического этапа» (Коптев-Дворников, Григорьев и др., 1960, стр. 167).

Выше было показано, что в послепротерозойской истории Горного Алтая гранитные интрузии, принадлежащие к формациям гранитов батолитового типа, появлялись по меньшей мере дважды, причем в обоих случаях на средних стадиях развития тектоно-магматического цикла. В первом случае это был раннекаледонский Шапшальский гранитный комплекс, явно синорогенный, сопровождающий главную складчатость салаирско-каледонского цикла. Во втором случае — это Яломанский и Калбинский гранитные комплексы герцинского возраста. Они также являются складчатыми по отношению к главной складчатости герцинского цикла, хотя и посторогенными по отношению к структурам каледонского фундамента.

3. Наконец, последний вопрос — о малых интрузиях. Материал по магматизму Горного Алтая подтверждает справедливость взглядов тех исследователей, в первую очередь Ф. К. Шипулина, которые выделяют самостоятельные малые интрузии, не связанные с гранитоидами, имеющие большое значение для металлогении многих рудных районов. Как было показано, к малым постбатолитовым и посторогенным интрузиям относятся Теректинский диабазовый и Чуйский лампрофировый комплексы Горного Алтая. Мы считаем, что диабазово-лампрофировые дайковые формации поздних стадий развития подвижных зон, генетически самостоятельные, не связанные с гранитными интрузиями, представляют собою особый формационный тип и, несомненно, заслуживают всестороннего изучения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.  
Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.  
Высокоостровская Е. Б., Домарев В. С., Никольская Ж. Д. и др. Интрузивный магматизм Горного Алтая и связь его с тектоникой. — Тезисы докладов III Всес. петрограф. сов., Изд-во СО АН СССР, 1963.

- Коптев-Дворняков В. С., Григорьев Ив. Ф. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. — Труды II Всес. петрограф. сов. Госгеолтехиздат, 1960.
- Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая. — Изв. Вост. филиалов АН СССР, 1957, № 2.
- Кузнецов В. А. Некоторые закономерности развития магматизма в складчатых областях (на примере Горного Алтая). — Материалы к II Всес. петрограф. совещ., Ташкент, 1958.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. — Геол. и геофиз. 1963, № 5.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом. — Труды II Всес. петрограф. сов. Госгеолтехиздат, 1960.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 6, Изд-во СО АН СССР, 1961.
- Смирнов В. И. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей. — Изв. АН СССР, серия геол. 1961, № 10.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. — Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.
- Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.
- Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Твалчрелидзе Г. А. О металлогенической эволюции земной коры. Геологический сборник КИМС, № 2. Госгеолтехиздат, 1962.
- Шатский Н. С., Косыгин Ю. А. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и методе актуализма в геологии. — Сб. «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах», Изд-во АН СССР, 1951.
- Шейманн Ю. М. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. — Труды II Всес. петрограф. сов. Госгеолтехиздат, 1960.
- Шипулин Ф. К. Некоторые общие черты истории формирования интрузий и оруденения в Юго-Восточном Приморье и в Зырянском районе Рудного Алтая. — Труды II Всес. петрограф. сов., 1960.
- Шипулин Ф. К. Малые интрузии и их металлогеническое значение. — Тезисы докл. III Всес. петрограф. сов. Изд-во СО АН СССР, 1963.

Т. Н. Иванова  
(ВСЕГЕИ)

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ РУДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Недостаточная изученность допалеозойских структур и магматических образований центральной части Алтае-Саянской области не позволяет с уверенностью выделить среди них представителей определенных формаций, связанных с различными этапами закономерного развития древних подвижных поясов.

Несомненно, что в докембрие намечаются несколько магматических циклов, в пределах каждого из них наблюдается чередование интрузивных образований от основных к кислым.

В архейском цикле наиболее древними являются гнейсовидные габбро, нориты, диориты и офитоамфиболиты бельского комплекса, более молодыми — гнейсовидные граниты и аляскиты Китойского комплекса. Распространены комплексы среди блоков архейских пород в структурах Восточного Саяна.

Основные интрузии — гнейсовидные габбро, нориты, диориты и ортоамфиболиты — включают как раннегеосинклинальные образования, так и (в некоторой степени) основные и средние по составу породы, производные сининверсионных типов интрузивных формаций.

Соответственно комплексы архейских кислых интрузий включают как дериваты сининверсионных образований, так и породы гранитового состава, относящиеся, возможно, уже к типу постинверсионных формаций.

Следующий магматический цикл Алтае-Саянской области относится к протерозою и позднему докембрию.

К раннепротерозойским образованиям урдоокинского комплекса в Восточном Саяне относятся мелкие тела (линзовидные залежи, штоки) ультраосновных и основных пород. Первые часто превращены в серпентиниты или хлорит-серпентинитовые, амфибол-серпентинитовые, в различной степени карбонатизированные породы (это, судя по реликтам первичных структур и минералов, породы апоперидотитовые и аподунитовые). Вторые представлены габбро, габбро-диабазами, диоритами и амфиболитизированными их разностями. Эти породы либо слагают самостоятельные тела вблизи выходов гипербазитов, либо образуют краевые части гипербазитовых массивов. В серпентинитах наблюдается местами сульфидная вкрапленность, а в аподунитовых породах — выделения хромита. С серпентинитами же связаны залежи талька и магнезита.

Интрузии урдоокинского комплекса распространены в Восточном Саяне: в бассейне р. Кан, Идарском белогорье, в бассейнах рек Хойтооки, Урика, Китоя и других местах.

Более молодыми являются гранитоиды онотского или дербинского комплексов. Они широко распространены в канской древней глыбе и в осевой части Восточно-Саянского антиклинария от Китоя до Зимы, а также в Гутаро-Бирюсинском районе.

Раннепротерозойские гранитоиды в протерозойских толщах образуют sill и слагают зоны инъекций.

Сложены тела гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, иногда порфирированными, большей частью разгнейсованными. С ними связаны кварцевые жилы, слюдоносные и редкометалльные пегматиты, минералообразование топаза.

Олотский комплекс включает образования, относящиеся к формационным типам как внутренних, так и более стабильных внешних зон раннепротерозойской геосинклинали.

Во второй половине протерозоя наиболее ранними в Восточном Саяне являются интрузии основных пород Бильчирского (или Ангаульского, по Анисимовой и Рик) и вероятно, основные и ультраосновные интрузии Лысанского комплексов. Интрузии бильчирского комплекса распространены в бассейнах рек Иркута, Китоя, Белой, Бильчира. Вытянутые тела штоки, сложенные породами этого комплекса, часть из которых имеет размер до 2 км в поперечнике, приурочены либо к зонам разломов, проходящих на границе выходов архейских и протерозойских толщ, либо к выходам архейских образований.

В состав комплекса входит амфиболовое габбро, обычно гнейсовидное, габбро-диорит, кварцевый диорит. К этому же комплексу относятся дайки диабазов и габбро-диабазов, широко распространенные в Восточном Саяне. С бильчирским комплексом связана титано-магнетитовая минерализация.

Интрузии лысанского комплекса находятся среди отложений кувайской серии протерозоя. Приурочены они к разломам, располагающимся на крыльях Восточно-Саянского антиклинория. Массивы имеют линзовидную форму и сложное строение. Центральные части их сложены серпентинитами и пироксенитами, несущими титано-магнетитовую и ильменитовую минерализацию. В краевой части распространены габбро. В приконтактных частях встречаются линзовидные тела и жилы натровых сиенитов, альбититов и других пород.

В Кузнецком Алатау к позднепротерозойским основным интрузиям относятся образования тебинского комплекса. Они обнажаются в осевой части хребта, вдоль р. Томи, у впадения в нее р. Лужбы, в Терсинском районе, на водоразделе рек Чек-Су и Верхней Терси, в бассейне рек Большой и Малый Изасов.

Сложены массивы гнейсовидными диоритами, амфиболитами, а в гольцовом массиве, имеющем длину до 50 км и ширину 4—5 км, преобладают диориты и кварцевые диориты.

По данным А. Л. Додина, массивы Тебинского комплекса находятся в ядре антиклинали, сложенной протерозойскими породами.

Более поздними, чем интрузии основных пород в позднепротерозойском цикле, по общему признанию, являются слюдоносные гранитоиды саянского в Восточном Саяне и томского в Кузнецком Алатау комплексов.

В эту же группу образований необходимо отнести интрузии эрзинского комплекса Тувы.

Надо отметить, что формирование интрузий гранитового состава захватывает значительный промежуток времени, оно продолжается в Алтае-Саянской области и в позднем докембрии (синии) — в пределах относительно стабильных структур (срединных массивов и т. д.), окаймляющихся заложёнными с синия геосинклинальными трогами каледонид со свойственным им магматизмом ранних этапов.

Таким образом, мы склонны рассматривать в одной группе гранитоидные интрузии позднепротерозойского и синийского возраста, объединяя в Восточном Саяне интрузии саянского и мункусардыкского комплексов.

Массивы этих комплексов широко развиты в регионе. Наиболее крупные из них располагаются вдоль больших саянских северо-западного направления разломов, образуя пояса, вытянутые на сотни километров. Однако много интрузий и за пределами этих зон.

В Кузнецком Алатау граниты томского комплекса располагаются в осевой части хребта, где этими породами сложен, по данным А. Л. Додина, овальный шток (диаметр его 25 км), вытянутый в северо-западном направлении. К северу от томского плутона, в бассейне р. Терси, располагается также крупный Терсинский массив, имеющий размер 50 × 10 км.

Предположительно докембрийские граниты в Туве, по данным Я. Д. Шенкмана, широким развитием пользуются в нагорье Сангилен (Дзос-Хусуингольский, Дзосский и другие массивы). Менее они распространены в северо-восточной части Тувы, где гранитами сложены небольшие массивы (до 20 км<sup>2</sup> площадью) и многочисленные послойные инъекционные образования в протерозойских гнейсах. Мощность этих тел не превышает десятка метров.

В составе позднедокембрийских комплексов преобладают граниты — гнейсовидные биотит-микроклиновые, часто порфириовидные, встречаются и аплитовидные разности пород. В Восточном Саяне, в массивах Гутаро-Бирюсинского района, В. Е. Дибровым отмечается наличие кварцевых диоритов и диоритов в краевых частях гранитных массивов. Такие же соотношения пород известны в Туве. Здесь некоторые условно позднедокембрийские массивы целиком сложены гранодиоритами.

Жильные дериваты позднедокембрийских интрузий представлены аплитами, пегматитами, кварц-полевошпатовыми жилами. Пегматиты часто слюдоносны и несут редкометаллическую минерализацию.

Все разновозрастные докембрийские интрузии Алтае-Саянской области в структурном отношении приурочены к докембрийским складчатым зонам и выступам докембрия внутри каледонид.

Рассмотрим вопрос формационной принадлежности древних пограничнопротерозойской интрузий центральной части Саянской области.

В группе основных интрузий преобладают габбро и габбро-диабазы (Бильчирский комплекс), реже встречаются породы среднего состава (Тебинский комплекс).

Другая группа габброидов, включающая и ультраосновные породы — серпентиниты, серпентинизированные пироксениты и (менее) перидотиты, входит в состав, вероятно, позднепротерозойского лысанского комплекса, для которого характерно наличие расслоенных массивов, несущих титаномагнетитовую и ильменитовую минерализацию.

Группа комплексов кислого состава сложена преимущественно породами гранитового ряда. Это слюдоносные Саянский комплекс Восточного Саяна, Томский комплекс Кузнецкого Алатау, Эрзинский — Тувы.

Существует несколько точек зрения на характер развития пограничнопротерозойских структур Алтае-Саянской области и соответственно на особенности магматических проявлений в ее пределах. По одной из них (А. Д. Шелковников, В. Г. Никульченко, Ф. Я. Пан и др.), цикл формирования структур, в пределах которых развиваются позднепротерозойские магматические проявления, полностью закончился в синии; кувайская серия с основными эффузивными (диабазовые и авгитовые порфириты, в различной степени метаморфизованные, богатые титаном) и габброиды, пироксениты, серпентиниты лысанского комплекса появляются в конце формирования этих допалеозойских структур.

По второй точке зрения (Д. И. Мусатов, Н. М. Чернышев и др.), эффузивы кувайской серии формируются в прогибах, относящихся к началу развития каледонид. Этого же возраста и интрузии Лысанского комплекса.

Кроме того, ряд исследователей интрузии Лысанского комплекса относят к девону, исходя из большой близости их состава, строения массивов и характера минерализации с девонскими интрузиями Алтае-Саянской области, связанными с переходным этапом развития каледонид (комплексы патынский, торгалыкский Кузнецкого Алатау, Тувы и др.). Результаты анализа последовательности развития пограничнопротерозойских структур

и связанного с их формированием магматизма, заставляет нас присоединиться к первой точке зрения.

Магматические проявления второй половины протерозоя как бы продолжают развитие раннепротерозойского магматизма. Одни и другие сопутствуют последовательному развитию структур байкалид, заложенных на древнем архейском фундаменте.

Согласно с этими представлениями, Бильчирский и Лысанский комплексы Восточного Саяна входят в состав посторогенной габбро-габбро-диабазовой и пироксенит-габбровой формации поздних этапов развития подвижных зон.

С Лысанским комплексом связаны титано-магнетитовые и ильменитовые рудопоявления. Как отмечает ряд исследователей, по спектральным данным, обилие титана характерно и для эффузивов кувайской серии Восточного Саяна (Н. Д. Шелковников, И. И. Абрамович и др.), прорываемой интрузиями лысанского комплекса. Одни и другие образования формируются в наложенных прогибах, завершающих развитие байкалид. Кислые интрузии постранипротерозойского цикла относятся к посторогенной гранитовой формации.

В начале развития каледонской геосинклинали (синий — ранний кембрий) в центральной части Алтае-Саянской области можно выделить как позитивные, так и негативные области, характеризующиеся различной мощностью и различием в магматических проявлениях.

К областям первой группы относятся:

1) области с вероятным отсутствием раннекембрийских отложений (центральная часть Восточного Саяна, Томский горст Кузнецкого Алатау, возможно часть структур Западного Саяна);

2) области отложений сланцево-карбонатных и песчано-сланцево-карбонатных толщ, лишь изредка с вулканогенными породами: а) с незначительной и б) с большой мощностью оложений (Тувинско-Монгольский массив, захватывающий юго-восточную часть Тувы, область структур восточной части Тувы на границе с Восточным Саяном, Центрально-Тувинская область — Улугхемско-Саглинская зона, Сонская, Тейская, Патынская зоны Кузнецкого Алатау и Горной Шории, Беллыкская структура и т. д.

К негативным областям относятся: область Тувинского осевого прогиба (Хемчикская, Уюк-Систыгхемская, Восточно-Таннуольско-Ондумская, Мало-Енисейская, Тоджинская структурно-фациальные зоны), Маинская зона Западного Саяна, Саралинская, Балыксинская, Кондомская структурно-фациальные зоны Кузнецкого Алатау и Горной Шории и др.). Это области с большой мощностью (до 6—10 км) синийских и ранне-среднекембрийских отложений, значительная часть разреза которых представлена эффузивными образованиями; осадочные толщи, переслаивающиеся с ними, принадлежат кремнисто-сланцевой и морской карбонатной формациям.

Характеристика магматических проявлений позитивных и негативных областей в начале развития каледонской геосинклинали следующая.

В позитивных областях отмечается незначительная роль в составе толщ эффузивных образований — диабазовых и андезитовых порфиритов, порфиров.

Интрузивные образования представлены в ряде структур синийскими интрузиями гранитов, сопутствующими им инъекционными и метасоматическими полями и жильными проявлениями — пегматитами, часто слюдосодержащими, с редкометаллической минерализацией, кварц-полевошпатовыми жилами. По своему составу и структурному положению это характерные гранитовые формации структур типа срединных массивов в пределах подвижных поясов. В Алтае-Саянской области — это одновременно представители магматических образований поздних этапов развития подвижного пояса байкалид, по времени формирования соответствующих начальным этапам развития каледонской геосинклинали.

Довольно большим развитием в позитивных областях, по главным образом в части их, граничащей с негативными областями, а также в пределах последних, пользуются малые интрузии габбро-диабазов, габбро-диоритов, диоритов, а иногда и интрузии, более сложные по составу. Это трещинные интрузии, производные магматических очагов, с которыми связана интенсивная эффузивная деятельность негативных структур. Они являются представителями габбро-диабазовой формации малых и субвулканических интрузий ранних этапов развития подвижных поясов. К ним относятся Субботинский комплекс Западного Саяна, Шиндинский и Черсинский комплексы Восточного Саяна, Буйский комплекс Кузнецкого Алатау. С интрузиями связаны следующие рудные проявления: железо, титан, ванадий. С ними же ряд исследователей (А. Я. Бульников, Ю. А. Кузнецов, Г. В. Пинус и др.) связывает золото.

В негативных областях на ранних этапах развития геосинклиналей чрезвычайно велика роль эффузивных образований. В пределах зон глубинных разломов преимущественным развитием пользуются эффузивы кератофирово-спилитовой и спилитовой формации (зоны Западно-Тувинско-Куртушибинская, Барлыкская, Каахемская в Туве, Северо-Саянская в Западном Саяне, зона Восточно-Томская в Кузнецком Алатау и др.). Вне этих зон развиты эффузивные образования андезит-порфиритовой формации (Иванова, 1958, 1959, 1962 и др.). Любопытно, что в Кузнецком Алатау андезитовые порфириты сменяют спилиты в одних и тех же участках во времени. Эффузивы раннего кембрия принадлежат спилитам, среднего кембрия — андезитовым порфиритам.

Интрузивные образования негативных областей принадлежат к гипербазитовой формации, для которой также характерна тесная связь с зонами глубинных разломов, и формации малых и субвулканических интрузий габбро-диабазов ранних этапов развития подвижных поясов, кратко охарактеризованной выше. Интрузии последней формации, распространенные как в негативных, так и позитивных областях геосинклиналей, связаны с эффузивными образованиями общностью магматических очагов.

По сравнению с интрузиями гипербазитовой формации интрузии габбро-диабазовой формации приурочиваются часто к разломным структурам более поверхностного заложения. Интрузии широко распространены в связи с зонами глубинных разломов, но все же по границам структурно-фациальных зон и подзон внутри геосинклиналей. Они контролируются в своем распределении теми разломами, которые разграничивают эти зоны и подзоны.

Представителями интрузий гипербазитовой формации являются оспинский и боксонский комплексы Восточного Саяна, актовракский — Тувы и Западного Саяна. Сюда же, по мнению Д. И. Мусатова, к которому мы полностью присоединяемся, должна быть отнесена большая часть (если не все) гипербазитовых интрузий саланского комплекса Кузнецкого Алатау, структурное положение которых такое же, как однотипных интрузий других регионов Алтае-Саянской области.

С гипербазитами связаны месторождения асбеста, рудопроявления хрома, никеля, платиноидов(?).

Рассмотренные нами магматические проявления геосинклинальной стадии развития подвижного пояса каледонид Алтае-Саянской области принадлежат к доорогенным магматическим формационным сериям зон ранней стабилизации каледонид.

В зависимости от структурного положения внутри зон среди них выделяются производные гипербазитовых, базитовых, контаминированных и гранитовых магм.

Производные гипербазитовой магмы — интрузии гипербазитовой формации — появляются лишь в связи с зонами глубинных разломов. К разломам приурочены и «чистые», не контаминированные серии, производ-

ные базальтовой магмы и их дифференциаты. К ним мы относим спилит-кератофировую серию пород. К мобильным структурам центральной части геосинклиналей и трещинных зон других структур приурочены производные контаминированных магм — группа пород андезит-порфировитового ряда. К дифференциатам этих магм относятся малые и субвулканические интрузии габбро-диабазового и диоритового составов. Эти интрузии формируются в течение всего собственно геосинклиального развития подвижного пояса и практически в пределах всех структур ранних этапов развития подвижного пояса. Однако источником интрузий являются магматические очаги, приуроченные к центральным частям геосинклиналей — к зонам наибольших горизонтальных растяжений и одновременно вертикальных сжатий земной коры в целом, в которых явления контаминации в формирующихся магматических массах протекают интенсивно. Производные гранитовых магм (к ним относятся интрузии и метасоматизирующие агенты) приурочиваются к наиболее стабильным участкам геосинклиналей — к структурам типа срединных массивов. Одновременно эти интрузии являются образованиями поздних этапов развития байкалитид. Ряд наблюдений над формой гранитных интрузий поздних этапов развития подвижных поясов, представляющих собой плоские линзовидные тела с большим горизонтальным и малым вертикальным протяжением, говорит о том, что внедрение магматических масс происходило в полости горизонтальных или субгоризонтальных отслоений в неоднородных по составу толщах. Подобные полости легче всего могли возникнуть в структурах, испытывающих горизонтальное сжатие и одновременное вертикальное растяжение. Отметим, что благодаря последним обстоятельствам проблема пространства для формирующихся массивов гранитового состава не представляется сложной.

В конце среднего — начале позднего кембрия на большей части территории осевых структур Алтае-Саянской области происходит инверсия геотектонического режима. Формирование осевой геантиклинали сопровождается внедрением формаций синорогенных интрузий. Характер этих интрузий находится в прямой зависимости от степени мобильности в предыдущем геосинклиальном этапе структур, к которым приурочены интрузии.

На месте позитивных структур образуются синорогенные интрузии габбро-сиенитовой формации, представителем которой является Улень-Тумский комплекс Кузнецкого Алатау, тогда как на месте негативных мобильных структур — интрузии кварцдиорит-плагиигранитовой формации. Представители одной и другой формации слагают тела батолитового размера.

С интрузиями габбро-сиенитовой формации связаны месторождения и рудопроявления железа, меди, молибдена, вольфрама (шеелита), свинца, цинка. Золото в этих минеральных комплексах играет подчиненную роль.

С интрузиями кварцдиорит-плагиигранитовой формации связаны месторождения и рудопроявления золота, железа, меди, вольфрама, менее — молибдена, свинца, цинка.

С позднего (а возможно, и с конца среднего) кембрия началась посторогенная стадия развития части территории осевых структур.

Одновременно с этим в Алтае-Саянской области происходит формирование периферических геосинклиальных прогибов первого порядка по величине.

Часть прогибов имеют унаследованное развитие, они соответствуют необращенным частям осевых геосинклиналей. К периферическим прогибам относятся, в частности, прогиб в районе Мартайги и прилегающих других частей Кузнецкого Алатау и прогиб в Горной Шории (Балыксинско-Мартайгинская структурно-фациальная зона), где в течение среднего кембрия, а также в позднем кембрии и ордовике происходило осадконакопление. В конце среднего кембрия здесь продолжалась интенсивная эффузивная

деятельность с излияниями андезитовых порфиров. Последние известны и в ордовике.

Другая часть периферических прогибов имеет характер флишевых геосинклиналей М. В. Муратова. К ним относится структура Западного Саяна. Этот прогиб образован, возможно, частично на жестком докембрийском основании. Эффузивная деятельность в пределах прогиба была незначительной. Геосинклинальная стадия его развития продолжалась до начала силура — времени его замыкания. Но уже с ордовика на прилегающих с юга к периферической геосинклинали частях осевой геантиклинали закладывается новый прогиб, относящийся к структурам второго порядка по величине; его развитие продолжают девонские межгорные прогибы (Тувинский, Северо- и Южно-Минусинский и др.), являющиеся характерными образованиями переходных этапов развития подвижного пояса каледонид.

Таким образом, вырисовывается сложная картина тектонического строения Алтае-Саянской области в эпоху, следующую за замыканием осевой геосинклинали. Области различной мобильности в это время характеризуются отличным друг от друга магматизмом.

В конце кембрия, ордовике, начале силура выделяются следующие формационные типы магматических проявлений. В пределах осевой геантиклинали, в части ее, не вовлеченной в пригеосинклинальные ордовикско-силурийские опускания, эффузивы не характерны. Интрузивные образования входят в состав формации малых посторогенных интрузий гранитоидов. Представителями ее являются дайки и небольшие массивы гранитоидов, относящихся к производным последних фаз развития магматических очагов, заложенных в синорогенную эпоху.

Значительные развития в этих же структурах получают малые интрузии граносиенит-сиенитового состава (Сорский комплекс с медно-молибденовой минерализацией) и малые, часто расслоенные интрузии пироксенит-габбрового состава (ког-тахский комплекс Кузнецкого Алатау), синхронные субвулканическим интрузиям габбро — габбро-диабазового состава в периферических геосинклиналях. С интрузиями пироксенит-габбрового состава связаны рудопроявления железа, титана, ванадия, никеля.

Представители последней формации являются производными базальтовой магмы. Таковы в значительной степени, вероятно, представители сиенитового ряда пород.

В наложенной на осевую геантиклиналь структуре пригеосинклинального Тувинского прогиба наблюдаются образования липарит-порфировой формации, в которой эффузивы сопровождаются малыми субвулканическими интрузиями разнородного состава — гранит-порфирами, диоритовыми порфиритами и т. д. Минерализация, связанная с этими комплексами, не изучена.

В пределах негативных структур первого порядка по величине в необращенных частях осевых геосинклиналей (западная часть Кузнецкого Алатау), продолжающих в позднем кембрии и ордовике ранний этап развития подвижного пояса, известны излияния андезит-порфиритовой формации.

В этих же структурах широким развитием пользуются малые интрузии, субвулканические образования габбро, габбро-диабазового состава.

К началу силура относится замыкание лабильных зон в группе структур поздней стабилизации каледонид Алтае-Саянской области.

Процесс выполнения сопровождался, в частности в Кузнецком Алатау, образованием комплексов гранитоидных интрузий, в которых широким развитием пользуется кварцдиорит-плагιοгранитовая ассоциация пород (Т. М. Дембо, Е. К. Станкевич). Последнюю можно считать образованием собственно мартайгинского комплекса Кузнецкого Алатау. Сюда должна быть отнесена и часть интрузий ольховского комплекса Восточного Сая-

на. После формирования этого комплекса (силур) Кузнецкий Алатау и Восточный Саян вступают в поздний этап развития. Начало его в Кузнецком Алатау характеризуется формированием массивов порфиридных гранитов тигертышского комплекса. Подобные же интрузии выделяются А. Л. Додиним и в Восточном Саяне.

Интрузии образуют крупные массивы. В Кузнецком Алатау тигертышский массив, по имени которого назвали комплекс, приурочен к меридиональной зоне разлома, заложеной еще на начальных стадиях развития каледонской геосинклинали, отграничивающей участки различной мобильности в ее пределах. Он как бы залечивает зону разлома.

С тигертышским комплексом связаны рудопроявления меди и молибдена.

Уже отмечалось, что после того, как большая часть структур центральных регионов Алтае-Саянской области к концу ордовика замкнулась, собственно геосинклинальное развитие (развитие периферической геосинклинали) продолжалось до середины силура лишь в Западном Саяне.

На ранней стадии (с среднего кембрия?) в этой структуре магматические проявления незначительны.

К позднему кембрию относится замыкание краевой части прогиба, что сопровождалось внедрением гранитоидных интрузий батолитового размера, принадлежащих к гранодиорит-гранитовой формации (шапшальский комплекс). Замыкание всей периферической структуры в целом относится к середине силура, в это же время образовались батолитовые интрузии большепорожского комплекса той же гранодиорит-гранитовой формации.

Уже начиная с конца силура, все структуры центральной части Алтае-Саянской области характеризуются переходным этапом развития.

К девону относится интенсивнейшая эффузивная деятельность в формирующихся на этом этапе межгорных впадинах (Северо- и Южно-Минусинской, Тувинской) с развитием лав и пирокластических пород базальтовой, андезитобазальтовой, базальтоандезитовой, трахитобазальтовой, липаритовой (порфировой) формаций. Представители этих формаций характерны для различных прогибов, обладающих различной мобильностью, или сменяют друг друга, но в различных частях одного и того же прогиба (например, в Тувинском прогибе), свидетельствуя о тектонической неоднородности его строения.

Особую группу составляют серии пород трахитобазальтовой ассоциации, ограничено распространенные в пределах Минусинских прогибов. Там они тесно связаны со щелочными нефелинсодержащими малыми интрузиями (берешитов, уртитов, горячитов и других пород).

Интрузивные образования переходного постсинорогенного этапа развития делятся на две группы с рядом подгрупп. К первой группе относятся образования, тесно связанные с развитием позитивных структур складчатого пояса, не затронутых опусканием в эпоху переходного этапа. Они являются представителями формации интрузий микроклиновых гранитов и граноспелитов батолитового размера. К этой формации относятся следующие комплексы Алтае-Саянской области: сютхольский и бреньский Тувы, джойский Западного Саяна, огнитский и шумихинский Восточного Саяна.

Структурная позиция интрузий данных комплексов определяется, с одной стороны, как уже отмечалось, связью их с позитивными структурами складчатого пояса, а с другой — ясно намечающейся зависимостью пространственного расположения для ряда этих интрузий от распределения зон разломов, как глубинных, так и других крупных швов, заложенных в разные стадии развития подвижного пояса и подновленных в девоне, служивших путями проникновения магмы, далее интродуцировавшей в полости горизонтальных или вообще пологих отслоений и позитивных структурах.

Массивы гранитов располагаются вдоль главнейших северо-западных разломов Восточного Саяна. В Туве интрузии микроклиновых гранитов сютхольского и бреньского комплексов приурочены на западе к Хемчикско-Куртушибинскому глубинному разлому, а на востоке распространены в широкой зоне, полукольцом окаймляющей область девонского прогиба, ограниченной с внешней стороны Восточно-Тувинским глубинным разломом. Последний был заложен еще в сини — раннем палеозое, на ранних этапах собственно геосинклинального развития подвижного пояса.

Однако в Западном Саяне прямой зависимости в распределении ряда массивов джойского комплекса от разрывных структур нет.

Форма массивов — штоки и пологие пластообразные тела, дающие в современном эрозионном срезе огромные поля гранитовых выходов.

Отмечается определенная закономерность в пространственном распределении гранитных тел различной формы. Она заключается в том, что для зон глубинных разломов характерны штоки с крутыми контактами, размеры которых в горизонтальном сечении колеблются в широких пределах — от небольших тел до батолитовых. За пределами зон широкого распространения получают пластообразные пологие тела. Для части массивов характерна приуроченность к ядрам антиклинальных структур.

В составе рассматриваемых комплексов преобладающими являются микроклиновые граниты. В меньшем количестве встречаются щелочные граниты, граносиениты, гранодиориты, диориты.

Щелочные граниты с эгирином и щелочным амфиболом (рибекитом, арфведсонитом) в качестве цветной составляющей и граносиениты иногда связаны постепенными переходами с обычными микроклиновыми гранитами и биотитом. Иногда же щелочные граниты относятся к группе дополнительных интрузий и слагают в массивах как крутые, так и пологие тела, резко контактирующие с гранитами главной фазы. Гранодиориты и диориты, там, где они есть, слагают приконтактовые зоны гранитных массивов. Иногда небольшое количество гранитоидных пород относится к первой фазе становления массивов.

Жильная и дайковая фазы интрузий обильны. Они представлены гранитами, щелочными их разновидностями, гранит-порфирами, гранит-аплитами, аплитами, пегматитами, кварцполевошпатовыми, кварцевыми, кварц-флюоритовыми и другими жилами.

С гранитными массивами связаны широкие зоны экзоконтактовых изменений — фельдшпатизации, грейзенизации, ороговикования, местами скарнирования.

В некоторых районах, в частности в Восточной Туве, одновременно с формированием интрузий микроклиновых гранитов широкое развитие получают процессы калиевого и кварцевого метасоматоза вмещающих толщ, причем результаты метасоматических воздействий наблюдаются и в породах более древних кембрийских интрузий кварц-диоритового и диоритового составов. В них наблюдаются зоны, обогащенные крупными порфиробластами калиевого полевого шпата. Появление этих образований, несомненно, обусловлено воздействием метасоматизирующих агентов, связанных с интрузиями девонских микроклиновых гранитов.

Это заключение подтверждается и данными абсолютного возраста. Так, биотит из серых кварцевых диоритов таннуольского комплекса, распространенных в нагорье Сангилен, имеет возраст 502 млн. лет (определен по аргоновому методу), тогда как в порфиробластах микроклина возраст 341 млн. лет.

Во вмещающих метаморфических толщах протерозоя в Восточной Туве наблюдаются зоны интенсивного обогащения кварц-полевошпатовыми телами (иногда с мусковитом), часто имеющими пегматоидный облик. Форма их линзовидная. Располагаются они вдоль слоистости включающих их толщ. Мусковит из одного подобного тела, расположенного в районе вер-

ховьев р. Мюрен (нагорье Сангилен), показал возраст 371 млн. лет, т. е. практически такой же, как возраст лейкократовых гранитов (366 млн. лет), рвущих в том же нагорье Сангилен интрузии таннуольского комплекса (Т. Н. Иванова, Н. И. Полевая, Г. М. Владимирский и др., 1961).

С формацией микроклиновых гранитов связаны рудопроявления олова, вольфрама (шеелит, вольфрамит), молибдена, железа, меди, свинца, серебра, висмута, золота, выделения фтора в качестве поздних производных магматических очагов, давших крупные массивы гранитов, присутствуют малые интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов, с которыми связана редкометалльная минерализация. Малые интрузии можно отнести к самостоятельной подгруппе образований в пределах первой группы. Подгруппа включает такие комплексы, как ботогольский и сайбарский Восточного Саяна, часть интрузий сангиленского комплекса Тувы (интрузии караадырского комплекса, по Т. Н. Ивановой) и др.

Ко второй группе интрузий поздних этапов развития подвижного пояса каледонид относятся образования, сопряженные с формированием негативных структур складчатого пояса. Интрузии синхронны времени образования межгорных прогибов и генетически связаны с процессами, происходящими в верхних оболочках земли, ведущими к формированию прогибов, характеризующихся интенсивной эффузивной деятельностью.

К интрузивным образованиям этого времени относятся формации малых послескладчатых субвулканических и сложнодифференцированных, часто расслоенных интрузий габбро — габбро-диабазового и пироксенит-габбрового составов.

В состав формаций входят габбро, габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты, анортозиты, пироксениты и перидотиты, иногда встречаются щелочные разности пород.

К этой группе образований относятся следующие комплексы: патынский Кузнецкого Алатау и Горной Шории, булкинский Западного Саяна, торгалькский Тувы, казырский Восточного Саяна и др.

С интрузиями описываемой группы связаны рудопроявления железа, титана, ванадия.

Крайние члены дифференциационного ряда базальтовой магмы дают уртит-ийолитовую группу пород, являющуюся производной формации щелочных габброидов. Группа в целом включает тералиты, берешиты, уртиты, ийолиты, горячиты и другие породы, которыми сложены небольшие массивы в пределах Алтае-Саянской области и время формирования которых растягивается на значительный промежуток времени от девона и, возможно, до начала мезозоя.

К последней группе интрузий относятся горячегорский комплекс Кузнецкого Алатау, зиминский комплекс Восточного Саяна. Сюда же должны быть отнесены некоторые интрузии Восточной Тувы, изученные недостаточно и не отчлененные от щелочных интрузий другой группы.

Местами с интрузиями щелочных ультрабазитов связаны тела карбонатитов.

Почти одновременно с малыми и субвулканическими образованиями габбро — габбро-диабазовой и пироксенит-габбровой формаций образуются малые интрузии гранит-граносиенитового состава. Часть их можно отнести к крайним членам дифференциационного ряда несколько контаминированной на глубине базальтовой магмы. Другая часть, несомненно, принадлежит к производным гранитовой магмы, распространенным в пределах менее мобильных участков негативных структур подвижного пояса. Большая часть малых интрузий гранитового и граносиенитового составов находится в позитивных структурах.

Ко второй группе образований относятся комплексы чигирекский и ирбинский Восточного Саяна, тельбесский, тейский Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Сюда же могут быть отнесены малые субвулканические

интрузии гранит-порфиров и порфиров Тувы и нижнеулаитский комплекс этого же региона, включающий граносиенитовые интрузии, тесно пространственно и, вероятно, генетически сопряженные с габброидными интрузиями торгалыкского комплекса.

С интрузиями этих комплексов связаны месторождения железа с никелем, кобальтом и некоторыми другими элементами, месторождения и рудопроявления меди и молибдена.

К этой же группе образований относится ховаксинская интрузия Тувы, с которой связаны мышьяковые медно-никель-кобальтовые месторождения и интрузии юстыдского комплекса юго-западной части региона.

Время формирования большей части описанных интрузий кислого и субщелочного ряда относится к девону. Интрузии юстыдского комплекса — верхнепалеозойские.

Кратко обрисую структурное расположение малых послескладчатых интрузий центральной части Алтае-Саянской области.

Структурное расположение малых послескладчатых интрузий центральной части Алтае-Саянской области характеризуется тесной их связью с зонами дизъюнктивных нарушений. К ним относятся:

а) разломы, связанные с постгеосинклинальным развитием региона, в частности разломы, связанные с образованием и развитием наложенных послегеосинклинальных прогибов — структур второго порядка по величине;

б) подовленные древние швы, заложенные еще на ранних стадиях развития каледонской геосинклинали, а также возникшие в пределах главным образом позитивных структур в эпоху замыкания структур первого порядка по величине.

Разломы первого типа и оперяющие их системы определенно контролируют распределение большей части малых интрузий габбро-габбро-диабазовой формации, а также кислые и субщелочные и щелочные малые интрузии и субвулканические образования граносиенитов и сиенитов типа нижнеулаитских. Интрузии пироксенит-габбровой формации, щелочные интрузии Сайбарского комплекса Кузнецкого Алатау, главная часть щелочных нефелинсодержащих интрузий Восточной Тувы контролируются разломами второй группы. Распределение щелочных интрузий контролируется зонами глубинных разломов, в совокупности образующих дугу, выпуклой стороной обращенную к востоку. Заложение этих разломов относится к началу развития нижнепалеозойской геосинклинали Тувы.

Разломы разделяли структуры различной мобильности в геосинклинали. В частности, с внешней стороны дуги глубинных разломов располагается позитивная область, которую можно отнести к категории байкалид, переработанных каледонидами.

В рассматриваемых зонах пограничных глубинных разломов располагаются и интрузии кембрийских гипербазитов (Восточно- и Южно-Тувинских поясов). Эти же зоны, как можно думать, явились подводящими путями для поднятия гранитовых масс в девоне, далее проникавших в зоны отслоений, возникающих в допалеозойских и раннепалеозойских толщах, слагающих продолжающие воздыматься части каледонского складчатого пояса.

Все сказанное еще лишний раз подчеркивает длительность развития и глубину заложения разломов, контролирующих распределение щелочных интрузий Восточной Тувы.

К молодым магматическим проявлениям центральной части Алтае-Саянской области относятся дайки базальтов, долеритов и диабазов, рвуцких отложения верхнего девона, карбона и перми в северной части Кузнецкого Алатау. Эти образования считаются досреднеюрскими (верхнепермскими — нижнетриасовыми), синхронными траппам Сибирской платформы.

Подобные же образования встречены в северо-восточной части Восточного Саяна (среди докембрийского выступа в бассейне р. Кито́й). В Туве

дайки базальтов секут угленосные юрские отложения (бассейн р. Чадана). Еще более молодыми являются третичные и четвертичные базальты Восточного Саяна и Восточной Тувы.

Для большей наглядности охарактеризованные нами выше закономерности развития палеозойского магматизма центральной части Алтае-Саянской области перенесены на табл. 1.

На ней выделены магматические формационные серии, связанные с доорогенной, синорогенной (синхронной главной складчатости) и посторогенной стадиями развития подвижного пояса, причем отдельно рассматриваются магматические проявления позитивных и негативных структур. Охарактеризованы также рудные комплексы, связанные с выделяемыми формациями.

Перечислим некоторые основные положения, основанные на анализе характера магматических проявлений, развивавшихся в пределах центральной части Алтае-Саянской области, начиная с синия.

По отношению к предполагаемому составу исходного субстрата среди них можно выделить следующие группы пород: производные гипербазитовой, базальтовой, гранитовой и гибридных магм. Роль их производных в развитии различных структур различна (табл. 2).

При развитии негативных структур подвижного пояса, куда входят структуры как первого порядка (осевые и периферические геосинклинальные трюги), так и второго порядка (межгорные и пригеосинклинальные прогибы) по величине, широким развитием пользуются производные гипербазитовой, базальтовой и контаминированных магм.

Производные гипербазитовой магмы исключительно характерны для начальных этапов развития осевых геосинклинальных трюгов структур первого порядка по величине. Проявляются они в зонах глубинных разломов. Таково же положение кератофилов и спилитов, относящихся к дифференциационному ряду базальтовой магмы.

В тех же прогибах, но без связи с глубинными разломами в начальные этапы развития структур образуются эффузивы андезит-порфиритовой формации, относящиеся к производным гибридной магмы щелочноземельного ряда.

В результате процессов глубинной дифференциации неравновесной гибридной магмы, относительно слабо проявленной в эпоху формирования мощнейших эффузивных толщ начальной стадии развития осевых геосинклиналей, мы имеем отклонения в составе лав, с одной стороны, в сторону базальтовых, а с другой — липаритовых.

Резче процессы глубинной дифференциации проявляются в последующую эпоху, сменяющую эффузивную — время формирования малых интрузий.

Среди малых интрузий (включая и субвулканические) можно выделить образования трех групп:

а) близкие по составу эффузивам андезитового ряда, в которых широко распространены диориты и диоритовые порфириты,

б) являющиеся по составу производными как базальтовой магмы, так и базальтовой ветви дифференциации гибридной магмы, дающих пироксенит-габбровую группу пород и группу щелочных габброидов и ультраосновных пород, а также ультращелочных интрузий и

в) группу пород сиенитового, граносиенитового и гранитового составов, одна часть которых, вероятно, относится к липаритовой ветви дифференциации гибридной андезитовой магмы, другая (с преобладанием сиенитов) — к конечным дифференциатам базальтовой магмы и третья (с преобладанием гранитов) — к производным гранитовой магмы. Характерно, что минеральные комплексы, связанные с интрузиями граносиенит-сиенитовой группы, включают местами ассоциацию сидерофильных элементов  $Co - Ni - Fe - As$ , не являющуюся характерной для гранитоидных интрузий.

Время	Формационные серии	Осевые структуры	Формационные серии	Периферические структуры
Ранний и начало среднего кембрия	Доорогенные магматические формационные серии зон ранней стабилизации каледонид	<p><b>I. Доорогенная стадия формирования осевой геосинклинали первого порядка по величине</b></p> <p>1. Позитивные структуры   2. Негативные структуры</p> <p><b>Эффузивные формации</b></p> <p>Эффузивы не характерны</p> <p><b>А. Кератофирово-спилитовая формация</b> (в тесной связи с зонами глубинных разломов) Железо, медь, свинец, цинк (колчеданный комплекс)</p> <p><b>Б. Андезит-порфирировая формация</b> (вне связи с глубинными разломами)</p> <p><b>Интрузивные формации</b></p> <p><b>А.</b> Формации малых субвулканических интрузий преимущественно основного состава: габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты, диоритовые и диабазовые порфириты (близкие по составу эффузивным образованиям, либо более дифференцированные производные тех же магматических очагов). Представители: субботинский комплекс Западного Саяна, часть интрузий буюского комплекса Кузнецкого Алатау, нерсинский и шивдинский комплексы Восточного Саяна и др. Железо, титан, ванадий, золото</p> <p><b>Б.</b> Гипербазитовая формация. Представители, следующие комплексы: аспинский и боксонский Восточного Саяна, эктовракский Тувы и Западного Саяна, и др. Асбест, хром (платиноиды)</p>		

Конец среднего и начало позднего кембрия	Синорогенные магматические формационные серии зон ранней стабилизации каледонид	<p><b>II. Синорогенная стадия развития на большей части площади осевых структур. Формирование осевой геоантиклинали</b></p> <p>1. На месте позитивных структур</p> <p>Габбро-сиенитовая формация интрузий батолитового размера Представители: уленьтуимский комплекс Кузнецкого Алатау и др. Железо, медь, молибден, вольфрам (шеелит), свинец, цинк (золото)</p>	<p>2. На месте негативных структур</p> <p>Кварц-диорит-плагиигранитовая формация интрузий батолитового размера Представители: тангуольский комплекс Тувы Часть интрузий ольховского комплекса Восточного Саяна Золото, железо, медь, вольфрам (шеелит) (молибден, свинец, цинк)</p>	<p>Продолжение I доорогенной стадии развития негативных структур (необращенные части осевых геосинклинальных прогибов)</p> <p>Формирование периферических геосинклинальных прогибов первого порядка по величине возможно на жестком докембрийском основании</p>
			<p>Доорогенные магматические формационные серии зон поздней стабилизации каледонид</p> <p>Эффузивные формации Андезит-порфирировая Интрузивные: А. габбро-габбро-диабазовая, субвулканическая Представители: Часть интрузий Буюского комплекса Кузнецкого Алатау и др. Железо, титан, ванадий, золото (?) Б. Гипербазитовая? Представители: саланский комплекс Кузнецкого Алатау Хром (асбест, никель) <sup>1</sup></p>	<p>Диабазовые и андезитовые порфириты Интрузии отсутствуют</p>

Время	Формационные серии	Осевые структуры	Формационные серии	Периферические структуры
Конец кембрия, ордовик	Посторогенные магматические формационные серии	<p align="center"><b>III. Посторогенная стадия (развитие осевой геоантиклинали)</b></p> <p>1. Развитие складчатого пояса в позитивных структурах</p> <p>2. Развитие поздних прогибов, структур второго порядка по величине (негативных структур)</p>		
		<p>Формация малых посторогенных интрузий гранитоидов</p> <p>Представители: Дайковые образования и малые интрузии последних фаз формирования синорогенных комплексов</p> <p>Сорский комплекс Кузнецкого Алатау, молибден, медь</p>	<p>Эффузивная формация Липарит-порфировая в ордовике и силуре (северо-восточная Тува)</p> <p>Интрузивная формация</p> <p>Формация малых субвулканических интрузий разнообразного состава: гранит-порфиры, порфиры, диоритовые порфириты и др. (северо-восточная Тува, не произведено отчленение от девонских интрузий)</p> <p>Редкие элементы</p>	Формация синорогенных интрузий периферических структур (зон и поздней стабилизации каледонид)
Конец ордовика, начало силура		<p>Пироксенит-габбровая формация малых интрузий</p> <p>Представители: ког-тахский комплекс Кузнецкого Алатау</p> <p>Железо, титан, ванадий</p>	<p>Соноорогенная стадия развития периферических структур</p> <p>Причленение к осевой геоантиклинали горных сооружений, возникших на месте периферических структур</p> <p>А. Кварц-диорит-плагиогранитовая формация интрузий батолитового размера</p> <p>Представители: мартайгинский комплекс Кузнецкого Алатау, часть интрузий ольховского комплекса Восточного Саяна</p> <p>Золото, железо, медь, молибден (свинец, цинк, никель, кобальт, мышьяк)</p> <p>Б. Гранодиорит-гранитовая формация интрузий батолитового размера</p> <p>Представители: большепорожский и шапшальский комплексы Западного Саяна, тигертышский комплекс Кузнецкого Алатау<sup>2</sup>, часть интрузий ольховского комплекса Восточного Саяна</p> <p>Медь, молибден</p>	

Продолжение III посторогенной стадии развития осевых структур, III-я посторогенная стадия развития периферических структур

Конец силура, девон, конец палеозоя	Посторогенные магматические формационные серии	1. Развитие складчатого пояса в позитивных структурах	2. Развитие поздних прогибов, структур второго порядка по величине (негативные структуры подвижного пояса)
		<p>Гранит-граносиенитовая формация интрузий батолитового размера</p> <p>Представители: сютохольский комплекс Тувы, джойский Западного Саяна, огнитский и шумихинский Восточного Саяна</p> <p>Железо, медь, олово, вольфрам, (вольфрамит, шеелит), молибден, висмут, свинец, золото, фтор</p>	<p>Эффузивные формации</p> <p>Базальтово-андезитовая формация,</p> <p>Трахито-базальтовая формация</p> <p>Интрузивные формации (распространены как в негативных, так и в позитивных структурах подвижного пояса, но преимущественно на границе одних и других)</p> <p>Формация малых посторогенных интрузий разнообразного состава (часто сложнодифференцированных). Пироксениты, анортозиты, габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты, сиенито-диориты, сиениты, граниты, щелочные разности пород</p> <p>Представители: торгалыкский комплекс Тувы, патынский Горной Шории, булгинский Западного Саяна, казырский — Восточного Саяна</p> <p>Комплексы:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Нижне-улатайский и ховахсинский Тувы (железо, титан, ванадий).</li> <li>2. Тельбесский и тейский Кузнецкого Алатау (железо, медь, никель, кобальт, висмут, цинк, свинец, мышьяк).</li> <li>3. Чигирекский и ирбинский Восточного Саяна (железо, стронций, барий, фтор, редкие и рассеянные элементы).</li> </ol>
		<p>Формации щелочных интрузий. Сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты, уртиты, ийолиты, карбонатиты.</p> <p>Представители: сангиленский комплекс Тувы, сайбарский, зиминский Восточного Саяна, горячегорский — Кузнецкого Алатау</p> <p>Редкие и рассеянные элементы</p>	

<sup>1</sup> Гипербазитовые интрузии, возможно только раннекембрийские.

<sup>2</sup> Большая часть гранитовых массивов тигертышского комплекса относится к постинверсионным образованиям.

Распределение палеозойских магматических формаций центральной части Алтае-Саянской области в зависимости от предлагаемого состава исходных магм

Производные ультрабазитовой магмы	Производные базальтовой магмы	Производные гибридных магм	Производные гранитовой магмы
-----------------------------------	-------------------------------	----------------------------	------------------------------

А. Формации, связанные с развитием негативных структур

а) В эпоху развития геосинклинальных трогов, структур первого порядка (по величине, в их пределах)

Интрузии гипер- базитовой фор- мации См <sub>1-2</sub>	Рудные комплек- сы: хром, никель, платина, а так- же асбест	Кератофиристо- литовая форма- ция См <sub>1</sub>	Рудные комплек- сы: железо, медь, свинец, цинк (колчеданный комплекс)	Андезит-порфи- ритовая форма- ция См <sub>1-2</sub> Формация малых и субвулканичес- ких интрузий диабазов, габбро- диабазов, габбро- диоритов, диори- тов, менсе — гра- нодиоритов См <sub>1-2</sub>	Рудные комплек- сы ? Железо, титан, ванадий, золото? →
---	--	--	---	---	--

б) В позитивных структурах, соседствующих с прогибами (срединных массивах, геантиклиналях различного рода)

Формация малых инту- зий, часто стратифици- рованных, пироксенит- габбрового состава См <sub>2-0</sub>	Рудные ком- плексы: железо, титан, ва- надий		
Формация малых инту- зий сиенитового, гра- носениитового, места- ми гранитового соста- вов O — S	Молибден, медь		

в) В эпоху развития поздних прогибов, структур второго порядка по величине

Диабазо-порфиритовая формация D <sub>1-2</sub>	Рудные ком- плексы: ?	Андезит-порфирито- вая формация D <sub>1-2</sub> Формация малых и субвулканических интрузий диабазов, габбро-диабазов, габбро-диоритов, диоритов, менее гра- нодиоритов D	Рудные комплексы: ? Железо, титан, вана- дий, марганец, медь
Формация малых инту- зий, часто стратифици- рованных, пироксенит- габбрового состава D	Железо, ти- тан, вана- дий		
Формация малых и суб- вулканических инту- зий сиенитового и гра- носениитового соста- вов до гранитов вклю- чительно. Иногда ще- лочные разности этих пород D	Железо, медь, мо- либден, никель, ко- бальт		
Формация щелочных габброидов, гипербазит- ов и ультращелочных пород; карбонатиты Pz <sub>2</sub> —Mz <sub>1</sub>	Редкие ме- таллы, не- фелин		

Б. Формации, связанные с развитием позитивных структур

а) В эпоху образования складчатого пояса

Габбро-сиени- товая форма- ция См <sub>2-3</sub>	Рудные комп- лексы:		
---	------------------------	--	--

Таблица 2 (продолжение)

Производные ультрабазитовой магмы	Производные базальтовой магмы	Производные гибридных магм	Производные гранитовой магмы
	Железо, медь, молибден, свинец, цинк, вольфрам (шеелит), золото.  Гранодиорит-гранитовая формация С <sub>m2-3</sub> —0  С <sub>m3</sub> —S <sub>1</sub>	Золото, железо, медь, вольфрам (шеелит), молибден, свинец, цинк	→  ? →

б) В эпоху послескладчатого развития пояса

Липарит-порфировая формация O—D	Рудные комплексы: редкие элементы? Медь, молибден, железо, медь, олово, вольфрам (шеелит, вольфрамит), молибден, висмут, серебро, свинец, цинк, золото
Гранитовая формация S	1. Железо, медь, молибден, кобальт 2. Молибден, медь 3. Железо, стронций, барий, редкие и рассеянные элементы
Гранит-граносенитовая формация Sn, D	
Формация малых и субвулканических интрузий гранитов и граносенитов S—D	
Формация щелочных и нефелиновых сиенитов D	Редкие и рассеянные элементы

Отметим удивительную повторяемость ряда черт магматических проявлений ранних стадий формирования геосинклинальных структур первого порядка по величине в магматических проявлениях наложенных прогибов, структур второго порядка по величине (межгорных и других прогибов), развивающихся в Алтае-Саянской области с девона.

Вместе с тем для последних структур не характерны такие группы пород, как спилиты, кератофиры и ультраосновная группа — производная ультрабазитовой магмы. Они остаются преимущественной принадлежностью геосинклинальных структур первого порядка по величине. Эта особенность кажется несомненно связанной с характером глубинных разломов одних и других структур (первого и второго порядка по величине), так как и спилиты и гипербазиты — образования зон глубинных разломов.

Второй отличительной особенностью магматизма наложенных негативных структур второго порядка по величине от негативных структур первого порядка является большое разнообразие их минерогенических проявлений, в том числе возрастание в них роли редких, рассеянных элементов.

Группа пород основного и ультраосновного составов в тех и других структурах характеризуется минеральными комплексами, включающими элементы больших энергетических показателей, радиусы понов которых в соединениях, характерных для производных интрузий, колеблются в узких пределах 0,64—0,61 Å (это титан, хром, ванадий, элементы платиновой группы). Лишь для железа, также характерного элемента этой группы интрузий, радиус понов выходит за эти пределы.

Эпоха замыкания геосинклинали (сининверсионная стадия), одновременно являющаяся временем последовательной коренной перестройки направлений как вертикальных, так и горизонтальных движений в пределах геосинклинальных структур, характеризуется господством производных гибридных магм, с той или иной ролью (то большей, то меньшей в различных структурах) основной и кислой составляющих.

Для позитивных структур внутри прогибов эвгеосинклинального типа характерно формирование батолитовых по размерам интрузий габбро-сиенитовой формации, с которой связаны железо-медно-молибденовые и медно-свинцово-молибденовые месторождения с некоторыми другими элементами, но с незначительным количеством золота.

Негативные структуры прогибов эвгеосинклинального типа с мощными толщами эффузивов характеризуются наличием батолитовых по размерам интрузий кварц-диорит-плагиогранитового ряда. Возраст для одной их групп —  $Sm_{2-3}$  (таннуольский комплекс Тувы и др.), для другой — ордовик (мартайгинский комплекс Кузнецкого Алатау и др.). Сходные с предыдущей группой рудные комплексы этих интрузий характеризуются значительной ролью в их составе золота.

Интрузии гранодиорит-гранитовой формации образуются в структурах типа флишевых геосинклиналей, характерным представителем которых является структура Западного Саяна. В этой формации гранитовая составляющая в исходной гибридной магме наибольшая.

В послескладчатую эпоху развития подвижного пояса в пределах позитивных структур широкое развитие получают производные магм гранитового состава. Формируются интрузии от батолитовых по размерам до малых штоков и даек. Пространственное распределение их в той или иной степени контролируется разломами.

Рудные комплексы, связанные с гранитовыми интрузиями, включают щелочные, редкие и цветные металлы и некоторые другие элементы — медь, молибден, олово, вольфрам, свинец, цинк, висмут и серебро, а также редких металлов. Последние особенно широко распространены в щелочных и нефелиновых сиенитах.

**В. Г. Сажно**

(Дальневосточный геологический институт  
ДВФ СО АН СССР)

## ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА МЕЗОЗОЙСКОГО ЭТАПА АКТИВИЗАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ВЫСТУПА КИТАЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Южная часть Дальнего Востока находится в области сочленения крупнейших тектонических структур: Китайской платформы, Монголо-Охотской складчатой области и мезозойской системы Сихотэ-Алиня. Это и обусловило своеобразие геологии данного региона. История геологического развития Северо-Восточного выступа связана с периодами становления и активизации Китайской платформы. Активизация платформы наряду с развитием геосинклиналей и платформ отражает особый тип развития земной коры (Шейнманн, 1937; Сеницын, 1948; Смирнов, 1958, 1963 г. и др.).

Идея об активизации платформ возникла давно. Еще Ю. М. Шейнманн в 1937 г. высказал мысль об единой обширной Китайской платформе, простирающейся от Амура до Индии и распавшейся в результате палеозойских и мезозойских движений. В дальнейшем эту концепцию развивали В. М. Сеницын, Хуан Цзи-цин, А. М. Смирнов, Чэн Го-да, Берсенев И. И. и многие другие. Наиболее полное обоснование процесса активизации платформ получило в работах А. М. Смирнова, который под активизацией подразумевал процесс приобретения платформами вторичной подвижности с заложением вторичных прогибов вплоть до эвгеосинклинальных (Смирнов, 1958, 1963).

По А. М. Смирнову, граница Северо-Восточного выступа Китайской платформы с севера условно проводится по северному краю остаточных массивов: Верхне-Амурскому, Гаринскому, Бурейскому и Дуссе-Алинскому и складчатому обрамлению Монголо-Охотского пояса (фиг. 1). С востока граница проходит параллельно контурам остаточных массивов — в виде ломаной линии вдоль восточного мезозойского складчатого обрамления Сихотэ-Алиня. С юга граница выступа проводится по северному краю Сино-Корейского щита. С запада выступ ограничивается складчатым обрамлением Монгольской синклинальной зоны, которая протягивается с севера на юг почти в меридиональном направлении от хребта Тукурингра через Большой Хинган до восточного окончания хребта Дациншань.

Для северо-восточного выступа Китайской платформы выделяют герцинский и мезозойский этапы активизации (А. М. Смирнов, 1960; «Основы тектоники Китая», 1962). Активизация платформы на мезозойском этапе выразилась в возникновении крупнейших региональных разломов северо-восточного и меридионального простирания, вдоль которых заложились прогибы и впадины различной подвижности.

Как подчеркивают некоторые исследователи (А. М. Смирнов, 1960; Чэн Го-да, 1960, и др.) для мезозойского этапа активизации наиболее характерно широкое развитие эффузивного вулканизма, сформировавшего специфические вулканические пояса и зоны, такие крупные, как мезозойский вулканический пояс южного Китая, Большого Хингана, Западно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, Огоджинско-Умлеканский, Удско-Охотский и другие, приуроченные к крупным разломам планетарного характера (Радкевич, 1960а, б), проходящим вдоль границ структур первого порядка — платформ и складчатых обрамлений. Кроме того, в пределах

Северо-восточного выступа выделяются более мелкие вулканические зоны, которые располагаются вдоль региональных разломов и связанных с ними вторичных прогибов и впадин. Это Мало-Хинганская, Средне-Амурская, Наданьхада-Бикинская, Восточно-Гиринская вулканические зоны (Ицик-сон, Красный, 1959; Устиев, 1963; Сахно, 1960, 1963 и др.).

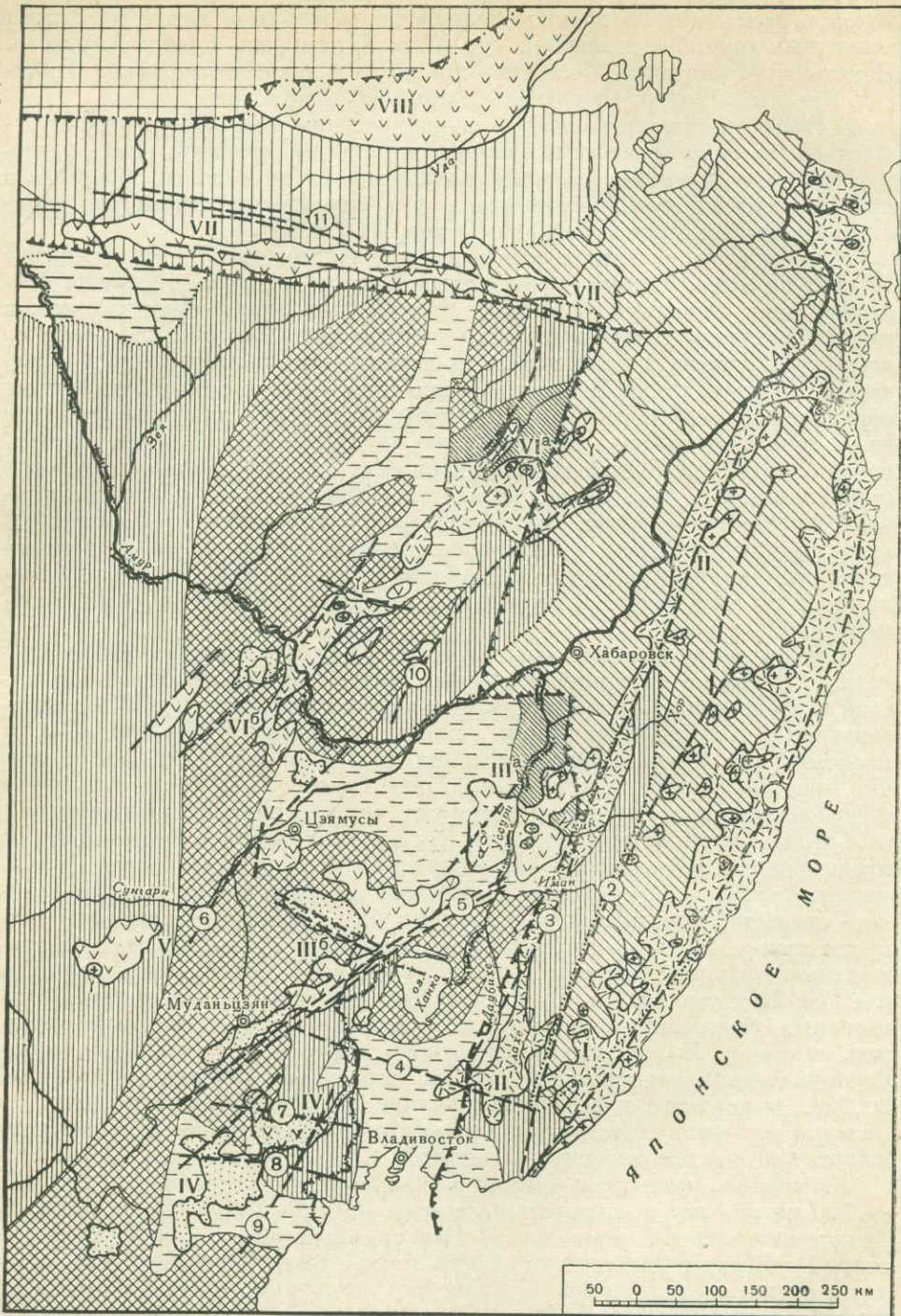
В строении впадин и прогибов вулканические образования играют существенную роль, в некоторых из них они слагают основную часть разреза континентального мезозоя. Вулканические зоны и пояса, развитые в пределах Северо-Восточного выступа, характеризуются структурно-фациальными особенностями развития (Сахно, 1960, 1963).

*Мало-хинганская* зона протягивается более чем на 700 км от хребта Баджал на северо-востоке, через Малый Хинган до Амура и далее на юго-западе через Фошаньскую впадину и р. Сунгари вдоль серии крупных и мелких разломов северо-восточного направления (см. рис. 1). Северная часть зоны заложена на мезозойских и верхне-среднепалеозойских складчатых структурах. Она непосредственно примыкает к геосинклинальному обрамлению, распространяясь за пределы Северо-Восточного выступа. Эта часть зоны выделяется в Баджальскую вулканическую подзону. Юго-Западная часть Мало-Хинганской вулканической зоны заложена на породах кристаллических массивов в пределах грабенообразных впадин и прогибов (Фошаньская впадина, Хингано-Олонойский прогиб и т. д.). Эта часть зоны выделяется в Хингано-Фошаньскую вулканическую подзону, отличающуюся историей развития вулканизма от предыдущей подзоны. В пределах Мало-Хинганской зоны развиты эффузивы нижнемелового и верхнемелового возраста.

С северо-востока на юго-запад, т. е. от края платформы в глубь ее, происходит смена по простиранию кислых эффузивов средними. В Баджальской подзоне мощность вулканогенных накоплений достигает 3000 м, юго-западнее, в Хингано-Олонойском районе, она равна 1500—2000 м, а на правом берегу Амура, в Фошаньской впадине, — не более 400—500 м, причем преобладающими являются эффузивы среднего состава, тогда как на северо-востоке зоны кислые доминируют над средними вулканистами.

*Средне-Амурская вулканическая зона* расположена к юго-востоку от предыдущей в пределах Мало-Хинганского и Фэншуйлинского кристаллических массивов. Здесь развиты эффузивы нижнемелового и верхнемелового возраста, причем последние имеют более широкое площадное распространение. Покровы эффузивов группируются вдоль разломов северо-восточного и широтного направления, а также в Шуаньяшаньской, Хэганской, Цзямусинской и других впадинах. Наибольшая мощность вулканогенных образований отмечается в местах пересечения крупных разломов, например Иланьского и широтного, идущего по северному краю Фэншуйлинского кристаллического массива. Здесь мощность покровов 2000 м. Во впадинах платформенного типа (Шуаньяшаньская и др.) покровные излияния маломощны, но широко развиты дайки и силлы порфиритов, штоки монцитонитов и аплитов.

*Наданьхада-Бикинская* вулканическая зона протягивается более чем на 500 км от Уссури, где она смыкается с Западно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом, через хребет Наданьхада-Алинь, по р. Мулинхэ до озера Цзинбоху и далее на юго-запад. Северо-восточная часть зоны находится в пределах Наданьхада-Алинского вторичного геосинклинального прогиба, с развитием которого связываются геосинклинальный вулканизм в раннем мезозое и наложенный континентальный вулканизм в позднем мезозое. Эта часть зоны выделяется в Наданьхада-Алинскую подзону. С Востока она граничит со складчатым обрамлением выступа. Юго-западная и западная части зоны развиты на кристаллических породах Южно- и Северо-Кэнтэйского массива, а также на породах средне- и верхнепалеозойской складчатости. Эта часть зоны континентального вулканизма



- |  |  |  |  |  |  |  |  |
|--|--|--|--|--|--|--|--|
|  |  |  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |  |  |  |

выделяется в Мулинскую подзону. Покровы эффузивов тяготеют к крупным разломам — Синкайскому; Мулинскому северо-восточного направления, Южно-Сихотэ-Алинскому и к связанным с ними впадинам и прогибам: Алчано-Матайской, Баоцинской, Мулинской, Вокэньхэ, Муданьцзянской и др. В пределах зоны развиты эффузивы и пирокласты верхнетриасового — среднеюрского, нижнемелового и верхнемелового комплекса. Верхнетриасовые — среднеюрские и верхнеюрские вулканогенные образования развиты в первой подзоне. Нижнемеловые и верхнемеловые вулканиды широко развиты в пределах обеих подзон.

С северо-востока на юго-запад наблюдается закономерное уменьшение мощности верхнемезозойских вулканогенных образований. В Баоцинской переходной зоне, непосредственно смыкающей к вторичному геосинклинальному прогибу, мощность измеряется более чем 2000 м. К юго-западу мощность падает до 800—1000 м (Мулинская впадина), а на крайнем юго-западе зоны (Муданьцзянская впадина) вулканогенные образования нижнемелового возраста вообще отсутствуют, а верхнемеловые вулканиды встречаются в виде маломощных мелких покровов. Эффузивы среднего состава — преобладающие породы среди вулканогенных образований этой зоны.

*Восточно-Гиринская вулканическая зона* расположена к югу от прядыущей и протягивается от Сино-Корейского щита на юге, через Леоелинский хребет, до южной оконечности Ханкайского массива.

С Юго-запада на северо-восток зона пересекает Сино-Корейский щит, Южно-Кэйтэйский кристаллический массив и Лаоелин-Гродековскую складчатую структуру. Вулканогенные образования слагают покровы в пределах наложенных грабенообразных впадин: Хэлунской, Яньцзинской, Ванцинской, Дуннинской и других, а также вдоль крупных разломов и структурных швов: Северо-Яньцзинского, Тумыньцзянского, Лаохей-Шаньского и др. Здесь широко развиты вулканиды верхнеюрского возраста, которые занимают большие площади, слагая покровы, мощностью до 400—600 м. Нижнемеловые эффузивы развиты ограниченно, в основном в угленосных грабенах, где они слагают небольшие по мощности потоки лав среди угленосных отложений и небольшие покровы эффузивов в пределах Краскинской впадины. Кроме того, здесь же встречаются мелкие покровы и купола дат-палеоценового возраста, которые располагаются вдоль разломов. Преобладающими породами зоны являются средние эффузивы.

По характеру проявления вулканизма и особенности его развития для мезозойского этапа активизации Северо-Восточного выступа выделяются

Фиг. 1. Схема размещения мезо-кайнозойских эффузивных комплексов и тектоническое районирование юга Дальнего Востока (по Н. И. Белявскому, И. И. Берсеневу, Л. И. Красному, П. Н. Кропоткину, М. С. Нагибиной, А. М. Смирнову и другим, с дополнениями В. Г. Сахно):

1 — граница Сибирской платформы; 2 — граница Северо-Восточного выступа Китайской платформы; 3 — область Герцинской складчатости; 4 — кристаллические массивы Северо-Восточного выступа; 5 — область мезозойской складчатости (первично-гессинклинное обрамление); 6 — мезозойские складчатые зоны, развившиеся из вторичных прогибов на платформе; 7 — верхнетриасово-среднеюрская спилитовая формация; 8 — верхнеюрская андезитовая формация; 9 — меловые андезитовые формации; 10 — меловые липаритовые формации; 11 — верхнемеловые — кайнозойские вулканогенные образования; 12 — мезозойские грабенообразные впадины, заполненные верхнемезозойскими осадочно-вулканогенными породами; 13 — мезозойские интрузии гранитоидного состава ( $\gamma$ ); 14 — мезозойские интрузии основного и ультраосновного составов ( $\sigma$ ); 15 — главные разломы (цифры на схеме): 1 — Восточно-Сихотэалинский, 2 — Центрально-Сихотэалинский, 3 — Западно-Сихотэалинский, 4 — Южно-Сихотэалинский, 5 — Синкайский, 6 — Иланьский, 7 — Лаохейшаньский, 8 — Северо-Яньцзинский, 9 — Тумыньцзянский, 10 — Кукучский, 11 — Южно-Тукурингский; 16 — вулканические зоны и пояса: I — Приморский пояс, II — Западно-Сихотэалинский, III — Наданьхада-Бикинская зона (IIIa — Наданьхада-Алинская подзона, IIIб — Мулинская подзона), IV — Восточно-Гиринская зона, V — Средне-Амурская, VI — Малохинганская (VIa — Баджальская подзона, VIб — Хингано-Фошаньская подзона), VII — Огоджинско-Умлеканский пояс, VIII — Удско-Охотский пояс

два этапа магматизма — среднемезозойский (геосинклинальный), соответствующий началу заложения вторичной геосинклинали, и верхнемезозойский, континентальный, совпадающий по времени замыканию вторичной геосинклинали, началу заложения континентальных впадин различной подвижности и их консолидации.

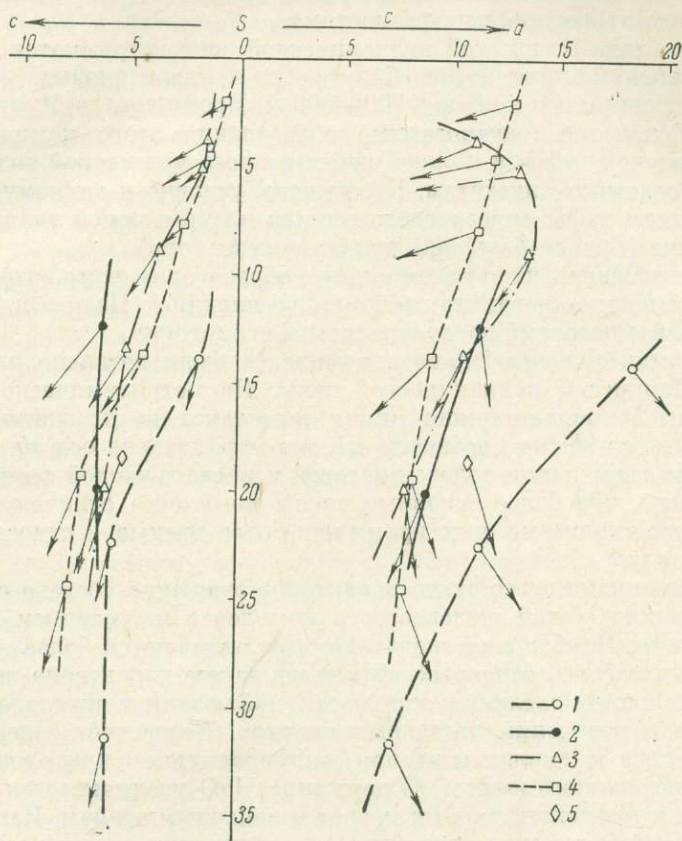
*Среднемезозойский геосинклинальный вулканизм* связывается с заложением Наданьхада-Бикинского вторичного геосинклинального прогиба на кристаллических породах платформы и соответствует начальным этапам формирования геосинклинальной толщи, мощностью более 10 км верхнетриасового — среднеюрского возраста. Вулканогенные образования имеют мощность более 3 км. Они объединяются в один верхнетриасово-среднеюрский комплекс. По петрографическому составу и геологическим условиям формирования комплекс вулканогенных пород представляет собой спилитовую формацию начальных этапов развития геосинклинали. Этот комплекс развит только в Наданьхада-Алинской вулканической подзоне (см. фиг. 1). Он приурочен к центральной части Наданьхада-Бикинского синклинария. На юго-запад и северо-запад мощность вулканогенных образований сокращается. Толща представлена диабазовыми порфиритами, спилитами, андезитовыми порфиритами и их туфами, которые переслаиваются с яшмами, кремнистыми сланцами, песчаниками и алевролитами. Спилиты и диабазовые порфириты встречаются в основном в нижней части геосинклинальной толщи. Вверх по разрезу роль вулканогенных образований уменьшается, по составу преобладают андезитовые порфириты. Среди вулканогенных пород комплекса наиболее распространенной разновидностью являются спилиты, в меньшей степени — диабазовые и андезитовые порфириты. Для первых характерны неравномерность альбитизации вкрапленников и микролитов и почти полное замещение пироксена и оливина хлоритом.

Петрохимический состав спилитовой серии Наданьхада-Бикинского прогиба Северо-Восточного выступа по сравнению со спилитовыми формациями первичных геосинклиналей (Урал, Мугоджары, Англия, Новая Зеландия и др.) отличается низким содержанием  $\text{SiO}_2$  и щелочей, высоким содержанием  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  для основных членов формации (Заварицкий, 1946; Тернер и Ферхуген, 1961). На петрохимической диаграмме (фиг. 2), составленной, по А. Н. Заварицкому, вариационная линия серии в верхней части характеризуется более высоким содержанием щелочей по сравнению с основными членами серии. На плоскости  $ASb$  вариационная кривая круто спускается по оси  $Sb$ , что значительно отличает направление развития серии в других регионах (Урал, Англия, Новая Зеландия), где эта линия полого опускается к оси  $Sb$ . На плоскости с  $Sb$  кислые члены серии характеризуются низким содержанием полевошпатовой извести, тогда как более основные разновидности имеют высокое содержание извести. В целом для спилитовой серии вторичного прогиба Северо-Восточного выступа можно отметить эволюцию от более основных членов серии, характеризующихся составом, близким к базальтам и платобазальтам (по Дэли), до средних типов ( $\text{SiO}_2 = 56$ ). Наряду с повышением  $\text{SiO}_2$  наблюдается увеличение железистости, в основном за счет  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , увеличение щелочей за счет  $\text{Na}_2\text{O}$  (содержание  $\text{K}_2\text{O}$  остается низким при небольшой тенденции к увеличению), уменьшается содержание  $\text{CaO}$ . Высокое содержание  $\text{MgO}$  в ходе эволюции остается постоянным.

Кроме того, характерной чертой в развитии спилитовой формации данного региона является отсутствие кислых эффузивов кератофировой серии, характерной для формаций первичных геосинклиналей.

Все эти особенности спилитовой формации Наданьхада-Бикинского вторичного прогиба, видимо, обусловлены его геологическим развитием и, в первую очередь, тем, что прогиб был заложен на жестком основании платформы.

Верхнемезозойский континентальный вулканизм, охвативший промежуток времени от верхней юры до конца верхнего мела, проявился в последующие стадии активизации платформы после среднемезозойских складчатых и восходящих движений, обусловивших возникновение Наданьхада-Бикинского поднятия на месте геосинклинального прогиба, с обновлением тектонических движений по разломам, с заложением континентальных впадин, среди которых выделяются впадины различной подвижности — от наложенных прогибов, характеризующихся складчатостью



Фиг. 2. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) мезозойских эффузивных комплексов, построенная на основании более чем 250 полных химических анализов пород

1 — вариационная линия верхнетриасово-среднеюрского комплекса; 2 — вариационная линия верхнеюрского комплекса; 3 — нижнемелового, 4 — верхнемелового, 5 — дат-палеоценового комплекса (Цифрами на линиях обозначены средние типы пород)

внутри них, до впадин платформенного типа, с ненарушенным залеганием пород. Вулканогенные образования, распространенные внутри этих впадин и за их пределами, слагают вулканические зоны и пояса.

Среди континентальных вулканогенных образований Северо-Восточного выступа выделяются четыре эффузивных комплекса: верхнеюрский, нижнемеловой, верхнемеловой, дат-палеоценовый.

Верхнеюрский эффузивный комплекс развит в Восточно-Гиринской и Наданьхада-Бикинской вулканических зонах (см. фиг. 1). Наиболее широко он распространен в Восточно-Гиринской зоне, где его формирование связывается во времени с началом заложения континентальных впадин. Мощность отдельных покровов достигает 400—600 м. Они

представлены переслаиванием лав, лавобрекчий, туфов и туфобрекчий. По составу породы комплекса отвечают андезито-базальтам, андезитам и дацитам. В нижней части комплекса встречаются андезито-базальты, андезиты и их туфы; в средней — андезиты, дациты; верхняя часть комплекса представлена андезитами. Наибольшим распространением пользуются андезиты, которые отличаются разнообразием петрографического состава. В этой зоне они представлены пироксеновыми, двупироксеновыми, гиперстен-роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми, биотит-роговообманковыми и лабрадоровыми разновидностями.

В Наданьхада-Бикинской вулканической зоне встречаются мелкие покровы зеленокаменных роговообманковых и пироксеновых андезитов и авгитов, мощностью не более 200—300 м. Кроме того, в Мулинской вулканической подзоне вулканогенные образования этого комплекса представлены пачкой туфов в нижней части разреза угленосной толщи. По составу они отвечают андезитам. Кроме того, условно к данному комплексу можно отнести туфы андезитового состава из угленосной толщи в Хэганской впадине (Средне-Амурская вулканическая зона).

Следует добавить, что вулканогенные образования этого возраста имеют большое площадное развитие западнее, во впадинах Цзяохэ и других, находящихся за пределами рассматриваемой территории.

Петрохимические особенности комплекса были детально изучены для Восточно-Гириной вулканической зоны. На петрохимической диаграмме (см. фиг. 2) вариационная линия комплекса на плоскости *asb* круто наклонена к оси *sb*; на плоскости *csb* она параллельна оси *sb*, характеризуя высокое содержание полевошпатовой извести в кислой серии комплекса. Интересно, что более основные члены комплекса отличаются перенасыщенностью глинозема, в то время как более кислые — относятся к нормальному ряду.

Для вулканизма этого этапа характерна эволюция состава в направлении увеличения общей железистости комплекса к конечным этапам его формирования. Наибольшей железистостью отличаются более кислые члены, хотя и для более основных эффузивов также характерна высокая железистость. В ходе эволюции комплекса наблюдается определенная закономерность в поведении отдельных окислов. Возрастает содержание закисного железа к конечным этапам дифференциации при одновременном уменьшении окисного железа. Содержание  $MgO$  увеличивается от начальных этапов к промежуточным и падает к конечным этапам. Изменение содержания  $CaO$  более прямолинейное; оно постоянно уменьшается.

Верхнеюрский эффузивный комплекс в Наданьхада-Бикинской вулканической зоне (Наданьхада-Алинской подзоне) представлен слабо дифференцированными лавами. На диаграмме они образуют плотную группу фигуративных точек, находящихся в нижней части вариационной кривой и отличающихся высоким содержанием щелочей и полевошпатовой извести. По составу лавы близки к авгитам. Комплекс отличается высокой железистостью (коэффициент железистости 0,7 при  $SiO_2 = 44-45\%$ ), высоким содержанием извести (основным порообразующим минералом является кальциевый авгит, в количестве до 60—70% от объема породы), высоким содержанием калия в щелочах. В ходе эволюции наблюдается слабая дифференциация: увеличение  $SiO_2$  от 43 до 45%, увеличение содержания  $FeO$  при постоянном количестве  $Fe_2O_3$ , небольшое уменьшение  $CaO$  и увеличение щелочности, уменьшение количества калия при резком увеличении натрия.

Отмеченные особенности петрохимического состава верхнеюрского комплекса в обеих вулканических зонах отражаются и в минеральном составе лав, что, безусловно, определяется структурно-фациальными условиями размещения вулканических зон. В Восточно-Гириной вулканической зоне, заложеной на древних кристаллических массивах, среди эффу-

живов среднего состава развития гиперстен-роговообманковая серия, характеризующаяся высокой железистостью и глиноземистостью. Для Наданьхада-Алинской подзоны характерно развитие андезитов авгитовой серии с высоким содержанием СаО.

Нижнемеловой эффузивный комплекс распространен в Мало-Хинганской, Средне-Амурской, Наданьхада-Бикинской и Восточно-Гиринской вулканических зонах. Вулканогенные образования имеют ограниченное площадное развитие, хотя и встречаются во многих участках рассматриваемого региона. Образования комплекса известны в угленосных впадинах, с развитием и формированием которых связывается нижнемеловой вулканизм.

Мощность вулканических образований колеблется в широких пределах. Наибольшая мощность отмечается во впадинах, отличающихся большой тектонической подвижностью и находящихся в непосредственной близости к геосинклинальному прогибу или складчатому обрамлению. Мощность вулканогенных образований нижнемелового комплекса постоянно уменьшается по мере удаления в глубь платформы. В вулканических подзонах — Баджальской и в Наданьхада-Алинской — отмечается максимальная мощность нижнемелового комплекса. Здесь она достигает более 1500 м. К юго-западу, в Мулинской и Хингано-Фошаньской подзоне, она сокращается до 300—400 м, а еще западнее нижнемеловые эффузивы исчезают и встречаются в виде маломощных пачек туфов среди угленосных отложений.

В Восточно-Гиринской вулканической зоне нижнемеловой комплекс представлен маломощными покровами и прослоями туфов в угленосных отложениях южной группы впадин (Яньцзы, Хэлунской, Тушаньцзы, Ванцинской и др.).

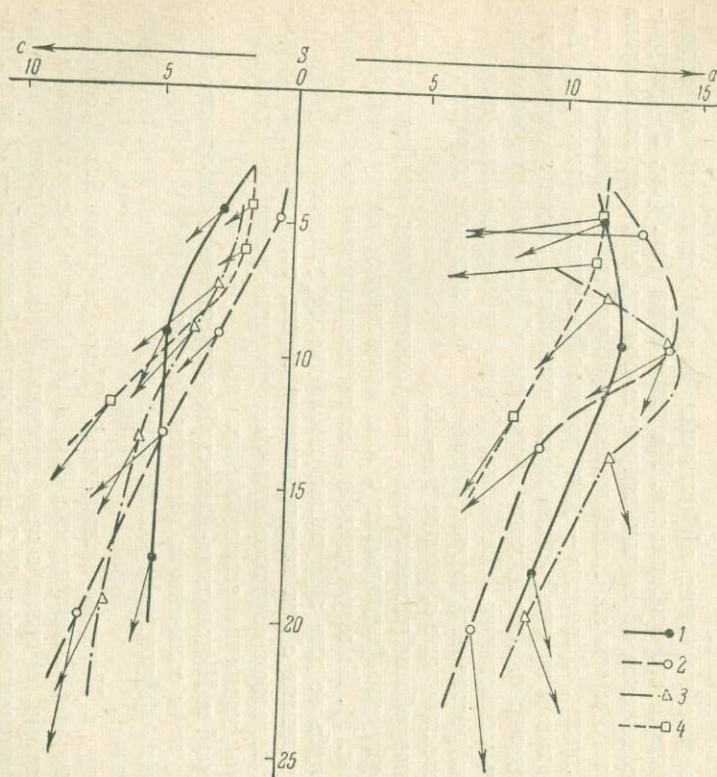
Вулканогенные образования представлены в основном лавами среднего состава, среди которых наибольшим развитием пользуются роговообманковые андезиты, в меньшей степени — пироксеновые, гранатовые и биотит-роговообманковые.

Петрохимическое изучение эффузивных пород комплекса позволяет отметить следующие его особенности. На диаграмме (см. фиг. 2) фигуративные точки комплекса образуют широкую полосу, которая направлена сверху вниз полого к оси *sb*. Наибольший разброс точек отмечается для средней части линии, а именно — для роговообманковых андезитов. Вариационная кривая в верхней части круто изгибается к оси *sb*, проявляя агпитовую тенденцию. Для кислых и средних эффузивов отмечается перенасыщенность глиноземом. Наибольшей перенасыщенностью глиноземом отличаются роговообманковые андезиты, для которых характерно и наиболее высокое значение *a*, равное 14—15.

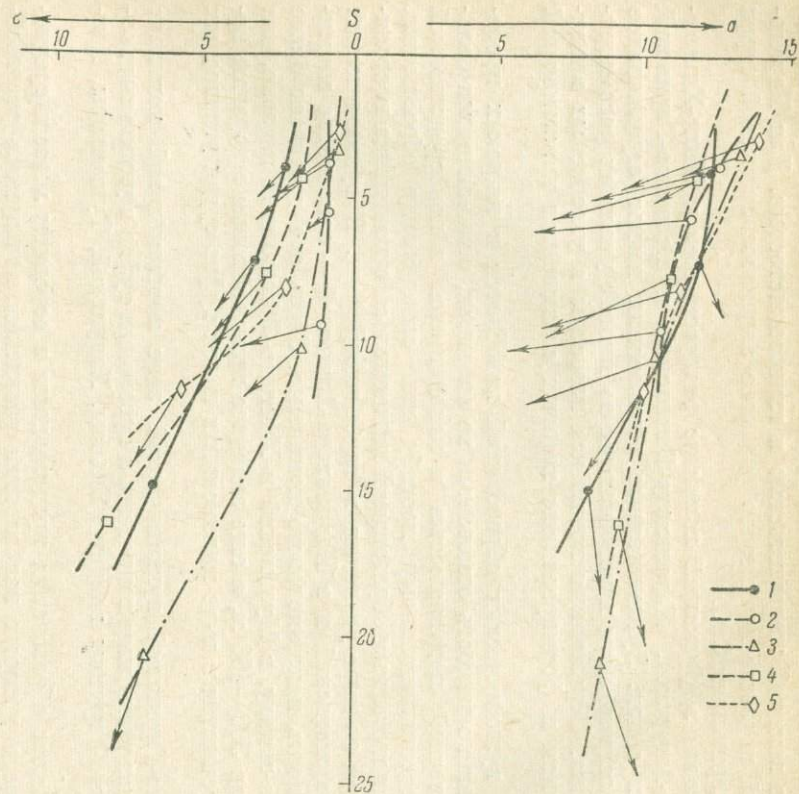
При более подробном рассмотрении петрохимических особенностей в различных структурно-фациальных зонах выявляются следующие закономерности (фиг. 3). По мере удаления от геосинклинального обрамления платформы в глубь ее для эффузивов наблюдается увеличение числа *a*; уменьшается величина *c* для кислых членов серии, тогда как для основных пород наблюдается обратное явление; увеличивается перенасыщенность глиноземом; увеличивается железистость.

В Баджальской и Наданьхада-Алинской вулканических подзонах нижнемеловые эффузивы отличаются высоким содержанием СаО и MgO (особенно для кислых эффузивов), резким преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O, низкой железистостью.

К юго-западу, в Хингано-Фошаньской (Хингано-Олонойский прогиб) и Мулинской подзонах, содержание СаО и MgO в эффузивах низкое, но щелочность высокая. В связи с этим щелочно-земельный индекс Пикока в Баджальской подзоне равен 60,2, в Наданьхада-Алинской — 61, а в Хингано-Фошаньской и Мулинской — 59 и 57,9, что позволяет эффузивы двух



Фиг. 3. Вариационная диаграмма нижнемелового комплекса:  
 1 — вариационная линия Баджальской вулканической подзоны; 2 —  
 Хингано-Фошаньской подзоны; 3 — Надашьхада-Бикинской вулканиче-  
 ской зоны; 4 — Огоджинско-Умлеканского вулканического пояса



Фиг. 4. Вариационная диаграмма верхнемелового эффузивного  
 комплекса:

1 — вариационная линия пород Баджальской вулканической подзоны; 2 —  
 вариационная линия пород Хингано-Фошаньской вулканической подзоны;  
 Вариационная линия: 3 — пород Надашьхада-Бикинской вулканической зоны;  
 4 — пород Приморского вулканического пояса; 5 — Огоджинско-Умлекан-  
 ского вулканического пояса

первых подзон считать известковой серией пород, а последних — щелочно-известковой (Барт, 1956).

Эволюция нижнемелового вулканизма в различных подзонах также была своеобразной. В Баджальской подзоне эффузивный комплекс отличается высокой магнезиальностью в начальных этапах эволюции с небольшим увеличением железистости к конечным этапам за счет закисного железа и в меньшей степени — окисного (фиг. 5). К юго-западу, в Хингано-Фошаньской подзоне, намечаются две ветви дифференциации. Для андезитовой ветви начальные фазы извержения отличаются высокой железистостью с дальнейшей эволюцией в сторону увеличения магнезиальности. Одновременно увеличивается содержание извести и уменьшается количество кремнезема (фиг. 6). Кислая ветвь комплекса в Хингано-Фошаньской подзоне отличается высокой железистостью (коэффициент железистости 9,43—1,0), высокими значениями щелочно-земельного индекса (фиг. 6).

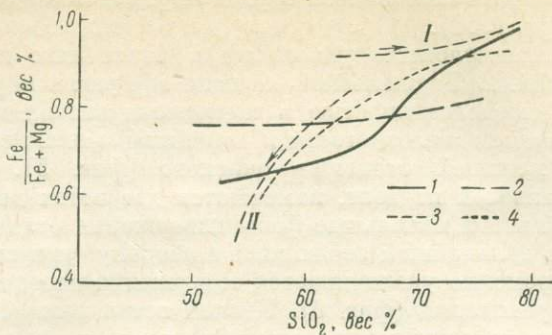
В ходе эволюции комплекса проявляется закономерность в распределении щелочей. В Баджальской подзоне наблюдается резкое преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , которое сохраняется на протяжении всей эволюции (фиг. 7). В Хингано-Фошаньской — отмечается преобладание  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  в кислой серии. Такая же особенность в эволюции нижнемелового вулканизма отмечается и для обеих подзон Наданьхада-Бикинской зоны, причем развитие Наданьхада-Алинской подзоны аналогично Баджальской с небольшими отличиями, а Мулинской — близко к Хингано-Фошаньской.

Эти особенности петрохимии комплекса отражаются и в минеральном составе, прежде всего в составе плагиоклазов и темноцветных минералов. Липариты Баджальской и Наданьхада-Алинской подзоны отличаются большей основностью плагиоклаза. В Хингано-Фошаньской и Мулинской подзонах липариты характеризуются почти полным отсутствием плагиоклазов в их составе, а андезиты характеризуются более кислыми плагиоклазами. Основным темноцветным минералом в андезитах являются роговые обманки, в меньшей степени гиперстены и моноклинные пироксены авгитового ряда.

*Верхнемеловой эффузивный комплекс* имеет наиболее широкое площадное развитие. Он слагает покровы большой мощности и протяженности, распространенные в Мало-Хинганской, Средне-Амурской и Наданьхада-Бикинской вулканических зонах. В Восточно-Гиринской зоне породы данного комплекса развиты ограниченно. Вулканизм этого времени характеризует этап консолидации структур активизированных зон.

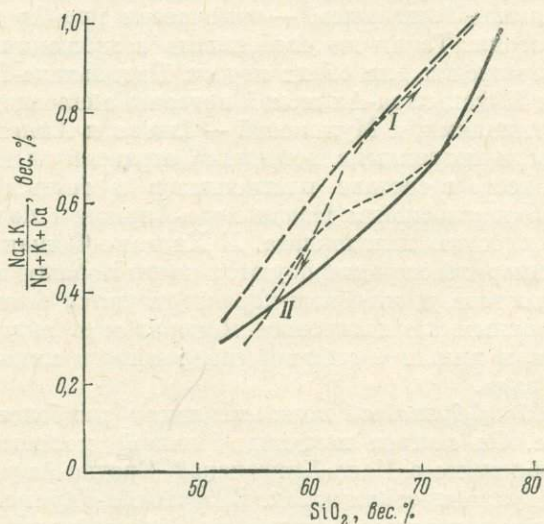
Поля эффузивов тяготеют к разломам и структурным швам, особенно к зонам пересечения разломов, появление которых наиболее характерно в местах сочленения крупных структурных элементов: активизированных мобильных зон и кристаллических массивов. Это разломы и структурные швы — Куканский, Синканский, Мулинский, Иланьский, Южно-Сихотэ-Алинский. Во впадинах и прогибах участки более позднего субаэрального вулканизма приурочены к бортовым частям, где они трассируют разломы, заложенные в более позднее время консолидации впадин (Фошаньской, Муданьцзянской и др.).

Мощность комплекса колеблется в больших пределах. Наибольшей мощностью отличаются участки вулканических зон, непосредственно примыкающие к геосинклинальному обрамлению, где тектоническая активность была максимальной. К таким участкам относятся Баджальская подзона, где отмечается мощность эффузивных пород более 1500—2000 м с преимущественным развитием кислых эффузивов. К юго-западу, в Хингано-Олонойском прогибе, она уменьшается до 1000—1200 м, а еще дальше сокращается до 200—300 м, причем основную часть разреза комплекса здесь занимают средние эффузивы. В Средне-Амурской зоне наибольшей мощностью отличается участок к югу от г. Цзямусы.

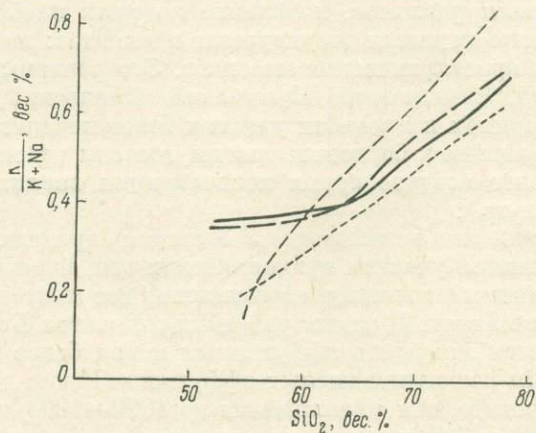


Фиг. 5. Диаграмма железистости нижнемелового эффузивного комплекса:

1 — железистость пород Огоджинско-Умлеканского вулканического пояса; 2 — железистость Наданьхада-Бикинской вулканической зоны; 3 — железистость Хингано-Фошаньской вулканической подзоны (I — липаритовая линия развития, II — андезитовая линия); 4 — железистость пород Баджалъской вулканической подзоны (стрелками на диаграмме показана эволюция комплекса)



Фиг. 6. Диаграмма щелочно-известковистости нижнемелового эффузивного комплекса (условные обозначения см. фиг. 5)



Фиг. 7. Диаграмма изменения содержания  $K_2O$  в щелоках нижнемелового эффузивного комплекса (условные обозначения см. фиг. 5)

В Наданьхада-Бикинской вулканической зоне наибольшая мощность пород комплекса отмечается в Баоцинской впадине. Здесь она достигает 1500—1700 м. К юго-западу мощность сокращается до 1000 м, а еще юго-западнее не превышает 300—400 м (Муданьцзянская впадина). Преимущественным развитием пользуются средние эффузивы. По составу породы комплекса разделяются на андезито-базальты, андезиты, липариты, альбитофиры, дациты и т. д. В нижней части комплекса развиты основные и средние эффузивы, в верхней — дациты, альбитофиры и липариты. Пирокластические породы представлены туфобрекчиями, туфами и игнимбритами.

Наибольшим распространением среди андезитов пользуются пироксеновые, дупироксеновые, пироксен-роговообманковые, роговообманковые, биотит-роговообманковые разновидности. Среди кислых пород распространены липариты, обсидианы, перлиты, туфолавы и игнимбриты липаритового и дацитового составов.

Петрохимическое изучение верхнемелового комплекса выявило следующие особенности. На диаграмме (см. фиг. 2), построенной по методу А. Н. Заварицкого, породы комплекса образуют вариационную кривую, которая отражает развитие серии базальт — андезит — риолит, по Р. Дэли, но отличается резко выраженным известково-щелочным характером, близким к типу Пеле. Фигуративные точки этой вариационной кривой образуют на плоскости *asb* узкий рой, расширяющийся книзу. На плоскости *csb* фигуративные точки слагают широкую полосу, которая отличается наибольшим разбросом *b* нижней части. Из всех комплексов вариационная линия верхнемеловых эффузивов занимает крайнее левое положение в средней части плоскости *asb*, отражая наиболее крайний тип щелочно-известковой ассоциации пород мезозойского вулканизма этой территории. Характерной особенностью для комплекса (так же как и для нижнемеловых эффузивов) является сильно выраженная перенасыщенность глиноземом пород среднего состава. Основные эффузивы представлены нормальным рядом.

Развитие вулканизма на верхнемеловом этапе в вулканических зонах, отличающихся различной структурно-фациальной обстановкой, так же как и для нижнемелового этапа, имело свои особенности. Во-первых, наблюдается зависимость в содержании полевошпатовой извести (см. фиг. 4). На плоскости *csb* наибольшим содержанием полевошпатовой извести отличаются вариационные кривые Баджальской вулканической подзоны. По содержанию полевошпатовой извести эта подзона близка к Приморскому поясу. Юго-западнее Баджальской подзоны для Хингано-Фошаньской, а также для Мулинской подзон (Наданьхада-Бикинская вулканическая зона) отмечается низкое содержание полевошпатовой извести. Вариационная кривая на плоскости *csb* в верхней части приближается к оси *sb* и дает параллельно ей. Одновременно для эффузивов этих подзон отмечается наибольшая перенасыщенность глиноземом и увеличением содержания щелочей (величины *a*) для более основных эффузивов, что отражается на плоскости *asb* отклонением вариационной линии вправо.

Высокое содержание СаО и относительно низкое — щелочей в вулканических подзонах, расположенных по периферии Северо-Восточного выступа, отражается высоким значением щелочно-земельного индекса Пикока (более 63), что позволяет относить эффузивы к крайне известковой серии.

В Хингано-Фошаньской и Мулинской вулканических подзонах, а также в Средне-Амурской зоне породы комплекса можно отнести к известково-щелочным (индекс Пикока равен 60). Одновременно с этим наблюдаются различия в содержании MgO, суммы железа и щелочей в этих вулканических подзонах, но не так четко выраженные, как для нижнемелового комплекса.

На фиг. 8, 9 и 10 показано изменение содержания основных окислов в процессе эволюции верхнемелового вулканизма в подзонах. В ходе эволюции от основных к средним и кислым с возрастанием содержания  $\text{SiO}_2$  возрастает железистость и щелочность. Высокой железистостью и щелочностью отличаются эффузивы Хингано-Фошаньской и Мулинской подзон и меньшей — Баджальской и Наданьхада-Алинской. Последние подзоны по характеру развития близки к Приморской и Огоджинско-Умлеканской вулканическим зонам, расположенным за пределами выступа в области складчатого обрамления. Кроме того, следует отметить постоянное преобладание  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  в кислых эффузивах в Хингано-Фошаньской и Мулинской подзонах. В Баджальской и Наданьхада-Алинской зонах наблюдается обратное явление.

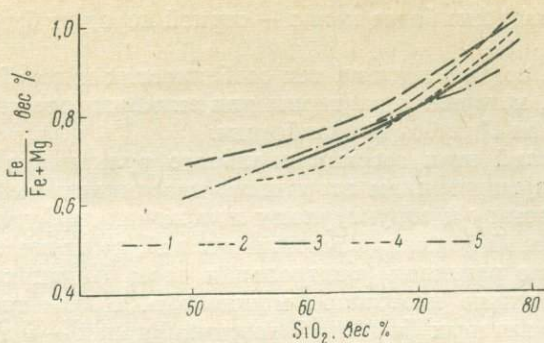
Петрохимические особенности верхнемелового эффузивного комплекса в различных вулканических подзонах отражены в минеральном составе пород. Большое количество плагиоклазов в составе кислых эффузивов, высокая их основность как в липаритах, так и в андезитах, наличие роговых обманок в темноцветной части липаритов и пироксена диопсид-авгитового ряда для андезитов характерны для Баджальской и Наданьхада-Алинской вулканических подзон. В вулканических подзонах, удаленных от геосинклинального обрамления, развитых на кристаллических массивах Северо-Восточного выступа (Хингано-Фошаньская и Мулинская подзоны, Средне-Амурская вулканическая зона), липариты отличаются почти полным отсутствием плагиоклаза в их составе, причем в том случае, когда он встречается, его состав исключительно натровый. Темноцветные минералы также встречаются редко, в основном в виде биотита. Андезиты характеризуются более кислым плагиоклазом. Основным темноцветным минералом является роговая обманка.

*Дат-палеоценовый комплекс* развит ограниченно — только в Восточно-Гиринской вулканической зоне. Вулканизм этого времени связывается с орогеническими движениями, проявившимися наиболее интенсивно в прибрежной полосе Дальнего Востока. Эти движения в пределах Северо-Восточного выступа Китайской платформы выразились в образовании разломов и структурных швов, по которым происходили извержения лав, внедрение даек и экструзий. Они линейно вытягиваются цепочкой вдоль разломов и слагают небольшие по площади и мощности покровы и экструзии, причем последние встречаются чаще первых. Площади покровов не превышают 25—30 км<sup>2</sup>, чаще всего — 5—10 км<sup>2</sup>. Мощность покровов 100—200 м, причем основную долю разреза занимают лавы. Экструзии не превышают 100—200 м в поперечнике, имеют изометричные очертания в плане. Вулканогенные породы комплекса представлены андезитами, среди которых могут быть выделены пироксеновые и пироксен-роговообманковые разновидности.

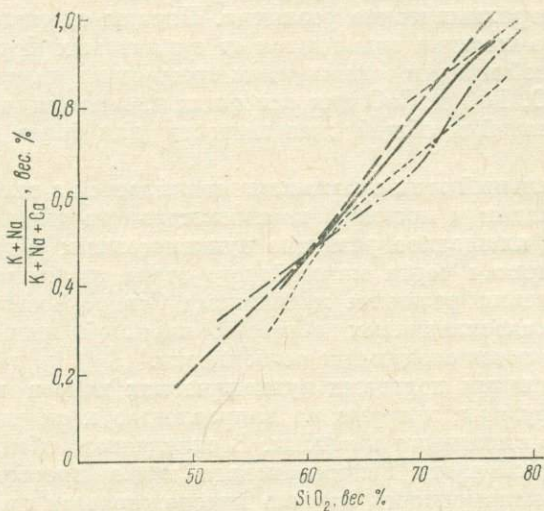
Породы комплекса являются слабо дифференцированными. На петрохимической диаграмме (см. фиг. 2) они образуют компактную группу, которая на плоскости *asb* находится правее вариационных линий верхнемезозойских эффузивных комплексов, отличаясь от них более высокими значениями величины *a* (более 10) при больших значениях *b* (18—19). На плоскости *csb* породы комплекса занимают положение правее вариационных линий верхнемезозойских комплексов, что позволяет судить о невысоком содержании полевошпатовой извести.

Породы комплекса отличаются низкой железистостью, высоким содержанием  $\text{MgO}$ , что отражается в высоком значении темноцветной компоненты *c*.

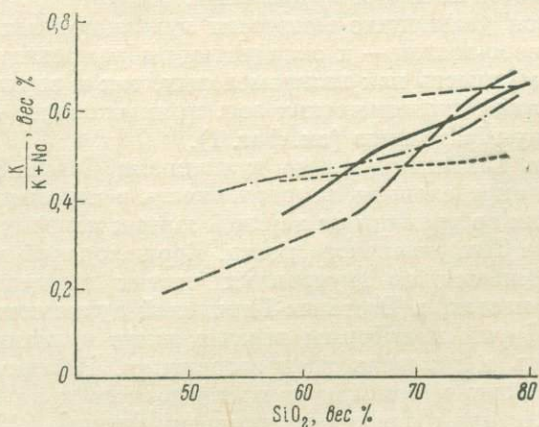
Эволюция комплекса выражена слабо: небольшим увеличением количества кремнезема (от 51 до 59,8%) и щелочей. Можно отметить, что этот комплекс в пределах Северо-Восточного выступа является незавершенным. На соседних территориях (Приморье, Северная Корея) породы



Фиг. 8. Диаграмма железистости верхнемелового эффузивного комплекса:  
 Железистость пород: 1 — Приморского вулканического пояса; 2 — Баджальской вулканической подзоны; 3 — Огоджинско-Умлеканского вулканического пояса; 4 — Хингано-Фошаньской вулканической подзоны; 5 — Наданьхада-Викинской вулканической зоны



Фиг. 9. Диаграмма щелочность — известковистость верхнемелового эффузивного комплекса (условные обозначения см. фиг. 8)



Фиг. 10. Диаграмма изменения содержания  $K_2O$  в щелоках верхнемелового эффузивного комплекса (условные обозначения см. фиг. 8)

комплекса представлены более полно — серией пород от базальтов до липаритов.

В заключение остановимся на тех особенностях мезозойского эффузивного магматизма, которые характерны для активизированных зон Северо-Восточного выступа Китайской платформы.

1) Более ранний этап геосинклинального вулканизма связывается с заложением и формированием вторичного геосинклинального прогиба на платформе. По составу и структурному положению эффузивы прогиба относятся к спилитовой формации геосинклиналей, но отличаются от них небольшой площадью развития (центральная часть Наданьхада-Бикинского прогиба), сравнительно небольшой мощностью. Кроме того, отсутствует верхний член спилитовых формаций геосинклиналей — кислые эффузивы (кератофиры). Как указывает Ю. А. Кузнецов, для вторичных геосинклиналей характерно наиболее широкое развитие кератофировой формации. Отсутствие ее в разрезе эффузивного комплекса вторичного Наданьхада-Бикинского прогиба Северо-Восточного выступа Китайской платформы — особенность развития магматизма данного региона.

Имеются и петрохимические различия. Породы спилитовой формации Северо-Восточного выступа отличаются от спилитовых формаций первичных геосинклиналей низким содержанием кремнезема и щелочей, высоким содержанием  $MgO$ ,  $FeO$  и  $CaO$  для основных членов формации; высоким содержанием щелочей и общей железистости для более кислых членов серии.

2) Континентальный этап вулканизма связывается с заложением крупных разломов, впадин и прогибов континентального типа и их консолидацией. Широкое площадное развитие вулканогенных образований этого этапа — специфическая черта мезозойского этапа активизации.

При сопоставлении развития вулканизма Северо-Восточного выступа с вулканизмом послескладчатых областей внешней полосы Тихоокеанского пояса выявляются следующие особенности.

3) Преобладающими породами вулканических поясов выступа являются средние эффузивы, которые по направлению к складчатому обрамлению постепенно сменяются кислыми. В складчатом обрамлении внешней полосы западной части Тихоокеанского пояса преобладают кислые эффузивы. Эта закономерность хорошо прослеживается на примере вулканических зон Мало-Хинганской, Средне-Амурской и Наданьхада-Бикинской, где с юго-запада на северо-восток, к краю платформы, преобладающие эффузивы среднего состава нижнемелового и верхнемелового комплексов сменяются кислыми эффузивами.

4) Наблюдается увеличение мощности вулканогенных образований с юго-запада на северо-восток — к складчатому обрамлению выступа. Причем наибольшая мощность как нижнемеловых, так и верхнемеловых вулканитов — в участках вулканических зон, примыкающих к мезозойскому геосинклинальному обрамлению (см. фиг. 1).

5) В развитии континентального вулканизма Северо-Восточного выступа намечается определенная направленность в перемещении максимумов его проявления во времени от верхней юры к палеогену на восток — к внутренней зоне Тихоокеанского пояса. Верхнеюрский вулканизм наиболее широко проявился во внутренних частях выступа, во впадине Цзяохэ и других местах, в Восточно-Гиринской вулканической зоне. Восточнее, по периферии платформы верхнеюрские вулканиты имеют небольшую мощность и площадь распространения. Нижнемеловой вулканизм наиболее активно проявился вдоль восточного края выступа. Здесь же развиты и вулканиты верхнемелового вулканизма. Но наибольшей вулканической активностью верхнемелового этапа отличается область, лежащая восточнее. Это Приморский вулканический пояс Сихотэ-Алиня.

Палеогеновый вулканизм наиболее активно проявился по окраине материка — вдоль побережья Японского моря и на островах.

6) Намечается эволюция в составе пород мезозойского вулканизма — от нижнемезозойских к позднемезозойским, что выражается в последовательном развитии комплексов от более щелочных типов к известковым. Такая закономерность отражена на диаграмме фиг. 2, на правой ее половине, где видно, что вариационные линии комплексов смещаются справа налево к оси *Sb*.

7) Для нижнемелового и верхнемелового комплексов намечается зависимость петрохимического состава от структурно-фациальной обстановки. С юго-запада на северо-восток от внутренних частей выступа к складчатому обрамлению платформы в эффузивах увеличивается содержание  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ , отношение  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ ; уменьшается железистость и щелочность, уменьшается пересыщенность глиноземом. Такая закономерность отражена на диаграммах фиг. 3—10. На диаграммах фиг. 3 и 4 эта особенность отражается смещением вариационных кривых комплексов справа налево — от щелочно-известковых к известковым типам пород. Крайне известковым типом, близким по составу к типу Пеле, характеризуются верхнемеловые эффузивы вулканических подзон, находящихся на границе выступа платформы и складчатого обрамления. На этих же диаграммах нанесены вариационные кривые эффузивов вулканических поясов (Огоджинско-Умлеканский, Приморский), развитых за пределами выступа на складчатых сооружениях геосинклинального обрамления. Петрохимическая характеристика лав этих поясов близка к эффузивам периферийных вулканических подзон Северо-Восточного выступа. Эта петрохимическая особенность отражается и в минеральном составе эффузивов комплекса. Эффузивы периферийных частей вулканических зон отличаются высокой основностью плагиоклаза (особенно это характерно для липаритов), составом темноцветных минералов в андезитах, среди которых широко распространены породы пизонит-авгит-диопсидовой серии. В эффузивах внутренних частей выступа кислые эффузивы почти безплагиоклазовые, а среди андезитов в основном распространены роговообманковые, в меньшей степени — пироксен-роговообманковые, гиперстен-роговообманковые, биотит-роговообманковые разности.

8) По-видимому, следует выделить эффузивы и пирокласты верхнеюрского, нижнемелового и верхнемелового комплексов внутренних частей выступа платформы с преимущественным развитием андезитов в андезитовую формацию, эффузивы периферийной части платформы, с преимущественным развитием кислых эффузивов в липаритовую формацию (Кузнецов, 1963), соответствующие вулканизму этапа активизации.

9) Интрузивная деятельность данного региона отличается рядом особенностей, которые в некоторой степени повторяют основные черты эффузивного магматизма. Наблюдается увеличение интрузивной деятельности от центральных частей выступа к краю платформы, тесная связь во времени и в пространстве излияний эффузивов и внедрений интрузий, сходство истории формирования и эволюции эффузивного и интрузивного процессов (Никифорова, 1963; Федчин 1960; 1963; Сахно, 1960). Можно предположить генетическую связь между ними. В связи с этим мезозойские интрузивные и эффузивные образования можно рассматривать как вулканоплутонические формации (Устиев, 1963).

10) Весьма велико металлогеническое значение этих формаций. Достаточно отметить, что с верхнемеловой формацией связаны месторождения и рудопроявления олова, свинца, цинка, молибдена, вольфрама, ртути, алунита; с верхнеюрской — месторождения и рудопроявления железа, свинца, цинка, золота, молибдена, меди (Радкевич, 1960а, б; Никифорова, 1963; Федчин, 1960, 1963 и др.).

Все приведенные специфические черты мезозойского вулканизма активизированных зон Северо-Восточного выступа Китайской платформы, видимо, обусловлены особенностью геологического развития и глубинного строения этой части Тихоокеанского пояса и тем, что активизацией были охвачены краевые части платформы, где отмечаются большие мощности коры континентального типа. Вследствие этого в формировании магм известную роль играли процессы ассимиляции и контаминации. Кроме того, разнородность состава земной коры определяла неодинаковую жесткость, что могло повлиять на глубину заложения магматических камер и глубину проникновения разломов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья. — Матер. ВСЕГЕИ, 1956, вып. 1.
- Берсенев И. И. О тектоническом районировании Приморья. — Сообщ. Дальневосточного филиала АН СССР, 1950, вып. 10.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. — Труды ИГН. Петрограф. серия, 1946, вып. 71.
- Ицкисон М. И., Красный Л. И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. — Проблемы вулканизма. Труды I Всес. вулканологического сов. Изд-во АН СССР, 1962.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. — Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия, вып. 37, М., 1960.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. — Геол. и геофиз. 1963, № 5.
- Нагибина М. С. Схема тектоники Северной Маньчжурии. — Докл. АН СССР, т. 125, 1959, № 5.
- Нагибина М. С. История развития структуры Монголо-Охотского пояса. — Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18. М., 1960.
- Никифорова И. К. Мезозойские интрузии некоторых структурно-фациальных зон юга Дальнего Востока. — Тезисы докладов к III Всес. петрограф. сов. Новосибирск, 1963.
- «Основы тектоники Китая». ИЛ, 1962.
- Радкевич Е. А. История развития металлогенических зон области стыка Китайской платформы с мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня. — Материалы I Всес. конф. геол. металлог. Тихоокеанского рудного пояса, вып. I. Владивосток, 1960а.
- Радкевич Е. А. Разрывные нарушения разных типов и их влияние на металлогенические особенности рудоносных территорий Тихоокеанского рудного пояса. — Материалы I Всес. конф. геол. металлог. Тихоокеанского рудного пояса, вып. I. Владивосток, 1960б.
- Сахно В. Г. Некоторые особенности мезозойского вулканизма в различных структурно-фациальных зонах юга Дальнего Востока. — Материалы I Всес. конф. геол. металлог. Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2. Владивосток, 1960.
- Сахно В. Г. Эффективный магматизм мезозойского этапа активизации Северо-Восточного выступа Китайской платформы. — Тезисы докладов III Всес. петрограф. сов. Новосибирск, 1963.
- Синицын В. М. Строение и развитие Китайской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Смирнов А. М. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 8.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд-во АН СССР, 1963.
- Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород ИЛ, 1961.
- Устиев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород, 1963.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. — Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 1956, вып. 7.
- Федчин Ф. Г. Некоторые особенности строения и металлогении Хенгано-Олоной структурной зоны. — Материалы I Всес. конф. геол., металлог. Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2. Владивосток, 1960.
- Федчин Ф. Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олоной прогиба. Автореферат. Владивосток, 1963.
- Шейнманн Ю. М. К истории Синийского щита. — Пробл. сов. геологии, 1937, № 7.

*Н. И. Тихомиров, Ю. В. Казыцын, Л. А. Козубова,  
Ж. Н. Рудакова, И. Н. Тихомиров, Д. С. Харкевич*  
(ВСЕГЕИ)

## ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ, ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ В СТРУКТУРНЫХ ЗОНАХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Современное состояние наших знаний об интрузивном магматизме Забайкалья позволяет выделить для этой территории шесть возрастных групп интрузий. Соответствующие интервалы времени, в которые происходило их внедрение, не равновелики и тем более узки, чем моложе и точнее датированы интрузии. Нами выделяются: 1) протерозойские, 2) раннепалеозойские, 3) позднепалеозойские, 4) триасовые, 5) юрские и 6) меловые интрузии. В пределах каждой из этих групп в свою очередь выделяются самостоятельные интрузивные или магматические (интрузивно-эффузивные) комплексы на основании возрастной близости интрузий, петрографического сродства и принадлежности к той или иной определенной структурной зоне.

По структурно-тектоническому районированию для Забайкалья намечаются следующие важнейшие структурные элементы: 1) две зоны раннепалеозойской консолидации: Хилокско-Олекминская и Аргунская, 2) герцинская зона с наложенными на нее пермским, поздне триасовым и юрским прогибами.

Большая часть Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской консолидации у большинства других авторов именуется каледонской, а северо-восточную ее часть многие относят даже к герцинидам. Однако каледонский цикл складчатости сколько-нибудь достоверно в Забайкалье не документирован. Следы довольно узкого прогиба сохранились вдоль рек Витима, Уды, Селенги и Джиды. Все развитие этого прогиба началось и закончилось в раннем и среднем кембрии. Возможно даже, что прогибание началось еще раньше — в синийский период, а время окончательной консолидации, может быть, приходится не на средний кембрий, а на конец нижнего кембрия. Морских палеозойских отложений моложе кембрия на всей этой территории не обнаружено. Известны лишь континентальные отложения чачинской свиты верхнего девона — нижнего карбона и ортинской свиты нижнекаменноугольного возраста. Они залегают у самой границы зоны по рекам Ингоде и Шилке.

Аргунская зона раннепалеозойской консолидации в ходе последующего развития несколько отличается от Хилокско-Олекминской. В то время, как последняя с нижнего палеозоя перешла в стадию завершённой складчатости, Аргунская, в северо-восточной ее части, частично была вовлечена в герцинские движения.

Герцинская зона лежит в промежутке между зонами Хилокско-Олекминской и Аргунской. Она вытянута в северо-восточном направлении, располагаясь в пределах Зачиной горной страны, Даурского хребта и средней части Восточного Забайкалья. Осадконакопление в герцинской зоне происходило от силура до нижнего карбона включительно. Замыкание геосинклинали началось в верхневизейское время. Новое прогибание, захватившее юго-западную часть герцинской зоны, происходило в пермское время, а в нижнем триасе наступила инверсия. Следующее прогибание, происходившее уже в верхнем триасе, оказалось наложенным на

восточную часть герцинской зоны, а позднее, в нижней и средней юре — на большую ее часть, за исключением северо-западной.

Развитие интрузивного магматизма в пределах перечисленных структурных зон шло различными путями.

В Хилокско-Олекминской зоне раннепалеозойской консолидации известны протерозойские интрузии, и, очевидно, они выявлены еще неполностью. Наиболее изучены из них интрузии, располагающиеся в районе г. Сретенска, где они объединяются в куэнгинский и ургунинский комплексы.

Внедрение пород куэнгинского комплекса происходило в две интрузивных фазы: в первую внедрились габбро и кварцевые диориты, во вторую, главную фазу, — гранодиориты и граниты. Дайковая фация представлена аплитами и пегматитами.

Породы куэнгинского комплекса вмещаются гнейсоамфиболитовыми образованиями витимо-олекминской серии раннепротерозойского (?) возраста и присутствуют в гальке конгломератов метаморфических пород лежащей выше шилкинской серии верхнего протерозоя (?).

Формы залегания и размеры интрузивных тел куэнгинского комплекса изучены еще недостаточно, но большинство исследователей отмечает согласные контакты с вмещающими породами, осложненные зонами инъекционных гнейсов. Однако В. Ю. Шенфильд наблюдал по р. Куэнге резкий интрузивный контакт гнейсовидных кварцевых диоритов с кристаллическими сланцами, при котором «сланцы секутся диоритами под прямым углом к слоистости».

Ургунинский комплекс ультраосновных пород представлен линзовидными и пластовыми телами, сложенными апонеридотитовыми серпентинитами, переходящими в антигорит-карбонатные и серпентин-тремолитовые породы. В своем залегании породы ургунинского комплекса подчинены толще преимущественно амфиболовых сланцев шилкинской серии позднепротерозойского (?) возраста. Первичные ультрабазиты образовались в начальные этапы развития позднепротерозойской геосинклинали. Совместно с вмещающими их преимущественно амфиболовыми сланцами они образуют древнюю офиолитовую формацию, породы которой претерпели региональный метаморфизм до фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации.

По наблюдениям Г. И. Князева, протерозойские интрузии имеются и в Аргунской зоне раннепалеозойской консолидации.

Раннепалеозойские интрузии наибольшее распространение имеют в Хилокско-Олекминской зоне. Для юго-западной ее части выделяются следующие комплексы (от более древних к более молодым): 1) моностойский, 2) джидинский, 3) унгинский, 4) малаханский.

Моностойский комплекс представлен поритами, габбро, габбро-диоритами, диоритами, которые образуют небольшие, но многочисленные массивы, залегающие чаще всего среди более молодых гранитоидов раннепалеозойского возраста, имеющих по отношению к породам моностойского комплекса отчетливо рвущие контакты.

Джидинский комплекс кварцевых диоритов, с подчиненным количеством гранодиоритов и диоритов, образует довольно крупные массивы, несущие признаки согласного со складчатыми структурами залегания. Для пород данного комплекса характерны гнейсовидные текстуры. Калиевый полевой шпат в них или вовсе отсутствует, или его появление связано с контактовым воздействием более молодых интрузий.

Следующий по возрасту, унгинский комплекс, представлен почти исключительно плагιοгранитами. Калиевый полевой шпат в этих породах или отсутствует совершенно, или содержится в ничтожных количествах. Гнейсовидная текстура для пород унгинского комплекса менее характерна, чем для пород джидинского комплекса.

Для гранитов следующего за унгинским, малханского комплекса типична мелкозернистая структура, только изредка переходящая в среднезернистую. Граниты этого комплекса залегают чаще всего согласно с вмещающими породами, образуя иногда довольно крупные массивы, но также и мелкие тела, дайки. Очень характерна для малханского комплекса жильная фация, представленная аплитами и очень обильными пегматитами.

Возраст всей данной группы раннепалеозойских интрузий определяется прорыванием отложений нижнего кембрия и перекрыванием самого позднего представителя группы, малханского комплекса, отложениями нижнего карбона, содержащими остатки флоры.

В северо-восточной части Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойские интрузивные комплексы несколько отличаются от соответствующих комплексов юго-западной части и получили свои особые наименования. По-видимому, все-таки причина здесь кроется не в различиях самих интрузий, а в неодинаковой их изученности и слабой разработанности стратиграфии вмещающих метаморфических толщ, особенно для северо-восточной части.

Вероятно, в дальнейшем будет разработана единая схема раннепалеозойского магматизма для всей Хилокско-Олекминской зоны, но при современном состоянии знаний мы вынуждены сохранить эти особые наименования интрузивных комплексов.

Для северо-востока зоны выделяются два раннепалеозойских интрузивных комплекса: 1) урюмский и 2) олекминский. Оба они вмещают метаморфические породыми витимо-олекминской серии нижнего протерозоя (?), протерозойскими интрузиями и метаморфическими породами шилкинской серии верхнего протерозоя (?).

Верхней возрастной границей обоих комплексов являются конгломерато-сланцевые отложения чачинской свиты верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста.

Урюмский комплекс пород группы габбро и диорита образует многочисленные мелкие и средние по величине массивы. Существует мнение, которое оспаривается, что формирование комплекса произошло в две фазы. В составе комплекса преобладают диориты и кварцевые диориты при некотором участии перидотитов, пироксенитов, горблендитов, оливниновых габбро, габбро-диоритов. В породах комплекса отмечается преобладание гнейсовидных текстур. По составу пород и возрасту он очень близок моностойскому комплексу.

Олекминский комплекс гранитоидов слагает крупные интрузивные тела. В состав их входят породы от гранодиорита до аляскита. Формирование комплекса происходило в несколько интрузивных фаз при постепенном возрастании кислотности. Завершающим этапом явилось внедрение жильных аплитов и пегматитов. Преобладающими являются массивные по сравнению с гнейсовидными текстуры, что, по мнению некоторых авторов, служит признаком посторогенных условий формирования, но, возможно, объясняется недостаточной изученностью пород комплекса, при которой не всегда удается уверенно отличить граниты олекминского комплекса от гранитов мезозойского, а может быть, если они есть, и позднепалеозойского возраста.

В Аргунской зоне раннепалеозойской консолидации известен урулюнгуйский комплекс гнейсовидных биотитовых и отчасти лейкократовых гранитов. Массивы гранитов этого комплекса обнажаются в ядрах антиклинальных структур.

Возраст комплекса определяется как ордовикский по приуроченности массивов к нижнепалеозойским отложениям, что подтверждается и определением его абсолютного возраста аргоновым методом (Полевая, Тихомиров, 1962).

Для гранитов комплекса характерны преимущественно гнейсовидная текстура и интенсивная микроклинизация, а в отдельных местах и мигматизация вмещающих нижнепалеозойских отложений. Очень характерно также обилие пегматитов.

Весьма неравномерно проявился в Забайкалье позднепалеозойский интрузивный магматизм. Небольшое количество интрузивных тел этого возраста известно в юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны. Очень густо они расположены в северо-восточной части герцинской зоны.

В юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны позднепалеозойские интрузии представлены порфирированными розовыми гранитами с преобладанием в их составе калиевого полевого шпата. Они слагают крупные массивы с мелкозернистыми гранитами или гранит-порфирами в приконтактных частях. Текстура пород массивная. Это их главное отличие от раннепалеозойских интрузий. Другой отличительной чертой являются признаки гипабиссальности, которые не характерны для раннепалеозойских интрузивных комплексов. Жильная фация состоит из аплитов и пегматитов.

Нижняя возрастная граница позднепалеозойских интрузий этой зоны определяется наличием рвущих контактов со всеми раннепалеозойскими интрузивными породами, а верхняя — перекрыванием туфами нижнего триаса. Отсюда мы видим, что возраст их устанавливается недостаточно точно, т. е. ранний палеозой для них не исключается. Основанием для отнесения этих интрузий к позднему палеозою является только лишь полное отсутствие гнейсовидных текстур.

Позднепалеозойские интрузии герцинской зоны объединяются в три комплекса: 1) кручининский, 2) газимурский, 3) верхнеундинский.

Наиболее ранний из них, кручининский, представлен габбро, диоритами, кварцевыми диоритами. Породы эти залегают в виде штоков, обладающих поверхностью выходов от 10 до 100 км<sup>2</sup>. Довольно часто они образуют ксенолиты разнообразного размера, включенные в более молодых гранитоидах. Интрузивные тела дискордантны по отношению к структурам среднепалеозойских отложений и во многих случаях тяготеют к крупным разломам. Дайковая фаза представлена оливинитами, перидотитами, габбро-пегматитами, плагиоклазитами и сиенитами.

Газимурский комплекс двухфазный. В результате внедрения первой фазы образовались крупные (до 2000 км<sup>2</sup>) массивы (Газимурский и Улятуйский) крупнозернистых гранодиоритов кварцевых диоритов, частью диоритов. Во вторую фазу возникли мелкие штоки (до 20 км<sup>2</sup>) гранитов и гранодиоритов. Массивы первой фазы вытянуты на северо-восток согласно с простираньем складок и обладают наклоном контакта лежачего бока к северо-западу (Газимурский массив). Для них характерна первичная полосатость, повторяющая контуры интрузивных тел. В лежачем боку пологопадающего Газимурского массива залегают наиболее меланократовые разновидности пород, что объясняется ассимиляцией и дифференциацией. Дайковая фаза представлена гранодиоритами, гранитами, лейкократовыми гранитами, аплитами, пегматитами.

Интрузии верхнеундинского комплекса завершают каменноугольный этап развития магматизма в Восточном Забайкалье. Они распространены в восточной части герцинской зоны и, по мнению некоторых исследователей, имеют неменьшее распространение в Аргунской зоне раннепалеозойской консолидации, что, однако, еще не может считаться окончательно установленным. О весьма вероятном наличии позднепалеозойских интрузий в Хилокско-Олекминской зоне уже сказано выше, но для северо-восточной ее части их наличие еще не доказано. Кроме того, если позднепалеозойские интрузии и будут здесь обнаружены, то едва ли правильно объединять их с верхнеундинским комплексом.

Верхнеундинский комплекс формировался в две фазы. Первая представлена крупными (иногда свыше 1000 км<sup>2</sup>) массивами порфировидных биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов, в меньшей степени — гранодиоритов. Массивы их секут складчатые структуры среднепалеозойских отложений и вытянуты как в северо-восточном, так и в широтном и, частью, в других направлениях. Вторая фаза представлена сравнительно небольшими массивами лейкократовых гранитов.

Различные интрузивные комплексы мезозойского возраста распространены в Забайкалье во всех без исключения структурных зонах, далеко выходя за пределы мезозойских прогибов. По возрасту они могут быть разделены на две большие группы: 1) триасовых интрузий и 2) юрских интрузий. В составе каждой из этих групп различными исследователями в разное время выделено довольно большое (по-видимому, излишне большое) количество интрузивных и магматических комплексов. Кроме триасовых и юрских, в числе мезозойских интрузий известны еще малые интрузивные тела мелового возраста, но они очень редки, имеют небольшое распространение и достоверно установлены пока только для Западного Забайкалья.

Триасовые интрузии большое распространение имеют в юго-западной части герцинской зоны, где они даже преобладают (кыринский комплекс). Широко распространены они и в Хилокско-Олекминской зоне раннепалеозойской консолидации (кударинский, амананский), вероятно, присутствующий и в Аргунской зоне, но еще не выявлены.

Внедрение пород кыринского комплекса происходило в три фазы. Первая представлена кварцевыми диоритами и гранодиоритами, вторая — гранодиоритами и гранитами, третья — гранитами. Отношение интрузий к складчатым структурам палеозоя секущее. Возраст интрузий кыринского комплекса определяется тем, что они прорывают верхнюю пермь, а возможно, и нижний триас, и, в свою очередь, прорваны юрскими интрузиями. По данным определения абсолютного возраста аргоновым методом (Полевая, Тихомиров, 1962), кыринский комплекс формировался в середине триасового периода.

В Хилокско-Олекминской зоне раннепалеозойской консолидации триасовые интрузии изучены менее детально. Для этой зоны выделены два комплекса: кударинский для юго-западной части и амананский для северо-восточной. Оба они имеют в среднем гранодиоритовый состав и этим схожи с кыринским комплексом. Первый прорывает осадочно-эффузивные отложения с флорой нижнего триаса и прорывается более молодыми интрузиями. Второй отнесен к триасовым интрузиям еще менее уверенно, главным образом по данным определения абсолютного возраста.

Группа интрузий промежуточного возраста, которая моложе триасовых и несколько старше тех, которые мы достаточно уверенно относим к юрским, известна в тех же зонах, что и триасовые. Сюда относятся: сохондинский, распространенный в юго-западной части герцинской зоны, а также бичурский и амуджикано-сретенский — в Хилокско-Олекминской зоне. Все они относятся к группе умеренно-кислых гранитоидов, отклоняющихся до гранитов нормального состава в более поздних фазах. К этой же группе интрузий промежуточного возраста относится еще и оленгуйский комплекс лейкократовых и биотитовых гранитов. Распространен он вдоль северной границы юрского прогиба, по обе стороны от нее.

Средне- или позднеюрские граниты (биотитовые и лейкократовые) цанолуевского, кукульбейского и ботовского комплексов залегают в северо-восточной части зоны юрского прогиба. Сходный с ними по химическому составу харалгинский субвулканический комплекс, представленный такими же гранитами, а также гранит-порфирами и кварцевыми порфирами, имеет распространение в юго-западной части зоны юрского прогиба

и, выходя за ее пределы, частично еще несколько далее к западу от этой зоны.

Специфической особенностью Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской консолидации является наличие в ее пределах интрузий щелочных гранитов и граносиенитов с их гипабиссальными аналогами, выделяемых для юго-западной части зоны в куналейский и для северо-восточной — в перчуганский комплексы. Их возрастное положение определяется наличием интрузивного контакта с отложениями нижнего триаса, а также с гранитоидами бичурского и кударинского комплексов. Поэтому наиболее вероятный их возраст среднеюрский или позднеюрский.

Гуджирский комплекс лейкократовых гранитов и гранит-порфиров распространен в юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны, преимущественно в виде очень небольших массивов и штоков. По ряду косвенных признаков и абсолютному возрасту он отнесен к верхней юре. В северо-восточной части зоны юрского прогиба выделяется еще шахтаминский комплекс гипабиссальных интрузий умеренно-кислого состава. По вопросу о его возрасте нет единого мнения. Одни считают этот комплекс более поздним, чем кукульбейский, другие, и, по-видимому, с большим основанием, — более ранним. По составу и металлогеническим свойствам шахтаминский комплекс обнаруживает сходство с амуджикано-сретенским. Оба они, вероятно, должны быть отнесены к одной возрастной группе, хотя распространены в разных структурных зонах.

По интрузиям мелового возраста сведения у нас еще не полные. Данные интрузии представляют собою дифференциаты основной магмы с отклонением составов к щелочным породам в более поздних фазах. Интрузивные тела этих пород представлены дайками, небольшими лакколитами и силлами, залегающими в породах депрессий, выполненных нижнемеловыми осадками, или вблизи этих депрессий среди более древних отложений.

Общие закономерности размещения интрузий в Забайкалье в кратких чертах сводятся к следующему. Протерозойские и раннепалеозойские интрузии распространены в обеих зонах раннепалеозойской консолидации. Позднепалеозойские интрузии свойственны почти исключительно северо-восточной части герцинской зоны и Аргунской зоне раннепалеозойской консолидации. Ограниченное количество массивов позднепалеозойских гранитов известно в юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны. Мезозойские интрузивные комплексы проявились во всех зонах, хотя и с различной интенсивностью. Но щелочные граниты и сиениты этого возраста известны только в Хилокско-Олекминской зоне.

Согласные контакты протерозойских интрузий с вмещающими метаморфическими породами амфиболитовой фации, а также наличие первичной полосатости, хотя и несколько затупеванной позднейшим огнейсованием, указывает на синорогенные условия их формирования.

Раннепалеозойские интрузии большинством исследователей также относятся к синорогенным по причине их согласного залегания с вмещающими породами и по наличию первичной полосатости и мигматитов в зонах экзоконтактов. Это особенно отчетливо проявилось при внедрении пород джидинского комплекса. Массивы других раннепалеозойских комплексов несут признаки частью синорогенных, частью анорогенных, но всегда абиссальных интрузий.

Из позднепалеозойских интрузий только отдельные массивы газимурского комплекса обладают признаками синорогенности, а все массивы других комплексов этого возраста секут складчатые структуры.

Мезозойские интрузии всех без исключения комплексов, независимо от того, в какой зоне они проявились, отчетливо секут складчатые структуры, хотя некоторые массивы (например, кыринского и цаганолуевского

комплексов) обнаруживают частичную конформность. Другие массивы, явно секущие складки, тем не менее обнаруживают признаки, принимаемые обычно в качестве доказательства синорогенного характера интрузий. К таким признакам относится образование инъекционных гнейсов в экзоконтакте, также ассимиляция вмещающих пород, отчетливо выраженные следы истечения магмы. Отсюда мы видим, что эти привычные критерии на примере Забайкалья себя не оправдывают.

Все довольно разнообразны по составу и структуре мезозойские интрузивные комплексы кристаллизовались на различных глубинах, но преимущественно в гипабиссальных условиях, вплоть до переходов в эффузивы. Все они должны быть отнесены к типу анорогенных.

Каждый крупный интрузивный цикл в Забайкалье начинался внедрением базитов, иногда и гипербазитов, за которыми следовали интрузии умеренно-кислых гранитоидов. К завершающим этапам приурочены интрузии гранитоидов нормального состава и аляскитов. Этот единообразный ход эволюции магмы равно характеризует как «синорогенные», так и анорогенные интрузии и тем самым показывает или отсутствие зависимости эволюции магмы от тектонических условий, или, скорее всего, наличие единообразных условий.

Внедрение магматических масс во множестве случаев сопровождалось процессами метасоматоза и гранитизации. Это особенно ярко выражено в связи с протерозойскими и нижнепалеозойскими интрузиями, но с различной интенсивностью проявилось и в связи с более молодыми интрузиями. Главным фактором этих процессов являются сама магма и магматические растворы. В связи с этим как «синорогенные», так и анорогенные интрузии дают в общем сходные продукты гранитизации. В более ранних и более глубинных фазах преобладают процессы магматической гранитизации, а в связи с более поздними и кислыми — процессы гидротермального метасоматоза.

Не все интрузивные комплексы Забайкалья явились продуктивными в отношении металлоносности. Наиболее продуктивными оказались юрские, с которыми связано подавляющее большинство промышленно важных месторождений металлов.

Разделение интрузий на металлоносные и «пустые», являющееся конечной целью работ по изучению гранитоидов, в первом приближении можно произвести по возрасту. За возрастом следует состав пород и положение интрузий в структурной зоне.

Существование металлогенической специализации магматических пород состоит в способности магмы в стадию ее образования обогащаться определенными рудными компонентами и в ходе образования гидротермальных растворов отделять и концентрировать все или часть этих компонентов в зависимости от определенных физико-химических условий.

Процесс начального обогащения первичного магматического материала рудными компонентами нам известен не более, чем генезис самой магмы. Поэтому мы в большей мере можем судить о характере изменения концентрации определенных рудных элементов в продуктах различных этапов развития магматического очага, чем о причинах начального обогащения.

Однако состав первичной магмы имеет решающее значение для ее металлоносности. Он зависит от законов концентрации химических элементов, свойственных большим глубинам, и тем их особенностям, которые характеризуют данный регион.

Так, для всех основных пород, независимо от возраста интрузий, мы имеем в Забайкалье довольно сходный набор рудных элементов и довольно близкие условия их концентрации. Магматические титано-магнетитовые месторождения, связанные с моностойским комплексом габброидов раннего палеозоя, мало отличаются от таких же месторождений,

связанных с кручининским комплексом габброидов позднепалеозойского возраста.

Все кислые породы также характеризуются своим обычным набором рудных элементов, свойственным этой магме, однако степень концентрации их в гранитоидах различна и зависит от возраста, следовательно, от условий стацования интрузий. К этим рудным элементам относятся свинец, цинк, золото, молибден, вольфрам, олово и некоторые другие редкие, а также рассеянные элементы. Все они встречаются в гранитоидах самого разнообразного возраста. При этом специфичность рудоносной провинции сказывается в несколько повышенном содержании, даже в более древних интрузивных комплексах, таких элементов, как молибден, вольфрам, золото. Но максимальный пик концентрации приходится на юрский период.

Необходимо отметить, что для разных металлогенических провинций возраст оптимальных концентраций металлов приходится на разные периоды. Так, например, юрские молибденоносные интрузии Забайкалья (Казицын и др., 1962) по петрохимическим признакам аналогичны третичным интрузиям Малого Кавказа и Дальнего Востока. Аналогичные признаки петрохимической тождественности можно обнаружить для золотоносных, оловоносных и некоторых других металлоносных интрузий различных районов.

Очевидно, первоначальные содержания рудных элементов в кислых магматических породах данной петрографической провинции всех возрастов были довольно близкими. И концентрация их происходила лишь в дальнейшем ходе эволюции магматических очагов, который оказался наиболее благоприятным в юрский период в условиях завершенной складчатости. В этот период времени вместо крупных интрузивных тел глубинного типа, образовавшихся в раннем и позднем палеозое, внедряются гипабиссальные и близповерхностные интрузии, формировавшиеся длительно и многофазно. Последнее обстоятельство способствовало дифференциации магмы и концентрации рудных элементов в более поздних фазах по сравнению с более ранними.

Общие петрохимические признаки металлоносных интрузий не всегда четко определяются, если рассматривать их вне зависимости от возраста. Но внутри мезозойской группы они могут быть разделены по составу в главных чертах следующим образом. Для молибденоносных и золотоносных характерным является умереннокислый состав (амуджикано-сретенский, шахтаминский комплексы). То же типично и для интрузий, несущих основную массу полиметаллических месторождений. Для них характерно преобладание натрия в составе щелочей. Оловоносные интрузии характеризуются высокой кислотностью, резкой пересыщенностью глиноземом, преобладанием калия над натрием. Интрузии, несущие сурьму, ртуть и некоторые другие редкие элементы, являются субщелочными существенно калиевыми гранитоидами.

Для металлоносных магм характерно обилие летучих компонентов, вследствие чего как в материнских породах, так и во вмещающих часто проявляются процессы постмагматического метасоматоза с образованием ортоклаза, альбитизации и турмалинизации (молибдено- и золотоносные интрузии), мусковитизации, флюоритизации и турмалинизации (оловоносные интрузии).

Породы специализированных интрузий несут повышенное количество соответствующих рудных компонентов. В гранитоидах северо-восточной части Забайкалья содержание молибдена возрастает от 3,3 г/т (среднее из 12 анализов) в немоллибденоносном олекминском комплексе до 6,7 г/т (среднее из 35 анализов) в молибденоносном амуджикано-сретенском комплексе. В то же время отношение содержаний вольфрама к молибдену возрастает от 4,2 до 6,9, т. е. в породах молибденоносного комплекса вольфрам концентрируется в большей степени по сравнению с молибденом.

От минералов ранней кристаллизации (1) (кварц, плагиоклаз), к минералам поздней (биотит, роговая обманка, сфен) содержание указанных элементов возрастает следующим образом: от 6,2 г/т молибдена в плагиоклазе и кварце из пород амуджикано-сретенского комплекса до 16,0 г/т в амфиболе и биотите и до 134 г/т в сфене из пород того же комплекса. Отношение содержаний вольфрама к молибдену при этом падает от 3,6 в плагиоклазе, кварце и калиевом полевом шпате до 2,2 в биотите и роговой обманке и до 1,4 в сфене. Это означает, что в ходе кристаллизации магматических масс накопление молибдена происходит интенсивнее, чем накопление вольфрама. Данное явление объясняется тем, что вольфрам обладает гораздо большим сродством с кислородом, чем молибден (2), и в процессе прогрессивного возрастания в расплаве концентрации кислородных ионов полнее будет извлечен гидротермальными растворами молибден, а не вольфрам. Это может привести к тому, что при изначальном повышенном содержании в магме обоих компонентов рудопроявления вольфрама будут отсутствовать несмотря на повышенный кларк данного элемента в соответствующих породах. Примером этого являются породы амуджикано-сретенского комплекса, в которых от ранних к поздним фазам происходит увеличение отношения содержания вольфрама к содержанию молибдена (от 6,6 до 7,4).

Суммируя признаки металлоносности гранитоидных интрузий, приходим к следующим выводам:

1. Металлоносные интрузии, с которыми связано наибольшее количество месторождений редких, цветных и драгоценных металлов Забайкалья, имеют юрский возраст.

2. Интрузии, несущие золото и молибден, расположены в Хилокско-Олекминской зоне раннепалеозойской консолидации.

3. Интрузии, с которыми связаны молибден, полиметаллические руды и частично золото, распространены в северо-восточной части юрского прогиба, частью за его пределами.

4. Оловоносные интрузии залегают почти исключительно в зоне юрского прогиба и лишь частично выходят за его пределы.

5. Металлоносные интрузии внедрились по разломам, являющимся трещинами оперения крупных региональных нарушений типа глубинных разломов.

6. Все металлоносные интрузии многофазны, носят гипабиссальный характер, нередко с переходами к эффузивам.

7. Для молибденоносных интрузий характерно повышенное содержание молибдена и вольфрама, возрастающее от ранних фаз к поздним. Ведущим аксессуарным минералом является сфен, содержащий примесь молибдена до 0,03%.

8. В биотитах оловоносных интрузий — повышенное содержание ниобия, олова и бериллия. В тяжелой фракции оловоносных интрузий — повышенное количество флюорита и касситерита.

9. Постмагматические процессы, связанные с молибденоносными интрузиями, проявились в виде калиевого метасоматоза (фельдшпатизации и серицитизации); в связи с оловоносными проявились процессы стадии кислотного выщелачивания (грейзенизация и флюоритизация); в связи с золотоносными — натровый метасоматоз (альбитизация и турмалинизация).

10. Интрузии, продуктивные на сурьму, ртуть, мышьяк, флюорит и некоторые редкие элементы, объединенные в нерчуганский комплекс, связаны с разломами, ограничивающими мезозойские депрессии. В числе постмагматических процессов для них характерен калиевый метасоматоз и аргиллизация.

## ЛИТЕРАТУРА

- Батиева И. Д. и Бельков И. В. К вопросу о генезисе акцессорных минералов в граните. — Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», Изд-во АН СССР, 1953.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — Сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Казницын Ю. В., Александров Г. В., Павлова В. В., Папов Е. Н. Признаки молибденоносных интрузий северо-восточной части Забайкалья. — Сб. «Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья», Госгеолтехиздат, 1962.
- Полевая Н. И., Тихомиров Н. И. Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным. — Сб. «Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья». Госгеолтехиздат, 1962.

**Д. С. Штейнберг**

(Институт геологии УФАИ)

**И. Д. Соболев**

(Уральское геологическое управление)

## ФОРМАЦИОННОЕ ДЕЛЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ НА УРАЛЕ

Формационное деление магматических образований и связанных с ними полезных ископаемых, в том числе рудных, вошло в практику работы уральских геологов после опубликования в 1926 г. работы Б. М. Романова, отделившего гранитоиды, связанные с габбро и сопровождающиеся контактово-метасоматическими железорудными месторождениями, от гранитоидов гранитного ряда. С годами формационное деление магматических образований Урала постепенно развивалось, совершенствовалось и приобрело то содержание, которое кратко освещается в докладе. Это деление положено в основу металлогенической карты Урала, составляемой уральскими геологическими организациями, и является результатом анализа и обобщения большого фактического материала. Обширность использованных — опубликованных и неопубликованных — данных не позволяет рассмотреть и привести их в кратком докладе.

Схема классификации магматических формаций, принятая при составлении металлогенической карты Урала, опубликована ранее<sup>1</sup>.

Под магматическими формациями мы понимаем естественные ассоциации изверженных горных пород, связанных общностью происхождения, приуроченные к определенным типам структур земной коры и определенным этапам их развития. В соответствии с этим выделяются магматические формации платформ, подвижных поясов, переходного типа; формации подвижных поясов подразделяются на геосинклинальные, орогенные, посторогенные и т. д. Таким образом, в основе формационного деления должно лежать, с одной стороны, выделение крупных генетических групп и внутри них типов ассоциаций магматических горных пород (петрологическая, или генетическая, основа формационного деления), с другой — выделение типов региональных структур и этапов их развития (тектоническая и историческая основа).

Несомненно, что деление по тому и другому принципу может производиться с различной степенью подробности в зависимости от конкретных условий и задач этого деления. Возможно и целесообразно выделение как укрупненных или основных формаций на петрологической, тектонической и исторической основе, так и входящих в их состав частных.

Частные формации (их можно назвать субформациями) отвечают отдельным типам ассоциаций внутри крупных генетических групп и более подробным этапам тектонических движений (подэтапам). С другой стороны, возможно объединение формаций в группы формаций только по петрологическому — генетическому принципу без учета тектонических условий и разделения по времени — этапам и циклам развития регионов.

Таким образом, общие формации и субформации представляют один из элементов вертикального расчленения Урала, проводимого с той или иной степенью подробности.

<sup>1</sup> См. статьи авторов в сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала» (вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961) и в «Грудах Первого Уральского петрографического совещания» (Свердловск, 1963).

В связи со сложностью строения и истории геологического развития на Урале можно найти почти все типы ассоциаций магматических горных пород, известные петрологической науке. Поэтому изучение и выделение магматических формаций Урала невозможно без полного использования мирового и особенно отечественного опыта в этой области. В то же время уральский опыт может быть полезен при разработке учения о магматических формациях, которому в Советском Союзе уделяется заслуженно все больше внимания.

При составлении металлогенической карты Урала и ее магматической основы мы не могли не столкнуться с термином «комплекс». Мы считаем, что его наиболее целесообразно применять для обозначения сложной совокупности магматических образований, приуроченной к определенным пликативным или дизъюнктивным структурам тех или иных порядков. Соответственно разных порядков могут быть и комплексы, что может быть отражено в названиях. На Урале оказалось наиболее удобным выделять комплексы, как правило, на основе структур третьего порядка. Но это вовсе не обязательно. Очевидно, что в комплексах могут сочетаться магматические породы, относящиеся к различным генетическим группам, типам ассоциаций, приуроченные к различным тектоническим этапам и подэтапам. Таким образом, комплексы могут быть различной степени сложности. В отличие от формаций комплексы представляют элемент не вертикального, а горизонтального расчленения Урала, более простой, чем тектонические области, структурные зоны и подзоны.

Такой принцип выделения формаций и комплексов был принят коллективом составителей и редакционным советом металлогенической карты Урала для составления тектонической и магматической основы этой карты.

Как известно, разнообразие магматических пород на Урале является типичным для геосинклинальных систем многоэтапного развития. Прежде всего это относится к Уральской палеозойской геосинклинали, являющейся частью обширной палеозойской геосинклинальной области Евразии. Свойственные геосинклиналям насыщенность разнообразными эффузивами, огромные пояса и многочисленные интрузивные массивы перидотитов, габброидов, гранитов, а также щелочных пород определяют в главных чертах магматический облик Урала. В то же время Урал в своем развитии тесно связан со смежными Русской и Сибирской платформами и, кроме того, сам переживал стадии полуплатформенного и платформенного развития. Естественно поэтому, что в магматизме ряда областей и зон Урала устанавливаются некоторые черты платформенного облика.

Принадлежность Уральской складчатой системы к обширному Урало-Тянь-Шанскому геосинклинальному поясу, с одной стороны, и связь ее с платформами, с другой, определяют двойную направленность в развитии магматизма, что, по нашему мнению, должно определять задачи изучения Урала как части более крупной магматической области. Многие ассоциации магматических образований определенных эпох с присущими им металлогеническими чертами прослеживаются далеко за пределы Урала. Среди геосинклинальных к этим ассоциациям относятся ордовикско-раннедевонская базальтоидная формация с подчиненными ей магнетитовыми месторождениями различных типов (Урал, Алтай-Саянская область), среднедевонская (или среднепозднедевонская) вулканогенная натровая формация также базальтоидного происхождения с подчиненными ей колчеданными месторождениями (Урал, Алтай, Кавказ, Центральная Европа), салаирская и позднепалеозойская гранитные формации и др.; среди полуплатформенных и платформенных — позднепротерозойские и раннепалеозойские габбро-диабазовые (близкие к трапповым), позднепротерозойская формация рапакиви и подчиненные ей нефелино-

вые сиениты, алмазоносная раннепалеозойская щелочно-ультраосновная формация западного склона и Русской платформы, раннемезозойская трапповая формация Восточного Зауралья и Сибирской платформы.

В связи со сказанным на Урале можно встретить разнообразные типы естественных ассоциаций изверженных горных пород, известные петрологической науке, образовавшиеся не только в геосинклинальных, но и в полуплатформенных или даже в платформенных условиях.

На западном склоне Урала довольно отчетливо выделяется Южно-Уральская провинция позднепротерозойского полуплатформенного магматизма, включающая титаноносную трапповую формацию, формацию рапакиви (абсолютный возраст 1400 млн. лет) и подчиненные им формации более молодых нефелиновых сиенитов (типа Приазовской).

Габбро-диабазовая (трапповая) формация представлена обильными дайками, штоками, силлами; среди них крупнейшим является дифференцированный, первично стратифицированный и залегающий первоначально горизонтально Юпанско-Кусинский силл (общей длиной 70 км); силл содержит правильные пластообразные, исключительно выдержанные, согласные с первичной полосчатостью тела титаномагнетитов (длиной до 10—20 км при мощности не выше 1—2 м). Висячем боку силла на всем его протяжении залегает пластообразная интрузия микропегматитовых кали-натровых гранитов (Рябиновский массив). В дальнейшем под влиянием складчатости силл приобрел наблюдающееся сейчас наклонное залегание. Комагматами интрузивных формаций являются эффузивные диабазы и кварцевые порфиры (бывшие базальты и липариты) машакской свиты. По современной стратиграфической схеме габбро-диабазовая формация относится к концу бурзянского этапа и к машакскому этапу. В зоне Уралтау позднепротерозойские габбро-диабазы впоследствии под влиянием метаморфизма превращены в амфиболиты и эклогиты.

На Среднем и Северном Урале намечается провинция нижнепалеозойского полуплатформенного или платформенного магматизма, сопряженного с аналогичной по возрасту трапповой формацией Русской платформы. В ее состав входят: габбро-диабазы и диабазы (трапповая формация ультраосновные щелочные базальтоиды в эффузивных и интрузивных фациях), пространственно связанные с древними алмазоносными россыпями (алмазоносная щелочно-ультраосновная формация периферии Русской платформы), по-видимому, серпентинизированные перидотиты Сарановско-Вишерского пояса, отличающиеся от типичных геосинклинальных повышенной (в два раза) железистостью, широким развитием пойкилитовых структур, необычным составом хромитов (бедность хромов, богатство алюминием). Они аналогичны ультрабазитам Стиллутера и других платформенных комплексов — продуктам дифференциации базальтовой магмы.

Обычные перидотиты дунит-гарцбургитовых формаций, столь характерные для геосинклинальных зон и в том числе для восточного склона Урала, в указанных двух провинциях древнего магматизма отсутствуют.

Таким образом, ассоциации магматических пород западного склона Урала в некоторой их части входят в состав магматических формаций, связанных с Русской платформой, окаймляющих ее. Восточная граница древнего платформенного и полуплатформенного магматизма западного склона Урала совпадает с восточным контуром складчатого основания Русской платформы, фиксируемым геофизическими данными (обрывом широтных структур в восточной части Центрально-Уральского поднятия).

По современным представлениям, западный склон и центральная ортографическая зона в позднем докембрии (протерозое) представляли собою геосинклиналь, постепенно развивавшуюся на раннедокембрийском складчатом основании платформы. Это развитие происходило в течение бурзянского, машакского, юрматинского и каратауского этапов. Положе-

ние внутренних и внешних зон геосинклинали на разных этапах несколько менялось, но крайние западные части современного западного склона Урала для всех этапов оставались внешними зонами, тектонический и магматический режим которых оставался близким к платформенному или был промежуточным между платформенным и геосинклинальным. Но и внутренние зоны этой древней Уральской геосинклинали в доступной (вскрытой на современном уровне) части отличались от внутренних зон типичных палеозойских геосинклиналей относительно меньшими (по скоростям) движениями и относительно слабым магматизмом. Если же учесть еще стадии стабилизации геосинклинальных прогибов (начала этапов), то в целом становится понятным полуплатформенный или близкий к платформенному (трапповому) тип магматизма в позднем докембрии на западном склоне и в Центральной зоне Урала.

В кембрии и частью, возможно, в конце позднего докембрия в этих же зонах и особенно в Центральной зоне был более четко выраженный геосинклинальный режим со свойственным ему проявлением вулканизма и образованием базальтовой кембрийской формации, а также гранитного интрузивного магматизма в конце кембрия в связи с общей инверсией геосинклинали и складчатыми движениями салаирской фазы. Во внешних зонах, т. е. в крайних западных подзонах Урала, проявлялся магматизм полуплатформенного типа.

По отношению к палеозойской геосинклинали (возникшей в позднем кембрии и в раннем ордовике), внутренние зоны которой охватывали весь восточный склон современного Урала и, возможно, значительную часть Восточного Зауралья, западный склон и центральная зона представляли собою внешние зоны, где магматизм опять носил черты полуплатформенного (в ордовике и отчасти в силуре и раннем девоне).

Геосинклинальный магматизм наиболее полно проявился в палеозойской эвгеосинклинали. За пределами ее на западном склоне выделяются два ограниченных по размерам района палеозойского геосинклинального базальтоидного и перидотитового магматизма, наложенного на области более древнего геосинклинального и полуплатформенного, — Нязе-Петровская и Зилаирская структуры. В развитии магматизма эвгеосинклинальной зоны наблюдается периодичность, обусловленная тектоническим фактором; наиболее полно представлен и изучен каледоново-варисский тектоно-магматический геосинклинальный цикл, охватывающий время от ордовика до перми и подразделяющийся на этапы: ордовик — ранний девон (подэтапы: ордовик — ранний силур, поздний силур — ранний девон), средний девон — раннее турне (подэтапы: средний девон, поздний девон — раннее турне), позднее турне — намюр (подэтапы: позднее турне — нижнее визе, среднее визе — намюр), средний карбон — пермь.

На востоке, в Зауралье и в западной части Сибирской низменности, на складчатом палеозойском основании развита ранне-среднетриасовая платформенная ассоциация толеитовых долеритов, базальтов, липаритов в интрузивных и эффузивных фациях, представляющая крайнее западное проявление трапповой формации Сибирской платформы, приуроченная к меридиональным тектоническим депрессиям.

На Урале большей частью отчетливо выделяются, обособляются пространственно и во времени три главных типа геосинклинального магматизма: перидотитовый (дунит-гарцбургитовый), базальтоидный и графитный (сиалитический), соответственно три типа естественных ассоциаций изверженных горных пород и связанных с ними полезных ископаемых, т. е. три группы магматических формаций различного возраста. Перидотитовый и гранитный типы представлены только внутрикоровыми массивами, излившиеся их аналоги на Урале отсутствуют. Отсутствие сиалитического вулканизма составляет специфику Урала и других аналогичных ему геосинклинальных зон и объясняет, по-видимому, отсутствие месторожде-

ний олова и сравнительную бедность месторождениями вольфрама. Вулканизм на Урале целиком имеет базальтоидное происхождение.

Достоверных данных о существовании на Урале самостоятельной порогенной андезитовой ассоциации и отвечающих ей формаций нет. Широко распространенные, в основном среди натровых формаций, непрерывные базальт-андезит-дацитовые серии, кое-где имеющие интрузивные аналоги, геологически не самостоятельны, тесно связаны с типичными геосинклинальными ассоциациями (спилито-кератофировыми и др.), близки к ним по возрасту и так же, как и они, доорогенны.

Интрузии, несомненно, базальтоидного происхождения, сложенные преимущественно габбро, часто пространственно связаны с перидотитовыми (дунито-гарцбургитовыми) массивами. Это сонахождение, а также близость по возрасту (принадлежность к одному тектоно-магматическому этапу) послужили основанием для выделения единых габбро-перидотитовых интрузивных формаций, которые долго были общепринятыми на Урале, а некоторыми исследователями признаются и сейчас.

Однако на Урале, как и во всем мире, имеется ряд важных доводов в пользу геологической, петрологической и генетической обособленности собственно перидотитовых интрузий. Так, отчетливо выделяются, с одной стороны, крупные интрузии и группы интрузий, сложенные преимущественно габбро и лишённые перидотитов, типичных для перидотитовых интрузий, с другой — преимущественно или чисто перидотитовые интрузии, бедные габбро или совсем не содержащие его.

Примером первых может служить платиноносный пояс основных интрузивных пород на Среднем и Северном Урале, в котором перидотиты пользуются ничтожным распространением, целиком подчинены пироксенитам, представлены верлитами и характеризуются повышенной железистостью; гарцбургиты базальтоидного происхождения намечаются только на западном склоне Урала, где они входят, по-видимому, в состав провинции древнего полушлатформенного магматизма (см. выше). На восточном склоне они неизвестны.

В некоторых случаях создается впечатление постепенных переходов от габбро к гарцбургитам через верлиты (Алапаевский, Хабарнинский массивы). Однако внимательное изучение показывает, что, хотя верлиты связаны постепенными переходами с габбро через диаллагиты, контакт между верлитами и гарцбургитами совершенно четкий и резкий. В некоторых перидотитовых (гарцбургитовых) массивах присутствуют пироксениты (диаллагиты), которые можно было бы рассматривать как связующее звено между перидотитами и габбро. Однако наблюдающиеся взаимоотношения говорят большей частью в пользу того, что пироксениты являются результатом взаимодействия более молодых габбро с гарцбургитами, а не промежуточными по составу породами, соединяющими в один непрерывный ряд те и другие.

Важным доводом в пользу самостоятельности перидотитовых интрузий Урала являются выдержанность и простота состава резко преобладающих среди них гарцбургитов, которые следует рассматривать как отвечающие по составу исходной перидотитовой магме. Гарцбургиты и подчиненные им дуниты в первом приближении представляют простую по составу трехкомпонентную систему и состоят в основном из окислов железа, магния, кремния. Содержание глинозема не превышает обычно 1—2%, окиси хрома — 1%, других элементов примесей (кальция, никеля, марганца, щелочей, кобальта) — десятых и сотых долей процента. Серпентиниты, возникшие на месте гарцбургитов и дунитов, в общем случае состоят из трех главных минералов — серпентина, магнетита, брусита в количественных соотношениях, определяемых первичным химическим составом и режимом кислорода, что свидетельствует об инертности главных первичных компонентов при метаморфизме.

Молекулярная железистость гарцбургитов и подчиненных им дунитов колеблется, как правило, в пределах 0,08—0,10, количество ромбического пироксена в гарцбургитах большей частью составляет 15—25%; моноклинический пироксен обычно имеет метасоматическое происхождение.

Простота состава перидотитов исключает возможность образования полевошпатовых дифференциатов. Поэтому наблюдающаяся довольно часто ассоциация небольших тел габбро с перидотитовыми интрузиями может объясняться только геолого-структурными факторами, но не генетическим родством этих пород. При этом габбро, как правило, всегда прорывают перидотиты.

Дополнительным доводом в пользу выделения самостоятельных перидотитовых формаций является отсутствие соответствующих эффузивных аналогов, в то время как для габбровых формаций и производных от них пород тесная связь с комагматическими эффузивами весьма характерна.

Изложенные доводы в пользу самостоятельности перидотитовой группы, как известно, имеют общее значение, не ограниченное рамками Урала, и признаются большинством исследователей.

Главные трудности при разделении габбровых и перидотитовых формаций связаны с некоторыми видами ультрабазитов, входящих в состав как тех, так и других формаций.

Наиболее важна проблема дунитов, тяготеющих к габбро, не связанных с перидотитовыми (гарцбургитовыми) интрузиями. Главная масса таких дунитов в платиноносном поясе залегает среди нижнесилурийских и верхнеордовикских вулканогенных толщ большей частью в виде овальных и изометричных в плане тел внутри или вблизи платиноносного пояса позднесилурийских основных интрузий, заключающего около 40% интрузивных пород базальтоидного происхождения на Урале. С периферии дунитовые тела метасоматически преобразованы в клинопироксениты, проникающие и внутрь по системе тектонических трещин. Дальнейший метасоматоз приводит к развитию анортита, а затем и более кислого плагиоклаза и образованию меланократовых габброподобных пород («тылаптов»), а также амфиболовых пород.

Ортомагматические породы группы габбро (габбро, габбро-нориты), слагающие основные интрузии платиноносного пояса, разорваны во времени с дунитами и продуктами их преобразования, будучи либо моложе, либо древнее их. Габбро-пироксенит-дунитовые тела известны на Урале и за пределами платиноносного пояса [Уктусский массив около Свердловска и Куйсакский (Сахаровский) массив в районе Магнитогорска].

По химическому составу, включая содержание элементов-примесей (никеля, кобальта, хрома, алюминия), дуниты, связанные с габбро и входящие в состав перидотитовых массивов, не отличимы.

Таким образом, сейчас нет объективных данных в пользу происхождения дунитов в результате дифференциации основной магмы. Связь дунитов и габбро, вероятно, носит такой же характер, как связь габбро и дунит-гарцбургитов, т. е. она только структурная. Весьма вероятно, что дуниты, тесно связанные пространственно с габбро, произошли из того же источника, что и гарцбургиты перидотитовых интрузий. Окончательно этот вопрос не решен. Пока с учетом пространственной (структурной) связи с габбро, а также металлогенической специфики (отсутствие месторождений хромита) рассматриваемые дуниты условно включены в габброидную группу.

Среди перидотитовых интрузий на Урале известны доордовикские, ордовикско-раннедевонские (преимущественно силурийские), среднепозднедевонские (в основном среднедевонские), раннекаменноугольные (визейские) и, возможно, некоторые послераннекаменноугольные (судетские). Наибольший объем перидотитов и наиболее крупные интрузии приурочены к крупным субмеридиональным региональным разломам.

Особенно выделяются Войкаро-Сыньинский (на Полярном Урале), Салатимский, Серовско-Уфалейский, Сакмаро-Кемпирсайский, Асбестовско-Режевской и другие пояса. Геофизика фиксирует местами крутые подводящие каналы. Наряду с этим известны многочисленные, согласные в основном пнтрузии, подчиненные складчатым структурам, местами тонко инъецирующие слоистые вулканогенно-осадочные толщи. В нижнесилурийских и среднедевонских вулканогенных толщах местами наблюдается типичная для классических офиолитовых формаций ассоциация серпентинитов, кремнистых сланцев и диабазов или спилитов.

В развитии геосинклинального базальтоидного магматизма, приуроченного к зонам прогибов, наблюдается отчетливая периодичность (цикличность), которая выражается в закономерной смене, преимущественно натровых серий изверженных пород, преимущественно кали-натровыми. Первые относятся к собственно геосинклинальным стадиям и представлены в вулканических сериях, с одной стороны, диабазами, спилитами, более поздними и подчиненными им кварцевыми альбитофирами, с другой — непрерывными сериями порфировых пород базальтового, андезитового и липаритового составов (известково-щелочные серии), более молодыми обычно, чем диабазовые серии. Интрузивные комагматы по объему подчинены вулканическим породам, представлены рядом габбро — плагиогранит, но нередко отсутствуют. Характерен зеленокаменный метаморфизм как эффузивных, так и интрузивных разностей. Наиболее распространены и изучены раннесилурийские и среднедевонские натровые серии, с которыми пространственно и в возрастном отношении связаны промышленные месторождения колчеданного типа. Известны, но менее изучены аналогичные доордовикские и позднекаменноугольные серии.

Взаимоотношения натровых и кали-натровых серий, а также природа первых полностью еще не выяснены. Наряду с отчетливым преобладанием тех или других серий в определенных формациях, приуроченных к определенным стадиям развития вулканогенных циклов, наблюдается фациальная смена их по горизонтали.

Так, в рудоносной свите нижнего силура в северной части Тагильского синклинория известны липаритовые и дацитовые порфиры с нормальным содержанием калия и натрия, хотя большей частью кислые эффузивы этой свиты представлены кварцевыми альбитофирами или альбитофирами с кварцем в основной массе.

В то же время среди кали-натровых, липарито-трахитовых, трахитовых и липаритовых порфиров верхнего лудлоу — нижнего девона и нижнего карбона известны местами разности, не содержащие почти калия и калиевого полевого шпата. Полевой шпат представлен в них альбитом, а щелочи — натрием. Появление натровых разностей среди кали-натровых большей частью, несомненно, обусловлено гидротермальной альбитизацией различных типов — экзоконтактовой, связанной с кислыми интрузиями, или региональной.

То же относится и к интрузивным комагматам. В натровых сериях преобладают кварцевые диориты, плагиограниты, лишенные калиевого полевого шпата. Однако местами он появляется, и в заметных количествах. В собственно плагиогранитах признаки первичного калиевого полевого шпата встречаются редко в виде отдельных зерен шахматного альбита. В кали-натровых сериях преобладают гранитоиды и сиенитоиды с калиевым полевым шпатом — граниты, граносиениты, сиениты, сиенито-диориты, гранодиориты. Однако как местные фации встречаются типичные плагиограниты.

Кали-натровые и натровые разности обычно выделяются также в основных и средних по составу эффузивах: диабазах, порфиритах, входящих в состав соответствующих серий.

Таким образом, хотя выделение кали-натровых и натровых серий по преобладающему типу пород и имеет определенный геологический и металлогенический смысл (первым подчинены магнетитовые, вторым — колчеданные месторождения), природа различий между ними требует изучения.

В кали-натровых сериях наблюдается отчетливо выраженная обратная статистическая зависимость содержания калия от степени известковистости. В ряде базальт-андезит-трахит среднее содержание окиси калия составляет: при анортитовом числе<sup>1</sup> от 50 до 60—0,6%, от 40 до 50—1%, от 30 до 40—1,5%, от 20 до 30—2,5%, от 10 до 20—3—4%, от 0 до 10—5—6%. В ряде базальт-андезит-дацит-липарит также наблюдается закономерное увеличение содержания калия. В натровых сериях содержание окиси калия не зависит от степени известковистости и измеряется первыми единицами десятых долей процента. Кали-натровые серии начинаются мощными излияниями порфировых базальтов и андезитобазальтов, представленных сейчас толщами пироксен-плаггиоклазовых и пироксеновых порфиритов выдержанного состава, близкого к среднему мелафиру (по Дали), бедных железом и титаном. Такие эффузивы на Урале особенно характерны для позднесилурско-раннедевонского и позднедевонского подэтапов развития палеозойской геосинклинали. Базальтоидный магматизм завершается дифференцированными базальт-трахитовыми или базальт-липаритовыми излияниями и комагматичными им интрузивными ассоциациями — габбро-сиенит или габбро-гранит (часто микропегматитовый), несущими титаномagnetитовое и магнетитовое оруденение различных типов, преимущественно метасоматическое.

На Среднем и Северном Урале в Тагильском синклинории ордовикско-раннедевонский этап базальтоидного магматизма завершается в позднем лудлоу — раннем девоне излияниями и интрузиями порфировых базальтов и андезитобазальтов, андезитотрахитов, известково-щелочных и щелочных трахитов, кое-где лейцитовых порфиров, интрузиями габбро, габбро-диоритов, диоритов, сиенито-диоритов, сиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Хорошо прослеживается параллелизм состава сиенито-диоритовой и андезитотрахитовой групп пород, обусловленный их комагматичностью. С сиенитовыми интрузиями связаны широко развитые калишпатизация и альбитизация эффузивов и интрузивов, контактово-метасоматическое магнетитовое оруденение. Наиболее молодым проявлением базальтоидного вулканизма являются малые интрузии, дайки диабазов, диабазовых порфиритов, авгитовых порфиритов, нефелинсодержащих шонкинитов, секущие сиенитовые массивы и связанные с ними руды, и экструзии богатых калием трахибазальтов. На Северном Урале местами базальт-трахитовые излияния фацциально-сменяются излияниями порфировых базальтов и андезитобазальтов, которые по времени в этом случае также захватывают не только поздний силур, но и ранний девон. На Южном Урале, в Магнитогорском синклинории, тот же этап базальтоидного магматизма завершается мощными излияниями кали-натровых порфировых базальтов и андезитобазальтов прендыкской свиты, охватившими интервал поздний силур — ранний девон (местами частично и средний девон).

Аналогичная эволюция базальтоидного магматизма устанавливается в следующем цикле, начинающемся в среднем девоне с натровых вулканических серий, которые в позднем девоне сменяются излияниями калинатровых порфировых базальтов (порфириты колтубанской свиты), подчиненных им более поздних кислых эффузивов и небольших граносиени-

<sup>1</sup> Анортитовым числом мы называем величину  $a = 100 \cdot \frac{c}{a+c}$ , где  $c$  и  $a$  — коэффициент А. Н. Заварицкого.

товых интрузий. Эта эволюция завершается в поздне-турнейское и визейское время базальт-диабазитовыми и трахито-диабазитовыми излияниями и их интрузивными комагматами — ранними габбро-диабазитами и более поздними гранитами и граноспелитами, часто микропегматитовыми Магнитогорского комплекса. Эффузивы и их интрузивные комагматы содержат нормальное количество калия. Характерно наличие субщелочных и щелочных фаций. Гибридные разности интрузивов представлены гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

По-видимому, среднедевонско-раннетурнейский и поздне-турнейско-наюрский этапы следует, с точки зрения развития базальтоидного магматизма, рассматривать как части единого малого цикла.

Формирование калий-натровых серий во всех этапах знаменует завершение складчатых движений в данной зоне, чем объясняется их сходство с платформенными ассоциациями.

С ассоциациями изверженных горных пород, производных базальтовой магмы, относящихся к указанным этапам, связана подавляющая часть эндогенных месторождений железа и меди на Урале.

Граниты и гранитоиды базальтоидного происхождения по общему химизму и минералогическому составу нередко близки к аналогичным породам гранитного ряда — производным сиалита — и иногда трудно от них отличимы. Однако существует ряд характерных отличий, обусловленных особенностями условий формирования, которые позволяют большей частью уверенно распознавать два генетических типа гранитов и гранитоидов. Гранитоиды базальтоидного происхождения отличаются повышенной, особенно в калий-натровых сериях, степенью окисления железа и связанным с этим повышенным количеством магнетита, повышенным содержанием в нем титана и ванадия, присутствием местами анортноклаза, иногда известковистого, широким развитием микропегматита, в том числе несомненно первичного магматического, отсутствием мирмекита, столь характерного для сиалитических гранитоидов, распространенной эндо- и экзоконтактной альбитизацией и калишпатизацией, наличием кое-где краевых порфировых фаций. Характерна тесная связь с близкими по составу и возрасту кислыми эффузивами. Перечисленные особенности объясняются, в первую очередь, малыми глубинами формирования гранитоидов данного типа.

Базальтоидные гранитоиды обособлены от гранитных большей частью пространственно: они приурочены к зонам развития базальтоидного вулканизма, обычно несколько более древнего, чем гранитоиды, но близкого к ним по возрасту, и, как правило, расположены в стороне от зон развития гранитов сиалитического ряда. Наиболее распространенные и относительно более молодые калий-натровые гранитоиды базальтоидного происхождения формируются в условиях временной частичной стабилизации земной коры.

Граниты и гранитоиды гранитных формаций приурочены к зонам интенсивной складчатости (возникшим в ходе инверсии геосинклинали). Они всегда моложе базальтоидных гранитоидов тех же тектоно-магматических циклов, хотя, возможно, иногда и перекрываются с ними в своих ранних фазах, представленных преимущественно гранодиоритами. Поэтому возникающие кое-где затруднения при генетическом расчленении гранитоидов двух разных групп формаций в основном относятся к близким по возрасту и составу гранитоидам типа гранодиорита. В этих случаях особое значение приобретают отмеченные выше петрографические и геохимические критерии.

В целом отличия между гранитоидами гранитной и базальтовой формаций настолько характерны, что на Урале сейчас нет сомнений в существовании резкой границы между гранитоидами базальтоидного и сиалитического рядов и в отсутствии между ними постепенных переходов.

Поэтому, несмотря на исключительное разнообразие состава изверженных горных пород, связанных общностью происхождения из базальтовой магмы, и наличие среди них пород, близких по составу к производным сиалической группы, на Урале пока нет данных о существовании пород, промежуточных по происхождению между этими группами как в интрузивных, так и в эффузивных фациях.

Сиалическая генетическая группа представлена внутрикоровыми образованиями ортомагматического и мигматитового рядов.

Сиалический магматизм, как и повсюду в подвижных поясах, проявляется периодически, будучи сопряженным с интенсивной складчатостью и региональным метаморфизмом. В развитии его наблюдается обычная смена синкинематических гранитоидов посткинематическими, гранодиоритов — гранитами и затем аляскитами, четко выражена ассимиляция основных боковых пород.

Образование гранитных формаций — продуктов сиалического магматизма на Урале, как и в большей части других геосинклинальных систем, приурочено в основном к стадиям общих инверсий геосинклиналей и связанным с ними фазам складчатых и разрывных движений: раннепротерозойской (тараташской или карельской), позднекембрийской (уралтауской или салаирской) и позднепалеозойской (уральской или варисской). Подчиненное значение имеют гранитные серии позднепротерозойского, ордовикского, среднепозднедевонского, возможно, раннекаменноугольного возраста.

В гранитных интрузиях и в гранитных формациях в целом наиболее распространены нормальные биотитовые микроклиновые граниты, по химическому составу отвечающие мировому типу (72—73% кремнезема), среди которых выделяются группы с различным соотношением калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. В верхнепалеозойской гранитной формации калишпат преобладает над плагиоклазом в гранитах Джаблык-Карагайского, Челябинского, Кочкарского и других массивов, примерно равные количества обоих видов полевых шпатов или некоторое преобладание плагиоклаза наблюдаются в Верх-Исетском массиве, Коневской группе массивов. Мало распространены плагиограниты, почти или совсем не содержащие калиевого полевого шпата, приуроченные к контактам с ультраосновными породами и обязанные своим происхождением взаимодействием гранитной магмы с боковыми породами. В более древних гранитных формациях отношение калишпата к плагиоклазу также значительно колеблется.

Как показала практика, наиболее рационально разделение гранитов от гранодиоритов не по соотношению калиевого полевого шпата и плагиоклаза, а по общей известковистости пород, определяемой проще всего по относительному количеству анортита в модальных или нормативных полевых шпатах («анортитовое число» Д. С. Штейнберга).

В результате ассимиляции основных боковых пород образуются серии — гранит — адамеллит-гранодиорит — кварцевый диорит — диорит (Верх-Исетский массив и др.). Жильные производные гранитов в серпентинитах дают различные варианты взаимодействия: ряд гранит — плагиогранит — плагиоклазит — корундовый плагиоклазит; ряд гранит — граносиенит — щелочной натровый сиенит — нефелинсодержащий щелочной сиенит (Уфалейский район, Березовск и др.).

Местами отчетливо геологически обособляются неоднородные интрузивные комплексы, варьирующие от кварцевых диоритов через гранодиориты до гранитов и даже аляскитов, в среднем близкие по составу к гранодиоритам, более древние, чем интрузивные комплексы, сложенные преимущественно нормальными гранитами, хотя и с местными более основными фациями. Это дает основания выделять более древнюю гранодиоритовую и более молодую гранитную субформации, обладающие свои-

ми особенностями металлогении, жильной свиты, характером и степенью метаморфизма.

В тесной связи с гранитами встречаются в той или иной степени обособленные аляскиты, местами более молодые, чем граниты. В связи с их металлогенической специализацией аляскиты можно выделять как наиболее молодую субформацию.

Таким образом, в гранитную ассоциацию на Урале входят весьма разнообразные по составу и повсеместно встречающиеся породы, даже если ограничиться ортомагматической группой.

Особое положение в гранитной ассоциации занимают нефелиновые сиениты мнаскитового ряда (Ильменские и Вишневые горы, Мугоджары), по составу близкие к нефелин-полевошпатовой эвтектике и несомненно магматические в своей основе. Они, по-видимому, являются, так же как и граниты, результатом селективного плавления сиала, но в условиях исключительно высокого потенциала и интенсивного притока щелочей в благоприятной тектонической обстановке, что определило нефелин-полевошпатовое, а не кварц-полевошпатовое направление альтернативной дифференциации.

Несомненно существование структур и целых зон, в которых формирование гранитных ассоциаций происходило длительное время, по-видимому, периодически, охватывая несколько этапов или даже тектоно-магматических циклов. С достоверностью это установлено в зоне Центрально-Уральского поднятия, где в последнее время, главным образом на основе определений абсолютного возраста, выделены верхнепалеозойские, среднепалеозойские, кембрийские, докембрийские гранитные и гранито-гнейсовые комплексы (Приполярный Урал, Уфалейский, Тараташский комплексы, Мугоджары). В известной мере это затрудняет расчленение гранитных формаций по возрасту.

Из сделанного краткого обзора следует, что, несмотря на разнообразие состава, возраста и геологической позиции, на Урале довольно четко выделяются три главные генетические группы изверженных горных пород, т. е. естественных ассоциаций, приуроченных к определенным стадиям развития тектонических структур, и соответственно три группы магматических формаций — безальтоидная в интрузивных и эффузивных фациях, перидотитовая, или, точнее, дунит-гарцбургитовая, — только в интрузивных фациях, гранитная (сиалическая) — также только в глубинных фациях. Самостоятельная андезитовая группа отсутствует. Не вполне ясно генетическое положение дунитов, пространственно связанных с габбро. Есть много данных за то, что они должны рассматриваться как производные перидотитового слоя. Намечается щелочно-ультраосновная группа платформенных формаций, представленная щелочными базальтоидами и предполагаемыми по наличию алмазности кимберлитами (западный склон Урала).

Перидотитовая (дунит-гарцбургитовая) и гранитная группы ограничены в своем распространении областями типичного геосинклинального магматизма.

Базальтоидная группа распространена значительно шире. Она охватывает наряду с эвгеосинклиналью также внешние зоны полуплатформенного режима и области переходов от геосинклинали к платформам. Некоторые типы ассоциаций свойственны только эвгеосинклинали; к ним относятся целиком натровые серии: диабаз-спилитовые, диабаз-кварц-альбитофировые (спилито-кератофировые), андезито-дацитовые и комагматичные им габбро-кварц-диоритовые и плагио-гранитные; только эвгеосинклинали свойственны формации базальтовых порфиритов, относящихся к калинатровым сериям.

В перечисленных случаях петрологическая характеристика достаточна для отнесения ассоциаций к геосинклинальным.

В то же время в геосинклинали на поздних стадиях определенных этапов и циклов развития базальтоидного магматизма появляются ассоциации, относящиеся к кали-натровым сериям, близкие к платформенным — липарито- и липарито-трахито-базальтовые (интрузивные комагматы — габбро, габбро-диабазы, граниты, граносиениты), трахито-андезито-трахито-базальтовые (интрузивные комагматы — сиенитоиды, габбро), трахибазальтовая (местами с калиевым уклоном).

Формационное деление магматических образований, принципы которого изложены в докладе, в значительной мере уже проверено практикой, показавшей, что правильное понимание истории формации и закономерностей размещения магматических образований и связанных с ними полезных ископаемых возможно только на его основе.

Совершенствование этого деления составляет важнейшую задачу дальнейших исследований.

ОБ ЭНДОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ

В одной из наших статей «О магматических и метаморфических формациях» (Заридзе, 1962) нами было приведено определение этого понятия. Уточняя несколько это определение, мы считаем, что эндогенной геологической формацией следует называть такие естественные сообщества (ассоциации) вулканогенно-осадочных, магматических, метаморфических и метасоматических пород, а также руд, которые образованы в результате последовательных стадий единого эндогенного минерало- и порообразующего процесса в течение определенного геологического этапа развития конкретной структурной формы земной коры.

В это же время нами была предложена классификация эндогенных геологических формационных типов (1962, стр. 35), в которой (а также в приведенном ниже новом варианте классификации) в основу положен генетико-тектонический принцип. Все геологические формации разделяются на две основные генетические группы. Одна из них обязана своим возникновением эндогенным минерализационным процессам, другая — экзогенным. Экзогенные формации нами не рассматриваются. Эндогенные формации подразделяются на два ряда: 1) существенно магматические и 2) существенно метаморфические и метасоматические. По геоструктурному признаку внутри этих рядов мы соответственно выделяем формационные типы: 1) геосинклинальных областей, 2) областей завершённой складчатости и субплатформенных, 3) платформенных областей и щитов (см. таблицу).

Т а б л и ц а

Классификация эндогенных геологических формационных типов

Существенно магматические формационные типы			Существенно метаморфические и метасоматические формационные типы	
геосинклинальные области	области завершённой складчатости и субплатформенные	платформенные области и щиты	геосинклинальные области	платформенные области и щиты
Диабазо-порфири- товый аспидный	Вулканогенно-оса- дочный базаль- то-липарито-тра- хито-гранитоид- ный	Вулканогенно-оса- дочный трашпо- вый трахито-ба- зальтовый	Формации мета- морфических и метасоматиче- ских серий пор- род и сопря- женных с ними гранитоидов	Порфирито-ди- абазо-габбро- ультрабазит- товый Формации щел- очных серий пород
Вулканогенно-оса- дочный базаль- то-гранитоидный	Вулканогенно-оса- дочный трахито- базальто-теше- нито-сиенитовый	Порфирито-диабазо- габбро-ультра- базитовый		
Вулканогенно-оса- дочный базаль- то-липарито-тра- хито-гранитоид- ный				
Вулканогенно-оса- дочный андези- то-базальтовый (современный)				

## Геосинклинальные области

1. Из геосинклинальных существенно магматических формационных типов в первую очередь следует упомянуть диабазо-порфиритовый аспидный формационный тип, образование которого обычно предшествует формированию флишевой формации. В этом формационном типе преобладают седиментогенные, частично метаморфизованные породы — аспидные сланцы. Поэтому его можно отнести также к метаморфическим формациям. Одним из классических примеров данной формации может служить нижне-среднеюрская диабазо-порфиритовая аспидная формация, развитая в Казбекско-Лагодехской тектонической зоне южного склона Большого Кавказа и продолжающаяся на его северном склоне. Эта формация состоит преимущественно из глинистых сланцев аспидного типа и частично песчаников. На проявление синхронного вулканизма указывает обнаружение нами в Верхней Раче в ледниковой части ущелий рек Чанчхи и Восточной Эдены в низах лейасовых осадков прослоев витрокластических туфов. В сланцах наблюдаются многочисленные пластовые тела диабазов, порфириров, кварцевых альбитофиров и, кроме того, процессы окварцевания, серитизации, хлоритизации и т. д. С этой формацией, по-видимому, связаны медно-пирротиновые, свинцово-цинковые, реальгар-аурипигментовые, киноварные и другие месторождения и рудопоявления. Диабазо-порфиритовая аспидная формация южного склона Большого Кавказа постепенно переходит во флишевую формацию (Местийско-Тианетская тектоническая зона). Геосинклинальный режим здесь существовал до конца мела, в некоторых местах — до среднего эоцена.

2. Одним из наиболее характерных существенно магматических формационных типов геосинклинальных областей является вулканогенно-осадочный спилито-кератофирово-диабазо-порфиристо-ультрабазито-гранитоидный формационный тип. Сокращенно его можно именовать вулканогенно-осадочным базальто-гранитоидным формационным типом. Если исключить гранитоиды, эта формация соответствует «офиолитовой формации» Шейнманна и «зеленокаменной» итальянских геологов (Хесс, 1957).

Следует отметить, что в конкретных формациях этого типа не всегда наблюдается полная серия горных пород. Кроме того, имеются случаи, когда вместо гранитоидов развиты сенинты (Заридзе, 1962, стр. 37—38).

Рассматриваемый формационный тип весьма широко развит. Он встречается в палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых областях. Многие метаморфические формации допалеозоя и в некоторых случаях нижнего палеозоя, как, например, кавказские, до метаморфизации отвечали этому формационному типу.

Как видно из сказанного, в данную геосинклинальную магматическую формацию мы объединяем как ранний вулканический процесс, так и более поздний интрузивный, и, кроме того, рудно-минерализационный процесс, которые обычно рассматриваются раздельно (Рид, 1950). Е. К. Устиев (1963), кроме вулканической и плутонической формаций, выделяет третью вулканоплутоническую формацию, что в принципе соответствует нашим представлениям (Заридзе, 1962).

В металлогении выделяются также самостоятельные рудные формации.

Все перечисленные главные составляющие вулканогенно-осадочной базальто-гранитоидной геосинклинальной магматической формации настолько тесно связаны между собой, что их разделение было бы явно ошибочным. Естественнее рассматривать их как субформации: вулкани-

ческую, интрузивную (плутоническую) и рудную. К субформации следует отнести также серию ультраосновных пород.

Одна из хорошо изученных вулканогенно-осадочных базальто-гранитоидных формаций развита в пределах складчатой системы южного склона Большого Кавказа в Гагрско-Джавской тектонической зоне; возраст вулканогенно-осадочной свиты-байос, мощность ее до 3 км. В состав этой формации входят туфобрекчии, лавовые брекчии и различные туфы спилитового и авгит-лабрадор-порфиритового, реже роговообманково-лабрадорного и плагиоклаз-порфиритового составов; аркозовые, граувакковые, аркозово-граувакковые и туфогенные песчаники. Из пород, образующих секущие тела, формация включает спилиты, авгит-лабрадоровые диабазы, кварц-альбитовые, кварц-лабрадоровые, кварц-битовнитовые и анальцимовые диабазы, габбро, кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры и кварцевые порфиры.

В пределах распространения характеризуемой формации байоса встречаются интрузии, образующие обычно небольшие тела, занимающие иногда площадь до 100 км<sup>2</sup> и более. Возраст этих интрузий нами определен как батский (Заридзе, 1959, 1961). По составу преобладают гранитоиды, но имеются и более основные породы, отвечающие кварц-анортотлазовым габбро и кварцевым монцитам. Гранитоиды пересекаются дайками аплитов и пегматитов. С названными интрузиями парагенетически связаны свинцово-цинковые, баритовые, другие месторождения.

3. К третьему геосинклинальному существенно магматическому формационному типу относится вулканогенно-осадочный базальто-андезито-дацито-липарито-гранитоидный формационный тип. Более сокращенно его можно называть вулканогенно-осадочным базальто-липарито-гранитоидным формационным типом.

К рассматриваемому формационному типу относятся образования нижнего структурного яруса Охотского вулканического пояса, всесторонне изученного Е. К. Устиевым (1959). По данным упомянутого исследователя, Охотский пояс возник на границе между замкнувшейся в конце верхнеюрского — начале нижнемелового времени тектонических движений Колымо-Чукотской геосинклиналью (североазиатский континент) и зародившейся в основном в нижнем меле Охотско-Камчатской геосинклиналью. На этом основании автор рассматривает Охотский пояс как пограничную или переходную тектоническую зону, развивавшуюся в основном с нижнемелового до верхнетретичного времени.

Заложение Охотско-Камчатской геосинклинали вызывает смещение волны прогибания земной коры к Тихому океану. Краевая зона этой геосинклинали — Охотский пояс — захватывает Колымо-Чукотский складчатый фундамент, что придает рассматриваемому поясу определенное сходство с платформенными структурами. Но высокая мобильность, выразившаяся в заметной дислоцированности нижнемеловых образований, отличает Охотский пояс от «настоящих платформ» (Устиев, 1959, стр. 8). Поэтому имеется основание для отнесения к геосинклинальной формации образований нижнего структурного этажа этого пояса. Однако мы не допустили бы большой ошибки, если бы образования этого этажа отнесли к областям завершенной складчатости и субплатформенной (см. таблицу).

Что касается магматической формации следующего структурного этажа, то ее отнесение к субплатформенному формационному типу уже сомнений не вызывает.

Начиная с лежащего выше третьего структурного этажа, в Охотском поясе устанавливаются платформенный режим и характерный для него вулканизм (см. ниже).

Следует отметить, что Охотский вулканический пояс не единственный подобный пояс, он представляет собой часть обширного окраинного

Восточно-Азиатского тектоно-магматического пояса, который вдоль восточных берегов Азии образует несколько дугообразных звеньев. Он характеризуется специфическими условиями развития и своеобразным магматизмом и металлогенией (Устиев, 1959).

По данным Е. К. Устиева (1959), нижний структурный этаж Охотского пояса представлен нижнемеловой вулканогенно-осадочной свитой, мощностью от сотен метров до 2—3 км. Ширина пояса определяется первыми сотнями километров, длина же — протяженностью северо-западной окраины Охотско-Камчатской геосинклинали. Наибольшим развитием среди эффузивов пользуются андезиты. Из других вулканических пород представлены все разности от базальтов до щелочно-земельных липаритов.

В Охотско-Камчатской геосинклинали складкообразовательные движения выразились в повсеместном несогласном налегании альбских и апт-альбских слоев на отложениях валанжина. Наличие в Охотском поясе апт-барремских отложений, датированных флористически, указывает на проявление в его пределах тех же движений с некоторым запозданием. С отмеченным складкообразованием связано появление типичных для пояса «охотских интрузий», образующих батолитоподобные массивы в основном в пределах пояса, но они наблюдаются также в домеловой Колымо-Чукотской складчатой области.

В интрузивах преобладающую роль играют гранодиориты, но встречаются породы и другого состава. Последовательность породообразования следующая: габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты.

«Охотские интрузии» прорывают и метаморфизуют нижнемеловую вулканогенно-осадочную свиту и перекрываются верхнемеловыми отложениями следующего структурного этажа. Многочисленные гальки этих интрузий обнаружены в сеноман-туронских конгломератах бассейна р. Армани.

Таким образом, нижний структурный этаж Охотского пояса представляет собой нижнемеловую вулканогенно-осадочную андезито-липарито-гранитоидную конкретную формацию, отвечающую рассматриваемому формационному типу.

4. К четвертому существенно магматическому (вулканическому) формационному типу мы относим образования современных островных дуг. Его можно именовать вулканогенно-осадочным андезито-базальтовым формационным типом.

Вулканические формации этого типа развиты, по данным Е. К. Устиева (1959), к востоку от Восточно-Азиатского тектоно-магматического пояса, отделенные от него эпиконтинентальными морями. Здесь наблюдается гирлянда современных островных дуг — Алеутской, Камчатско-Курильской и Японской, протягивающихся в том же секторе Тихоокеанского бассейна, что и более древние — Охотская и Сихотэ-Алинская дуги. Аналогичное положение относительно континентальной Восточно-Китайской дуги занимают островные дуги Рю-Кю и Филиппинских островов. В 2500 км восточнее последних дуг располагается вторая гирлянда островных дуг — Бонинско-Марианская. Западная из них развивалась в мезозое и в третичное время, восточная — более молодая.

Вдоль выпуклой стороны островных дуг располагается геосинклинальный трог, а с вогнутой — пояс четвертичного и современного вулканизма, являющийся характерной особенностью тихоокеанских островных дуг. Протяженность этого вулканического пояса, огромное число связанных с ним погасших и действующих вулканов и километровые мощности вулканогенных отложений полностью повторяют соответственные особенности, которые, вплоть до неогена, отличали более древний Восточно-Азиатский тектоно-магматический пояс.

## Области завершенной складчатости и субплатформенные

1. Одним из распространенных формационных типов является вулканогенно-осадочный базальто-липарито-трахито-гранитоидный. По составу входящих в него пород он аналогичен третьему формационному типу геосинклинальных областей, что, по-видимому, объясняется близостью условий их формирования. Следует отметить, что конкретные формации, относящиеся к рассматриваемому формационному типу, сложены из различных серий пород. Для них обычны подчиненная роль или полное отсутствие базальтов и трахитов.

К данному формационному типу мы относим образования второго структурного этажа Охотского пояса. В состав этих образований, по данным Е. К. Устиева (1959), входят континентальные вулканогенные и осадочные породы с верхнемеловой флорой. Верхнемеловые образования Охотского пояса с угловым несогласием налегают на породы нижнего структурного яруса. Покровы и потоки лав, так же как и пласты озерных и речных отложений, дислоцированы в очень пологие складки со слабым наклоном крыльев. Площадь развития верхнемелового структурного этажа часто совпадает с площадью, занимаемой нижнемеловым структурным этажом, частью же заметно смещается от границ с Охотско-Камчатской геосинклиналью. Мощность вулканогенных пород — от 600—800 до 1300—1500 м. Мощность угленосных отложений межгорных впадин достигает 1200—2000 м. Эволюция состава вулканических пород имеет следующий вид: андезиты, дациты, липариты, щелочные липариты. В связи с фазой складчатости, проявившейся в конце верхнего мела, образовались гипабиссальные интрузии, преимущественно гранит-порфиры с оловянной и редкометальной минерализацией. Среди интрузий, сопряженных с развитием данной формации, называются также щелочно-земельные, субщелочные и щелочные граниты.

В соответствии с приведенной краткой характеристикой рассмотренную конкретную формацию следует назвать верхнемеловой вулканогенно-осадочной андезито-дацито-липарито-гранитоидной формацией Охотского пояса.

Другим примером может служить развитая в субплатформенной области (Артвино-Болнисская глыба) верхнемеловая вулканогенно-осадочная порфирито-кварц-альбитофиро-кварц-порфировая формация Южной Грузии (Заридзе, 1962).

Аналогичная формация в верхнем плиоцене-антропогене образовалась на Большом и Малом Кавказе, представляющих собой в рассматриваемом отрезке времени области завершенной складчатости. В названных горных сооружениях развиты следующие эффузивы: базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты, липариты, трахито-дациты, трахиты. Из них подчиненную роль играют основные эффузивы и два последних типа пород.

Данную формацию мы выделяем под названием «верхнеплиоцен-антропогеновая вулканическая формация Кавказа» (Заридзе, 1962).

2. Вторым формационным типом следует считать вулканогенно-осадочный трахито-базальто-тешенито-сиенитовый, который по составу вулканических пород очень близок к платформенным образованиям, однако встречается также в областях субплатформенных и завершенной складчатости.

Формация рассматриваемого типа развита в межгорном прогибе, расположенном между Большим и Малым Кавказом в пределах территории Грузии. На консолидированном в основном в верхнем палеозое кристаллическом субстрате, расширившем несколько свои границы в батском веке в связи с причленением среднеюрской геосинклинали, в условиях верхнеюрского (киммериджского) лагунного бассейна происходила вулканиче-

ская активность, в результате чего образовались последовательно следующие породы: оливиновые базальты, оливиновые трахито-базальты, оливиновые базальты и анортноклазовые трахиты. С эффузивами перемежаются крупно- и мелкозернистые песчаники и хемогены.

Данную конкретную формацию мы называем верхнеюрской вулканогенно-осадочной трахито-базальтовой формацией Грузии.

Близкая по составу формация в той же геоструктурной зоне образовалась в плиоцене. Ее мы называем плиоценовой базальто-тешенитовой формацией Грузии.

Плиоценовые лавы области завершенной складчатости Аджаро-Триалетской складчатой системы (Малый Кавказ) в отдельных местах (Кечутский и Беденский хребты, районы селений Цалка, Гомарети, Дманиси и др.) сложены из долеритов, базальтов и отчасти андезитов-базальтов. В состав этих пород входят оливин, лабрадор-битовнит, авгит и иногда натриевые цеолиты. Они обнаруживают относительно большую щелочность. Послепалеогеновыми мы считаем, по крайней мере частично, жильные тела камptonитов, мончикитов и тешенитов Ахалдихского района и объединяем их с плиоценовой базальто-тешенитовой формацией Грузии. Такое объединение оправдывается допущением о значительном выравнивании геолого-структурных и физико-механических свойств коры, слагающей в прошлом две самостоятельно развивающиеся крупные структурные единицы, оформившиеся в два различных складчатых сооружения — Большой и Малый Кавказ.

Еще одна формация известна в переходной тектонической зоне от Аджаро-Триалетской геосинклинали к Межгорному прогибу. Ее мы именуем верхнеоценовой вулканогенно-осадочной трахито-базальто-сиенитовой формацией Грузии.

### Платформенные области и щиты

1. Характерным является вулканогенно-осадочный трапповый трахито-базальтовый формационный тип, развитый на платформах Сибирской, Восточно-Европейской (русской), Каррусской, Паранской, Абиссинской, Сирийской и Западно-Сахарской платформах. Магматические образования связаны с осадочной покрывкой (платформенным чехлом).

Сюда же следует отнести вулканогенно-осадочные образования древних щитов. Эффузивные процессы связаны с более молодой, чем гранито-гнейсовое основание, трещинной тектоникой (с глубинными разломами). К ним относится, например, Балтийский щит, где на площади 1500 км развита иотнийская диабазовая формация.

Иотнийские осадки состоят преимущественно из песчаников с прослоями глинистых сланцев, в краевых частях наблюдаются кварцевые конгломераты и грубозернистые аркозовые песчаники, которые перекрывают рапакиви. По данным Хейкки Вяюрюнена, «Массивы рапакиви Юго-Западной Финляндии были обнажены уже задолго до кембрийского эрозионного цикла, причем еще в докембрийское время на гранитах рапакиви отложилась толща песчаников, которая получила название иотнийской. Отложения эти прорваны диабазами, а так как в Швеции подобные диабазы встречены в гальке базальных кембрийских конгломератов, их следует считать докембрийскими». Отмеченные диабазы прорывают также граниты-рапакиви (1959, стр. 28).

Иотнийские отложения развиты и на Русской платформе, окончательно сформировавшейся после карельской складчатости. По данным абсолютно-го возраста (1300—1500 млн. лет), они сопоставляются с нижним рифеем (Муратов и др., 1962).

З. Г. Ушакова в западной части Русской платформы выделяет нижнепалеозойскую вулканогенно-осадочную трапповую формацию, охватываю-

щую в главной своей части время от нижнего кембрия до силура включительно и состоящую из мощных базальтовых лав и продуктов эксплозивной деятельности, а также интрузий того же состава. Вулканизм этой формации начался еще с конца позднего протерозоя (рифей, синя).

Породы рассматриваемой трапповой формации характеризуются разнообразием минерального состава и большим разнообразием структурных особенностей, что обусловлено условиями кристаллизации базальтовой магмы.

На основании изучения керн многочисленных скважин, автор заключает, что «витрофировые гялобазальты, альбитизированные и хлоритизированные базальтовые порфириты и афириты, а также спилиты слагают маломощные покровы и краевые зоны мощных покровов, а свежие неизменные базальты и долериты наблюдаются в переходных и срединных зонах, удаленных от кровли и подошвы не менее чем на два метра» (Ушакова, 1962, стр. 60).

На более поздних этапах геологического развития проявление вулканизма значительно ослабевает. Второй этап охватывает средний и верхний палеозой. Он характеризуется локальным проявлением вулканизма и достоверно известен в Днепровско-Донецкой впадине и прилегающей к ней юго-западной окраине Донбасса. Эффузивные, туфовые и дайковые образования представлены породами основного, среднего и кислого состава.

Мезозойско-кайнозойский этап проявился лишь на окраинах Донбасса и Приазовья. Здесь наблюдаются дайковые тела, сложенные основными и щелочными породами.

Древняя вулканогенно-осадочная трапповая формация известна также в Кьюинау в Северной Америке.

Верхний структурный этаж Декканского щита, расположенного в пределах Индийского полуострова, представлен почти горизонтально залегающими мезозойскими и третичными базальтовыми покровами. Здесь изредка встречаются дациты и липариты. На гранито-гнейсовом основании Центрального плато Франции залегают лавы и экструзии третичных базальтов.

К рассматриваемому магматическому формационному типу относятся также палеогеновый и неоген-четвертичный этажи Охотского вулканического пояса (Устиев, 1959). Общая мощность почти горизонтально залегающих лав третьего этажа 1000—1200 м. Пирокластический и осадочный материалы встречаются лишь в центральной части Охотского побережья. Состав лав базальтовый; отмечаются и щелочные базальты и щелочные липариты, а также небольшие потоки комендитов и пантеллеритов. Жильная фация представлена долерит-андезитами и габбро-долеритами. Данную конкретную формацию можно именовать палеогеновой андезитобазальто-щелочно-липаритовой формацией Охотского пояса.

В четвертом структурном этаже вулканические проявления известны только в двух местах.

Формации аналогичные Охотским можно выделить в ряде дугообразных геотектонических структур, входящих в состав окраинного Восточно-Азиатского тектоно-магматического пояса.

2. К платформенному магматическому формационному типу следует отнести систему даек и небольших массивов порфирито-диабазо-габбро-ультрабазитового состава, залегающих в допалеозойских и палеозойских фундаментах, где отсутствуют синхронные эффузивные образования, которые, по-видимому, смыты мезозойской или более древней эрозией в связи с проявлением предэрозийных поднятий значительной амплитуды.

Палеозойская порфирито-диабазо-габбровая, преимущественно дайковая магматическая формация наблюдается на Кавказе почти всюду в выступах палеозойского фундамента. Иногда породы подразделяются на

послекаледонские догерцинские, залегающие в каледонских кристаллических породах и преобразованные (окварцованные, альбитизированные и микроклинизированные) под воздействием процессов, связанных с гранитообразованием в герцинском цикле геологического развития, и послегерцинские, в основном верхнепалеозойские. Первые из них мы относим к платформенным метаморфическим формациям (см. таблицу). Кавказские дайковые тела местами являются послепалеозойскими. В отдельных случаях допускается связь этих образований с проявлениями верхнепалеозойской эффузивной деятельности.

## СУЩЕСТВЕННО МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ

### Геосинклинальные области

В трудной проблеме, рассматривающей магматические и метаморфические формации, более сложно выделение последних, особенно в том случае, когда метаморфическая порода сохраняет в той или иной степени природу исходной осадочной или магматической породы, и, кроме того, тогда, когда порода магматического облика, несомненно, имеет метаморфический (метасоматический) генезис, как, например, многие гранитоиды. К числу таких образований следует отнести также серпентиниты, горнблендиты, плагиоклазиты, спилиты, альбитофиры, значительную часть полевошпатово-щелочных и щелочных пород и т. д.

При выделении метаморфических формаций следует учитывать классификацию минеральных фаций Эскола, усовершенствованного исследования Грубенмана и Ниггли, а также Гольдшмидта, Бэйли, Рида и Тилли о роговиковых породах (Заридзе, 1962). Она позднее получила дальнейшее усовершенствование в работах Д. Файфа, Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (Тернер, 1961).

В усовершенствованной схеме выделяются две главные серии фаций, соответствующие двум линиям прогрессивного метаморфизма — регионального и контактового.

В серии пород регионального метаморфизма входят следующие минеральные фации: цеолитовая, зеленых сланцев, глаукофановых сланцев, альмандин-амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая, а в серии пород контактового метаморфизма — альбит-эпидот-роговиковая, роговообманково-роговиковая и пироксеново-роговиковая.

Формации пород регионального метаморфизма имеют весьма широкое развитие. Они слагают все древнейшие платформы и щиты, а также палеозойские кристаллические фундаменты некоторых горных сооружений, каким, например, является Большой Кавказ, и, кроме того, выходы древнего субстрата в отдельных межгорных прогибах, как это имеет место между Большим и Малым Кавказом (Аджаро-Триалетским хребтом) в пределах территории Грузии. Этот выход известен под названием Дзиркульского массива. К аналогичным образованиям относятся (опять-таки на территории Грузии) Храмский и Локский массивы. К югу от Малого Кавказа и в Анатолии расположены Артвинский, Галатский и Эгейский массивы. В Балканах подобными выступами древнего фундамента считаются Родопский и Македонский массивы и т. д.

В качестве примера рассмотрим Финляндский кристаллический фундамент, являющийся более древним, чем докембрийские иотнийские осадки. Здесь в настоящее время выделяют три главных цикла геологического развития, соответствующие трем разновозрастным складчатым поясам (Вярюнен, 1959): Свекофеннский пояс (Главная свекофеннская зона), Карельский пояс (Восточно-Финляндская или Главная Карельская зона)

и Лапландский пояс (Северная или Главная Лапландская зона). Каждая из них, по-видимому, соответствует отдельной эндогенной формации.

Исходя из приведенных в книге Хейкки Вяюрюнена (1959) данных, образование гнейсовидных плагиоклазовых гранитоидов следует увязать с развитием Свекофеннской зоны, часть микроклиновых порфировидных гранитов — с Карельской, а другую — с Лапландской зонами.

В связи с развитием последней зоны, по-видимому, формировались также постархейские — доверхнедокембрийские (доиотнийские) граниты рапакиви. Массивы гранитов рапакиви секут все соприкасающиеся с ними породы фундамента. В районе Сатакунты на граниты рапакиви налегают отложения ютнийских песчаников. Как граниты, так и песчаники секутся дайками диабазов. Считалось, что граниты рапакиви секут диабазы и, стало быть, являются более молодыми, чем диабазы. Было установлено, что это впечатление создается в результате образования гибридной зоны, мощностью 7—10 м, под воздействием основной магмы на граниты рапакиви (Вяюрюнен, 1959, стр. 29, 34).

Уральские граниты рапакиви, входящие в состав Бердяшского массива, относят к нижнему рифею (абс. возраст 1300—1500 млн. лет). Массив залегает в свите метаморфических сланцев аспидного типа. У южного окончания граниты отделены от метаморфических сланцев узкой полосой доломитов. Образование олигоклазовой каймы вокруг калишпатовых ооидов А. Н. Заварицкий (1958) считает результатом паложженного натриевого метасоматоза.

Опять-таки нижнерифейскими, но несколько более древними по сравнению с Бердяшским массивом считаются Украинские граниты рапакиви (абс. возраст 1500 млн. лет) (Муратов и др., 1962). На территории Украины известно три выхода гранитов рапакиви: Родомышльский на р. Ирше, Каневский на р. Роси и Черкасский на левом берегу р. Ольшанки (Лучицкий и Лебедев, 1934).

Породы Свекофеннской зоны в общем соответствуют амфиболитовой минеральной фации Эскола, переходящей в гранулитовую (Эскола, 1961, стр. 184). Серию пород этой зоны, по-видимому, можно назвать Свекофеннской лептиго-гнейсо-амфиболито-плагиоклазо-гранитоидной формацией, которая может быть подразделена на соответствующие Свонийскую и Ботнийскую субформации. Серия пород Карельской зоны отвечает в целом той же амфиболитовой фации. Для негесинклинальной ее подзоны, называемой Ятулийской, характерны материковые осадки — кварциты, а для геосинклинальной Калевийской ее подзоны — доломитовые известняки, ультрабазиты, филлиты, слюдистые, андалузитовые и ставролитовые сланцы, мигматиты и микроклиновые граниты. Ее можно объединить в одну Карельскую доломито-порфирито-ультрабазито-мигматито-микроклино-гранитную формацию с Ятулийской и Калевийской субформациями. Третья серия пород, которая отсутствует у П. Эскола, по-видимому, частично относится к его амфиболитовой минеральной фации — кварциты, доломиты, диабазы, филлиты, слюдяные сланцы, гнейсы, амфиболиты, микроклиновые граниты; частично — к зеленокаменной — диабазы, мандельштайны, уралитовые и плагиоклазовые порфиры, спилиты; и, наконец, — к гранулитовой, переходящей в эклогитовую. Здесь, по-видимому, следует выделить следующие формации: спилито-зеленокаменную, кварцито-доломито-филлито-амфиболито-гнейсо-микроклино-гранитную (возможно, рапакиви-гранитную) и эклогитовую.

К рассматриваемой фации следует отнести выделенную нами (Заридзе, 1962, стр. 41) карбонотриасовую дизъюнкционную филлито-кварцито-габбро-диабазо-гранитоидную формацию Сванетии (южный склон Большого Кавказа). Близкие ассоциации пород образуют палеозойские формации метаморфических сланцев и гранитоидов Дзирульского, Локского и частью Храмского массивов.

В настоящее время можно считать в общих чертах установленным, что метаморфиты и гранитоиды Главного хребта Большого Кавказа сформированы в течение двух геологических циклов. Калиевый метасоматоз (микроклинизации), особенно ярко проявившийся в герцинское время, накладывался на различные породы, в том числе и на кварцевые диориты, плагиограниты, плагиогнейсы, метаморфические сланцы и другие породы каледонского цикла. Более поздний процесс калиевого метасоматоза наблюдается и в докембрии Фенноскандинавии. Г. Г. Рид (1957) также отмечает, что ранние гранитоидные серии Шотландии богаты натрием (олигоклазом), а поздние — калием (микроклином).

Рассмотренную ассоциацию горных пород, в которой ведущую роль играют метасоматические гранитоиды, мы условно объединяем в крупную палеозойскую кристаллическую формацию Главного хребта Большого Кавказа.

### Платформенные области и щиты

К платформенному существенно метаморфическому и метасоматическому формационному типу, как отмечалось при рассмотрении существенно магматических формаций платформенных областей и щитов, мы относим метаморфизованный порфирито-диабазо-габбро-ультрабазитовый формационный тип. Другим важным относящимся сюда формационным типом мы считаем ассоциации щелочных пород (Заридзе, 1962), поскольку полагаем, что значительная часть щелочных пород образована в результате наложенного щелочного метасоматоза. Состав исходной породы и метасоматизирующего раствора, а также интенсивность метасоматического процесса, обуславливают возникновение весьма разнообразных по составу и структуре серий щелочных пород, образующих различные конкретные формации.

Одним из классических примеров приуроченности щелочных пород к платформенным областям и щитам может служить Фенноскандинавский (Балтийский) щит. На территории Финляндии известны различные щелочные породы (Вяюрюнен, 1959, стр. 34—37). В 28 км к юго-востоку от Кусамо, на восточном берегу озера Ийярви, на одноименной горе, обнажается ийолитовый массив. Подобные нефелиновые породы еще южнее выходят в двух пунктах — на горах Ахвенваара и Пенниканваара. В крайних частях этих массивов развиты основные породы, отвечающие ультрабазитам. На обращенном к озеру Ахвенярви склоне горы Ахвенваара ийолиты контактируют с гнейсо-гранитами, в контакте с которыми они имеют состав пироксеновых сиенитов. В гнейсо-гранитах исчезают кварц и биотит и появляются эгирин, эгирий-авгит и альбит, т. е. происходит сиенитизация, или фенитизация, по терминологии норвежских геологов. Подобные процессы наблюдаются севернее — в Мурманской области в Кандалакшском районе. Помимо ийолитов, здесь известны канкринитовые сиениты и нефелиновые базальты. В северной Карелии, на горе Нииниваара в Кави, описан богатый апатитом камптонит. Судя по обнаруженному на горе Хайняваара в районе Киикхелюсваара глыбам астрофилитовых нефелиновых сиенитов, следует предполагать наличие их коренных выходов. Щелочные породы развиты также в районе Альне в Швеции.

Все упомянутые нефелиновые породы, по-видимому, синхронны крупным массивам Кольского полуострова, один из которых, в частности Ловозерский массив нефелиновых сиенитов, залегает в отложениях верхнего девона.

Как нетрудно было видеть из изложенного, формирование эндогенных (магматических и метаморфических) формаций протекает в отрезке времени не менее одного элементарного цикла геологического развития. В случае геосинклинальных бассейнов он начинается осадконакоплением

и вулканической деятельностью и заканчивается замыканием геосинклинального трога и формированием гранитоидов со связанными с ними минерализационными процессами. В более древних геосинклинальных циклах развитие отдельных бассейнов маскируется наложенными минерализационными процессами, связанными с развитием более поздних бассейнов. Эндогенную формацию в данном случае можно рассмотреть в течение всей истории развития геосинклинальной области, например каледонской или герцинской. Имеются случаи, когда в одну формационную серию пород приходится объединять два таких цикла, как, например, это имеет место в палеозое Кавказа. Здесь происходит нередко почти полная переработка герцинскими минерализационными процессами всех более древних пород.

Наше определение эндогенной формации, по-видимому, охватывает все встречающиеся в природе случаи. Однако следует отметить, что как толкование эндогенных формаций, так и предложенная нами классификация требуют дальнейшего усовершенствования; особенно это относится к менее разработанным существенно метаморфическим и метасоматическим формационным типам.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вярурюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. ИЛ., 1959.
- Заварицкий А. Н. Петрология Бердяшского плутона. Изб. труды, т. 2, 1958.
- Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Заридзе Г. М. О магматических и метаморфических формациях (на примере Кавказа). — Сов. геол., 1962, № 5.
- Заридзе Г. И., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.
- Лучицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины. Изд-во АН СССР, 1934.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития русской платформы. — Изв. ВУЗ. Геол. и разв., 1962, № 11.
- Рид Г. Гранаты и граниты. Проблема образ. гранитов. — 2-й сборник статей, 1950.
- Рид Г. Гранитные серии в подвижных поясах. — Сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Тернер Ф. Дж. Пересмотр метаморфических фаций. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. — Сборник статей, т. 1, ИГЕМ, 1961.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геол., 1959, № 3.
- Устиев Е. К. Структурно-генетические ряды магматических формаций. — Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 5.
- Ушакова З. Г. Нижнепалеозойская трапсовая формация западной части русской платформы. — Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 80, 1962.
- Хесс Х. Х. Серпентиты, орогенез и эпейрогенез. Земная кора. ИЛ., 1957.
- Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. — Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, т. 1, 1961.

*И. С. Усенко, И. Л. Личак,  
И. Д. Царовский, Л. Г. Бернадская*  
(Институт геологических наук АН УССР)

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

За последние 20—25 лет благодаря усилиям советских геологов (Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, Н. П. Хераскова, В. И. Попова, Н. А. Штрейса, В. В. Белоусова, Б. М. Келлера, Ю. А. Кузнецова, Ю. Ир. Половинкиной и др.) учение о формациях превратилось в самостоятельную геологическую науку с большим теоретическим и практическим будущим.

Изучение формаций конкретных геологических регионов Советского Союза в настоящее время является актуальнейшей задачей. Исследование формаций дает большой значимости материал, позволяющий не только вскрыть частные закономерности тектогенеза, седиментации, магматизма и метаморфизма, но и постичь общие законы развития земной коры в целом, более полно раскрыть историю ее формирования, познать закономерности образования и размещения полезных ископаемых.

Формационный анализ позволяет научно обосновать прогноз полезных ископаемых, он обеспечивает правильный выбор поисковых направлений, подводит надежное основание под разработку методики поисков и поисковых критериев месторождений полезных ископаемых.

Формации Украинского щита в печати освещены слабо, хотя по некоторым из них имеются обобщающие работы, в частности, по железисто-кремнистым (Н. П. Семененко, Я. Н. Белевцев, Ю. Ир. Половинкина, Г. И. Каляев, Н. И. Половко и др.), метабазитовым и габбро-перидотитовым (И. С. Усенко).

К настоящему времени накопился большой материал, который дает более широкую основу для формационного анализа Украинского щита. В предлагаемом докладе приводится общая характеристика магматических формаций Украинского щита, ее следует рассматривать как первую попытку выделения формаций в данном регионе. В основу такого выделения авторы положили классификацию магматических формаций, предложенную Ю. А. Кузнецовым.

Украинский щит представляет собой сложное геологическое сооружение. В строении этого крупного региона принимают участие различные по возрасту, составу и генезису породы; тектонические структуры относятся к различным генетическим типам.

В развитии Украинского щита совершенно отчетливо выделяются две эры — архейская и протерозойская. Архейская история (особенно тектоника) в связи с плохой обнаженностью и сильной метаморфизацией осадочных и вулканогенных пород изучена слабо. Лучше исследован протерозой благодаря наличию в нем крупных концентраций полезных ископаемых, в частности месторождений ряда металлов и особенно железных руд, разведывающихся и добываемых на протяжении почти ста лет.

Формации Украинского щита в возрастном отношении могут быть разделены на архейские и протерозойские; последние в свою очередь делятся на нижнепротерозойские и верхнепротерозойские. Архейские формации относятся к геосинклиальному типу. Образовались они в условиях

подвижной зоны, в которой довольно отчетливо выделяются доорогенный, орогенный и посторогенный этапы развития.

Нижнепротерозойские формации в свою очередь образовались в геосинклинальных условиях. В развитии нижнепротерозойской геосинклинальной зоны также отчетливо выделяются доорогенный, орогенный и посторогенный этапы. Формирование пород верхнего протерозоя, наоборот, происходило в условиях платформы.

### АРХЕЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В составе Украинского щита выделяются следующие архейские магматические формации: метабазитовая, габбро-перидотитовая, мигматитовая, гранито-батолитовая, формация аплито-пегматоидных гранитов и дайковая диабазовая. Образование метабазитовой и габбро-перидотитовой формаций связано с доорогенным этапом развития архейской подвижной зоны (по схеме Ю. И. Билибина, соответственно начальным и ранним). Мигматитовая и гранито-батолитовая формации сформировались в орогенный этап (средний этап Ю. И. Билибина, этап главной складчатости). Формации аплито-пегматоидных гранитов и дайковая диабазовая образовались в посторогенный этап развития подвижной зоны (поздний и конечный этапы Ю. И. Билибина, этап формирования молодой платформы Ю. А. Кузнецова или область завершенной складчатости Ю. М. Шейнманна).

Метабазитовая формация представлена метаморфизованными основными породами начального этапа развития архейской подвижной зоны. Предполагается, что эти породы первоначально относились к эффузивной фации и представляли собой покровы, чередующиеся с нормально осадочными породами, преобразованными главным образом в мигматиты чарнокитового состава.

К архейской метабазитовой формации относятся амфиболиты, пироксено-плаггиоклазовые, амфиболо-пироксено-плаггиоклазовые и амфиболо-плаггиоклазовые гнейсы, которые во многих случаях совершенно не отличаются от амфиболитов.

Породы метабазитовой формации на территории Украинского щита развиты довольно широко. Особенно большого развития они достигают в бассейне р. Южного Буга и Западном Приазовье; значительные выходы их наблюдаются также в Приднепровье. В общем можно утверждать, что породы этой формации в том или ином количестве всегда присутствуют в районах развития архея. Отличительной особенностью пород архейской метабазитовой формации является то, что они пространственно связаны очень часто с мигматитами чарнокитового состава, с которыми согласно переслаиваются, образуя типичный «слоеный пирог».

Породы архейской метабазитовой формации обладают различной степенью метаморфизации. Среди них значительным развитием пользуются как породы гранулитовой фации — пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, так и породы амфиболитовой фации — амфиболиты и амфиболовые гнейсы.

Метабазиты начального этапа развития архейской подвижной зоны, отвечающие по составу амфиболитам, явно недосыщены кремнекислотой; коэффициент, определяющий наличие в них свободного кремнезема, во всех химических анализах имеет отрицательное значение, среднее  $Q$  для 58 анализов равно — 9,16, т. е. архейские амфиболиты относятся к пятому классу классификации химических составов А. Н. Заварицкого — к классу пород, слабо насыщенных кремнекислотой.

В некоторых местах такими же по составу являются и пироксено-плаггиоклазовые гнейсы, хотя надо отметить, что пироксено-плаггиоклазовые и амфиболо-плаггиоклазовые гнейсы в целом более кислые породы,

чем амфиболиты, однако и они по своему составу не выходят из ряда основных пород.

Таким образом, metabазиты представляют собой совершенно определенную формацию метаморфизованных магматических пород, образовавшихся в начальном этапе развития архейской подвижной зоны.

Месторождения полезных ископаемых, связанных с архейской metabазитовой формацией пород, пока не известны, быть может в главной своей массе они уничтожены наложившимися позже процессами гранитизации. Тем не менее следует отметить, что в ряде мест Среднего Побужья в генетической связи с этими породами обнаружены мелкомасштабные проявления сульфидной минерализации, в которой, кроме пирита, заметную роль играет халькопирит.

Габбро-перидотитовая формация включает основные и ультраосновные породы, пространственно связанные с породами тетерево-бугской серии. Наибольшего развития породы габбро-перидотитовой формации достигают в среднем течении р. Южного Буга и в Западном Приазовье. Возможно также, что породы габбро-перидотитовой формации, обнаруженные на площадях магнитных аномалий Верховцево, Конки и Орехово-Павлоградской группы, т. е. магнитных аномалий, расположенных к востоку от Криворожского бассейна, также следует отнести к архею. Они петрохимически и петрографически сходны с породами габбро-перидотитовой формации Южного Буга и Западного Приазовья.

В состав пород архейской габбро-перидотитовой формации входят амфиболитизированные перидотиты и пироксениты, серпентиниты, актинолититы, тремолититы, антофиллитовые, хлоритовые и карбонатизированные ультрабазиты, габбро-амфиболиты, амфиболиты, а также слюдиты с различным содержанием анорита, призматина, сапфирина и корунда.

Основные породы, входящие в эту формацию, принадлежат среднезернистым габбро-амфиболитам и амфиболитам. В некоторых из них в области контакта с рвущими их розовыми аплито-пегматоидными гранитами появляется турмалин.

Количественное соотношение между ультрабазитами и базитами, составляющими архейскую габбро-перидотитовую формацию, приблизительно равно 1:2, такой подсчет для Побужья выполнен А. Я. Древиным. Это обстоятельство, несмотря на значительное развитие серпентинитов, говорит в пользу отнесения данных пород к габбро-перидотитовой формации.

Об этом свидетельствуют и петрохимические особенности ультрабазитов. Все они характеризуются заметным содержанием титана, щелочей, глинозема и кальция, а также низкими значениями отношения магния к железу (ниже 7), что, как известно, характеризует ультраосновные породы габбро-перидотитовой, а не гипербазитовой формации.

С породами архейской габбро-перидотитовой формации Украинского щита генетически связаны месторождения силикатного никеля, сформированные в коре выветривания архейских серпентинитов, а также месторождения хромита. В аллювии этих пород обнаружены единичные знаки платины. В генетической связи с такими породами встречены также асбестопроявления и концентрации магнезито-тальковых пород.

Гранитоидная батолитовая формация. Вопрос о существовании пород плагиогранитовой формации, связанной с интрузиями основной магмы, до сих пор не ясен. Изученные плагиограниты большинством исследователей рассматриваются как гибридные породы, образовавшиеся в эндоконтакте гранитовых массивов, представляющих собой продукт кристаллизации самостоятельной гранитовой магмы.

Поэтому на данном этапе изучения Украинского щита имеются основания только к выделению гранитоидной батолитовой формации (по

Ю. А. Кузнецову), в которую должны быть условно включены и плагиоклазовые граниты. Породы этой формации образуют типичные синорогенные именно средне-глубинные плутоны, размещенные главным образом в антиклинальных частях крупных складчатых структур, образовавшихся в период главной складчатости (средний этап развития подвижной зоны).

На территории Украинского щита архейская гранитоидная батолитовая формация проявлена довольно отчетливо. В состав этой формации входят диориты, гранодиориты, плагиоклазовые граниты, среднезернистые серые биотитовые граниты житомирского типа, а также розовые аплитопегматоидные граниты, слагающие периферические части массивов гранитов житомирского типа (Уманский, Мокромосковский и Салтычанский массивы).

Входящие в эту формацию диориты и гранодиориты, а также плагиоклазовые граниты развиты ограниченно. Обычно эти породы, образуя взаимопереходы, выступают совместно. Массивы, сложенные ими, известны в разрезах р. Днестра (Кременчугский район), в районе Звенигородки размеры их небольшие, они залегают согласно с породами гнейсово-мигматитовой толщи и вытянуты в виде линз в северо-западном направлении параллельно складчатым системам архейского возраста, в которых они размещаются.

Кроме отдельных мелких массивов, гранодиориты, частью диориты и плагиоклазовые граниты нередко обнаруживаются также в контакте серых среднезернистых гранитов житомирского типа. Возможно, что упомянутые массивы этих пород также представляют собой приконтактные части не вскрытых эрозией батолитов серых среднезернистых гранитов житомирского типа. Этот вопрос в достаточной степени не изучен, и поэтому, как нам кажется, пока нет оснований к выделению гранодиоритовой субформации.

Рудные проявления, связанные с архейской гранитовой батолитовой формацией, как и в аналогичных формациях других районов Советского Союза, немногочисленны и представлены минералогическими находками молибденита, редких земель, содержащихся главным образом в монаците.

### ФОРМАЦИЯ АПЛИТО-ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ

Среди гранитоидов архея на территории Украинского щита большим развитием пользуются различной зернистости розовые аплитопегматоидные граниты. Этот тип гранитов наблюдается в различных условиях. Как уже отмечалось, розовые аплитопегматоидные граниты довольно часто окаймляют массивы серых (житомирского типа) гранитов (Богуславский, Уманский, Мокромосковский, Салтычанский и другие массивы).

Они связаны с уже охарактеризованной гранитоидной батолитовой формацией.

Другие розовые аплитопегматоидные граниты еще чаще образуют самостоятельные жильные тела, мощность которых нередко достигает нескольких сотен метров. В ряде случаев такие же розовые аплитопегматоидные граниты образуют штокообразные массивы, площадь которых измеряется несколькими квадратными километрами, а иногда и несколькими десятками квадратных километров (районы Побужья, Приднпровья, Приазовья). Причем эти розовые граниты очень часто находятся в ассоциации с породами тетерево-бугской серии (р. Южный Буг, Приазовье), что свидетельствует о более высоком залегании их в сравнении с гранитами житомирского типа.

Положение этих гранитов в общей структуре щита не совсем ясно. Тем не менее имеется вполне определенное основание (жильная и штокообразная форма залегания их) считать их посторогенными (или поздне-

орогенными) и формирование их связывать не со средним этапом развития архейской подвижной зоны, а с поздним.

Рудная минерализация, приуроченная к породам этой формации, так же, как и в предыдущей формации, бедная, имеющая только минералогический интерес, и представлена минералами молибдена, ниобий-танталовой и редкометальной группы.

Мигматитовая формация. Среди архейских гранитоидов особое положение занимают бердичевские серые среднезернистые граниты. Особенность их заключается в том, что они образуют тесные взаимопереходы с тонкополосчатыми мигматитами, характеризующимися таким же, как и они, минеральным составом.

Бердичевские граниты в минералогическом отношении являются своеобразными породами. В отличие от других гранитов Украинского щита они содержат в виде значительной примеси гранат, кордиерит, силлиманит и другие глиноземсодержащие минералы, свидетельствующие о тесной связи их с осадочными породами, являющимися для них кровлей.

По этой причине, а также ввиду тесной связи их с мигматитами зоны ультраметаморфизма, некоторые исследователи, в частности И. С. Усенко, рассматривают их как продукты кристаллизации магмы, образовавшиеся в процессе гранитизации пород архейской осадочно-эффузивной толщи, причем магмы, находящейся на месте своего образования. В этом смысле бердичевские граниты существенно отличаются от гранитов житомирского типа, являющихся типичными магматическими породами, образовавшимися вследствие интрузий магмы бердичевских гранитов в антиклинальные части крупных складок, как наиболее ослабленные части складчатых структур.

Таким образом, бердичевские граниты размещаются в наиболее глубоких частях архейской подвижной зоны — в зоне магмообразования. Принадлежность их к корневым частям подвижной зоны подтверждается не только тесной связью с мигматитами, но также и тем, что они совместно с последними относятся к гранулитовой фации, т. е. к породам наиболее высокотемпературной метаморфической ступени. В блоке, сложенном бердичевскими гранитами, амфиболиты, амфиболовые мигматиты и гнейсы почти полностью отсутствуют, вместо них здесь развиты пироксено-плагноклазовые гнейсы и мигматиты, в том числе мигматиты чарнокитового состава.

Бердичевские граниты и связанные с ними мигматиты можно объединить в мигматитовую формацию (по Ю. А. Кузнецову), приуроченную к наиболее глубоким частям архейской подвижной зоны — к зоне магмаобразования.

Дайковая диабазовая формация. Наиболее юными образованиями в архее Украинского щита являются дайковые породы, представленные амфиболизированными диабазами, которые наибольшим развитием пользуются в средней части Украинского щита, главным образом по рекам Базавлук, Саксагань. Залегают они в виде даек, мощность которых колеблется от несколько до 50 м.

В амфиболизированных диабазах темноцветный минерал относится к вторичным продуктам, представлен он обыкновенной зеленой роговой обманкой, образовавшейся по пироксенам при участии плагноклаза. При чем при нормальном содержании кремнекислоты (47—50%) и глинозема (14—16%) эти диабазы, как правило, содержат заниженное количество плагноклаза.

По химическому и минеральному составу они существенно отличаются от оливиновых диабазов (секут породы Криворожской серии), характеризуются более высоким содержанием магния и полным отсутствием амфибола, несмотря на то, что они в ряде мест по р. Саксагани залегают

совместно. Все это является определенным свидетельством разновозрастности оливиновых и амфиболитизированных диабазов. Данные определения абсолютного возраста также сильно разнятся: амфиболитизированные диабазы по сравнению с оливиновыми — значительно более древние породы; первые, несомненно, являются докриворожскими, вторые — посткриворожскими породами.

Амфиболитизированные диабазы сохранились только в средней, Приднепровской, части Украинского щита. По минеральному составу это довольно однообразные породы, состоят они из обыкновенной роговой обманки и среднего, иногда кислого, плагиоклаза (альбитизированные разновидности), в некоторых из них присутствует незначительное количество реликтов моноклинного пироксена; из аксессуарных минералов обнаруживаются магнетит, апатит, реже пирит. В некоторых разновидностях амфиболитизированного диабазы к указанным минералам присоединяется небольшое количество кварца, причем иногда в закономерном (пегматитовом) сростании с калиевым полевым шпатом. Содержание кремнекислоты в таких разновидностях повышается до 52—53%. Колебания химического состава амфиболитизированных диабазов также в общем незначительны — все они ложатся в группу основных пород и пород, занимающих промежуточное положение между основными и средними — отвечающими андезито-базальтам Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Образование диабазов происходило в посторогенную — конечную стадию развития архейской подвижной зоны — в условиях молодой платформы (область завершенной складчатости), реагировавшей на тектонические движения как вполне жесткое сооружение образованием расколов, по которым шло внедрение основной магмы.

Таким образом, амфиболитизированные диабазы среди архейских образований выступают как четко обособленная стратиграфически, тектонически и парагенетически группа пород, которая может быть выделена в самостоятельную дайковую формацию пород.

Полезные ископаемые, связанные с архейской дайковой диабазовой формацией, пока не известны, хотя сами диабазы (основные разновидности), как это установлено опытными плавками, являются первоклассным сырьем для каменнолитейной промышленности.

## НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Образование нижнепротерозойских магматических формаций связано с развитием Криворожской подвижной зоны. Как и в архейской подвижной зоне, в ней можно выделить доорогенный, орогенный и посторогенный этапы развития.

С доорогенным этапом связано образование спилитовой и гипербазитовой формаций, с орогенным — гранитоидной формации и с посторогенным — дайковой диабазовой формации.

Спилитовая формация размещается в основании Криворожского разреза (р. Саксагань). Образование ее связано с начальным этапом развития Криворожской подвижной зоны. В состав ее входят альбитизированные амфиболиты, среди которых большим развитием пользуются более или менее хлоритизированные миндалекаменные разновидности и различного состава, в той или иной степени метаморфизованные туфы (амфиболовые, биотито-амфиболовые, частью хлоритизированные сланцы). Все эти породы, переслаиваясь между собой, слагают метабазитовую толщу, мощностью свыше 1 км, образовавшуюся, несомненно, в подводных условиях.

Саксаганская метабазитовая серия пород с полным правом может быть отнесена к апоспилитам. От архейской метабазитовой серии она

существенно отличается тем, что породы ее в целом характеризуются более высоким содержанием кремнекислоты и соответственно меньшим — магния. По химическому составу они в общем отвечают продуктам кристаллизации габбро-диоритовой магмы.

С породами спилитовой формации в ряде случаев ассоциируют проявления сульфидной минерализации.

**Гипербазитовая формация** по сравнению со спилитовой пользуется значительно меньшим развитием. Породы этой формации обнаружены в Криворожском железорудном бассейне.

Образуют они так называемый тальковый горизонт, залегающий в основании средней свиты Криворожской серии; мощность его колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров.

В состав этой формации входят тальковые, тальково-хлоритовые и тальково-карбонатные сланцы, представляющие собой продукт метаморфической переработки главным образом перидотитов. В северной части Криворожского железорудного бассейна в ряде мест встречены малоизмененные пироксениты, которые, по всей видимости, относятся к этой же формации.

Образование нижнепротерозойской гипербазитовой формации, по-видимому, связано с ранним этапом развития Криворожской подвижной зоны. Для пород этой формации характерны повышенные содержания никеля. Сами они с успехом могут быть использованы как огнеупорное сырье.

**Гранитоидная формация** главным образом развита в центральной и западной частях щита. Эта формация объединяет породы Днепровско-Токовского и Осницкого комплексов, образование которых предположительно связывается с орогенным этапом развития нижнепротерозойской подвижной зоны.

Породы Днепровско-Токовского гранитоидного комплекса довольно однообразны — это розовые нормальные (частью аплитоидные) биотитовые граниты, в которых среди полевых шпатов существенную роль играет микроклин. По сравнению с породами архейской гранитоидной формации они характеризуются более высоким содержанием калия.

Породы Осницкого комплекса по составу более разнообразны. Кроме главной разновидности, так называемого осницкого гранита (розовый биотитовый среднезернистый гранит), в этот комплекс входят как более кислые члены — розовые аплитоидные граниты, так и породы гранодиоритового и диоритового состава, пользующиеся ограниченным развитием.

Образование пород описываемой гранитоидной формации предположительно относится к среднему — орогенному — этапу развития нижнепротерозойской подвижной зоны. Некоторые же исследователи считают их более поздними и внедрение их связывают со вторым — более поздним — этапом складчатости. Этот вопрос не решен и требует дополнительного изучения.

В генетической связи с породами данной гранитоидной формации обнаружен молибденит и некоторые висмутовые минералы.

**Дайковая диабазовая формация** представлена исключительно диабазовыми дайками, секущими все нижнеархейские породы; мощность даек колеблется в довольно широких пределах — от нескольких до 100 и более метров.

В состав этой формации входят оливиновые диабазы, секущие Криворожскую серию пород, и диабазы района Ракитно (Ровенская обл.). Образование диабазов связано с конечным этапом развития подвижной зоны.

По минеральному и химическому составу диабазы Ракитно и Кривого Рога близки. Обе группы пород являются типичными представителями основной магмы с устойчивым соотношением между MgO, CaO, FeO, равным 1 : 1 : 1.

Рудные проявления, связанные с этой диабазовой формацией, пока не обнаружены. Сами же диабазы, как показали опытные плавки, являются прекрасным петруггическим сырьем.

## ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Формирование этих формаций связано с разломной тектоникой Украинского щита и происходило в период преобразования его в платформенную структуру. По мнению большинства геологов, изучавших Украинский щит, платформенный этап его развития начался в верхнем протерозое и завершился мощными интрузиями габбро-гранитового и сиенитового комплексов. Образование таких интрузий (плутонов) сопровождалось не только мощными разломами, но и многократными опусканиями и поднятиями по ним отдельных блоков щита. Поэтому в различных частях щита эрозией вскрыты разные горизонты плутонов и массивов, сложенных породами этих формаций.

Верхнепротерозойские магматические породы щита объединены в две формации, которые подразделены на несколько субформаций.

Габбро-анортозито-рапакиви-гранитовая формация названа по составляющим ее главным группам горных пород, объединенных общностью своего происхождения и положением в общей геологической структуре. Эта формация отличается от других формаций Украинского щита геологическими условиями формирования и петрологическими особенностями слагающих пород, а также своим более юным возрастом. С ее породами генетически и пространственно связаны месторождения таких полезных ископаемых (например, титана и др.), которые не встречаются в породах других формаций.

Горные породы формации известны в нескольких частях Украинского щита; в одних — эти породы широко распространены и более разнообразны, как на Волыни, где слагают большое и сложное интрузивное тело (коростенский плутон), приуроченное к зоне разлома северо-западного (330—335°) простирания; в других — представлены теми же типами, но с меньшим числом разновидностей, как в Приднпровье, где Корсунь-Новомиргородский плутон ориентирован, как и контролирующие его разломы, в субмеридиональном (северо-западном) направлении; в-третьих — обнаружены только отдельные члены этой ассоциации пород.

В состав формации входят три серии горных пород, соответствующие определенным фазам формирования Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. В первую, наиболее раннюю, фазу образовались основные (габбро-анортозитовые) породы, за которыми во вторую фазу формировались граниты, залегающие в более верхнем горизонте; щелочные породы вместе с дайковыми и жильными образовались в последнюю, по-видимому, завершающую фазу формирования плутонов.

Горные породы формации характеризуются своими четко выраженными минерало-петрографическими и петрохимическими особенностями. Так, основные породы характеризуются широким развитием анортозитов, сравнительно низкой основностью плагиоклазов (№ 40—60) и высокой железистостью темноцветных минералов (возрастающей от основных пород к гранитам), а также наличием почти во всех разновидностях калиевого полевого шпата; повышенное содержание калия — одна из наиболее характерных особенностей основных пород данной формации, причем некоторые их представители по количеству калиевого полевого шпата приближаются к монцонитам. На этом основании Н. И. Безбородько (1935) выделил габбро-монцонитовую формацию, сложенную породами «переходного типа». Не менее характерной особенностью основных пород является повышенное содержание в них титана. В свою очередь, для гранитов формации характерны преобладание калия над натрием и большое

содержание закисного железа по отношению к магнезию. Также характерно необычное совместное нахождение оливина и кварца не только в основных породах, но и в некоторых гранитах группы рапакиви.

Все известные разновидности основных пород формации [лабрадориты (анортозиты), габбро-анортозиты (габбро-лабрадориты), габбро-(норито)-монцониты и др.] отличаются друг от друга не только текстурно-структурными особенностями и различным соотношением слагающих минералов, но и характером самих минералов. При переходе от лабрадоритов и габбро-норитов к габбро-монцонитам понижается основность плагиоклазов (до среднего и кислого андезита) и повышается железистость феррических минералов; кроме того, появляется калиевый полевой шпат, который из небольшой примеси в анортозитах и габбро-норитах, становится одним из главных породообразующих минералов в габбро-монцонитах и кварцевых монцонитах.

В тесной генетической связи с габбро-анортозитами находятся рапакиви и рапакививидные граниты, которые сопровождают производные основной магмы и являются гибридными породами. Эти граниты распространены по периферии массивов основных пород и занимают обширные площади в Коростенском и Корсунь-Новомиргородском плутонах. Рапакививидные граниты занимают промежуточное положение между рапакиви, которые ближе всего стоят к основным породам, и чисто биотитовыми безовидными гранитами плутонов. Биотитовые граниты отличаются от рапакививидных гранитов более однородным составом и, по-видимому, более юным возрастом.

Взаимоотношения горных пород формации позволяют считать, что рапакиви и рапакививидные граниты образовались после габбро-анортозитовых пород, не будучи, однако, отделены от последних геологически значительным отрезком времени. По-видимому эти граниты являются продуктами глубокой переработки основными расплавами пород кровли с последующей дифференциацией продуктов синтектики. В зависимости от состава пород «рамы», их геологического положения и освоения их основными расплавами образовалась целая серия гибридных пород, как бы связывающих габбро-анортозиты и граниты группы рапакиви в единую формацию. В образовании гибридных пород существенную роль играли метасоматические процессы.

Совместное нахождение основных пород с кислыми является одной из характерных особенностей данной формации, в составе которой не получили сколько-нибудь значительного развития ультраосновные породы и почти отсутствуют породы среднего состава. Эта особенность является, по мнению А. А. Полканова (1955), Ю. А. Кузнецова (1958, 1960) и др., некоторым доказательством реоморфического происхождения гранитов группы рапакиви.

Среди рапакививидных гранитов нередко встречаются небольшие участки гранофировых гранитов, объединенных в этой формации с гранитами группы рапакиви; локальное распространение гранофировых гранитов, по-видимому, следует ставить в связь с незначительным развитием каких-то (вероятно, эффузивных) пород кровли, преобразованных воздействием магматических растворов.

Таким образом, в этой большой формации, характерной для ранних этапов формирования платформенных структур, могут быть выделены две субформации: а) габбро-анортозитовая и б) гранофиро-рапакививидная.

Сиенитовая формация распространена в Приазовье и в Среднем Приднепровье. Размещение пород, как и гранитов рапакиви, в Украинском щите подчинено региональной разломной структуре платформенного типа. Но среди этой большой формационной группы выделяются породы сиенитовой формации, объединяющие интрузивные ще-

лочно-земельные типы пород и нефелиновые сиениты, не известные в районах распространения рапакиви.

Сиенитовую формацию Украинского щита более правильно именовать сиенито-щелочной с вполне определенным порядком выделения пород: щелочно-земельные сиенито-граниты → нефелиновые сиениты. Ближе к фактическим данным находятся представления Н. И. Безбородько (1934—1935), который связывал образование данного комплекса не с гранитовой, а с синтектической щелочно-земельной сиенитовой магмой. При принятом в настоящее время делении магм на мантийный, коровой и смешанный типы, образование пород сиенитовой формации следует связывать со смешанным типом состава кварц-пироксеновых сиенитов. Поэтому для данного комплекса пород сохраняем название «сиенитовая формация», впервые примененное Н. И. Безбородько.

Возрастное положение пород сиенитовой формации, основанное на непосредственных геологических наблюдениях, определяется временем: послесаксаганская складчатость — нижний девон, а, по данным абсолютного возраста, полученными аргоновым методом, —  $1,2—1,6 \times 10^9$  млн. лет. Этим подтверждается протерозойский (Царовский, 1956), а не палеозойский возраст пород сиенитовой формации, принятый ранее В. И. Лучицким, Н. И. Безбородько и др.

На основании новых данных состав пород сиенитовой формации не может быть сохранен в прежнем объеме (Безбородько, 1934). В ней представлены две серии пород: 1) кремнекислые породы с переменным содержанием кварца — от почти бескварцевых пироксеновых щелочно-земельных сиенитов до пород гранитоидного типа (пироксено-роговообманковые и биотито-роговообманковые гранитоиды); 2) щелочные породы, начиная от несовершенного-щелочных бескварцевых сиенитов и заканчивая нефелиновыми сиенитами. Эти последние дали ряд производных продуктов в виде микрофойяитов и замещенных пород (сиенит-фениты и твейтозит-фениты). Конечный результат перерождения ранее образованных щелочных пород составляют мариуполиты (апомикрофойяиты) и личфильдиты (апосиениты), которым сопутствует появление типичных остаточных щелочных пегматитов (Царовский, 1960).

Условно к сиенитовой формации отнесены габбро и пироксениты (диаллагиты); не исключено, что эти породы связаны с более древней самостоятельной габбро-пироксенито-перидотитовой формацией. Анатолийские граниты, определенные как переходные между сиенито-гранитами и нефелиновыми сиенитами (Безбородько, 1934), в настоящее время исключены из состава пород формации (Царовский, 1949, 1958). Окончательно не выявлено отношение к сиенитовой формации гранитов Екатериновки и Каменных Моги, которые неправильно были изъятые из состава докембрийских пород, а в действительности имеют верхнепротерозойский возраст, как и породы сиенитового комплекса.

Установленная геологическая последовательность образования пород позволяет выделить в пределах данной формации две субформации: 1) сиенито-гранитоидную и 2) собственно-щелочную, которые следовали по времени друг за другом и встречаются как в обособленном виде (р. Кальмиус и Среднее Приднепровье), так и в совместном залегании (р. Кальчик, Октябрьский массив). С первой субформацией связано явление калиевого замещения магматической стадии (антипертиты замещения), а со второй — явление интенсивного щелочного магматического замещения (фенитизация) и наложенного Na-метасоматоза (мариуполитизация).

В формационном ряду кварцевые сиениты → нефелиновые сиениты определяющей чертой единства служит общность свойств присутствующих в этих породах амфиболов — их высокая железистость и сравнительно низкая щелочность, сохраняющаяся вплоть до фойяитов и микро-

фойяитов, в которых содержатся полущелочные гастингситы. Для объяснения перехода от щелочно-земельных пород к фойяитам нет необходимости привлекать гипотезу десиликации, так как в рассматриваемом случае имело место лишь глубинное накопление щелочей в исходном продукте состава щелочно-земельных сиенитов при участии дистилляционного фактора. При этом источником формирования рогово-обманковых пород сиенито-гранитоидного и фойяитового составов могла служить переплавленная глубинная корневая сиалическая часть, имевшая в своем составе гранито-гнейсы и породы амфиболитовой фации. Эти породы, наряду с габбро-пироксенитами, и в современном эрозионном срезе составляют окружение для пород сиенитовой формации.

## ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В заключение надо отметить, что на территории Украинского щита, в Приазовской его части, ограниченно распространены палеозойские дайковые породы. Они обнаружены в бассейнах рек Кальмиуса, Кальчика, Берды, Каратыша и Конки. Образование их связано с формированием Донецкой подвижной зоны, и главным районом развития этих пород является Донецкий бассейн, где они представлены излившейся и гипабиссальной фациями. Украинский щит на тектонические процессы, протекавшие в этой подвижной зоне, реагировал образованием разломов, оперенных поперечными расколами, которые выполнялись дайковыми образованиями.

В соответствии с данными изучения последних лет палеозойские вулканические породы принадлежат к трем формациям (Л. Г. Бернадская): кератофиро-спилитовой, дацито-андезитовой и лампрофировой.

Кератофиро-спилитовая формация в своем проявлении связана с начальным этапом развития Донецкой подвижной зоны, заложение которой относится к верхнедевонскому времени. Породы этой формации развиты главным образом в зоне сочленения Украинского щита с Донецким бассейном. Представлены они дифференциатами базальтовой магмы: в той или иной степени альбитизированными согендалитами, базальтами, пикрит-базальтами, трахибазальтами, ортофирами и кератофирами, выступающими в главной своей части в виде излившейся фации. На территории Украинского щита, в пределах Приазовья, породы этой формации не обладают таким разнообразием — они представлены главным образом диабазами, долеритами и трахитами, встречаемыми в виде даек среди пород докембрия в бассейне рек Кальмиуса, Мокрой Волновахи, Каратыша.

С породами палеозойской кератофиро-спилитовой формации связаны рудопроявления меди, никеля, кобальта; эти породы особенно отличаются большим содержанием титана.

Дацито-андезитовая формация развита главным образом в южной части Донецкого бассейна, а также в зоне сочленения Донбасса с Украинским щитом.

Появление ее связано с периодом замыкания герцинской Донецкой подвижной зоны и относится к позднегерцинскому времени. Некоторые исследователи относят ее к пфальцской фазе орогенеза. В состав этой формации входят андезиты, трахиандезиты, дациты, трахидациты, для которых характерна интрузивная форма залегания.

В пределах Украинского щита из пород данной формации известны трахиандезиты, андезиты, трахидациты. В окрестностях Старо-Игнатьевки они образуют шток сравнительно больших размеров. Дайки, сложенные андезитами, трахиандезитами и трахидацитами, известны также в бассейнах рек Каратыша, Мокрой и Сухой Конки.

С породами дацито-андезитовой формации связана сульфидная минерализация с заметными содержаниями молибдена, меди, никеля, кобальта, ртути и особенно свинца и цинка, количества которых в некоторых местах достигают промышленных значений.

Лампрофировая формация включает камптониты, мончикиты, спессартиты, единиты, монеты и некоторые другие породы. Появление пород этой формации связывается с конечными этапами герцинского орогенеза.

Породы палеозойской лампрофировой формации развиты главным образом в южной части Донецкого бассейна и в зоне сочленения его с Приазовской частью щита. На территории Украинского щита они встречаются сравнительно редко в виде даек, мощностью до 15—20 м, сложенных камптонитами и мончикитами.

Металлогения этих пород изучена плохо. Известно лишь с времен Морозевича И. А. присутствие в них золота и серебра. В лампрофирах Синевской структуры (Днепровско-Донецкая впадина) обнаружены в некоторых участках повышенные содержания меди, свинца.

В заключение необходимо отметить, что не все охарактеризованные выше формации получили одинаковое освещение в связи с тем, что имеющийся фактический материал не позволил определить для некоторых их геологическую обособленность в Украинском щите. Поэтому по мере накопления новых данных и их анализа неразрешенные проблематические вопросы формационного выделения будут уточнены в дальнейшем.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Безбородько М. И. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України.— Труды ИГН АН УРСР, 1935, в. 2.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, Госгеолтехиздат, 1962.
- Бернадская Л. Г. Палеозойские вулканические формации Украины.— Сб. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
- Ивантшин М. И., Клочков В. Т., Личак И. Л., Царовский И. Д., Чернышева Л. П. Пьезокварцевые пегматиты Волини. Изд-во АН УССР, 1957.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Кузнецов О. А. Магматические формации и их классификация.— Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. Пробл. 43. 1960.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Личак И. Л. Дайковые породы західної Волині.— Геол. ж. АН УРСР, 1952, т. 14, в. 4.
- Личак И. Л. Коростенский магматический комплекс Волини и Приднепровья.— Геология СССР, т. 5. Госгеолтехиздат, 1958.
- Полканов А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия — южной части Балтийского щита.— Труды лабор. геол. докембрия АН СССР, 1955, вып. 5.
- Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Госгеолтехиздат, 1959.
- Половинкина Ю. Ир., Иванова Т. Н. Разработка учения о магматических формациях—первоочередная задача петрографии.— Материалы 21 сессии МГК. Докл. сов. геол., 1960.
- Половинкина Ю. Ир. и Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. Госгеолтехиздат, 1959.
- Попов В. И. Определение формационных единиц и их положение в основном ряду вещественных геологических образований.— Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, т. 1, 1955.
- Семененко Н. П. Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Изд-во АН УССР, 1960.
- Семененко Н. П., Половко Н. И. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, 1959.
- Семененко Н. П., Родионов С. П., Усенко И. С., Личак И. Л., Царовский И. Д. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического щита.— Материалы 21 сессии МГК. Докл. сов. геол. Пробл. 9, 1960.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного коростенского плутона.— Ученые записки Львовского Гос. Унив. Серия геол., 1947, т. 6, вып. 5.
- Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Изд-во КГУ, 1948.

- Усенко І. С. Про жильні породи Українського кристалічного масиву.— Геол. ж. АН УРСР, 1952, т. 12, в. 4.
- Усенко И. С. О возрастных соотношениях дайково-эффузивных пород Украинского кристаллического массива.— Докл. АН СССР, 1952б, т. 87, № 5.
- Усенко І. С. Про стратиграфію Українського кристалічного щита.— Геол. ж. 1955, т. 15, в. 4.
- Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы бассейна Южного Буга. Изд-во АН УССР, 1958.
- Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Изд-во АН УССР, 1960а.
- Усенко И. С. Граниты Украинского щита. — Труды II петрограф. сов. — Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960б.
- Усенко І. С., Каляев Г. І., Личак І. Л., Царовський І. Д. Формації Українського щита.— Геол. ж. АН УРСР, 1963, т. 23, в. 1.
- Херасков Н. П. Геологические формации.— Бюлл. МОИП, 1952, т. 26.
- Царовский И. Д. К вопросу о генетических взаимоотношениях гранитов восточного Приазовья.— Докл. АН СССР, 1948, т. 12, № 3.
- Царовський І. Д. О возрасте сиенитового комплекса юго-востока УССР.— Докл. АН СССР, 1960, т. 25, № 5.
- Царовський І. Д. Деякі питання стратиграфії докембрію та використання акцесорного циркону для кореляції вивержених порід УРСР.— Геол. ж., 1956, т. 16, в. 4.
- Царовский И. Д. Приазовский сиенитовый комплекс пород и связанные с ним нефелиновые сиениты.— Геология СССР, т. 5. Госгеолтехизд, 1958.
- Шатский Н. С. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии.— Сб. «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах», 1951.

## ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА

В Северо-Вьетнамской складчатой области, по А. Е. Довжикову, выделяются две тектонические системы, границей которых является крупный разлом Сонг-Чай, имеющий северо-западное простирание. К северо-востоку от этого разлома находится параскладчатая система Восточного Вьетнама, принадлежащая к подвижной юго-западной части Южно-Китайской параплатформы. На юго-западе от него расположена Западно-Вьетнамская складчатая система, являющаяся юго-восточным продолжением Каракорум-Хендуоаньшанского подвижного пояса. Обе системы разделяются на ряд структурно-фациальных зон, различающихся строением разреза и геологической историей, структурным планом, возрастом складчатости и особенностями магматизма.

Геологическая история Вьетнама характеризуется спокойным тектоническим режимом и накоплением мощных терригенно-карбонатных осадков на протяжении всего палеозоя. Первые крупные тектонические движения произошли в перми — нижнем триасе, когда испытала поднятия и складчатость зоны Диен-Биен-Фу и Труонг-Сон. С этими движениями связано внедрение интрузивной серии Диен-Биен-Фу. В конце триаса, на рубеже между карнийским и норийским веками, происходит замыкание последних прогибов геосинклинальной стадии развития Северного Вьетнама. С этими наиболее интенсивными движениями связано формирование интрузивной серии Бан-Санг-Пиа-Биок, включающей в себя комплекс ультрабазитов Нуй-Нья-Бан-Санг и комплекс габбро Нуй-Чуа.

В дальнейшем, в условиях постгеосинклинального режима, переходного к платформенному, в конце юры и в начале мела, вдоль крупных разломов произошло излияние диабазов и спилитов и внедрились интрузии комплекса Као-Банг; с движениями конца мела и в палеогене связаны интрузии комплекса Пиа-Оак и интрузии и эффузии серии Фан-Си-Пан. В настоящей работе рассматриваются только преднорийские гипербазиты и базиты комплексов Нуй-Нья-Бан-Санг и Нуй-Чуа и раннемеловые интрузии комплекса Као-Банг.

### 1. ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС НУЙ-НЬА — БАН-САНГ

В этот комплекс входят ультраосновные массивы Нуй-Нья, Бан-Санг и некоторые другие.

Самый крупный массив ультраосновных пород Северного Вьетнама — Нуй-Нья, имеющий эллипсоидальную форму, находится на границе зоны Тхань-Хоа и Сам-Неа. В его состав входят главным образом более или менее серпентинизированные гарцбургиты, редко — лерцолиты и еще реже — дуниты, верлиты и пироксениты. Массив залегает в толще осадочных пород среднего триаса, падение которых согласное с контактами гипербазитов. На востоке массива Нуй-Нья расположено пролювиальное месторождение хромита Ко-Динь.

Самым интересным массивом комплекса является воронкообразный дунитовый массив Бан-Санг. Массив сечется многими жилами десилици-

рованных гранитных пегматитов, в контакте которых с гипербазитами развиты метасоматические зоны вермикулита, флогопита и тремолита. К юго-западу от массива, на расстоянии от 30 до 150 м от контакта, во вмещающих массивах породах находится медно-никелевая рудная залежь, связь которой с дунитовым массивом неясна. В самом массиве отмечается лишь редкая рассеянная минерализация сульфидов никеля.

В комплексе Нуй-Нья и Бан-Санг наиболее распространены гарцбургиты и дуниты, которые всегда сильно серпентинизированы. Породы состоят из оливина (форстерита с  $2V = +85-88^\circ$ ), ромбического пироксена (энстатит с  $Ng=0-10^\circ$ ,  $2U = +74-82^\circ$ ,  $Ng-Np=0,009-0,010$ ), моноклинного пироксена (диопсид с  $2U = +60$ ,  $cNg = 40$ ,  $Ng-Np=0,029$ ). Почти всегда присутствуют хризотил, антигорит, бастит, хризотил-асбест, серпофит, может быть лизардит и хромшпинелиды (от хромникотита до хромита). Ультраосновные породы очень бедны кремнеземом (35—40%) и алюминием (1—2%, редко до 3,5%) и весьма богаты магнием (34—40%). Содержание щелочей ничтожное. На петрохимической диаграмме гипербазиты образуют компактный рой векторов.

По данным спектрального анализа, гипербазиты обладают постоянным высоким содержанием Ni, Co, Cr. Повышенное содержание Cu фиксируется только в некоторых пробах Бан-Санг. Обращает на себя внимание примесь Zn и Ba в породах Нуй-Нья.

## II. ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС НУЙ-ЧУА

В этот комплекс входят довольно крупные габбровые массивы Нуй-Чуа, Кхао-Кье, Три-Нанг и ряд небольших габбровых тел Иен-Тхай, Нар-Ри, Фу-Минь, Сон-Дау, Кхао-Куон, Пиа-Биок, Тан-Лунг и Нуй-Онг, Кыа-Рао.

Массив Нуй-Чуа сложен преимущественно оливинным габбро с обособлениями габбро-пегматита, пироксенита и биотитового габбро, причем наблюдаются постепенные переходы между различными типами габбро, которые, чередуясь, образуют полосы, шириной от 50 до 200—300 м, и в обнажениях создают картину очень грубослоистого строения массива.

Более ярко выраженная слоистость, или полосатость, наблюдается в массивах Кхао-Кье, Три-Нанг и Нуй-Онг. В составе массива Кхао-Кье наблюдаются (подобно предыдущему массиву) мезократовое оливинное габбро и в меньшей степени диаллаговое габбро с обособлениями габбро-пегматита. Эти породы образуют полосы, элементы залегания которых согласны с залеганием вмещающих пород.

Некоторые полосы совсем лишены цветных минералов и отвечают по составу анортозитам или плагиоклазитам. Вдоль северо-западной окраины массива отмечается биотитовое габбро, обогащенное амфиболом. Массив Кхао-Кье прорывает девонские известняки и песчано-сланцевую толщу Сонг-Хием ( $T_{2-3}$  sh) и контактирует с биотитовыми гранитами комплекса Пиа-Биок, которые являются более молодыми, чем габбро массива.

Массив Три-Нанг (30 км<sup>2</sup>) расположен на границе зон Тхань-Хоа и Сам-Неа. Этот массив сложен главным образом диаллаговым габбро с маломощными полосами оливинного габбро. Наблюдается ритмичное чередование лейкократовых и меланократовых габбро, причем элементы залегания полос согласны с таковыми вмещающих пород. Среди диаллаговых габбро встречаются гнездобразные обособления габбро-пегматитов. В пределах массива Три-Нанг известны биотитовые габбро и дайки мелкозернистых офитовых габбро.

Массив Нуй-Онг сложен тоже главным образом офитовым и пойкилофитовым габбро с полосами оливинного габбро, довольно лейкократового, переходящего местами в троктолит. Другие мелкие тела состоят из однообразного габбро (диаллагового, биотитового, редко оливинного).

Среди габбро выделяются следующие разности: оливиновые габбро, оливиновые габбро-нориты, диаллаговые габбро, биотитовые габбро, габбро-пегматиты. Последние переходят в грубозернистые пироксениты (массив Нуй-Чуа). Практически все эти породы состоят из различного количества пяти главных минералов: плагиоклаза, моноклинного пироксена, ромбического пироксена, оливина, редко — биотита. Кроме того, постоянно присутствует небольшое количество амфибола. В биотитовом габбро появляются калиевый полевой шпат и апатит. Рудными минералами во всех породах являются магнетит и титаномагнетит.

Плагиоклаз всегда основной (от № 70 до № 95), всегда очень свежий в оливиновом габбро, сосюритизированный в диаллаговом габбро и особенно в габбро-пегматите. Отмечается резко выраженная зональность плагиоклаза, краевые каймы которого отвечают составу № 40—50, а в плагиоклазах габбро-пегматитов даже № 18—20. Моноклинный пироксен во всех разновидностях габбро является авгитом с оптическими константами  $cNg = 40-44^\circ$ ;  $2V = 55-58^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,022-0,026$ . Ромбический пироксен образует или отдельные зерна, или симплектическое срастание с авгитом; его оптические константы ( $cNg = 0^\circ$ ;  $2V = \text{от } -55^\circ \text{ до } 64^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,012 \text{ до } 0,013$ ) соответствуют гиперстену. Для обоих пироксенов характерна шиллеризация. Оливин имеет следующие оптические константы:  $Ng - Np = 0,032-0,036$ ,  $2V = \text{от } -85^\circ \text{ до } 88^\circ$ , соответствующие форстериту.

Габброиды комплекса Нуй-Чуа характеризуются повышенным содержанием глинозема и извести, относительной бедностью щелочами и высоким значением коэффициента  $s$ . На петрохимической диаграмме обращают на себя внимание крайние позиции габбро-пироксенита и анортозита, указывающие на их комплементарность как дифференциатов габбровой магмы.

Спектральный анализ габбро комплекса Нуй-Чуа обнаруживает почти всегда примесь скандия и повышенные по сравнению с кларковыми содержания Ni, Co, Cr, Cu. Иногда отмечается примесь Zr, Ba, Sr, Be, Sn, Pb, Zn.

### III. ИНТРУЗИВНО-ЭФфуЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС КАО-БАНГ

В комплекс входят мелкие тела, вероятнее всего, субвулканического происхождения, почти постоянно ассоциирующие с основными эффузивами типа диабазов-спилитов. Эти интрузии образуют весь ряд пород — от ультраосновных до кислых, которые автор считает продуктами дифференциации основной магмы.

Данные массивы расположены в провинции Као-Банг и в бассейне р. Сонг-Да (Черной).

В провинции Као-Банг самым интересным является массив Суой-Кун, в составе которого наблюдаются биотит-плагиоклазовые перидотиты, диабазы и конга-диабазы. Контакт перидотитов с диабазами всегда постепенный. В зоне перехода появляются промежуточные породы типа габбро-перидотита и оливинового габбро. Наряду с этим, во многих местах отмечаются дайки диабазов, секущие перидотиты. Среди диабазов наблюдаются небольшие обособления конга-диабазов. Диабазы контактируют с вулканогенно-осадочными породами свиты Сонг-Хием ( $T_{2-3}$ ). В зоне контакта диабазы становятся мелкозернистыми, почти афанитовыми, близкими к спилитам. Сланцы свиты Сонг-Хием в контакте с диабазами превращены в адиолы. Близ западной границы массива известны покровы диабазов-спилитов. Геологическое положение других массивов примерно такое же, как и массива Суой-Кун. Так, например, массив Нуй-Кхак-Тхией сложен биотитовым габбро-норитом с оливином или без него,

диабазы, конга-диабазом и гранофиром. В массиве Кхау-Миа встречаются плагиоклазовые перидолиты с жилами амфибол-асбеста. Перидолиты пересекаются дайками диабазов и сиенит-аплитов. Местами плагиоклазовые перидолиты обогащены плагиоклазом и переходят в оливиновые габбро-перидолиты с биотитом. В северо-восточной части массива распространены полосатые габбро-нориты. Юго-западную часть массива слагают кварцевые диабазы с биотитом. На севере тело гранофиров связано явно постепенными переходами с конга-диабазы и кварцевыми диабазы.

Массив Лунг-Луонг является тоже сложно дифференцированным и сложен породами следующего состава: оливиновыми габбро-норитами, биотитовыми габбро-норитами, которые переходят постепенно в диабазы. Последние переходят в гранофир.

В других массивах наблюдается более простая картина: такие массивы, как Бо-Нинь, Као-Миа, сложены только плагиоклазовыми перидолитами; массивы Нгуен-Бинь, Бан-Лунг, Као-Три и Дой-Чан (провинция Тхань-Хоа) состоят из диабазов и гранофиров.

Из полезных ископаемых необходимо отметить постоянное присутствие амфибол-асбеста в плагиоклазовых перидолитах и иногда в диабазы. В массиве Суой-Кун в перидолите наблюдается вкрапленность сульфидов никеля. На контакте диабазов и гранофиров с известняками в массивах Мо-Сат, Бан-Лунг, Нгуен-Бинь, Као-Три развиты магнетитовые руды.

Интрузии бассейна Сонг-Да менее изучены, чем интрузии района Као-Банг. В районе Сонг-Да выделяются две полосы развития интрузий ультрабазитов. Первая, восточная, расположенная на границе зоны Сонг-Да и Фан-Си-Пан, включает в себя мелкие тела ультрабазитов Нам-Со, перевала Лунг-Ло, Нга-Хай. Вторая, западная, прослеживающаяся вдоль р. Сонг-Да, имеет протяженность 250 км. В состав этой полосы входят мелкие тела ультрабазитов в районе Та-Кхоа, Нам-Сап, Тхуан-Чау (Нам-Муой), Нам-Ма. Третья группа линз расположена в районе горы Ба-Ви вблизи границы зон Нинь-Бинь и Фан-Си-Пан.

По своим размерам интрузии небольшие — длина их 200—300 м при ширине до 100 м. Состав интрузий довольно простой: в них входят биотитовые верлиты с керсутитом, чаще — плагиоклазовые перидолиты с биотитом и керсутитом, диабаз-пегматиты (Лунг-Луонг) и пироксениты (Лунг-Ло, Нга-Хай). В составе интрузий в районах Нам-Ма, Тхуан-Чау и Нам-Сап плагиоклазовые перидолиты, в которых совершенно нет биотита, связаны постепенными переходами с анкарामит-океанитами; последние встречаются здесь в виде лавобрекчий. В районе Нам-Со, ультрабазиты рвут спилиты, несогласно залегающие на карнийских сланцах, образуя покровы. Такие соотношения ультрабазитов с эффузивами наблюдаются в районах Нам-Ма и Тхуан-Чау. В районе горы Ба-Ви линзы биотитовых верлитов содержат много амфибол-асбеста.

Ниже дана краткая характеристика пород комплекса Као-Банг. В составе биотитовых верлитов массивов Нам-Со, Ба-Ви и других присутствуют трещиноватый серпентинизированный оливин ( $2V = +88^\circ$ ); моноклинный пироксен (авгит с  $cNg = 41-42^\circ$ ;  $2V = +50-54^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,019-0,021$ ); амфибол (керсутит с  $cNg = 18^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,038$ ;  $2V = -78^\circ$ ) и мелкие чешуйки красновато-коричневого биотита; кроме того, встречаются апатит, титаномагнетит, хромшпинелид. Вторичные минералы представлены хризотилом, антигоритом и тремолитом.

В плагиоклазовом перидолите, кроме перечисленных минералов, встречается соссоритизированный основной плагиоклаз, зерна которого имеют зональное строение. Центральную часть их слагает плагиоклаз № 68—83, а краевые части отвечают составу плагиоклаза № 46 и даже № 26.

Плагиоклазовый перидолит массива Пе-Нгоай (район Та-Кхоа) приближается к кортландиту благодаря присутствию эденита ( $cNg = 22-24^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,033$ ;  $2V = +80^\circ$ ).

Анкарамит-океаниты, напоминаящие меланократовые долериты и описанные А. Лакруа, связаны с плагиоклазовыми перидотитами (без биотита) постепенными переходами. Анкарамит-океанит состоит из плагиоклаза № 68—76, авгита ( $cNg = 41^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,021$ ,  $2V = +50^\circ$ ) и оливина ( $2V = +86^\circ$ ).

Оливиновые габбро и габбро-нориты связаны постепенными переходами с габбро-перидотитами, с одной стороны, и с диабазами — с другой.

Диабазы, наиболее распространенные в провинции Као-Банг, всегда сильно изменены и характеризуются офитовой или пойкилофитовой структурой; в их состав входят плагиоклаз № 68—72 и авгит ( $cNg = 40-42^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,022-0,025$ ;  $2V = +58-60^\circ$ ).

С диабазами связаны спилиты и эффузивные диабазы, представляющие собой афировые и мелкозернистые породы. Широко распространены также мандельштейны, лавобрекчии и туфобрекчии спилитов.

Конга-диабазы могут быть определены как микрогематитсодержащие диабазы, являющиеся породами, переходными от диабазов к гранофирам. Гранофиры — серо-зеленые породы, имеющие состав, близкий к гранитам, т. е. они содержат калиевый полевой шпат и кварц в микрографическом сростании, плагиоклаз № 3—5 и, кроме того, зеленый амфибол, хлорит-делессит, ортит, сфен и ильменит.

### Петрохимическая характеристика

По содержанию кремнезема все породы комплекса Као-Банг представляют собой почти непрерывный ряд, крайние члены которого содержат 40 и 70%  $SiO_2$ . На фоне постепенного возрастания  $SiO_2$ , содержание других окислов изменяется скачкообразно. Так, содержание  $Al_2O_3$  весьма низкое (5—10%) и  $CaO$  — еще более низкое (4—7%) в ультрабазитах, резко возрастает в габбро ( $Al_2O_3$  до 17—18%,  $CaO$  — до 10—13%), а количество  $MgO$  уменьшается.

На петрохимической диаграмме габбро, габбро-нориты, диабазы и спилиты представляют единую группу, занимающую срединное положение, а ультрабазиты и гранофиры, занимая крайние положения, могут рассматриваться как комплементарные продукты дифференциации магмы габбрового состава.

Спектральные анализы ультрабазитов и базитов комплекса Као-Банг обнаруживают повышенные содержания  $Cu$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Ce$ ,  $Sc$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  и не отличаются от анализов других ультрабазитов и базитов Северного Вьетнама.

### IV. ВЫВОДЫ

1. Породы комплекса Нуй-Нын-Бан-Санг принадлежат к собственно перидотитовой формации и являются, по-видимому, продуктами кристаллизации магмы, произошедшей путем расплавления перидотитового субстрата.

2. Габбро комплекса Нуй-Чуа входят в состав габбровой формации и являются производными базальтовой магмы.

3. Комплексы Нуй-Ныа-Бан-Санг и Нуй-Чуа приурочены к последней стадии геосинклинального режима во Вьетнаме.

4. Формирование комплекса Као-Банг, в отличие от предыдущих комплексов, относится к условиям более спокойного, постгеосинклинального режима. Массивы этого комплекса являются представителями сложно-дифференцированной диабазовой формации.

Подводя итог изложенному выше, автор приходит к выводу, что в пределах Северного Вьетнама можно выделить два генетических типа гипербазитов: первый — производные собственно перидотитовой магмы (с  $Mg/Fe$  — от 9 до 10), второй — дифференциаты габбровой или диабазовой магмы (с  $Mg/Fe$  — от 3 до 6).

## ВЫСТУПЛЕНИЯ ПО ДОКЛАДАМ

*Е. Т. Шаталов*

(ВСЕГЕИ)

Работы Ю. А. Кузнецова о петрографических формациях очень плодотворны для металлогенических исследований. Достаточно сказать, что петрографические формации могут быть положены в основу классификации металлогенических зон или типовых групп рудных районов.

В предлагаемой классификации формаций Ю. А. Кузнецов в соответствии со взглядами большинства исследователей связывает батолитовые гранитоиды со складчатыми областями, а не выделяет, как ранее, гранитные формации в своего рода «независимую группу», хотя и считает происхождение очагов гранитной магмы связанным с процессами преобразования пород земной коры сквозьмагматическими растворами.

Следует отметить определенность терминологии, применяемой Ю. А. Кузнецовым, — он четко разделяет понятие «петрографическая формация», как классификационное, типовое, от понятия «комплекс пород», которое объединяет породы какой-либо формации, развитые в конкретных условиях определенного региона и времени.

В связи с выступлениями г. Кортусова и других лиц относительно терминологии довожу до сведения участников секции, что недавно Издательством АН СССР выпущена работа «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении», написанная группой работников ИГЕМ АН СССР, в которой рассматриваются и термины, характеризующие процессы магматизма.

Доклад Е. К. Устиева о вулcano-плутонических формациях был основан главным образом на примерах Северо-Востока СССР. Систематическое изучение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса началось еще в 1928—29 гг. со времен работ Ю. А. Билибина при первых пересечениях им Охотско-Колымского водораздела в вершине р. Олы. С. Е. Захаренко и Е. Т. Шаталовым в 1931 г. произведено второе пересечение этого пояса в верховьях рек Сеймкана и Армани и изучены слагающие пояс эффузивные и интрузивные породы.

В результате этих работ установлены основные черты стратиграфии осадочно-вулканогенных меловых пород с выделением среди них толщи нижнемеловых андезитовых порфиритов, более молодой толщи липаритов, трахитов и их туфов и так называемых «охотских гранодиоритов», прорывающих порфириты. Это разделение подтвердилось последующими работами и сохранилось до настоящего времени («охотская», «эвенская» серии). Обращало внимание наличие субвулканических комплексов, типичными представителями которых являлись массив г. Талой, Хетгинский вулканический аппарат и др.

В 1934 г. С. В. Обручевым, по немногочисленным тогда данным, с большим научным предвидением, была выделена так называемая Охотско-Чаунская дуга, которая впоследствии была названа Охотско-Чукотским вулканическим поясом, более подробно описанным Е. К. Устиевым.

Мне не совсем ясно геологическое значение понятия «вулcano-плутоническая формация», применяемого Е. К. Устиевым. Под формацией мы

обычно понимаем совокупность пород, образующихся в определенных геологических условиях. Вследствие этого нельзя объединять в одну формацию породы глубинные, плутонические и породы эффузивные, вулканические, образующиеся в совершенно различных условиях.

На мой взгляд, на Северо-Востоке СССР более правильно выделять:

*А. Интрузивные формации гранитоидов средних и малых глубин и субвулканические формации*, проявления которых образуют целые пояса вокруг Колымского срединного массива. Типичными представителями гранитоидов малых глубин являются Бакинский и Эликчанский массивы, в которых Е. М. Шестеркин считает возможным выделять даже краевые эффузивные фации, а субвулканической формации — массив г. Полевой, описанный И. Я. Некрасовым.

В Тас-Кыстабытском поясе также отчетливо выделяются проявления гранитной формации, с гипабиссальными условиями становления и тарынские субвулканические гиперстеновые дациты, описанные еще в 1891—1892 гг. И. Д. Черским. Следует заметить, что далеко не все исследователи разделяют концепцию К. Н. Рудича о так называемом Тарынском субвулкане, образовавшемся в результате кольцевых разломов с проникновением по ним гранитоидов. Этому противоречит ярко выраженное поясовое, линейное развитие гранитоидных массивов (с юга на север): Тас-Кыстабытского, Нельканского, Куранахского и др., Юрбы, пика Амундсена, Право-Нерского, Нюргун-Таса, Нуру, Суру и меридиональной Приндигирской свиты даек регионального значения.

*Б. Субвулканические и эффузивные формации*, которые несмотря на наличие охотских гранодиоритов явно преобладают в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. Сюда следует отнести упоминавшиеся выше охотскую и эвенскую серии меловых эффузивов и их пирокластов, ярким примером субвулканической формации является массив горы Талой, Хетинский вулканический аппарат и т. д.

Мне кажется, в случаях, описанных Е. К. Устиевым и П. М. Хреновым, имеют место комагматические серии, ряды формаций интрузивных, субвулканических и эффузивных пород (а в конкретных условиях Северо-Востока — комагматические серии или ряды комплексов пород), которые нецелесообразно объединять в одну вулканоплутоническую формацию.

В заключительной части своего интересного доклада Е. К. Устиев говорил об «извечной проблеме геологии» — связи оруденения с магматическими породами. Эта проблема, по нашему мнению, должна решаться путем разделения комплексов магматических пород, изучения специфических условий образования каждого комплекса и связанного с ним оруденения, а не объединения разнообразных пород — абиссальных, гипабиссальных, субвулканических, эффузивных — в одну формацию.

Это подтверждается и резким отличием металлогении различных комплексов пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Так, с охотскими гранодиоритами связаны очень скромные жильные золоторудные и молибденовые месторождения и свинцово-цинковая минерализация, с эффузивами эвенской серии — оловорудные месторождения риолитовой формации и эпитермальные месторождения золота, с формацией верхнемеловых — палеогеновых гранитоидов пестрого состава — месторождения олова касситерито-сульфидной или касситерито-силикатной формации. При этом следует особо подчеркнуть, что оловоносным является комплекс так называемых омсукчанских гранитоидов, приуроченных к характерным секущим разрывным нарушениям, проходящим вне Охотско-Чукотского пояса, а не все верхнемеловые — палеогеновые гранитоиды, внедренные в эвенскую серию в пределах самого пояса.

Сказанное обязывает сосредоточить наши усилия на выявлении специфических особенностей магматизма и металлогении отдельных

комплексов пород Охотско-Чукотского пояса, а не на объединении их в одну вулкано-плутоническую формацию, безликую в металлогеническом отношении.

---

### *Д. С. Харкевич*

(ВСЕГЕИ)

Учение о магматических формациях развивалось во ВСЕГЕИ в высшей степени интенсивно в связи с разработкой Ю. А. Билибиным и его последователями общих и методических проблем региональной металлогении. И в дальнейшем ВСЕГЕИ будет продолжать развитие учения о магматических формациях преимущественно в металлогеническом направлении.

Нам представляется, что настало время для составления карты магматических формаций СССР в масштабе 1 : 2 500 000. В процессе составления такой карты неизбежно должны продвинуться вперед многие стороны учения о магматических формациях и, в первую очередь, классификация их. Предложенная Ю. А. Кузнецовым классификация магматических формаций, хотя и не является полной, построена методически правильно и должна быть положена в основу легенды карты.

Карта магматических формаций будет особенно важна для развития учения о петрографических провинциях и петрографо-металлогенического районирования территории СССР. Известно, что со времени обобщений С. С. Смирнова о тихоокеанском рудном поясе в среде металлогенистов усиленно обсуждается проблема петрографо-металлогенической классификации складчатых областей и платформ. В разработке этой проблемы имеются значительные успехи. Однако не всегда в основу предлагаемых классификаций авторы их кладут объективные признаки, какими являются лишь составы магматических и осадочных формаций. В результате этого до настоящего времени нет общепринятой петрографо-металлогенической классификации складчатых областей и платформ.

При составлении Тектонической карты СССР, масштаба 1 : 2 500 000, во ВСЕГЕИ, под редакцией Т. Н. Спижарского, складчатые области по характеру магматизма были разделены на фемические, салифемические, фемисалические и салические. Такое разделение представляется наиболее правильным, но в настоящее время часто трудно решить, к какому типу должна быть отнесена та или другая конкретная складчатая область. Думается, что эти трудности сами собой исчезнут, когда будет составлена карта магматических формаций, которая явится объективной основой петрографо-металлогенического районирования территории СССР.

---

### *Е. А. Радкевич*

(Институт геологии  
Дальневосточного Филиала СО АН СССР)

В своем выступлении я хочу остановиться на некоторых дополнениях к классификации магматических формаций, предложенной Ю. А. Кузнецовым. В целом выдвигаемая Ю. А. Кузнецовым схема классификации, основанная прежде всего на тектонических признаках, представляется весьма интересной. Однако мне кажется, что в ней далеко не достаточно учтена формация гранитоидов посторогенного или ксеноорогенного типов. Ю. А. Кузнецов, правда, отмечал, что иногда гранитоиды локализуются и вне складчатых поясов. Однако эти случаи он рассматривал скорее как исключение. Мне представляется, что подобные явления формирования гранитных пород в удалении от складчатых зон представляют не исклю-

чение, а (для обширных территорий, пожалуй) даже правило. Особенно характерны такие гранитоиды для активизированных древних сооружений Восточной Азии. Как показал в последней работе М. В. Чеботарев, Монголо-Охотская палеозойская складчатая зона почти лишена гранитоидных интрузивов. В то же время эти интрузивы внедряются в срединные древние массивы и раму палеозойской складчатости, образуя там многочисленные крупные интрузивные тела. Такие же соотношения были отмечены нами в Приморье, где главная масса палеозойских гранитных массивов локализуется не среди палеозойских пород, а в области развития древних кристаллических комплексов срединного Ханкайского кристаллического массива. Аналогичные же условия распределения гранитов мы видим и в Корее. Здесь также в пределах древнего Сино-Корейского массива получили развитие разновозрастные гранитные интрузивы, которые сюда как бы «оттеснены» из соседних подвижных зон.

Подобное развитие молодых гранитов в древних комплексах характерно не только для Восточной Азии — оно давно установлено для Центральной Европы (Рудные горы).

Вместе с тем выделяется особый тип территорий, где магматизм проявляется в толщах мощного платформенного чехла, отлагавшихся в прогибах типа синеклиз. К нему в частности относится зона активного магматизма Южного Китая, где позднемезозойские яньшаньские гранитоиды локализуются в пределах эпикаледонской складчатой зоны и в перекрывающих каледониды девонских и карбоновых отложениях платформенного чехла. В последних складчатость и магматизм проявились много времени спустя после осушения бассейнов и были связаны с блоковыми движениями фундамента по системам разломов. Такой же тип дислокаций и интрузивного магматизма проявлен и в субплатформенных прогибах Кореи. Характерным примером такой структуры является Пхенанская синеклиза, где, начиная с протерозоя и вплоть до перми с перерывами, происходило почти без угловых несогласий накопление осадочных толщ, мощностью до 10 км и более. Прогиб этого типа представлял бы собой обычную синеклизу, если бы много времени спустя после замыкания бассейна здесь в связи с тектогенезом соседних молодых складчатых областей не проявились интенсивные движения. Внедрение гранитоидов происходило и здесь по разломам, причем одновременно с внедрением магмы происходит и складчатость вмещающих интрузивы пород и образуются куполовидные брахискладки, облекающие гранитные тела. При подобных соотношениях как бы имитируются соскладчатые формы гранитных тел, знакомые нам по геосинклинальным областям. Однако вместе с тем ясно видно, что гранитные массивы тяготеют к разломам и образуют вдоль них цепочки. Соответственно и сопровождающие их складчатые деформации обусловлены движениями вдоль разломов фундамента.

Очень интересно отметить, что по составу и металлогеническим особенностям гранитные массивы активизированных древних областей иногда почти неотличимы от гранитов областей геосинклинальных. Поскольку эти граниты явно не связаны с проявлением складчатости, а, наоборот, сами являются причиной складчатых деформаций, то встает вопрос, не слишком ли мы преувеличиваем роль складчатости вообще в формировании гранитных магм. Может быть, гранитные магмы образуются при различных условиях, причем конечный их характер оказывается сходным.

Механизм образования гранитов в геосинклинальных областях, развивающихся с инверсией структурных форм, видимо, существенно иной, чем в областях активизированных древних сооружений. В первом случае при инверсии, видимо, образуются известный «вакуум» и дефект масс, который и вызывает формирование гранитных тел в ядрах воздымающихся антиклинорий. Этот процесс часто происходит при широком развитии гранитизации, что, в свою очередь, налагает отпечаток и на петро-

химические особенности интрузивных массивов, состав которых обычно отражает влияние состава вмещающих пород.

Очевидно, другие факторы действуют при возникновении гранитных магм в древних кристаллических массивах и активизированных областях древней консолидации. Здесь ведущая роль принадлежит разломам, которые, уходя на большие глубины, до симатической оболочки включительно, могут являться активизаторами процессов рождения гранитной магмы, возбуждая активность верхней мантии и облегчая доступ тепловым потокам глубин, что в конечном счете и способствует расплавлению сиалической оболочки и рождению гранитных расплавов. В верхние же, структурные, этажи гранитные расплавы проникают по трещинам, обуславливая отмеченные выше деформации платформенного чехла. Области развития таких ксеноорогенных интрузивных массивов могут во многом по ширине превосходить узкие складчатые пояса, к которым они так или иначе чаще всего примыкают.

Установление важной роли ксеноорогенных интрузивных тел позволяет по-новому подходить к металлогеническому анализу и не «выводить» металлогенические зоны обязательно из зон складчатых, соответствующих им по возрасту. Это значительно расширяет общие перспективы рудоносности и заставляет внимательно подходить к оценке древних структур в отношении возможного открытия в них молодых месторождений цветных и редких металлов. Вместе с тем изучение ксеноорогенных интрузивов может пролить свет на некоторые проблемы гранитообразования и осветить другую возможную область рождения гранитных магм под влиянием тепловых потоков и проникновения вещества верхней мантии в сиалическую кору по региональным крупным разломам.

Изучение подобных гранитов на площадях развития платформенного чехла позволит подойти к выяснению влияния интрузивного давления на формирование складчатых структур.

Другой вопрос, на котором я хотела бы остановиться, в какой-то мере связанный с первым, касается наложенных вулканических поясов, протягивающихся по обрамлению Тихоокеанской впадины. Эти пояса Е. К. Устиев в прежних своих работах (Устиев, 1960 г.) рассматривал как промежуточное звено между внешней и внутренней зонами Тихоокеанского пояса. Вероятно, структурное положение этих поясов не столь определено, как предполагает Е. К. Устиев. Зоны вулканитов, сходные с прибрежными, располагаются и в удалении от побережья Тихого океана и его морей. Такова Хингано-Олонойская зона, протягивающаяся вдоль системы разломов по восточной окраине Буреинского массива. К этому же типу, вероятно, относится зона Большого Хингана и др.

На нашей конференции Е. К. Устиев выступил с более широким докладом, посвященным вулкано-плутоническим комплексам вообще, причем он объединяет в эту группу самые различные образования, начиная от офиолитовой формации начальных этапов развития геосинклинальных областей и кончая отмеченными вулканитами наложенных притихоокеанских вулканических поясов.

Мне кажется, что не следует в такой общей постановке соединять столь разнородные образования. Если говорить о взаимоотношении интрузивных и эффузивных фаций принципиально, то всем нам очевидно, что эти фации связаны переходами. Те зарубежные гипотезы о резком отличии плутонических и вулканических образований, которые здесь критиковал Е. К. Устиев, как мне кажется, сейчас не пользуются признанием ни у нас, ни за рубежом.

Наиболее тесно переплетаются интрузивные и эффузивные фации в наложенных вулканических поясах, которые, вероятно, можно разбить на два типа: согласные вулканические зоны, локализованные в межгорных прогибах, параллельных направлению складчатых сооружений и образу-

щихся на поздних — орогенных — этапах их развития (Монголо-Охотский тип) и секущие вулканические пояса обрамления Тихоокеанской впадины, представляющие своеобразные самостоятельные структурные элементы, соизмеримые по масштабу с геосинклиналями, но развивающиеся в континентальных условиях (тихоокеанский тип).

Зоны монголо-охотского типа возникают в процессе сводовых воздыманий древних складчатых сооружений, локализуясь в узких межгорных впадинах типа грабен-синклиналей. Они характеризуются развитием грубообломочных отложений и эффузивов среднего, в меньшей степени кислого состава. В металлогеническом отношении для них характерно золото. Иной характер имеют вулканические зоны тихоокеанского типа, приуроченные к участкам длительного прогибания и характеризующиеся развитием в основном кислых пирокластических и эффузивных пород. Для зон этого типа характерны олово, свинец, цинк, местами ртуть. Структурные и петрохимические черты вулканических зон этих двух типов столь отличны, что сопоставлять их, как это делают, вслед за М. С. Нагибиной, Комаров и Хренов, мне кажется, нецелесообразно.

Для вулканических поясов тихоокеанского типа характерна очень тесная связь интрузивных и эффузивных фаций, причем иногда удается установить, что интрузивы, верхними своими частями достигая поверхности, переходили в лавовые купола типа тех, что известны сейчас в некоторых вулканах с относительно кислыми лавами (вулкан Безымянный на Камчатке). В других же случаях при быстром подъеме кислой магмы, обогащенной летучими, не только происходило проплавления кровли, но и проявлялись широко взрывные явления, обусловившие образование колоссальных выбросов пирокластического материала, может быть, близко напоминающие собою взрыв, какой имел место при извержении того же вулкана Безымянного в 1959 г. Сами же вулканы при таком характере их образования могут рассматриваться как несостоявшиеся интрузивы в условиях, когда магма вдоль разломов бурно прорывалась к поверхности.

О генетической близости интрузивных и эффузивных фаций говорит также сходство связанных с ними рудных элементов — например, оловоносность и тех и других, проявление полиметаллической и другой минерализации.

Вулканические пояса Тихоокеанского пояса, еще мало изученные в металлогеническом отношении, являются чрезвычайно благоприятными структурами, где возможно открытие совершенно новых генетических типов месторождений и даже новых видов минерального сырья. Изучение этих вулканических поясов представляет первостепенное значение, важное как в научном, так и практическом отношении.

---

### Ю. Д. Скобелев

(Западно-Сибирское геологическое управление)

В докладе Ю. А. Кузнецова изложены результаты дальнейшей разработки учения о формационных рядах и формациях магматических горных пород. Мы убеждены, что выбранное Ю. А. Кузнецовым направление в разработке этого учения весьма плодотворно. При составлении карты магматических комплексов Кузнецкого Алатау мы сделали попытку применить основные принципы этого учения. Нами выделяются три основных формационных ряда, отражающие геосинклинальный, орогенный и посторогенный этапы развития структурно-формационных зон Кузнецкого Алатау.

Удачно, на наш взгляд, отражает особенности развития магматизма Кузнецкого Алатау в геосинклинальный этап содержание понятия «основной эвгеосинклинальный формационный ряд».

Так же хорошо отражает сущность магматизма орогенного этапа «бато-литовый гранитоидный формационный ряд».

Менее удачно, на наш взгляд, название формационного ряда для переходного полуплатформенного этапа — «ряд эффузивно-интрузивных формаций». Дело в том, что и в основном геосинклинальном ряду большинство интрузивных и эффузивных формаций имеет тесную связь и взаимные переходы по фаціальным особенностям.

Наш опыт показал, что необходимо предусматривать специальные формационные ряды для геосинклинального периода развития разных типов структурно-формационных зон, а также формационные ряды для наложенного магматизма, проявляющиеся в краевых частях структурно-формационных зон и являющихся отражением магматизма соседних структурно-формационных зон, отстающих в своем развитии.

Необходимо каким-то образом учесть дифференциацию внутри формационных рядов, которая имеет место в структурно-формационных зонах с резко неоднородным внутренним тектоническим строением, особенно с наличием сквозных структур, таких, как срединные массивы.

В Кузнецком Алатау в эпоху формирования основного эвгеосинклинального ряда интрузии, залегающие внутри срединных массивов, имеют отличный характер от интрузий той же формации, залегающих в краевых частях срединных массивов и межмассивных подвижных зонах.

В первом случае интрузии несут все признаки формаций значительно более позднего — переходного — этапа развития данной структурно-формационной зоны.

Конкретным выражением формаций в той или иной структурно-формационной зоне являются в принятой нами схеме комплексы (конкретная формация, по Ю. А. Кузнецову). Опыт составления карты интрузивных комплексов масштаба 1 : 500 000 показал, что перечисленных классификационных единиц для интрузивных образований недостаточно.

Каждая формация объединяет порою резко различные по составу и фаціальным условиям формирования интрузивные массивы. Для отражения этих особенностей нами вводятся понятие «типы интрузивов» или «интрузий», или «интрузивных массивов». Эта единица объединяет интрузивные массивы, имеющие общие особенности петрографического состава (однотипный состав преобладающих петрографических разновидностей) и общие фаціальные условия формирования, основанные на учете характера структур и текстур ведущих разновидностей пород, дифференцированности состава, особенности дайкового комплекса, формы залегания, характера экзо- и эндоконтактовых изменений.

Огромный фактический материал, накопившийся к настоящему времени, убедительно доказывает, что интрузивные массивы обладают, как правило, неоднородным петрографическим составом.

Вместе с тем нередко, отдельные достаточно отличные по составу породы, слагающие массивы, не имеют четко выраженных поверхностей разграничения и оказываются взаимно связанными между собой переходными разновидностями.

Таким образом, в свете современных данных, не выдерживает критики укоренившееся представление о горной породе, с одной стороны, как агрегате минеральных зерен, находящихся в определенных структурных и текстурных взаимоотношениях, и, с другой — как геологическом теле, играющем существенную роль в строении земной коры.

Горная порода, как таковая, не является самостоятельным физическим (в том числе и геологическим) телом потому, что она зачастую не имеет собственных границ ограничения, а связана постепенными переходами с соседней породой. Интрузивные тела или интрузивные массивы, состоящие только из одной породы, — редкое исключение. Между геологическим — интрузивным телом и горной породой не может быть поставлен

знак равенства. Понятие горной породы в прежнем представлении должно быть разделено на два самостоятельных понятия: на понятие горной породы как таковой и понятие горнокаменного тела (в случае интрузивных пород — интрузивного тела или интрузива). Для собственно горной породы будет действительна только часть ее прежнего определения, а вторая часть будет определять понятие горнокаменного тела.

Таким образом, классификация интрузивных магматических образований должна охватывать:

1) классификацию формационных рядов применительно к отдельному этапу развития разных структурно-формационных зон Земной коры;

2) классификацию формаций с учетом конкретного проявления их в разнотипных тектонических элементах сложно-построенной структурно-формационной зоны;

3) классификацию типов интрузивных тел как самостоятельных геологических (и физических) тел;

4) классификацию горных пород как естественных минеральных агрегатов.

---

## И. М. Хренов

(Институт земной коры СО АН СССР)

Изучение вулканогенных формаций за последние годы шагнуло далеко вперед. Накопленный обширный фактический материал позволяет расширить наши представления о соотношении вулканических и плутонических комплексов и их геоструктурной позиции в различных областях земной коры. В этом отношении Саяно-Байкальская горная область может считаться классическим районом, в котором известны архейские, нижне-, средне- и верхнепротерозойские, нижне- и среднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские вулканические формации. Одной из характерных особенностей гетерогенного Саяно-Байкальского складчатого пояса является наличие сложных вулканоплутонических комплексов, тесно связанных с различными этапами геологического развития.

Наиболее древним, нижнепротерозойским, является муйский вулканоплутонический комплекс, возникший в начальную стадию развития Байкальской геосинклинали. Он представлен излияниями лав спилито-кератофировой формации (диабазы, спилиты, кератофиры, альбитофиры), с которыми тесно связаны субвулканические интрузии габбро, габбро-диабазов, гранит-порфиров, трондземитов и плагиогранитов. Между интрузивными и эффузивными породами нередки постепенные переходы. Близки также их минералогические и петрохимические свойства. Раннеорогенные офилитовые интрузии серпентинитов, гарцбургитов и верлитов приурочены к глубинным разломам и не обнаруживают видимой связи с эффузивами.

Рассматриваемый вулканоплутонический комплекс образует крупный пояс, повторяющий очертания Байкало-Патомской дуги, и приурочен к серии глубинных разломов.

В среднем протерозое в Северном Прибайкалье и Северо-Байкальском нагорье с развитием краевого глубинного шва (на границе с Сибирской платформой) связано образование Прибайкальского вулканического пояса, являющегося полным аналогом Охотского вулканического пояса. Здесь проявился мощный магматизм, представленный наземными излияниями эффузивов (порфириты, кварцсодержащие порфиры, кварцевые порфиры) акитканской серии (малокошинская, хибеленская и чайская свиты) и гипабиссальными и субвулканическими интрузиями (гранит-порфиры, гранодиориты, нордмаркиты, граниты, граносиениты и сиенит-порфиры)

Ирельского комплекса. Между различными членами эффузивных и плутонических фаций установлены тесная генетическая связь, тождественность петрохимических и геохимических особенностей и близкое время образования.

Аналогичный вулcano-плутонический комплекс развит также в Присаянье.

В эвгеосинклинальной зоне ранних каледонид (юго-западная часть Восточного Саяна, Джидинская и Удино-Витимская структурно-фациальные зоны Западного Забайкалья) известны мощные излияния спилито-кератофировой формации, с которыми пространственно связаны комплексы ультраосновных и основных пород (боксонский, цакирский и атарханский комплексы).

В девоне в Восточном Саяне в области завершенной складчатости по разломам сформировался огнитский вулcano-плутонический комплекс, представленный наземными эффузивами ортофиоров, кварцевых и фельзитовых порфиров, а также субвулканическими и гипабиссальными интрузиями гранит- и сиенит-порфиров, нордмаркитов, щелочных гранитоидов и сиенитов. В составе комплекса выделяются вулканическая, субвулканическая и гипабиссальная интрузивные фации. Между ними фиксируются постепенные переходы, а также им свойственны близкие петрохимические особенности.

Особое место в развитии Саяно-Байкальского складчатого пояса имеет мезо-кайнозойская эпоха. Большие участки западного Забайкалья, начиная с триаса и до кайнозоя, были охвачены мощной тектонической активизацией, в течение которой проявилось несколько этапов магматической деятельности. Здесь в континентальных условиях триаса и юры формируются мощные (до 10 км) толщи пестрых по составу эффузивно-туфовых образований (от основных до кислых и щелочных) и связанных с ними гипабиссальных интрузий сиенитов и гранитоидов (лейкократовые граниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, гранодиориты, щелочные граниты и сиениты).

В поздние этапы мезо-кайнозойской активизации проявилась сложная трахибазальтовая формация, с которой некоторые исследователи связывают рудопроявления золота и др.

В пределах Саяно-Байкальской горной области выделяются два типа вулcano-плутонических комплексов: геосинклинальный и тип, связанный с тектонической активизацией складчатых областей, которые резко отличаются своей металлогенией.

С начальными этапами геосинклинального развития связаны муйский вулcano-плутонический комплекс ( $Pt_1$ ), спилито-кератофировые формации ( $Pt_1$  и  $Sm_1$ ), к которым приурочены проявления железа, титана, хрома, никеля, асбеста, платиноидов и т. д.

В эпохи тектонической активизации областей завершенной складчатости сформировались вулcano-плутонические комплексы: ирельский ( $Pt_2$ ), огнитский (D) и мезозойская вулcano-плутоническая серия Западного Забайкалья. С ними связана главная масса месторождений редких металлов и, полиметаллов, золота и др.

Необходимость глубокого изучения плутоно-вулканических комплексов очевидна. Вскрытие закономерностей их развития, изучение состава, петрологии и геохимии позволят выделить новые перспективы по полезным ископаемым Саяно-Байкальского рудного пояса.

Выявление прямой генетической связи между эффузивными и интрузивными формациями Саяно-Байкальского складчатого пояса, развивающимися в разных геотектонических условиях на протяжении от нижнего протерозоя до мезо-кайнозоя, позволяет усомниться во взглядах некоторых исследователей, которые считают, что генетическая связь вулканизма и плутонизма характерна лишь для областей молодой складчатости.

Следует высказать также одно замечание по геологическому картированию плутоно-вулканических комплексов. До сих пор они картируются и изучаются раздельно — эффузивы и пирокласты как стратифицированные члены нормального разреза, а плутоны как интрузивные образования. Описание их также делается раздельно — в разных частях объяснительных записок и т. д. Этот разрыв не способствует выяснению многих геолого-тектонических реконструкций.

### С. Ш. Саркисян

(Кавказский институт Минерального сырья)

В современной петрологии одним из важных вопросов является выяснение взаимоотношений между эффузивами и интрузивами. Надо сказать, все чаще стали раздаваться голоса в пользу общности генезиса, или, вернее, в пользу единства этих двух типов проявления магматической активности.

Как было видно из весьма интересного доклада Е. К. Устиева, обобщившего огромный фактический материал по всему миру, органическая связь интрузивного магматизма с эффузивным проявляется в планетарном масштабе, и это позволило Е. К. Устиеву выделить так называемую вулcano-плутоническую формацию.

Мне бы хотелось в подтверждение привести характерный пример по материалам Малого Кавказа.

В пределах этого необыкновенно интересного в геологическом отношении региона выделяется весьма своеобразная геолого-структурная зона, развивавшаяся на месте серии глубинных разломов, зародившихся в позднемеловое время. Здесь мощная вулканогенно-осадочная толща эоценового возраста в вертикальном разрезе характеризуется значительной пестротой химизма слагающих ее пород. На этой территории, известной под названием Амасия-Акеринской, или Севанской, зоны, эоценовые отложения по своим петрохимическим особенностям подразделяются на четыре основных горизонта. Снизу вверх здесь свита кварцевых порфиритов (низы среднего эоцена) сменяется последовательно базальтовыми порфиритами (средняя часть среднего эоцена) — трахитами и трахитоидами (верхний эоцен). Широко развитые здесь же интрузивные (субэффузивные) образования в возрастном отношении подразделяются совершенно аналогично, создавая вместе с эффузивными толщами вулcano-плутонические «пары». Так, кварцевым порфиритам соответствуют штоко- и дайкообразные залежи кварцевых кератофиров с полнокристаллической структурой основной массы; базальтам — габбро и габбро-пироксениты; андезитам — кварцевые диориты и гранодиориты и, наконец, трахибазальтам — щелочные сиениты. Замечательным следует считать одновозрастность соответствующих членов каждой пары, причем интрузивные члены несколько запаздывают по сравнению с эффузивами, что, по-видимому, совершенно закономерно. С каждым из интрузивных членов каждой из отмеченных пар, которые, скорее всего, следует назвать вулcano-плутоническими, связан определенный тип рудной минерализации. Если с кварцевыми порфиритами ассоциируют серноколчеданные руды, то габбро и габбро-пироксениты сопровождаются хромитом, магнетитом, асбестом и т. д., а кварцевые диориты и гранодиориты — медным и полиметаллическим оруденением, и, наконец, со щелочными породами в парагенетической связи находятся проявления редкометальной минерализации. Таким образом, налицо взаимосвязь между интрузивными, эффузивными и рудными образованиями, которые, по всей вероятности, можно объединить в одну эоценовую комагматическую формацию (или комагматический комплекс) Амасия-Акеринской зоны.

В связи с высказанным В. С. Коптевым-Дворниковым представлением о том, что характерным признаком связи рудных месторождений с гранитоидным интрузивным комплексом обыкновенно служит повышение концентраций рудных элементов в поздних дифференциатах данного комплекса сравнительно с ранними, целесообразно остановиться на устанавливаемых нами в этом вопросе иных, более сложных закономерностях.

Изучение сложных по строению золотоносных гранитоидных массивов — Саракокшинского на Алтае и Дудетского в Кузнецком Алатау — показало, что содержание золота в основных породах ранних дифференциатов составляет в среднем 0,0064 г/т и понижается в кислых породах поздних фаз кристаллизации до 0,0015—0,0028 г/т. Месторождения золота, связанные с обоими массивами, образованы летучими, отделившимися при кристаллизации их поздних кислых фаз. Золотоносные гранитоидные массивы района отличаются от незолотоносных наличием в крайних частях гибридных пород среднего и основного составов, принадлежащих к начальной стадии кристаллизации и характеризующихся повышенными концентрациями золота. Граниты сходного состава обоих типов интрузий обнаруживают содержания золота одного порядка.

На роль состава вмещающих пород указывает тот факт, что громадное большинство золотоносных массивов Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна расположено в пределах вулканогенно-осадочных формаций кембрия, местные кларковые содержания золота в которых на основании радиоактивных анализов устанавливаются в среднем 0,0065 г/т, что примерно вдвое и более превышает кларковые содержания золота в существенно песчано-сланцевых толщах этих же районов. Гранитоидные массивы, лежащие в песчано-сланцевых формациях, золотым оруденением не сопровождаются, хотя по времени становления они принадлежат к тем же магматическим циклам, что и золотоносные массивы.

Таким образом, унаследование повышенной золотоносности вмещающих пород гранитоидными интрузивами в Алтае-Саянской складчатой области устанавливается со всей очевидностью.

Изучение общих закономерностей изменения концентраций рудных элементов в породах многофазных гранитоидных интрузий, проведенное главным образом на основании анализа литературных данных, привело нас к выводу о том, что тенденция к накоплению в поздних кислых дифференциатах характерна преимущественно для рудных элементов с высокими ионными плотностями: Sn, W, Ta, Nb, Zr, Mo. Концентрация элементов с низкими ионными плотностями примерно до 36, Ag, Au, Zn, Hg, Sb, Ni, Cu, Su и Ti обнаруживают тенденцию к понижению по мере перехода от ранних и сравнительно более основных дифференциатов к поздним и все более кислым. Такой закономерности подчиняется поведение элементов, концентрация которых в породах менее всего связана с изоморфным вхождением в главные породообразующие силикаты. Элементы, изоморфно концентрирующиеся в силикатах, как убедительно показано Л. В. Таусоном, обнаруживают в изменении содержания строгую зависимость от концентрации в породах своих минералов — носителей и концентраторов. Во всяком случае, правильное представление о поведении рудных элементов при дифференциации магмы требует изучения форм их нахождения в породах.

Учение о магматических формациях, развиваемое трудами Ю. А. Кузнецова, является крупнейшим вкладом в современную петрографическую науку. Оно служит основой для строго научной классификации изверженных горных пород, определяет место различных магматических формаций в геологической структуре земной коры и помогает правильно понять закономерности размещения эндогенных полезных ископаемых.

В связи с этим мы хотели бы несколько подробнее остановиться на соотношениях батолитовой и интрузивной субвулканической гранитоидных формаций в ряду орогенных геотектонических формаций подвижных зон, которые выделяет Ю. А. Кузнецов.

Нами были изучены петрохимические и геохимические особенности гранитоидов этих формаций в Западном Забайкалье. Результаты изучения изложены в тезисах доклада, представленного к совещанию, поэтому мы коротко повторим только основные выводы, вытекающие из этой работы и относящиеся к сравниваемым гранитоидным формациям.

Гранитоиды батолитовой формации, или, как мы их называли, синорогенные гранитоиды Западного Забайкалья и подобных ему районов, характеризуются крупными размерами массивов, глубинными, реже гипабиссальными фациями, нормальным или щелочно-земельным составом. Содержание элементов примесей в этих гранитоидах варьирует в зависимости от их фаций и состава, но никогда не достигает значительных концентраций. Из послемагматических процессов для гранитоидов батолитовой формации преобладающую роль играет фельдшпатизация.

Гранитоиды интрузивной субвулканической формации обычно являются посторогенными. Размещение интрузий, как правило, контролируется разломами (по выражению Д. И. Горжевского, это формации гранитоидов «глыбовых зон»). Они слагают тела средних и малых размеров, формирующихся на относительно небольшой глубине и отличающихся пестротой состава, повышенной щелочностью или кислотностью. Нередко в них проявляются такие послемагматические процессы, как альбитизация, мусковитизация, грейзенизация и окварцевание. Для посторогенных интрузий характерны повышенные содержания элементов-примесей как в самих интрузиях, так и в их жильных фациях.

Петрохимические и геохимические различия синорогенных и посторогенных интрузий, по-видимому, связаны с геологическими условиями и особенностями их возникновения и формирования. Но даже не вдаваясь в эти дискуссионные вопросы, мы видим резкое различие батолитовой и интрузивной гранитоидных формаций, которое выражается в их разновозрастности, различном геолого-структурном положении и специфических чертах металлогении. В связи с этим нам кажется, что эти интрузии следует отнести не к одному, а к двум параллельным формационным рядам.

В этом случае, избегая спорных генетических признаков, можно было бы более строго построить классификацию магматических формаций по их положению в геологических структурах и различных тектонических элементов земной коры.

На наш взгляд, этот порядок мог бы быть следующим: 1. Формации щитов и платформ (ранние стадии). 2. Доорогенные формации геосинклинальных этапов развития подвижных зон. 3. Синорогенные формации тех же зон. 4. Посторогенные формации тех же зон (кроме интрузивных гранитоидных формаций следовало бы выделить ряд щелочных интрузивных и эффузивных пород и т. д.). 5. Формации устойчивых областей (по терминологии Ю. А. Кузнецова) или платформенных областей на их поздних стадиях развития. При таком делении в самых общих чертах охватывался бы полный цикл тектонического развития любой области, одновре-

менно более резко подчеркнулась бы связь магматических формаций с рудными месторождениями и т. д.

Наши предположения стали возможными благодаря огромной работе, проведенной Ю. А. Кузнецовым в области классификации магматических формаций, и, естественно вытекают из этой классификации.

### **А. Д. Шелковников**

*(Красноярское геологическое управление)*

Проблема генетической взаимосвязи вулканических и плутонических формаций получила интересное и полное освещение в докладе Е. К. Устиева.

Формационный принцип, положенный в основу генетической классификации магматогенных образований, в значительной степени облегчает изучение вещественного состава и металлогении многочисленных интрузивных и эффузивных комплексов, упрощает их корреляцию и, в конечном счете, способствует познанию сложной эволюции магматизма того или иного региона. Однако было бы не совсем правильным объединять родственные вулканические и плутонические образования в составе одной формации. В этом случае лучше говорить о формационных рядах или о комагматических сериях.

В качестве примера существования таких генетически взаимосвязанных комагматических комплексов можно сослаться на Восточный Саян. Являясь областью сложного геологического строения, этот регион характеризуется интенсивным проявлением эффузивного и интрузивного магматизма. Наиболее характерные вулканические формации здесь диабазовая, спилито-кератофировая (точнее спилито-альбитофировая), андезит-дацитовая, фельзит-ортофировая, трахибазальтовая и базальтовая. С большинством этих эффузивных формаций генетически связаны соответствующие им по составу интрузивные комплексы.

Так, интрузивным эквивалентом диабазовой формации является габбро-пироксенит-серпентинитовая интрузия. Спилито-альбитофировой формации комагматичны мелкие интрузивные массивы габбро-диоритового и габбро-диабазового составов. Андезит-дацитовая формация имеет своим интрузивным аналогом гранодиорит-плагιοгранитную интрузию. С фельзит-ортофировой формацией пространственно и генетически связаны массивы биотитовых гранитов и граносиенитов. Трахибазальтовой формации комагматичны мелкие, вероятно, субвулканические тела щелочных сиенитов. Каждый такой формационный ряд, объединяющий комагматичные плутонические и вулканические формации, обладает близким петрохимическим составом и родственной геохимической специализацией. Такое постоянство состава для каждого вулкано-плутонического формационного ряда наглядно подтверждает высказанное Ю. М. Шейнманном положение о дискретности состава магм. Комагматичные эффузивные и интрузивные формации обнаруживают также общие закономерности пространственной локализации, при этом эффузивная деятельность, как правило, предшествует интрузивной.

Надо полагать, что комплексное изучение эффузивной и интрузивной форм магматизма в их органической связи, т. е. исследование вулкано-плутонических формационных рядов, представляет собою, несомненно, прогрессивное направление в магматической петрологии. Идеи комагматичности завоевывают себе все большее число сторонников.

В заключение хотелось бы отметить, что при характеристике той или иной магматической формации совершенно необходимо обращать внимание на количественные соотношения пород, входящих в ее состав. Нару-

шение или неучет количественного принципа приводят к обезличке или искажению истинного лица формации. Название формации должно в какой-то мере отражать состав ее наиболее характерных членов. Нетипичные или случайные породы из названия формации должны быть исключены. Это абстрагирование совершенно необходимо, если мы хотим представить формацию как генетический тип.

---

**Д. И. Горжевский**  
(ДНИГРИ)

Роль петрографии для разработки поисковых критериев всегда была весьма важной и заключалась главным образом в установлении связи определенных типов полезных ископаемых с интрузивами того или иного состава и фаций глубинности. Однако большей частью это удавалось установить только в том случае, если рудные месторождения связаны непосредственно (генетически) с массивами интрузивных пород. Для многих же эндогенных месторождений, связанных с интрузивными породами парагенетически, петрография не могла дать надежных поисковых критериев.

Учение о магматических формациях представляет собой крупный шаг вперед и ставит роль петрографии на значительно более высокий уровень, так как дает возможность сравнительно легко установить связи определенных рудных формаций со специфическими магматическими формациями (даже в случае парагенетической связи между магматическими породами и рудами).

Для учения о магматических формациях большое значение имеют работы Ю. А. Кузнецова. Мне представляется вполне приемлемым определение магматической формации и магматического комплекса, которое дает в своих работах Ю. А. Кузнецов, следует одобрить также предложенные им принципы классификации магматических формаций. Однако классификация магматических формаций, предложенная Ю. А. Кузнецовым, не свободна от недостатков. К ним, в частности, относится нечеткость в терминологии тектонических зон (например, «устойчивые области»), отсутствие формаций глыбовых зон (зон активизации), глубинных разломов и т. д.

Несколько слов о вулканоплутонических формациях Е. К. Устиева. Исследования, подчеркивающие связь между вулканическими и интрузивными породами, следует всячески приветствовать. Однако совместные ассоциации вулканических и плутонических пород не следует называть формациями, так как последние четко связаны с определенными тектоническими зонами. Что касается ассоциаций вулканических и плутонических пород, то они встречаются в самой различной тектонической обстановке (вулканогенные пояса, геосинклинальные системы, глыбовые зоны и т. д.).

При изучении магматических формаций следует принять во внимание явления конвергенции, которые заключаются в том, что многие сходные (но не аналогичные) магматические формации возникают в пределах весьма различных тектонических зон. В качестве примеров можно привести гранитную и порфировую формации, формирующиеся в различных типах тектонических структур. Любопытно отметить, что иногда связанные с ними месторождения полезных ископаемых также имеют весьма сходные черты, хотя наряду с этим обладают и рядом существенных, далеко еще не полностью расшифрованных отличий. В заключение хочется обратить внимание на то, что при характеристике магматических формаций совершенно необходимо применять количественный учет пород, слагающих формацию, ибо одно перечисление пород без конкретного анализа

удельного значения их в магматическом комплексе или конкретном разрезе вулканогенной толщи еще не дает возможности отнести ту или иную ассоциацию пород к определенной формации.

### *А. П. Лебедев*

(ИГЕМ АН СССР)

В своем докладе, так же как и в многочисленных статьях, опубликованных в последнее время, Ю. М. Шейнманн затрагивает такие коренные для петрографии вопросы, как генезис магм, состав первичных магм и т. д. Хотя эти высказывания и носят в какой-то мере предварительный характер и служат скорее для иллюстрации тектонических построений, все же следует рассмотреть справедливость их и с позиций петрографии.

Возникают следующие замечания и возражения.

Во-первых, нельзя согласиться с обязательным существованием только двух или трех типов исходных базальтовых магм. В действительности существование магм, более разнообразных по составу, чем указанные, и значительно отклоняющихся, в том числе в «кислую» сторону, не подлежит сомнению. Достаточно вспомнить о широко распространенных в областях эффузивного вулканизма лавах андезитового и андезито-дацитового составов, не говоря о составах магм интрузивных комплексов и дифференцированных основных интрузий. Такая исключительная концентрация внимания вокруг только базальтовых лав объясняется, по-моему, тем, что выводы наших петрографов и вулканологов в последнее время строятся под большим влиянием американских и английских петрографов, уделяющих внимание преимущественно ассоциациям базальтового состава на материале Гавайских и других вулканов (работы Макдональда, Поуерса, Уеджера, Польдерварта и других).

Если же обратиться к интрузивам, то здесь дело еще сложнее. Средние составы дифференцированных основных комплексов чаще имеют не базальтовый (габбровый), а габбро-диоритовый или лейкогаббровый состав. Таковы составы многих комплексов Алтае-Саянской области, Становика, Джугджура, таких зарубежных комплексов, как Стилутотер, Скергард, Бушвельд и многие другие.

Напомним, что андезитовый тип магм свойствен, в частности, океаническим областям, для которых, по Ю. М. Шейнманну, все типы магмы, кроме базальтовых, «противопоказаны». Можно возразить, что это, мол, магмы производные, или «коровые» по терминологии Шейнманна, но ведь они отчетливо связаны с глубинами; где же тогда проводить границу между мантийными и коровыми магмами? Слишком много получается перекрытий и слишком много произвола в решении данного вопроса. Приходится считать этот важный вопрос еще далеким от своего разрешения.

Отсюда вытекает и второе замечание: Ю. М. Шейнманн подчеркивает, что он разделяет взгляды Горшкова и других авторов о полном отсутствии взаимодействия магмы с веществом коры, о полной независимости ее состава. Можно согласиться с тем, что первичные особенности химизма магмы, действительно, определяются только условиями ее зарождения в верхней мантии. Но я считаю, что отказываться от идей о взаимодействии магмы с субстратом, о роли этих процессов в эволюции ее состава было бы ошибкой. Слишком отчетливо проступают такие факты, как глубинный гибридность, признаки контаминации магмы ксеногенным материалом, признаки переплавления магмы, признаки неравнового ее состава (опять-таки в результате взаимодействия с посторонним материалом). Следует подчеркнуть, что эти вопросы имеют не только отвлеченный, но и прямой, практический интерес, ибо тесно связаны с проблемами металлогенической и геохимической специализации магм в земной коре.

В заключение еще два слова. Из некоторых вопросов, заданных по моему докладу и последующих обсуждений, у меня создалось впечатление, что некоторые товарищи склонны приписывать мне стремление считать базификацию важнейшим процессом в петрогенезисе основных пород. Считаю нужным разъяснить, что задачей моего доклада было лишь привлечь внимание к тем процессам базификации, которые, бесспорно, имеют место в природе, сопровождая процесс становления основной породы. Однако эти процессы являются лишь неизбежным спутником и «последствием» магматического процесса, которому принадлежит здесь ведущая роль. Лишь на более глубоких горизонтах земной коры в неясных нам физических условиях роль базификации как петрогенетического фактора может усиливаться, о чем можно судить по составам некоторых образований из зоны плутонизма и ультраметаморфизма, но это еще малодоступные для нас области. В доступном же нашему изучению верхнем структурном ярусе базификация является лишь подчиненным процессом по отношению к магматическому.

---

### Ю. С. Краковский

(Всесоюзный Аэрогеологический трест)

В качестве дополнения к докладу А. П. Лебедева может быть высказана мысль о том, что роль контактового воздействия трапповых интрузивов, в частности траппов Сибирской платформы, несколько недооценивается.

Работами последних лет, проводимыми Всесоюзным аэрогеологическим трестом в западной половине платформы, выделяются и картируются, в масштабе 1 : 200 000, регионально развитые поля, или, скорее, полосы роговиковоподобных пород, несущих следы образования по обломочным туфам и туфобрекчиям корвунчанской свиты (Т<sub>1</sub>kr). Первое упоминание о них содержится в опубликованной работе А. В. Крюкова (1961).

Геологическое положение этих метаморфических пород характеризуется следующими главными особенностями:

1) Области их распространения территориально совпадают с зонами сочленения крупных структурных элементов платформ и особенно характерны для зоны флексурообразного перегиба, ограничивающего с севера и востока Вельминскую антеклизу.

2) Эти переходные зоны отличаются значительной тектонической нарушенностью и, в частности, обилием разрывных дислокаций всех порядков.

3) Отмечается большое количество интрузивных тел траппов, обладающих самой различной морфологией и относящихся к различным фазам внедрения и комплексам, согласно классификации, предложенной М. Л. Лурье и др. (1962).

4) Преобразование туфов сочетается с довольно значительным метаморфизмом пород других частей разреза, в частности, карбонатных образований нижнего палеозоя и континентальных отложений карбона и перми.

Апотуфовое происхождение рассматриваемых пород устанавливается по ряду постепенных переходов к неизменным туфам и постоянному наличию микроструктурных черт унаследованного характера, особенно по реликтовому и брекчиевидному строению пород. Интересной особенностью пород является то, что на фоне мощного ороговикования туфов и образования типичных плагиоклаз-пироксеновых и существенно пироксеновых роговиков в них создаются локальные участки селективного плавления с появлением интерстициальных пленок и «капель» новообразованного очень свежего и сравнительно кислого вулканического стекла, резко отличающегося от реликтов раскристаллизованного стекла, первоначально

присутствовавшего в туфах в виде обломков. Частичная кристаллизация новообразованного стекла приводит к выделению хорошо ограненных призм клинопироксена пиконитового облика с весьма малым углом оптических осей (порядка  $+20^\circ$ ). Нередко такое плавление и повторная кристаллизация накладываются на почти неизменные туфы, что особенно примечательно в смысле понимания механизма процесса и соотношений ороговикования и реоморфизма.

Естественно, столь сложные по своему генезису породы уже не могут быть названы рогамиками в строгом понимании этого термина. В названии пород должно быть отражено участие реоморфических процессов в их становлении.

Хочется подчеркнуть значительную площадную распространенность описываемых пород и то обстоятельство, что поля их развития выходят далеко за пределы возможного влияния каких-либо конкретных трапзовых интрузивов. Можно лишь предположить подстилание «роговиков» мощными силлами трапзов, на что косвенно указывает анализ магнитных полей, развитых над ними.

По своему макро- и микроскопическому облику такие породы в большинстве случаев с трудом отличаются от заведомо интрузивных пород типа микропорфиров. Поэтому при их диагностике используются чисто геологические данные: различия микроструктур, присутствие упомянутых участков плавления, обилие реликтовых обломков, а также определения магнитной восприимчивости. Последняя, как правило обычно совпадает с магнитной восприимчивостью неизменных туфов (т. е. очень низка) и в сотни раз меньше, чем магнитная восприимчивость долеритов любого типа.

Изучение сложно преобразованных туфов находится ныне на достаточно ранней стадии. Но уже на этом этапе можно предполагать, что в данном случае мы имеем дело с характерным и очень своеобразным примером гетерогенеза пород и явлений конвергенции в области породообразования.

---

### **В. И. Лебединский**

(Институт минеральных ресурсов АН УССР)

Толчком к моему выступлению послужил доклад Г. М. Гапеевой, точнее та часть его, в которой излагаются некоторые данные о генезисе спилито-кератофировой формации. В этой связи необходимо сделать два замечания.

Во-первых, вызывает сомнение тезис о том, что спилито-кератофировые формации возникают в условиях устойчивого поднятия. С этим тезисом нельзя согласиться и принять его, так как хорошо известный огромный материал по геологическим условиям образования спилитов и кератофиров из разных мест земного шара однозначно указывает на формирование этого комплекса пород в обстановке сильного опускания геосинклиналей. Об этом неопровержимо свидетельствуют терригенные толщи огромной мощности, к которым приурочены спилитовые и кератофировые лавы с сопутствующими пирокластами.

Вот почему утверждение Г. М. Гапеевой о возникновении спилито-кератофировых формаций в условиях устойчивого поднятия земной коры не может быть принято, хотя поднятие ведет к разуплотнению слагающего его материала. Этот комплекс пород образуется в тектонической обстановке противоположного характера, а именно — в ходе устойчивого погружения геосинклиналей. Попутно отметим, что в таких условиях возникают и некоторые интрузивные тела, например, пластовые интрузии, механизм формирования которых связан с обменом местами между под-

нимающей магмой и опускающейся осадочной толщей (герцидиты Ф. Ю. Левинсона-Лессинга).

Во-вторых, нельзя отрицать роль морской среды в формировании специфических особенностей вещественного состава спилитов и кератофиров и все особенности их связывать с региональным метаморфизмом. Г. М. Гапеева, как и ряд других исследователей, в подтверждение своих представлений ссылается на состав образцов лав, поднятых со дна океанов. Известно, что среди них имеются свежие базальтоидные породы, а встречающиеся измененные породы, в том числе и спилитового характера, рассматриваются как находящиеся в некоренном залегании (Д. С. Коржинский). С такой трактовкой данных о составе молодых подводных лав согласиться нельзя.

Прежде всего следует обратить внимание, что в работах Д. С. Коржинского, в которых обобщен этот материал, не указаны условия залегания лав, из которых были получены образцы горных пород в ходе океанологических исследований. Следовательно, в одинаковой мере показательными и равноценными являются образцы как свежих, так и измененных лав, и поэтому нельзя не принимать во внимание и находки спилитовых лав на дне океанов. В этой связи следует обратить внимание на недавние исследования Мэтьюса о наличии серпентинитов и спилитовых лав на дне Атлантического океана (высота «Ласточкин риф» и др.).

Следует также подчеркнуть, что далеко не при всяком подводном извержении лавы образуются спилиты и кератофиры. Спилитизация и кератофиризация лав происходят под влиянием ряда факторов, и если их сочетание не благоприятно, подводные лавы не испытывают существенного изменения и сохраняют диабазовый или порфиритовый облик. Бенсон еще в начале XX в. показал, что в условиях малых глубин невозможно образование спилитов и кератофиров.

Против представления о регионально-метаморфическом происхождении спилитов и кератофиров свидетельствуют геологические данные. Если бы эта ассоциация пород возникла в результате эффектов регионального метаморфизма, то и сопутствующие осадочные толщи должны быть метаморфизованы. Однако в ряде случаев спилиты и кератофиры ассоциируют с совершенно неметаморфизованными осадочными породами. Особенно показательна в этом отношении среднеюрская спилито-кератофировая толща Горного Крыма, которая включает горизонты размокающих глин. О каком региональном метаморфизме можно в таком случае говорить?

Мы считаем, что формирование основных особенностей вещественного состава пород спилито-кератофировой формации происходит сразу вслед за извержением лавы на дно морского водоёма. Как показывает структурно-фациальный анализ, палеогеографическая обстановка в это время сложная, подводные условия неоднократно сменяются наземными, поэтому в состав толщи входят потоки лав, в разной степени спилитизированные и кератофизированные.

В ряде регионов на этом заканчивается образование вулканогенной толщи геосинклиналильного этапа развития. Такие толщи характеризуются незавершенностью изменений лавовых образований и отсутствием метаморфизма или слабым проявлением его во вмещающих породах. Однако в большинстве случаев геологическая история вулканогенной толщи на этом не заканчивается, вулканические и сопровождающие их осадочные породы подвергаются метаморфизму, при этом те и другие как бы нивелируются в степени изменения и в итоге приобретают законченные свойства спилито-кератофировых формаций.

Отсюда видно, что спилито-кератофировые формации далеко не однотипны и по степени сложности геологической истории и вызванной ею особенностях вещественного состава должны рассматриваться как разные звенья одного ряда. В начальном конце его находятся своего рода

«первозданные» комплексы, первичные особенности которых возникли в ходе превращения лав в вулканические породы в сложных палеогеографических условиях и не завуалированы последующими процессами. В конечной части ряда находятся сильно измененные вулканогенные толщи, первичные особенности которых обычно завуалированы и не различимы благодаря региональному метаморфизму.

Таким образом, региональный метаморфизм не может рассматриваться как первопричина образования специфических пород спилито-кератофировой формации. Тем не менее роль его велика, так как он формирует конечный облик этих пород.

### Ф. Ш. Раджабов

(Ташкентский политехнический институт)

Я коснусь некоторых вопросов, затронутых в докладе В. С. Коптева-Дворникова и Е. К. Устиева.

Относительно геохимической специализации магматических комплексов следует отметить, что в пределах Чаткало-Кураминских гор (в Средней Азии) наблюдается отчетливая картина увеличения некоторых аксессуарных элементов в интрузивных породах завершающих фаз.

Магматические образования Чаткало-Кураминских гор связаны с проявлением герцинского тектоно-магматического цикла, в истории развития которого нами выделяются два этапа: 1) батолитовый, 2) малых порфировых интрузий и даек. Породы батолитового этапа сформировались в результате проявления четырех фаз, каждая из которых сопровождалась как интрузивной, так и вулканогенной деятельностью. С первой фазой связывается образование гранитоидов  $S_2^1$  и синхронной с ними минбулакской вулканогенной свиты. Вторая фаза вызвала внедрение порфировидных адамеллитов С и соответственно привела к накоплению акчинской вулканогенной свиты. С третьей фазой связана следующая синхронная пара, состоящая из биотито-роговообманковых гранитов  $S_3^1$  и надакской вулканогенной свиты. К четвертой фазе относятся биотитовые и аляскитовые граниты  $S_3$  и синхронная с ними оясайская свита.

Состав перечисленных магматических образований последовательно меняется от ранних и более контаминированных до поздних — менее контаминированных. Между интрузивными породами и синхронными вулканогенными свитами отмечается полное петрохимическое и геохимическое тождество, указывающее на их родство и общность питающего очага.

Аналогичная закономерность наблюдается и для магматических образований этапа малых порфировых интрузий и даек. Здесь выделяются три вулканогенные свиты: 1) шурабсайская ( $P_1$ ), 2) равашская ( $P_2$ ) и 3) кызылнуринская ( $T_1$ ), с которыми синхронно связаны соответствующие интрузивные комплексы. Они, так же как породы батолитового этапа, последовательно изменяются от ранних и более контаминированных до поздних — менее контаминированных. Начинаются с гранодиорит-порфиров и заканчиваются аляскит-порфирами и кварцевыми порфирами, последовательно переходя через адамеллит-порфиры. Соответственно им изменяются и породы вулканогенных свит. Здесь, так же как и для пород батолитового этапа, отмечается полное петрохимическое и геохимическое соответствие между интрузивными и соответствующими вулканогенными фациями. Интрузивные породы батолитового этапа слагают крупные батолиты, а малые порфировые интрузии образуют сквозные, отчетливо секущие штоки, линзы и дайки.

Таким образом, магматические комплексы батолитового этапа и этапа малых порфировых интрузий представляют собой два повторяющихся петрографических ряда, вариационные линии которых на петрохимической диаграмме выражаются двумя параллельными прямыми.

В отношении поведения в них акцессорного флюорита следует отметить, что количество его резко (в десятки раз) возрастает в породах конечных фаз обоих этапов. В аляскиитоидных гранитах  $S_3$ , внедряющихся в конце батолитового этапа, акцессорный флюорит достигает наибольшего количества и присутствует внутри и между зернами калиевого полевого шпата.

Подобная закономерность наблюдается и для пород этапа малых интрузий, в которых наибольшая концентрация акцессорного флюорита достигается в поздних кызылнурических интрузиях и эффузивах  $T_1$ .

Возрастание количества флюорита в породах конечных фаз батолитового этапа и комплекса малых интрузий имеет в нашем регионе очень важный петрологический смысл, ибо резкое увеличение его в породах конечных фаз сигнализирует о возможном проявлении постмагматической минерализации со значительным участием фтора, что и имеет место для Чаткало-Кураминских гор.

В конце батолитового этапа, вслед за интрузиями аляскиитоидных гранитов  $S_3$ , отмечается редкометальная минерализация с флюоритом, а в конце этапа малых интрузий, после внедрения кызылнурического магматического комплекса  $T_1$ , мы имеем образование крупнейших промышленных месторождений флюорита с убогим полиметаллическим оруденением. Значение акцессорного флюорита в рассматриваемом случае весьма велико. Повышенное содержание его в породах конечных фаз сигнализировало о возможном проявлении в данном районе постмагматических процессов, поэтому подобные минералы и элементы в горных породах следует выделять в особую категорию и называть их рудовестниками.

Несколько слов следует сказать о синхронности вулканогенных образований с интрузиями.

Выше было отмечено, что в Чаткало-Кураминских горах вулканическая деятельность проявилась синхронно с интрузивной и соответственно были выделены семь вулкано-интрузивных пар. Особенно отчетливо эта синхронность наблюдается в наиболее поздних магматических образованиях: для кызылнурической вулканогенной свиты  $T_1$  и ее интрузивных аналогов. Они совершенно тождественны по петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям, а в геологическом залегании образуют взаимопереходы.

Интересно отметить, что взаимные переходы между интрузиями и вулканогенной свитой наблюдаются только для верхних пачек, а в низах свиты при этом — рвущие интрузивные контакты. Это объясняется тем, что мощность свиты превышает 1 км, а формирование ее интрузивных аналогов происходит на глубине, менее 1 км, поэтому верхние части интрузий прорывают нижние горизонты синхронно образующейся свиты, а с верхней пачкой ее они часто имеют взаимопереходы. Механизм подобных (двойственных) взаимоотношений между синхронными интрузивными и вулканическими образованиями нами объясняется следующим образом. В ранней стадии вулканических извержений питающая камера находится на некоторой глубине и связь с поверхностью осуществляется через узкий вулканический аппарат. По мере поверхностных извержений мощность вулканогенной свиты возрастает и в связи с этим происходит постепенное опускание ее вглубь, а навстречу погружающейся свите движется поднимающаяся интрузия. При мощности свиты, превышающей глубину становления синхронной ей интрузии, последняя прорывает ее и размещается в ней (в нижней части свиты) в форме секущего тела, имея при этом постепенные взаимопереходы с вулканогенными породами верхней пачки. Таким образом, синхронные интрузивные и вулканогенные образования могут иметь между собой как секущие контакты, так и постепенные переходы. При глубоких эрозийных срезах такая синхронная пара магматических пород чаще будет обнаруживать секущие контакты и обычно

считается разновозрастной. Однако, учитывая петрохимическое и геохимическое тождества, а также описанный выше механизм образования, можно установить синхронность их и связывать с проявлением одной из фаз магматизма. Нам представляется, что поверхностный и глубинный вулканизмы являются лишь разными формами проявления одного и того же магматического процесса.

## И. В. Носырев

(Институт геологии АН Киргизской ССР)

Важность изучения интрузивных образований, объединяемых обычно под названием «малые интрузии», общеизвестна. Немалая заслуга в разрешении этой проблемы наряду со многими советскими геологами принадлежит и Ф. К. Шипулину. Однако в зачитанном им на нашем совещании докладе есть ряд положений, с которыми трудно согласиться. В первую очередь, это относится к тезису о «самостоятельности» малых интрузий, наличием лишь самой общей («структурно-геологической», по Ф. К. Шипулину) связи их с гранитоидными интрузиями.

Материалы геологических исследований в Северном Тянь-Шане свидетельствуют об иных взаимоотношениях малых интрузий с предшествующими им магматическими образованиями. Сошлюсь на следующие факты. В Северном Тянь-Шане установлено по крайней мере три палеозойских гранитоидных комплексов, в конечные стадии (фазы) развития которых формировались дайки и мелкие штоки преимущественно основного и среднего составов (В. Г. Королев, И. В. Носырев, С. Д. Туровский, 1962). С предшествующими крупными гранитоидными интрузиями они обнаруживают не только общую «геолого-структурную» связь, но и единство целого ряда петро-геохимических особенностей. Последнее проявляется в содержании и акцессорных элементов (Pb, U, Th, Zn и др.), и акцессорных минералов (галенит, барит, флюорит и др.), и закономерной зависимости особенностей петрохимического состава малых интрузий от состава интрузивного комплекса и т. д. Важно отметить, что в едином эволюционном ряду членов интрузивного комплекса малые интрузии в соответствии со своей геологической позицией занимают крайнее положение. Они характеризуются максимальными или минимальными содержаниями отдельных акцессорных минералов и элементов в зависимости от общей направленности изменения их количеств в ходе формирования многофазных интрузивных комплексов. Как неоднократно отмечали Л. В. Таусон, С. Д. Туровский и другие, содержание некоторых элементов в конкретных комплексах имеет тенденцию увеличиваться от ранних фаз к поздним и, как установлено теперь, достигает своего максимума в малых интрузиях. Можно также отметить, что наблюдаемая общая металлогенетическая специализация отдельных интрузивных комплексов (например, редкометалльные и т. д.) проявляется и в рудных продуктах, образовавшихся в непосредственной связи с крупными гранитоидными телами до внедрения малых интрузий (пегматиты, грейзены) и в более поздних, «последайковых». И если в настоящее время прямая генетическая связь «последайкового» оруденения с малыми интрузиями вызывает недоверие, то парагенетический характер их связи вполне допустим. Неясность механизма формирования в ходе дифференциации кислой магмы таких своеобразных меланократовых пород, которыми обычно сложены малые интрузии, вовсе не обязательно должна свидетельствовать об отсутствии между ними генетической связи. С нашей точки зрения более правильным является положение о том, что малые интрузии — закономерный продукт эволюции гранитоидной магмы. К сожалению, до сих пор в нашей литературе очень мало работ, посвященных петрологии малых интрузий, освещению физико-хими-

ческих особенностей их формирования. Это обстоятельство, конечно, затрудняет в ряде случаев возможность однозначной интерпретации их геологической позиции.

Несколько слов о докладе Ю. А. Кузнецова. Он вызвал заслуженный интерес у большинства участников совещания. Предложенный им новый вариант классификации магматических формаций, несомненно, сыграет важную роль в изучении закономерностей магматической деятельности. Однако мне представляется, что и этот вариант классификации требует дальнейшего совершенствования. В частности, в нем, с нашей точки зрения, отражены еще не все главные особенности развития магматизма складчатых областей, особенно взаимоотношения отдельных формаций. Например, в предложенной классификации не учтен факт тесной связи батолитовой формации с так называемой порфировой. По данным В. Г. Королева и др., гранитоидные батолиты Северного Тянь-Шаня оказываются в тесной связи с девонской формацией липаритовых порфиров и других близких к ним эффузивных пород. Эта связь проявляется как в близком возрасте, так и в общности петрохимических свойств. Еще более тесной оказалась эта связь в северной части Улугтах-Северо-Тянь-Шанской структурно-фациальной зоны, где фактически внедрение девонских интрузий «батолитового» типа происходило на фоне формирования порфировой формации.

---

### *М. А. Фаворская*

(ИГЕМ АН СССР)

Я уже неоднократно в течение последних лет выступала с критикой взглядов Ф. К. Шипулина по вопросу о так называемых малых интрузиях. Однако ввиду того, что основные положения, которые развивает Ф. К. Шипулин, со времени I Петрографического совещания по существу не изменились, они за истекший период еще больше пришли в противоречие с новым фактическим материалом, и это заставляет меня снова выступать.

Мне вообще непонятно, почему, в то время как большинство петрографов (да и вообще большинство естествоиспытателей) в своих исследованиях не без успеха стараются выявить взаимосвязь явлений, Ф. К. Шипулин, по существу, прилагает титанические усилия, чтобы доказать в отношении малых интрузий отсутствие подобной взаимосвязи. При этом многие из приводимых им аргументов говорят против него, или, во всяком случае, легко могут быть объяснены с противоположных позиций.

Рассмотрим эти аргументы.

1. Пространственная разобщенность интрузий и эффузивов с одной стороны и «малых интрузий» с другой. При этом, однако, по свидетельству самого Ф. К. Шипулина, наблюдается их общая приуроченность к единым тектоническим структурам.

2. Оторванность от времени (в частности, имеется в виду спилито-диабазовая формация и дайки альбитофиров). Но сам же Ф. К. Шипулин согласился, отвечая на мой вопрос, что разрыв во времени сам по себе не свидетельствует о генетической разобщенности.

3. Наличие ксенолитов глубинных пород легко может быть объяснено на основе существующих представлений о том, что, дайки так, как и интрузии, поступают из единого глубинного очага.

4. Если же обратиться к такому критерию связи, как преемственность химического состава, то Ф. К. Шипулин сам признает существование, так сказать, «натриевого» ряда от спилитов до альбитофировых даек, и «калиевого», который, как это легко видеть, знаменует собою преемственность от аляскитов до даек-дериватов соответствующих интрузий.

Таким образом, основные аргументы Ф. К. Шипулина не подтверждают его концепции о «самостоятельности» малых интрузий.

Нельзя не отметить и еще одно немаловажное обстоятельство: для подтверждения своей концепции Ф. К. Шипулин частично использует литературные данные по районам, в которых он сам не работал (районы распространения колчеданных месторождений), а для некоторых районов, где он работал давно, совершенно игнорирует результаты новейших исследований (я имею в виду Приморье).

Как же смотрят на происхождения его малых интрузий авторы, систематически и детально изучающие в течение последних лет магматизм соответствующих регионов? Подводя итоги многолетним исследованиям коллектива ЦНИГРИ на колчеданных месторождениях Урала, М. Б. Бородаевская пришла к выводу о существовании единого генетического ряда от диабазов до альбитофиров, заключающегося колчеданным оруденением. Изучение субплатформенного магматизма Сихотэ-Алиня большим коллективом геологов показало, что среди даек и малых тел здесь могут быть выделены образования, представляющие конечные члены различных формационных рядов.

Однако Ф. К. Шипулин не ссылается на эти новые представления и не дискутирует с ними, он исходит из раз и навсегда созданной им умозрительной схемы.

Доказательства кровного родства поздних дериватов магматических очагов с более ранними интрузивными или эффузивными их проявлениями были в ряде регионов подкреплены детальными геохимическими исследованиями. А как обстоит дело с «малыми интрузиями» Ф. К. Шипулина? Он утверждает, что они унаследуют геохимические признаки как основных, так и кислых магм. Но ведь, согласно его концепции, наблюдается пространственная разобщенность интрузивов и «малых интрузий». Тем более мы должны где-то наблюдать «малые интрузии», так сказать, чистой линии, отражающие геохимическую специфику тех особых, глубинных очагов, из которых, по словам Ф. К. Шипулина, они поступают. Где же эта специфика? Никто никогда ее не наблюдал.

Необходимо отметить, что даже один из основоположников термина «малая интрузия» М. Б. Бородаевская отошла от этих застывших представлений и признает связь «малых интрузий» с общим ходом развития магматизма, а изолированное их проявление, такое, как в пределах Алданского щита, связывает со специфическими тектоническими условиями. В таких условиях «малые интрузии» встают на место иных проявлений магматизма.

Я считаю, что концепция Ф. К. Шипулина неправильно ориентирует широкие массы петрографов. Такая концепция открывает возможность относить без разбора все мелкие магматические проявления к категории «малых интрузий», если их связи с общим магматическим процессом неясны, или, попросту, неизучены.

Теперь два слова по поводу вулканоплутонических формаций Е. К. Устиева. В нашем совместном с Кигай В. А. сообщении мы постарались показать, что эта формация представляет собою, по существу, семейство разнородных формаций. С этих позиций мне кажется, что такая постановка вопроса, как ее предложил Е. К. Устиев (что образуется раньше — эффузивы или интрузии), неправомерна. Это зависит от того, о каких интрузиях и каких эффузивах идет речь. Ясно, что поздние специализированные интрузии порфировых рядов образуются после мощных накоплений пирокластов, связанных с этими рядами. Однако эффузивы, образующиеся в результате прорыва на поверхность самих специализированных интрузий, моложе субвулканических тел — корней ранних эффузивов.

Считаю необходимым сделать два замечания по докладу Ф. К. Шипулина.

1. В верховьях р. Колымы и на Чукотке широко распространены дайки, пластовые интрузии и небольшие тела сложной формы диоритового, кварцево-диоритового, сиенито-диоритового и гранодиоритового составов. Одноименные породы из обоих этих районов сходны друг с другом и, по-видимому, относятся ко второй группе формации «самостоятельных малых интрузий» Ф. К. Шипулина. Большинство малых интрузий размещено в песчано-сланцевых толщах (Аньюйская серия, мощностью 5000—6000 м, на Чукотке и 10—12 километровый верхоянский комплекс в бассейне р. Колымы).

На Чукотке породы диоритового состава несколько древнее гранодиорит-порфиров и нередко являются апофизами штоков с крутыми контактами, сложенных гранодиоритами и диоритами. Площадь таких штоков достигает нескольких сотен квадратных километров. Дайки гранодиорит-порфиров пересекают штоки, пересекая одновременно жилы аплитов и дайки гранит-порфиров. Гранодиорит-порфиры, таким образом, по отношению к штокам, сложенным гранодиоритами и диоритами, ведут себя как жильные породы второго этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову и О. С. Полквой. При этом гранодиорит-порфиры химически и минералогически очень близки к гранодиоритам, слагающим штоки, а образцы из центральной части даек и по структуре почти не отличаются от гранодиоритов. В осадочных толщах дайки диоритового состава и дайки гранодиорит-порфиров слагают единые пояса и свиты. В некоторых рудных полях в дайках диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров размещаются золото-кварцевые жилы, по возрасту близкие к этим малым интрузиям.

В ядре Алярмаутского поднятия обнажаются карбонатно-сланцевые толщи палеозойского основания Аньюйской складчатой зоны. Форма интрузивных тел здесь совсем иная, чем в песчано-сланцевых толщах более высокого структурного этажа. Вместо штоков и даек расположены мощные горизонтальные тела диоритов, гранодиоритов и гранитов. Дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиров и родственных им пород по многим признакам являются глубоко проникающими в верхний структурный ярус апофизами от таких горизонтальных тел. Аналогично с этими телами связаны и штоки с крутыми контактами.

На Колыме малые интрузии диоритового и гранодиоритового составов, нередко несущие золотое оруденение, являются обычно догранитными. Дайки составляют обширные поля и протяженные свиты, строение которых в вертикальном разрезе не меняется, во всяком случае, до глубины 1500—2000 м. «Самостоятельность» малых интрузий выражена резко, чем на Чукотке. Однако и здесь в полях малых интрузий имеются массивы гранитоидов, в которых основность слагающих пород закономерно увеличивается к контактам. Средневзвешенный (по числу тел) химический состав даек каждого поля, вычисленный М. П. Крутоус, совпадает со средним составом гранодиоритов из гранитоидных интрузий в этом поле. Мы сравнивали химический состав следующих групп горных пород: 1) дайки среднего и средне-основного состава; 2) горные породы повышенной основности из эндоконтактных зон гранитоидных массивов, расположенных в пределах дайковых полей; 3) относительно более кислые гранитоиды из центральной части тех же массивов. Оказалось, что в ряду: центральная часть массива — эндоконтакт-дайки — проявляется единая петрохимическая тенденция повышения основности, нередко при сохранении щелочности. Местами в обнажениях наблюдается переход от эндоконтактной зоны гранитоидных массивов к дайкам-апофизам. Геофизические

данные иногда указывают на существование довольно крупных гранитоидных массивов непосредственно под полями малых интрузий (например, в бассейне р. Берелех). По-видимому, многие малые интрузии представляют собою как бы «разбрызганную» в песчано-сланцевой толще эндоконтактную зону гранитоидов; догранитный возраст таких интрузий — явление такого же порядка, что и частый кажущийся относительно более древним возраст эндоконтактных зон гранитоидов.

Можно думать, что ниже подошвы верхоянского комплекса морфология и характер распространения изверженных пород меняется так же, как и на Чукотке. Во всяком, случае данные геофизики указывают на существование подошвы у крупных гранитных массивов — приблизительно на уровне основания верхоянского комплекса (Ю. Я. Ващил о в. Сов. геология, 1963, № 4). Вероятно, и дайки на этих глубинах утрачивают свою «самостоятельность».

Таким образом, сравнение данных об одной группе петрографически близких малых интрузий двух золотоносных районов Северо-Востока СССР (один из которых является для малых интрузий классическим) показывает, что понятие «самостоятельность малых интрузий» нуждается в уточнении. Эта самостоятельность сильно зависит от особенностей геологического строения территории, проявляется более или менее резко в одних условиях и совсем исчезает в других. Малые интрузии обнаруживают тесное родство с гранитоидными массивами, а иногда, кроме того, комагматичны с эффузивами. Изучая сложные временные соотношения между крупными гранитоидными массивами и малыми интрузиями, надо помнить, что мы имеем дело с совершенно разными масштабами времени, так как длительность кристаллизации расплавов грубо пропорциональна квадрату линейных размеров тел, а ширина вытянутых гранитных массивов в тысячи раз превосходит мощность даек.

2. Ф. К. Шипулин указывает на более «основной» характер интрателлурических вкрапленников в породах малых интрузий по сравнению с их основной массой, говорит о нередком присутствии вкрапленников оливина. Ни в рассматривавшихся малых интрузиях, ни в большинстве остальных их типов на Колыме и Чукотке оливин не был встречен. В закаленных эндоконтактных зонах даек диоритовых порфиритов действительно удается наблюдать интрателлурические вкрапленники, которые обычно разрушаются при реакции с основной массой или при послемагматических изменениях. Это вкрапленники основного плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов (в других случаях — амфибола и биотита), алемандинового граната, бипирамидального кварца, иногда калиевого шпата с пертитовым строением распада. В кислых породах встречаются эти же вкрапленники, здесь они лучше сохраняются. Если подходить к этим минералам, как к парагенезису, находящемуся в равновесии с глубинной магмой, то, действительно, можно получить указания об условиях образования магматических расплавов. При этом никак нельзя считать, что эти расплавы возникают как базальтовые (как думает Ф. К. Шипулин). По-моему, скорее можно говорить об их проявлении в результате частичного, но прогрессирующего плавления силала в условиях гранулитовой, а местами амфиболитовой фации метаморфизма.

---

*Е. В. Быковская*  
(ВСЕГЕИ)

Прежде чем остановиться на предложениях по поводу порфириновой формации, о которой много говорилось в предшествующих докладах, необходимо коротко остановиться на ее структурном положении и краткой характеристике.

Порфировая формация является типоморфной формацией Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Своеобразие линейно-вытянутых вулканических поясов с присущими им вулканическими и интрузивными формациями общепризнано и нашло свое отражение в работах Е. К. Устиева, М. А. Фаворской, М. И. Ицксона, Л. И. Красного, С. А. Салуна и других исследователей.

Возникновение Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса произошло вслед за замыканием мезозойской геосинклинали. Мощный наземный вулканизм конца верхнего мела и палеогена привел к накоплению порфировой формации.

Начало формирования этой формации, приуроченное к середине сенона, довольно четко отбивается по резкому угловому несогласию между вулканическими породами порфировой формации и подстилающими терригенными толщами геосинклинали типа, что явно свидетельствует о наложенном характере порфировой формации, слагающей Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс.

Появление больших масс средних и главным образом кислых эффузивов никак не связано с предшествующей геологической историей и произошло, видимо, знаменуя новый этап геологического развития Сихотэ-Алиния, а именно — этап перехода от геосинклинали к платформе, этап возникновения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Формирование порфировой формации происходило в несколько фаз. К началу фаз приурочено образование средних, а к концу — кислых вулканических пород. При этом по мере развития вулканизма от фазы к фазе не происходило существенных изменений состава пород. Преобладают насыщенные и пересыщенные кремнеземом и глиноземом породы, щелочность которых остается почти неизменной. Однородный состав эффузий и субвулканических интрузий, образование больших масс игнимбритов и гипабиссальных гранитоидных интрузий близкого состава, а также преобладающий ареальный тип вулканизма, свидетельствуют о расположении уровня магмообразования в самых приповерхностных частях земной коры. Изменения состава пород от начала к концу фаз вулканизма может быть объяснено кристаллизационной дифференциацией в магматических очагах.

Основными чертами порфировой формации являются:

1. Огромные объемы изверженных пород кислого и среднего составов, распространенных на громадных площадях при мощности в несколько тысяч метров. Общий объем вулканического материала, извергавшегося в позднемеловое — палеогенное время в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, превышает 110 000 км<sup>3</sup>.

2. Ритмичное строение, выражающееся в закономерном чередовании средних и кислых вулканических пород при резком преобладании кислых продуктов извержения. Главная масса пород по составу отвечает андезитодацитам, реже андезитам, а в основном дацитам и липаритам с ювенильными вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата (санидина в кайнотипных лавах), высокотемпературных плагиоклазов среднего и кислого состава, биотита, роговой обманки, гиперстена и диоксида.

3. Тесная связь эффузий с субвулканическими и малоглубинными интрузиями, отмечаемая М. А. Фаворской и В. А. Кигай.

4. Резкое преобладание в составе порфировой формации пирокластических образований, при подчиненном развитии порфиров.

5. Широкое развитие среди пирокластов игнимбритов и туфолов.

6. Широко проявленный ареальный тип вулканизма с трещинными подводными каналами.

7. Тесная пространственная и временная сопряженность (комагматичность) эффузивного и интрузивного процессов, являющихся лишь отдельными стадиями в формировании магматических комплексов.

Таким образом, порфировая формация четко отграничена от предыдущих и последующих формаций, что еще раз подчеркивает своеобразие тектоно-магматического этапа, с которым связано ее формирование. В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе с порфировой формацией теснейшим образом связана определенная группа месторождений полезных ископаемых, алунита, пиррофиллита, диаспора, золота, серебра, цветных металлов и в последнее время открытых рудопроявлений мышьяка и серы. Кроме того, следствием тесной сопряженности эффузивного и интрузивного процессов при образовании порфировой формации является локализация многочисленных рудных месторождений, связанных с гранитоидными интрузиями или с единым глубинным магматическим источником, непосредственно среди пород порфировой формации.

В заключение необходимо еще раз указать на преобладание среди порфировой формации вулканических пород кислого состава и доминирующее значение пирокластов. Липарит-дацитовый состав вулканических пород и резко подчиненное значение в порфировой формации типичных порфирировых пород свидетельствуют о том, что настало время для замены замусоренного и не имеющего однозначного содержания термина «порфировая формация» в широком смысле (в понимании Пейве, Сеницына и Салуна) и «формации порфириров» в узком аспекте — термином «*липарито-дацитовая формация*», близким по смыслу формации липаритовых порфириров, предложенной Д. С. Харкевичем и возникающей в постгеосинклинальный период развития структурной единицы.

Несколько слов о термине и содержании «вулкано-плутонических формаций», широко развитых в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе. Введение этого понятия Е. К. Устиевым необходимо приветствовать. Но учитывая, что в данном регионе интрузии, входящие в эту формацию, не глубинные, и гиабиссальные и даже малоглубинные, может быть, слово «плутонические» заменить «интрузивными» и вместо «формаций» ввести термин «ассоциации». Тогда вулкано-интрузивные ассоциации пород могли бы включать в себя как интрузивные, так и эффузивные формации.

На данном совещании нет единства в понимании понятия «формации». В формации вкладывается то петрографический, то возрастной, то тектонический смысл. Надо бы принять решение по этому вопросу.

Недостатком является и то, что минерагенической характеристике выделяемых формаций уделяется недостаточное внимание.

---

### Ю. В. Казинин (ВСЕГЕИ)

В своем выступлении я намерен остановиться на проблеме металлогенической специализации, рассмотренной здесь в докладе В. С. Коптева-Дворникова, М. Г. Руб и Е. Г. Шаталова, но которой, с моей точки зрения, здесь было уделено недостаточное внимание. Это и естественно, так как данная проблема в большей мере относится к сферам действия смежных с петрографией наук: учения о полезных ископаемых и минералогии, которыми она активно обсуждается в течение двадцати пяти лет по инициативе основателя советской металлогенической школы С. С. Смирнова.

Для познания металлогенической специализации необходимо рассмотреть комплекс явлений, охватывающий все стороны развития каждого конкретного участка земной коры и особенно специфику химизма его магматической деятельности. Недопустимым упрощением, как это совершенно справедливо отметил В. С. Коптев-Дворников, следует считать отождествление металлогенической специализации с «элементметрией»,

или простым фиксированием содержания рудных элементов в магматических породах, тенденция к чему наблюдается в работах некоторых исследователей. Необходимо также согласиться с его заключением о многообразии форм проявления металлогенической специализации.

Согласно имеющемуся определению, существо металлогенической специализации состоит в способности магм в стадии их образования и дифференциации обогащаться определенными рудными компонентами, в стадии магматической дистилляции и в ходе отделения гидротермальных растворов — отдавать все или часть этих компонентов.

Металлогеническая специализация — сложный процесс, являющийся одной из форм проявления планетарной дифференциации земного вещества. Этот процесс неразрывно связан с магматической деятельностью, сопровождая ее на всех этапах. Поэтому, рассматривая металлогеническую специализацию в петрологическом аспекте, необходимо проследить поведение рудных компонентов на фоне петрохимической эволюции магматических очагов.

В развитии магматического цикла может быть выделено четыре этапа: 1) домагматического развития, 2) собственно магматический, прогрессивный, 3) регрессивный, 4) постмагматический. Каждому этапу развития магматического очага соответствует своя ведущая форма металлогенической специализации. Для первого этапа это геохимическая специализация, для второго — петрохимическая, для третьего — кристаллохимическая и, наконец, для четвертого — мобилизационная.

*Геохимическая специализация* (металлогеническая специализация первого рода) составляет специфическую особенность каждой петро-рудной провинции, в основе ее лежат причины планетарной неоднородности вещества земной коры. В домагматический этап развития очага происходит приток щелочей, кремнезема и тех или иных рудных элементов в зависимости от соотношения масс элементов, их зарядов, а также скорости вращения и магнитного поля земли.

Геохимическая специализация рудных провинций нередко прослеживается на протяжении нескольких геологических эпох, в то время как рудные концентрации могут быть преимущественно связаны лишь с одной из них.

Примеры геохимической специализации провинций хорошо известны. Так, для Забайкалья это молибден, вольфрам, золото; на Дальнем Востоке — олово, свинец. Металлогеническая специализация первого рода не позволяет получить определенный ответ на вопрос о связи оруденения с конкретными магматическими комплексами, но она свидетельствует о предпочтительности проявления в пределах каждой конкретной провинции оруденения того или иного состава. Прямым указанием на ее наличие является повышенное против кларка содержание в горных породах того или иного элемента. Так, в Восточном Забайкалье кларк Мо повышен в 1,5—2 раза.

*Металлогеническая специализация второго рода* (петрохимическая форма) представляет собой характерное свойство конкретных интрузивных комплексов, часто различных по возрасту, но сходных по условиям развития и продуктивных в отношении того или иного элемента. Она регулируется главным образом петрохимическими факторами и представляет собой избирательное накопление в ходе дифференциации в магматическом очаге того или иного элемента. Она сопряжена с прогрессивным этапом развития очага, когда в него поступает большое количество энергоемких компонентов, происходит общий подъем геоизотерм, образуется расплав, и очаг перемещается в верхние горизонты, имеет место некоторая дифференциация и, наконец, дистилляция. Этот этап знаменуется петрохимической индивидуализацией магматического комплекса, параллельно с которой происходит концентрация одних и рассеивание других

рудных элементов, причем определенным петрохимическим типам пород отвечают определенные комплексы рудных компонентов.

Так, например, молибденоносные интрузии различных регионов (Забайкалье, Кавказ, Дальний Восток, штат Юта в США) и разного возраста (I, Cr, Tr) обладают исключительной общностью петрохимических признаков. То же самое касается золота и олова.

Для выявления металлогенической специализации второго рода необходимо выяснить характер распределения рудных элементов в последовательных дифференциатах металлоносного магматического комплекса. Например, для пород амананского комплекса (Восточное Забайкалье) от ранних к поздним фазам на фоне увеличения  $Q$  от 5,3 до 22,2 и  $a/c$  от 2,5 до 6,4 происходит увеличение содержания  $Mo$  и  $W$  в 1,5—2 раза.

Специализация второго рода свидетельствует о потенциальной возможности рудоотложения преимущественно пневмолитового или контактово-метасоматического генезиса при наличии в позднемагматическую стадию развития данного комплекса других благоприятствующих факторов.

*Металлогеническая специализация третьего рода* (кристаллохимическая форма) свойственна регрессивному этапу развития магматического процесса, когда первичный очаг развивается на несколько дочерних, происходит снижение геоизотерм, зона магмообразования отступает в нижние горизонты земной коры, в системе происходит общее уменьшение запаса энергии, имеет место резкая дифференциация, обогащение периферических частей очагов все более основными компонентами, кристаллизация их и, наконец, отделение гидротермальных растворов. В этот этап петрохимические процессы, характер распределения и законы концентрации рудных элементов имеют обратную направленность. Петрохимическая форма специализации (также обратная) имеет подчиненное значение, и на первый план выступают кристаллохимические факторы концентрации рудных элементов. Процессы накопления рудных элементов уступают место процессам их избирательного отделения. Естественно, что усвоение гидротермальным раствором рудных элементов в системах смешанного типа будет регулироваться, в первую очередь, пределами изоморфной емкости породообразующих и аксессуарных минералов и кислородным потенциалом. В этих условиях при значительно повышенном в очаге содержании нескольких компонентов одни будут рассеиваться в ранних дифференциатах и породообразующих минералах, другие — концентрироваться в остаточном растворе.

В качестве примера можно привести характер изменения молибден-вольфрамового отношения в минералах гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья. Для неметаллоносных гранитоидов района это отношение составляет примерно 0,30 и сохраняется таковым в минералах. В гранитоидах же молибденоносного амуджиканского комплекса оно изменяется следующим образом: плагиоклаз + кварц — 0,26; ортоклаз — 0,26; биотит (с примесью амфибола) — 0,55; сфен — 0,70. Это свидетельствует о накоплении в остаточном расплаве или растворе преимущественно молибдена и объясняет факт отсутствия месторождений вольфрама в связи с этим комплексом, несмотря на то, что кларк  $W$  повышен против  $Mo$  более чем в 5 раз.

Специализация третьего рода составляет важную особенность геохимической эволюции очагов в регрессивный этап их развития. Она непосредственно указывает на вероятность оруденения и на металльный его состав.

Наконец, *металлогеническая специализация четвертого рода* (мобилизационная форма) представляет собой способность гидротермальных растворов при взаимодействии с вмещающими породами усваивать определенные рудные элементы, а в благоприятной среде сбрасывать свой груз. Эта форма специализации является наиболее проблематичной, но

исследования ряда авторов указывают на ее возможность. Естественно что возможность полнее реализуется в тех случаях, когда вмещающая (метасоматируемая) порода изначально богата рудными компонентами и они находятся в благоприятной для выщелачивания форме.

Следовательно, возможность проявления мобилизационной специализации в значительной мере зависит от первых трех форм ее. Она выявляется путем изучения геохимии околорудных измененных пород.

Таким образом, предложенная гипотеза механизма металлогенической специализации, являющаяся, несомненно, решением первого приближения, позволяет проследить поведение рудных элементов и объясняет главные особенности их распределения в отдельных рудных провинциях, в рудоносных комплексах, в породах и минералах разных фаз и в гидротермальных растворах. В сочетании с другими геологическими факторами она способна дать ответ на вопрос о возможности наличия оруденения того или иного состава.

---

### Н. П. Михайлов

(ВСЕГЕИ)

Я хочу сделать несколько замечаний к докладам Г. П. Пинуса и И. М. Волохова.

Г. В. Пинус изложил основные закономерности, которые наметились в результате изучения гипербазитовой формации юга Сибири и призвал нас высказать свое мнение о том, являются ли эти закономерности действительно всеобщими или они характеризуют лишь специфические особенности, присущие только гипербазитовой формации южной Сибири.

Все, что было высказано в докладе относительно структурного положения гипербазитовых интрузий (проявление их в раннюю стадию эволюции каледонской геосинклинали, связь с глубинными разломами и пр.), было сформулировано автором раньше и носит, действительно, характер общей закономерности и подтверждается для всех, без исключения, офиолитовых поясов. Новым здесь является то, что к кембрийской гипербазитовой формации Г. В. Пинус относит теперь не только интрузии, залегающие непосредственно в геосинклинальных толщах, но и те гипербазитовые интрузии, которые входят в обрамление кембрийской геосинклинали в зоне допалеозойской консолидации. Ранее эти интрузии относились к докембрию только на том основании, что они залегают в докембрийских толщах. Исследования Г. В. Пинуса показали, что такие интрузии являются членами той же геосинклинальной кембрийской гипербазитовой формации и, по существу, ничем не отличаются от интрузий, которые не выходят за пределы геосинклинали. Нужно сказать, что с подобными фактами мы встречались в последнее время на западе и севере Центрального Казахстана. По окраинам Кокчетавской интрузии и Улутауского антиклинория в докембрийских толщах залегают массивы ультраосновных пород, до сих пор считавшиеся протерозойскими. Вместе с тем все геологические данные говорят в пользу их офиолитовой природы и нижнепалеозойского возраста. Но в отличие от сибирских, наши интрузии этого типа несколько отличаются от офиолитовых интрузий, залегающих в пределах нижнепалеозойских геосинклинали как составом слагающих их пород, так и минерализацией. В частности, в составе таких массивов значительную роль наряду с перидотитами (гарцбургитами) играют пироксениты (всегда энстатиты или бронзиты), которые в обычных офиолитовых интрузиях Центрального Казахстана, как и в сибирских интрузиях, наблюдаются преимущественно в виде метасоматических жил. Кроме того, оливин и пироксен здесь характеризуются несколько большей железистостью. Минералогенической особенностью данных интрузий является то, что с ними

связаны месторождения своеобразного продольноволокнистого хризотил-асбеста с немалитом, а гидросиликатные руды никеля в коре выветривания ультраосновных пород обогащены кобальтом.

Отмеченные Г. В. Пинусом особенности вещественного состава сибирских гипербазитов также являются общими для большинства интрузий офиолитового типа. Преобладающая роль, действительно, принадлежит гарцбургитам с небольшим содержанием ромбического пироксена. Не могу согласиться только с утверждением Г. В. Пинуса о стерильности гипербазитовых интрузий в отношении полевошпатовых пород. Расхождения наших мнений по этому вопросу известны, и они неоднократно высказывались как Г. В. Пинусом, так и мной в опубликованных работах. Отмечу только, что на фактическом материале Казахстана и Средней Азии мы почти не знаем примеров, где в интрузиях гипербазитовой формации не было бы габброидов. Габбро и ультрабазиты всегда тесно связаны и составляют единые комагматические комплексы. Другое дело, что габброиды в интрузиях этого типа всегда количественно подчинены бесполевошпатовым ультраосновным породам. Представления Г. В. Пинуса о полигенном происхождении габброидов в гипербазитовых комплексах также не находят подтверждения на казахстанском материале.

Отмеченная Г. В. Пинусом бедность ультраосновных интрузий жильными породами является, по-видимому, особенностью только кембрийской гипербазитовой формации Южной Сибири. Ультраосновные интрузии Урала, Казахстана, Средней Азии, как правило, богаты жильными породами. Кроме метасоматических жил дунитов и пироксенитов, в них наблюдаются настоящие магматические жильные тела микробаббро, габбро-диабазов, диоритовых порфиритов, единитов и пр., а также их метаморфических производных, представленных различными гранато-пироксеновыми, гранато-везувияновыми, хлорито-гранатовыми, эпидото-тремолитовыми и другими породами. Вообще нужно сказать, что если для гранитов вопросы генетической классификации и номенклатуры жильных пород достаточно хорошо разработаны, то в отношении гипербазитовых и габбровых интрузий в этом направлении предстоит еще большие исследования. Не только при геологической съемке, но и при специальных исследованиях интрузий офиолитовых комплексов жильным породам уделяется незаслуженно мало внимания. А между тем без данных о характере развития комагматической жильной свиты невозможно понять весь ход процесса становления интрузива, не говоря уже о том, что изучение жильных пород совершенно необходимо для выяснения первичной тектоники массива.

Что касается гипотез о метасоматическом происхождении массивов ультраосновных пород или о внедрении гипербазитов в «твердом состоянии», то я полностью присоединяюсь к тому, что сказал в своем докладе Г. В. Пинус. Думаю, что для всех, кто серьезно и объективно изучал геологию и петрографию ультраосновных интрузий складчатых областей, ни одна из этих точек зрения не может быть приемлемой. Предложенное Г. В. Пинусом объяснение кажущихся несоответствий между геологическими и экспериментальными данными своеобразным агрегатным состоянием перидотитовой магмы во время ее внедрения представляется мне наиболее простым и обоснованным.

Замечания по докладу И. М. Волохова относятся к выделяемой им в Алтае-Саянской складчатой области габбро-пироксенит-дунитовой формации. Прежде всего следует сказать, что название этой формации весьма неудачно. В массивах ее преобладают габбро; пироксениты и особенно дуниты им резко подчинены. Так почему формация называется все же «...дунитовой»? Если уж давать название формации по признаку вещественного состава массивов, то ее следует называть «дунито-пироксенито-габбровой». Кроме того, выделяя габбро-пироксенит-дунитовую формацию,

И. М. Волохов, очевидно, не учел, что это название (с моей точки зрения, по тем же причинам также неудачное) сейчас уже закреплено за уральской платиноносной формацией, что, видимо, и имел в виду Ю. А. Кузнецов, включая ее в свою классификацию магматических формаций. Платиноносный комплекс дунито-пироксенито-габбровых массивов Среднего Урала, именованный еще со времен Л. Дюпарка, Н. К. Высоцкого и Ф. Ю. Левинсона-Лессинга «платиноносной габбро-перидотитовой формацией», получил недавно новое освещение в коллективной монографии института ИГЕМ под редакцией О. А. Воробьевой, где он уже называется «габбро-пироксенит-дунитовой формацией Урала». С этим необходимо считаться.

Из всего того, что сказал в своем докладе И. М. Волохов и что изложено в опубликованных тезисах коллектива автора, совершенно очевидно, что интрузии Алтае-Саянской области ничего общего с платиноносными интрузиями Урала не имеют. Главный признак последних — концентрическое строение массивов с четко обособленным дунитовым «ядром» — здесь отсутствует. Отмеченное И. М. Волоховым петрохимическое сходство пород обоих комплексов не дает оснований говорить о тождестве этих комплексов вообще и тем более применять для саяно-алтайской формации то название, которое уже закреплено за формацией платиноносных интрузий Урала. Строение Алтае-Саянских интрузий, их геологическая позиция, вещественный состав, сульфидная медно-никелевая минерализация позволяют сравнивать их скорее с интрузиями, залегающими в жесткой раме и относящимися либо к посторогенным образованиям, либо к магматическим проявлениям недоразвитых геосинклиналей (по классификации А. А. Коровякова). Я больше вижу сходство выделенного И. М. Волоховым интрузивного комплекса с такими интрузиями, как интрузии довыренского комплекса в Северном Прибайкалье или «габбро-дунитового» комплекса южного обрамления Алданского щита (охарактеризованного в докладе С. С. Зиминым и С. А. Щека), или, может быть, даже с массивами типа Федоровой тундры на Кольском полуострове.

В заключение я хотел бы еще раз подчеркнуть, что правильное определение формационной принадлежности того или иного магматического комплекса имеет исключительно важное научное и практическое значение. Без однозначного решения этого вопроса невозможны никакие тектонические построения и никакие металлогенические прогнозы. И не случайно на нашем III Всесоюзном петрографическом совещании проблеме магматических формаций и связи с ними полезных ископаемых уделяется такое огромное внимание. Прошла уже та пора, когда нам позволено было на геологических картах Союза показывать одним знаком и цветом и никеленосный перидотито-пироксенито-норитовый плутон Мончегорска и асбестоносный серпентиновый массив Баженова!

Однако, из прослушанных на сегодняшнем заседании докладов (Г. В. Пинуса, И. М. Волохова, С. А. Щека и др.) создается впечатление, что в вопросе формационного деления ультраосновных и основных интрузий на востоке Союза ясности и единообразия пока еще нет. Здесь в этом отношении нужна еще большая работа, которая должна быть выполнена с привлечением материалов по ультрабазитам и габбровым формациям западных районов, где положение с этой проблемой представляется более благополучным.

### **М. П. Кортусов**

(Томский университет)

В докладе коллектива авторов, посвященном габброидным формациям Алтае-Саянской складчатой области, затронуты коренные вопросы геологии магматических образований этого обширного региона. С большинством

положений доклада нельзя не согласиться, но некоторые выводы авторов доклада вызывают серьезные возражения и являются спорными.

Один из таких спорных вопросов — выводы авторов о нижнепалеозойском возрасте всех габбро-сиенитовых комплексов характеризуемой в докладе территории.

В результате многолетних исследований в пределах северной части Кузнецкого Алатау группа геологов томских вузов пришла к выводу о необходимости выделения в Марининской тайге своеобразного габбро-сиенитового интрузивного комплекса, который был назван Кийским габбро-сиенитовым интрузивным комплексом (М. П. Кортусов, 1962). В состав комплекса включены разнообразие габброидные породы (I фаза), щелочные и отчасти нормальные сиениты (II фаза), нефелиновые породы (III фаза). На основании сравнительно ограниченного материала нами было высказано предположение о сравнительно молодом возрасте Кийского комплекса. В отношении условий формирования комплекса отмечено, что слагающие комплекс породы сформировались в спокойной тектонической обстановке, по своему характеру близкой к платформенной, это также подчеркивается и авторами коллективного доклада. В последнем в общих чертах верно охарактеризованы особенности состава и строения габбро-сиенитового интрузивного комплекса. Отметим только, что в докладе очень мало внимания уделено характеристике нефелиновых сиенитов, тесно пространственно и, по-видимому, генетически связанных с этим комплексом и совсем обойден вопрос о габбро-уртитовой ассоциации пород, имеющей значительное развитие в северной части Кузнецкого Алатау.

Остановимся теперь на главном нашем разногласии с авторами доклада, которое касается вопроса о возрасте Кийского габбро-сиенитового комплекса Марининской тайги.

В качестве главных аргументов в пользу нижнепалеозойского (догранитного) возраста габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской складчатой области в докладе приводятся данные по Когтахскому комплексу Батеневского кряжа и районе Берикюля и горы Большой Таскыл в Марининской тайге. Сразу же оговоримся, что нижнепалеозойский возраст Когтахского комплекса не вызывает у нас каких-либо сомнений, но вопрос об идентичности или близости возраста Когтахского комплекса и габбро-сиенитового комплекса Марининской тайги решен, нам кажется, без достаточных оснований. Действительно, в районе рудника Новый Берикюль доломитоподобный (воронкообразный) массив титан-авгитовых габбро прорывает диоритовые и сиенитодиоритовые породы западной окраины Дудетского массива Мартайгинского комплекса и, в свою очередь, прорывается дайкообразными телами и дайками щелочных сиенитов и микроклиновых гранитов. Именно наличие даек микроклиновых гранитов, секущих титаносные габбро и щелочные сиениты, позволило сделать авторам вывод о догранитном возрасте габброидов и щелочных сиенитов. При этом не был учтен факт отсутствия или очень малого развития подобных пород в самом Дудетском массиве, который в части, прилегающей к району Нового Берикюля гранитов вообще не содержит. Дудетский массив на участке, расположенном к востоку от Нового Берикюля, состоит из габбро-диоритов, диоритов, сиенито-диоритов и некоторыми другими типами пород, но только не гранитов. Микроклиновые граниты этого участка, как это показано в работах В. А. Врублевского, несомненно, связаны с позднедевонским интрузивным комплексом субщелочных и щелочных гранитов.

Не менее четко более молодой возраст Кийского интрузивного комплекса устанавливается и в ряде других участков Марининской тайги.

Так, в районе Натальевского золоторудного месторождения, по данным Б. Д. Васильева, кварцевые диориты и сиенито-диориты Мартайгин-

ского комплекса, слагающие здесь акмолитообразное тело, рассекаются дайкой оливиновых габбро, петрографически и петрохимически аналогичных габброидам Нового Берикюля. Несколько восточнее этого района (участок Медянка) шток мартайгинских сиенито-диоритов прорван двумя крупными дайкообразными телами оливиновых габбро.

В окрестностях поселка Макарак в зоне крупного широтного разлома размещаются многочисленные штоковидные интрузивные массивы сложного состава, которые слагаются титано-авгитовыми трахитоидными габбро, сиенитизированными габбро и щелочными сиенитами, метасоматически возникшими на месте габброидов. Некоторые из этих габброидных тел прорывают диагенетизированные эффузивы Тельбесской серии, девонский возраст которой не вызывает сомнений.

В верховьях р. Тайдон (окрестности горы Пестрой) габбро-пироксены, габбро-перидотиты и оливиновые габбро, слагающие небольшой шток, образуют в мартайгинских габбро-диоритах и диоритах многочисленные апофизы и дайки.

На водоразделе рек Кий и Талановой (окрестности поселка Большая Семеновка) среди диагенетизированных эффузивов Тельбесской серии залегает линейно вытянутое в меридиональном направлении дайкообразное тело нефелиновых сиенитов, сопровождающееся многочисленными мелкими телами щелочных сиенитов, которые по особенностям своего состава полностью аналогичны щелочным сиенитам Ударнинского плутона, относимым авторами доклада к габбро-сиенитовому комплексу нижнепалеозойского возраста.

Вопрос о прорыве габброидов горы Большой Таскыл мартайгинскими гранитоидами, нам кажется, решен на основе недостаточных материалов. Амфиболизация габброидов этого участка может быть связана не с гранитоидным массивом, развитым по левому борту р. Баянзас, а с интрузией щелочных сиенитов.

Мы могли бы привести также некоторые другие данные и общие соображения, но и упомянутых материалов вполне достаточно, чтобы усомниться в правильности вывода авторов доклада о нижнепалеозойском возрасте габбро-сиенитового комплекса Мариинской тайги. Обширный фактический материал позволяет нам сделать вполне обоснованное предположение о том, что возраст Кийского габбро-сиенитового интрузивного комплекса Мариинской тайги является послегранитным (послемартайгинским). Более того, многие наблюдения за взаимоотношениями пород показывают, что часть образований комплекса прорывает породы Тельбесской серии нижне-среднедевонского возраста.

---

### О. М. Глазунов

(Томский политехнический институт)

Мне хотелось остановиться на докладе Г. В. Пинуса. Сделанные автором выводы основываются на большом фактическом материале, причем некоторые из них, несомненно, имеют общее значение. Однако нельзя согласиться с тем, что все гипербазиты огромной территории от Алтая до Витима относятся к нижнему кембрию.

Новые данные И. В. Белова, А. Д. Шелковникова, А. Л. Додина, мои и других исследователей Восточного Саяна и Прибайкалья свидетельствуют о нахождении в Алтае-Саянской области гипербазитов разного возраста и неидентичной металлогенической специализации.

Выделяются гипербазиты двух комплексов: 1) протерозойский Идарский и 2) кембрийский Западно-Саянский.

В пределах каледонид Западного Саяна гипербазиты действительно не выходят за пределы нижнего кембрия. Они образуют линейные, почти непрерывные пояса большой протяженности, приуроченные к глубинным разломам на границе отложений протерозоя и нижнего палеозоя либо залегающие в узких трогах геосинклинального типа на протерозойском фундаменте.

Что касается гипербазитов, распространенных в пределах байкалид, то они занимают совершенно иную структурную позицию. Возраст их большинством исследователей датируется протерозоем. Гипербазиты пронизывают гнейсы архея и протерозоя с образованием более или менее изометричных блокированных и будунированных тел незначительных размеров. В плане массивы укладываются в широкие, часто неправильной формы полосы, которые фиксируют наиболее пронизаемые участки фундамента. В составе гипербазитов Восточного Саяна наряду с преобладающими апоперидотитовыми серпентинитами относительно широко развиты пироксениты и габбро, чего нельзя сказать относительно гипербазитов Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. Вариации в составе пород являются признаком довольно высокой степени дифференцированности перидотитовой магмы в районах Восточного Саяна. Основные черты химизма определяются высоким содержанием Mg и Ni. Отношение Mg:Fe равно 10—12. Концентрация Ni до 3% и выше обусловлена вкрапленностью сульфидов.

Известно, что Западно-Саянские гипербазиты характеризуются преимущественно хромовой специализацией.

Таким образом, в Саяно-Алтайской области в настоящее время намечается по крайней мере двукратное проявление гипербазитовой формации в разных структурно-фациальных зонах.

Ультраосновной магматизм в Восточном Саяне, с одной стороны, и Западном Саяне — Кузнецком Алатау — с другой, развивался в разной тектонической обстановке.

В Восточном Саяне и Прибайкалье вещество верхней части мантии интродировало во фронтальные части жесткого консолидированного цоколя Протеро-Саяна (Канская глыба, Арзыбейский выступ) в период крупных тектонических событий, имевших место (по В. Хоментовскому) на границе между нижним и верхним протерозоем, тогда как в Западном Саяне и Кузнецком Алатау гипербазиты, как известно (Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов), совмещаются с зонами типичных глубинных разломов в период развития кембрийской геосинклинали.

Изменение состава магмы во времени и пространстве, очевидно, связано с разной глубиной заложения разломов. Возможно, это объясняется неоднородным составом перидотитового субстрата. Сходство структурного плана и условий залегания гипербазитовых массивов Восточного Саяна с массивами такой классической области, как Карелия, позволяет предположить возможность развития гипербазитов Восточного Саяна в условиях, приближающихся к платформенным.

Учитывая специфику химизма, повышенную степень дифференцированности и изложенные структурные данные, мы считаем гипербазиты Восточного Саяна перспективными на сульфидно-никелевое оруденение.

---

*А. М. Даминова*

*(Университет дружбы народов им. П. Лумумбы)*

Главной задачей нашего совещания является выбор путей дальнейшего развития петрографии. Если эти пути будут намечены правильно, мы придем к решению задачи, очень важной для строительства нашего общества, — к познанию действительных связей месторождений полез-

ных ископаемых с магматическими горными породами, и тогда мы будем способны ставить научно обоснованные прогнозы при поисково-разведочных работах. Если наши исследования пойдут по неправильным путям, мы отойдем от этого решения еще дальше, чем находимся в настоящее время.

Рассматривая с этих позиций учение о магматических формациях, следует признать, что советская петрография стоит на правильном пути. Достижения сопредельных наук, химии, физики, математики, физической химии, достижения наших экспериментальных работ, — все это должно быть привлечено для решения вопросов петрогенеза, но главное слово в решении двух вопросов остается за геологией, и, развивая учение о магматических формациях, мы тем самым выдвигаем это положение и акцентируем внимание на геологии магматических образований.

Классификация магматических формаций, предложенная Ю. А. Кузнецовым, несомненно, сыграет важную роль в познании процессов петрогенеза, так как она правильно ориентирует исследователей на выявление связей магматизма с тектогенезом. Весьма вероятно, что в процессе дальнейших исследований классификация будет уточняться. Уже сейчас видно, что ряд формаций не получил своего места в классификации (например, формация малых интрузий пестрого состава, образующаяся в конечном этапе развития складчатых зон), некоторых из выделенных формаций, возможно, будут объединены, и это неизбежно, так как классификация Ю. А. Кузнецова является первым опытом. Как бы эта классификация не изменялась в дальнейшем, важно то, что она создана и пути дальнейших исследований намечены правильно.

Второй вопрос, который я хочу затронуть в своем выступлении, касается нашей терминологии.

Многие из выступавших отмечали неудовлетворительное положение с петрографической терминологией. Действительно, это положение настолько неудовлетворительно, что может затормозить развитие нашей науки. Между тем точность и ясность научного языка — необходимое условие успешного развития любой отрасли знания. Наши крупнейшие петрографы — Е. С. Федоров, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий, Д. С. Белянкин, обсуждая вопросы петрографической терминологии, призывали к бережному обращению с научными терминами. Правильный термин должен отражать самые существенные признаки понятия и должен находиться в соответствии с общепринятой терминологией данной научной дисциплины. Многозначность терминов (так же, как наличие двух-трех терминов для обозначения одного и того же понятия) приводит к недоразумениям и должна изгоняться из науки. Поэтому нельзя использовать такие термины, как «формация» и «комплекс», то в качестве синонимов, то в разных значениях. Следовало бы в решении нашего Совещания точно и строго определить понятие магматической формации, указать на критерии, позволяющие выделять новые формации, отметить принципы построения их наименований.

Под формациями в геологии понимаются «естественные сообщества горных и других минеральных образований, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом как пространственно, так и в возрастном отношении». Может быть, определение магматической формации следовало бы дать в таком виде: «Магматические формации — это естественные сообщества горных пород и других минеральных образований, возникших из одного магматического источника в определенной тектоно-магматический цикл». Такое определение полностью совпадает со значением термина «формация», принятого в геологии, что совершенно обязательно, так как петрография — геологическая наука.

Так же, как в геологии, «формация» может обозначать абстрактное понятие (например, трапповая формация) и конкретное, если мы

характеризуем сообщество горных пород какого-либо определенного района и возраста (например, пермо-триасовая трапповая формация Таймыра). Ю. А. Кузнецов конкретные формации предлагает называть «комплексами». Но мне представляется, что это нецелесообразно.

Термином «комплекс» в геологии принято обозначать мощные и сложные по составу толщи пород, которые по степени изученности не могут быть отнесены к какой-либо определенной стратиграфической единице. Таким образом, в геологии «комплекс» — это совокупность пород неопределенного возраста. В соответствии с этим термин «комплекс» в петрографии следовало бы употреблять лишь для обозначения недостаточно изученных сложных магматических образований. Для ассоциаций горных пород, для которых установлена пространственная, генетическая и возрастная связь, следует применять термин «формация» с возрастным индексом. Такое употребление терминов «формация» и «комплекс» будет находиться в полном соответствии с применением их в геологии.

Третий вопрос, по которому я хочу сказать два слова, — это вопрос об ответственности петрографов за свои выступления.

Вчера на нашей секции т. Изохом был прочитан доклад на тему «Происхождение и металлогеническая специализация щелочно-земельных серий интрузий». Тема доклада была многообещающей. Но что мы услышали? После сообщения о том, что на Сахотэ-Алине и на территории Вьетнама наблюдается сходная серия интрузий, состоящая из гипербазитов — габбро-гранитов, нам было предложено поверить, что образование таких серий происходит при перемещении фронта магмообразования из гипербазитового слоя в базальтовый и затем в гранитный. Никаких фактов, ни петрографических, ни петрохимических, никакого анализа геологической обстановки, никаких доказательств генетической связи пород, объединенных в одну серию, — ничего этого не было в докладе, за исключением указания на то, что все породы серии гипербазиты — габбро-граниты отличаются низкой щелочностью. Более того, при ответах на вопросы т. Изох заявил, что гипербазиты, габбро и граниты совершенно самостоятельны, и тогда стало неясно, почему же они образуют одну серию.

Мне представляется, что такого типа доклады, где нет фактов, и, следовательно, нет науки, не следовало принимать к зачитанию на совещании.

Всесоюзное петрографическое совещание — ответственное собрание, и доклады, поставленные на нем, должны отражать уровень развития советской петрографии.

---

**Г. Д. Афанасьев**  
(ИГЕМ АН СССР)

Геология использует сравнительно-исторический метод, и в этом ее главное преимущество перед многими другими науками, в том числе и точными.

Этот метод позволяет подойти к проблеме формаций с учетом развития магматизма во времени. Использование геологических и радиологических данных позволяет говорить о том, что возникновение магматических очагов происходит периодически и уровни генерации магматических расплавов достигают 60 и глубже километров, т. е. заходят уже в так называемую мантию.

Конкретные формации магматических и связанных с ними метасоматических пород обусловлены проникновением в верхние структурные этажи отдельных магм, производных от возникшего единого глубинного магматического источника.

Чтобы понять закономерности эволюции магматизма данной территории и условия петрогенеза, а также неразрывно с ним связанного рудогенеза, необходимо, во-первых, выявить закономерные ассоциации горных пород, отвечающие развитию одной конкретной формации, и во-вторых, сравнительно изучить совокупность конкретных формаций, генерируемых глубинным магматическим источником.

С этих позиций классификация, предложенная Ю. А. Кузнецовым, имеет недостатки. Она статична и не направляет геологическую мысль на понимание формаций в их развитии.

Петрография подошла вплотную к этапу, когда становится возможным генетический подход к проблеме магматических формаций.

Магматизм и тектоника — сопряженные процессы. Петрографы при изучении магматических формаций всегда основываются на структурно-тектоническом районировании изучаемой территории и (в значительном большинстве) пытаются увязать образование разнотипных петрографических формаций с выделенными тектоническими типами структур. В то же время нельзя не отметить, что тектонисты в своих построениях недоучитывают тех закономерностей в развитии магматизма, которые показаны петрографами. Необходим постоянный рабочий контакт между тектонистами и петрографами.

То же можно сказать и о характере контактов с геофизиками. Петрографы изучают материальные объекты (горные породы) глубинного происхождения. Само собой понятно, что фактический материал, получаемый петрографами, должен полностью учитываться геофизиками при геологической интерпретации геофизических данных.

Несколько слов по частным вопросам. В классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова излишне усложнена так называемая формация батолитовых интрузий. Эти интрузии чаще сложного состава, и выделять отдельно гранодиоритовые или гранитные нецелесообразно.

Самостоятельные малые интрузии Ф. К. Шипулина вызывают сомнения прежде всего своей «самостоятельностью». Детальное петрографическое изучение всегда показывает, что дайковые тела и их серии обычно не оторваны от других магматических образований района. Если иногда у исследователей создается впечатление о такой оторванности — самостоятельности, это связано с недостаточной изученностью магматизма в целом для данного района. Главное внимание должно быть устремлено на выяснение последовательности формирования различных ассоциаций пород, и здесь большую роль должны сыграть определения абсолютного возраста.

---

### Ю. И р. Половинкина

(ВСЕГЕИ)

Из всех докладов, заслушанных на заседаниях Секции магматических формаций, для нас, сотрудников ВСЕГЕИ, наиболее интересным оказался ведущий доклад Ю. А. Кузнецова, потому что мы также занимаемся вопросами формаций и также разрабатываем их классификацию. Как уже отметил в своем выступлении Д. С. Харкевич, новый вариант классификации магматических формаций, предложенный здесь Ю. А. Кузнецовым, очень близок тому, что выработано нами, и такое совпадение, несомненно, указывает, что работа идет по правильному пути. Я не буду заниматься сравнением наших классификаций, остановлюсь лишь на некоторых общих вопросах.

1. Какое понимание *формации* надо считать более правильным — широкое, обнимающее все разновидности какой-нибудь формации, или более

узкое. Считаю, что «мельчить» формации неправильно; надо дать широкое определение, охватывающее лишь главные существенные черты формации, и тогда можно будет не только объединить (особенно при составлении карт) одинаковые формации, но и проследить изменения свойств и проявлений формации в истории развития земной коры, начиная с раннего докембрия. Определение понятия формации (например, спилито-кератофировой формации) должно быть таким, чтобы узнавать ее не только в палеозойских проявлениях, но и в более молодых, например, мезозойских, а также в амфиболитовых толщах протерозоя и в пироксен-плагиоклазовых гнейсах архея.

Однако для целей металлогении надо предусмотреть выделение более мелких единиц — тех разновидностей формации, которые являются металлоносными. Для них надо разработать понятие субформации. Все же прочие названия — «ряды формаций», «формационные типы», «серии» и т. д. — лучше изъять из употребления как ненужные и загромождающие.

2. Термин «комплекс» петрографы ВСЕГЕИ употребляют в таком же смысле, как и Ю. А. Кузнецов, за исключением группы М. Л. Лурье, которая для трапповой формации Сибири употребляет этот термин с иным содержанием. Я предлагаю термин «комплекс» употреблять как термин свободного пользования, подобно тому, как в стратиграфической номенклатуре употребляется, например, «толща».

3. Необходимо позаботиться о правильном названии формаций. Все мы хорошо знаем, что такое спилито-кератофировая формация, но ведь название это явно неудачное, и часто такие формации не содержат пород, отвечающих петрографическому понятию спилита. Название это уже прочно вошло в литературу и в обиход, и теперь только Межведомственный петрографический комитет своим авторитетом сможет изменить его. А новые названия надо давать с большой осторожностью. Например, совершенно недопустимо название «порфировая формация», которое уже проникло в печать и звучало здесь в докладах. Надо вспомнить отношение А. Н. Заварицкого к терминам «порфир» и «порфирит» и решительно воспротивиться названию «порфировая» формация. Здесь, очевидно, тоже Межведомственный петрографический комитет должен проявить свою волю.

Надо также подумать об общем названии «магматические формации». При таком названии, учитывая современные взгляды на происхождение многих пород — гранитов, анортозитов, перидотитов, мы рискуем или чрезмерно расширить понятие «магматический» и употреблять его неточно, или потерять часть пород. Может быть, лучше принять термин «изверженные» или предложенный Г. М. Заридзе термин «эндогенные формации». Этот вопрос также следует решить Межведомственному петрографическому комитету.

Борясь за чистоту и правильность русского языка, я предлагаю говорить не «гранитная» формация, а «гранитовая», аналогично диоритовой, базальтовой, сиенитовой и др. Гранитная — значит сделанная из гранита, а гранитовая — принадлежащая граниту, например, гранитовая структура (а не гранитная!).

4. В заключение я хочу остановиться на понятии «метаморфическая формация». Определения его никто не дал и строить его по аналогии с магматическими формациями нельзя, так как нет аналогии в условиях образования. Метаморфизм захватывает или осадочные, или магматические образования, т. е. производит изменения уже каких-то имеющихся формаций. Изменения эти укладываются в понятия «типы метаморфизма» и «фации метаморфизма». Предлагаю не вводить в употребление понятие «метаморфическая формация» до тщательной разработки его и пользоваться термином «метаморфический комплекс».

Одним из важных результатов этого совещания, несомненно, должна явиться интенсивная разработка в ближайшем будущем проблемы магматических формаций. Понятие магматической формации должно войти в широкую практику геологических исследований, а также занять должное место в вузовских курсах петрографии. Думаю, что доложенные здесь данные о магматических формациях, а также классификация формаций, разработанная Ю. А. Кузнецовым, послужат хорошей основой для дальнейшего развития учения о формациях. Серьезного внимания в этой связи заслуживает и классификация эндогенных формаций, предложенная Г. М. Заридзе.

Вместе с тем есть одно обстоятельство, которое, как мне кажется, должно вызвать у нас чувство неудовлетворенности. Дело в том, что само понятие магматической формации, его объем и границы не получили на прошедших заседаниях необходимой конкретности, и совершенно очевидно, что не все выступавшие здесь исследователи руководствовались при выделении ими формаций одинаковыми критериями. Я, как преподаватель, особенно чувствую это, так как осенью мне предстоит встретиться со студенческой аудиторией, которая несомненно подвергнет меня острому «перекрестному допросу» по всем основным теоретическим положениям, обсуждавшимся на этом совещании.

В самом деле, если подсчитать, сколько здесь в докладах и выступлениях было названо формаций, то количество их составит внушительную цифру, значительно превышающую полсотни. А ведь формации по своему существу должны быть крупнейшими единицами генетической и геолого-исторической систематики горных пород.

Причина такого обилия заключается в отсутствии общепринятой классификации и терминологии (почему одна и та же формация иногда получает у разных авторов различные названия), но в значительной степени это вызвано и тем, что разные исследователи пользуются разными критериями при решении вопроса, заслуживает ли та или иная ассоциация пород названия магматической формации. Авторы, считающие главным признаком формации повторяемость ассоциации горных пород и единство геологических условий их образования, объединяют в одну формацию не только петрографически сходные горные породы, но и в различные, если они удовлетворяют указанным требованиям, и это, конечно, совершенно верно (например, габбро-плагиогранитовая формация Ю. А. Кузнецова). В некоторых докладах авторы исходят из петрографического состава и относят к разным формациям породы, несколько различающиеся петрографически, но не несущие признаков значительного возрастного разрыва (так, в тезисах доклада А. М. Леникова верхнепротерозойские гипербазиты подразделены в основном по петрографическим признакам на две формации — габбро-дунитовую и горнблендит-кортландитовую).

Следует признать, что петрографическое сходство пород, как главный и тем более единственный признак при объединении их в формации, использоваться не может. Едва ли можно в связи с этим согласиться с Э. П. Изохом, когда он предложил назвать формацией встреченные им в одном из районов гранитоидные породы только на основании их резко выраженного петрографического своеобразия (гранитоиды с кордиеритом и андалузитом).

Наконец, в некоторых докладах формации выделены на материале одного какого-нибудь региона и вопрос о существовании их представителей в других районах даже не ставится.

В результате возникает вопрос, не допускается ли здесь излишнее дробление, измельчение понятия магматической формации. Вот почему очень важно, чтобы это совещание еще раз на материале данного обсуждения сформулировало в своем решении определение понятия «магматическая формация», отразив всю многоаспектность его, о которой говорил Е. К. Устиев. Некоторые важные положения необходимо отразить в этом направлении.

Прежде всего, на мой взгляд, формацией может называться только такая ассоциация горных пород, которая закономерно повторяется в различных регионах и всюду формируется в одной и той же тектонической обстановке независимо от своего возраста. Если такая ассоциация встречается лишь в одном регионе, она может описываться как комплекс пород, но не как формация (для магматического комплекса возрастное единство обязательно). Далее, все горные породы, объединяемые в данном районе в формацию, должны образоваться в пределах одного тектонического этапа (предложенный в определении А. М. Даминовой тектоно-магматический цикл, мне кажется, представляет для одной формации слишком широкие рамки). Такими этапами для подвижной зоны может быть этап прогибания, этап складкообразования и т. д. И, наконец, породы, объединяемые в данном районе в одну формацию, могут быть различными по составу и фациальному положению, они могут слагать даже интрузии и эффузивные толщи, но они должны быть комагматичны. К сожалению, эту комагматичность пока настолько трудно установить, что ее едва ли можно указывать сейчас как практический критерий объединения пород в формации.

Другие известные признаки выделения формаций в конкретных районах (структурная и территориальная сопряженность пород, относительная близость времени их образования) вытекают из предыдущих, но также заслуживают быть подчеркнутыми в определении понятия «магматическая формация».

Второе, на чем я хотел остановиться, это вопрос о соотношении плутонизма и вулканизма. Судя по тому широкому отклику, который получили доклады Е. К. Устиева о вулкано-плутонических формациях на этом совещании и на проходившем недавно совещании о рудоносности вулканогенных формаций, представления о существовании во многих случаях тесной связи интрузивного и эффузивного магматизма находят все больше сторонников.

Мне кажется уместной сейчас такая постановка вопроса: не являются ли вулкано-плутоническими по своей природе все процессы кислого магматизма, проходящие в подвижных зонах от гипабиссального уровня и выше, т. е. на глубине первых километров. Ведь редко бывает так, чтобы в районах развития гипабиссальных интрузий не формировались близкие к ним по возрасту эффузивы того же состава, и наоборот. Если не касаться значительных глубин, есть основания считать, что гранитоидные массивы малых глубин, которые мы встречаем (как, например, в герцинских складчатых сооружениях) в большом количестве и в постоянной ассоциации с кислыми эффузивами, образуют с последними тесную генетическую ассоциацию вулкано-плутонического типа.

Из этого вытекает важное методическое следствие: нерациональным для подобных регионов является раздельное, как это до сих пор часто бывает, изучение гранитоидов и эффузивов, проводимое разными авторами и подчас в различное время.

Несмотря на то, что науки развиваются, как известно, по пути все более дробной дифференциации научных тем и специализаций, в этом вопросе назрело укрупнение тематики, с тем, чтобы интрузивные и эффузивные образования таких регионов изучались в комплексе одними и теми же исследователями.

Изучение магматических формаций ставит своей задачей выяснить эволюцию и основные закономерности развития магматизма того или иного региона и земной коры в целом. В основе это изучение должно быть сравнительным и, естественно, должна быть выработана рациональная классификация магматических формаций.

Формационный принцип предусматривает группировку магматических пород по их естественным ассоциациям. Это обстоятельство с учетом задачи выяснения основных черт и закономерностей в развитии магматизма заставляет принять за единицу формационного деления — магматическую формацию — не слишком дробную, но и не слишком широкую всеобъемлющую группу магматических пород. В этом смысле нам кажется, что некоторые формации в классификации, представленной здесь Ю. А. Кузнецовым, являются излишне дробными. Например, «спилито-диабазовую» и «кварц-кератофировую» формации следовало бы объединить в одну «базальтовую» или «спилито-кератофировую» формацию, в которой можно выделять более дробные единицы в качестве субформаций. То же можно сказать и о всех четырех формациях, выделенных Ю. А. Кузнецовым для интрузивных пород геосинклинальных этапов, а также и о некоторых других формациях для орогенных и устойчивых областей.

В определении магматической формации, по нашему мнению, должны быть учтены: сама по себе ассоциация пород, имеющих общность происхождения и прежде всего единство или однотипность магматического очага, а также возрастной критерий. Без учета возрастного критерия нельзя определять формацию, так как вне времени не может быть эволюции. И дело не только в том, что понятие «формация» в геологии вообще и в учении о магматизме в частности должно представлять собою категорию историческую по аналогии с другими (общественными и естественными) науками, но и в том, а это самое главное, что понятие должно связывать развитие магматизма с тектоническим и в широком смысле с геологическим развитием земной коры или определенных частей ее.

С учетом сказанного коллектив уральских геологов принял такое определение понятия магматической формации: магматическая формация представляет собою естественную ассоциацию родственных магматических (эффузивных или интрузивных) горных пород, связанных общностью происхождения (включая общность или однотипность магматического очага) и относящихся по времени образования к одному этапу тектонического (или тектоно-магматического) развития региона.

Внутри формаций выделяются более тесные ассоциации магматических пород — субформации, образовавшиеся в более короткие промежуточные времена — подэтапы. Этапы развития и отвечающие им магматические формации выделяются внутри одного цикла полного развития геосинклинали. Урал рассматривается нами как геосинклинальная система двухциклического развития. Магматические (и особенно четко — интрузивные) формации отвечают фазам и субформации субфазам тектогенеза.

По геотектоническим условиям образования магматические формации в целом для земной коры в ее доступной части могут быть разделены, по нашему мнению, так, как это сделано в схеме классификации магматических формаций, предложенной здесь Ю. А. Кузнецовым. Необходимо только, с нашей точки зрения, учитывать существенные различия в характере и истории развития магматизма для двух типов подвижных поясов или геосинклиналей. В подвижных поясах одного типа можно выделять для орогенных этапов эффузивные формации или субформации (например, андезитовые, трахитовые и липаритовые). В подвижных

поясах другого типа (например, внутренних геосинклиналях, подобно Уральской) таких эффузивных формаций (или субформаций) нет. Соответствующие ассоциации пород здесь образовались как дифференциаты базальтовой магмы в геосинклинальные этапы. Они не представляют в уральских условиях самостоятельных формаций, а могут быть субформациями базальтовых формаций. С точки зрения геотектонического (и тектоно-магматического) развития Урала, эта особенность его вполне понятна.

Однако, кроме геотектонических условий образования магматических горных пород (геосинклинали и др.), следует, по нашему мнению, учитывать также и само нахождение их в определенной геологической и прежде всего структурной обстановке. Это тем более важно, что изучение магматических формаций должно сопровождаться составлением карт магматизма, или карт магматических формаций, или, в крайнем случае, магматические формации должны показываться на тектонических картах. Вне увязки с наблюдаемыми структурами, история формирования которых также отражается на тектонических картах, в сущности нельзя составить указанных карт. Этот элемент пространственно-тектонической ориентировки магматических образований мы осуществляем путем выделения магматических комплексов. Под магматическим комплексом мы понимаем всю совокупность магматических образований (интрузивных массивов, даек или эффузивных толщ), приуроченных к одной конкретной структуре. Такими структурами могут быть относительно крупные, но в зависимости от целей разных порядков сооружения или разрывные дислокации. С собственными географическими названиями комплексы в зависимости от целей могут быть как очень крупные региональные (например, «Уральский», «Байкальский» и т. д.), так и внутри регионов, меньшие по размерам и значению (например, внутри Урала — «Западно-Уральский», «Восточно-Уральский», «Мугоджарский» и т. п.). На Урале мы комплексом условились пока называть совокупность магматических образований, приуроченных к структурам третьего порядка и соответственно выделяем: Тараташско-Ямантауский, Кытлымский, Верх-Исетский, Ильменогорский, Кочкарский и другие комплексы. Комплексы могут быть моно-би-три- и полиформационными.

Таким образом, этими двумя определениями мы охватываем всю совокупность факторов, определяющих развитие магматизма и нахождение магматических образований: самую ассоциацию магматических пород (вещество), условия образования (генезис) и время — *формация*, а также связь или приуроченность к структурам (пространство) — *комплекс*.

Применяя такой принцип формационного деления магматических образований на Урале, мы не испытываем затруднений ни в разработке классификации магматических формаций, ни в составлении специальных карт магматизма, а также тектонических карт Урала. Соответствующие классификационные таблицы демонстрируются здесь на совещании, заканчивают составлять карты магматизма и тектонические карты Урала. В то же время такой принцип формационного деления магматических пород и составляемые специальные карты, принятые в качестве геологической основы для составляющихся металлогенических карт Урала, дают возможность прогнозировать и обоснованно выделять на Урале новые зоны и районы, перспективные в отношении эндогенных месторождений важных полезных ископаемых.

Я сделаю одно замечание по докладу «Формационное деление магматических образований на Урале», прочитанному Д. С. Штейнберг.

Образование габбро-перидотитовых массивов платиноносного пояса Урала он объясняет самостоятельными ультраосновными, основными и кислыми интрузиями и в то же время противоречит сам себе, так как говорит о метасоматическом происхождении пород этих массивов.

Должен сказать, что Д. С. Штейнбергом высказана только одна из нескольких точек зрения на образование платиноносных массивов, которую он поддерживает.

Имеющийся к настоящему времени фактический материал не опровергает, а, наоборот, подтверждает точку зрения о магматическом происхождении этих сильно дифференцированных, расслоенных массивов.

Все эти массивы платиноносного пояса построены по одному плану, образуют интрузии факолитового типа с концентрацией основных и ультраосновных пород в синклиналих, а более кислых — антиклинальных частях факолитов, имеют зону закалки в виде биотитовых габбро и габбро-норитов, которые очень слабо дифференцированы и залегают в самых низах интрузивного комплекса пород. Повышенные концентрации титаномагнетитового, медно-титаномагнетитового и платинового оруденения приурочены к висячим бокам тех или иных толщ интрузивных пород. Такие закономерности распределения пород и оруденения не объясняются и не могут быть объяснены с точки зрения существующих противоречивых и взаимоисключающих метасоматических гипотез происхождения этих массивов. Одна из этих гипотез пытается объяснить образование платиноносного комплекса пород за счет «базификации» плагиоклазовых амфиболитов и зеленых сланцев, а вторая — за счет метасоматического изменения дунитов гипербазитовых интрузий.

Нельзя также согласиться с мнением Д. С. Штейнберг о том, что дуниты платиноносного и гипербазитового поясов Урала ничем не отличаются между собой. Первые дают переходы к верлитам, а вторые — к гарцбургитам.

Первые обладают повышенной платиноносностью, а вторые — повышенной хромитовосностью.

Платиноносные дуниты обладают также сравнительно повышенным содержанием алюминия и щелочей и поэтому могут отнесены к дифференциатам базальтовой магмы. Отношение магния к железу в них, правда, больше 7,5, но это может быть объяснено очень высокой степенью дифференциации платиноносных интрузий, способствующей обособлению дунитового расплава с небольшим содержанием железа и пироксенитового расплава с повышенным содержанием железа. В таких случаях следует допускать, что отношение магния к железу в дунитах габбро-перидотитовых массивов может быть выше обычного.

В недавно вышедшей сводке по массивам платиноносного пояса Урала (О. А. Воробьева и др.) также указывается на необоснованность метасоматических гипотез о происхождении этих массивов и о правомерности в настоящее время магматогенных представлений об их образовании.

---

**И. И. Абрамович**  
(ВСЕГЕИ)

Хотелось бы обратить внимание участников совещания на одну из сторон развития учения о магматических формациях. Имеется в виду направление, которое может быть названо петрохимией магматических формаций.

Во многих докладах, заслушанных на совещании, молчаливо предполагалось, что для выяснения петрохимических особенностей формации достаточно охарактеризовать наиболее типичный комплекс пород, входящий в изучаемую формацию. Очевидно, этого недостаточно.

Понятие «магматическая формация» является синтезом наших знаний о конкретных магматических проявлениях и в связи с этим требует специальных приемов изучения.

В частности, представляется необходимым учитывать всю совокупность химических анализов, относящихся ко всем известным проявлениям изучаемой формации. Практически это означает учет многих тысяч количественных определений главных компонентов горных пород. Так, например, для характеристики магматических образований Алтае-Саянской складчатой области может быть использовано не менее 4—5 тыс. вполне доброкачественных с достаточно определенной геологической привязкой силикатных анализов, известных из литературных и фондовых источников.

Вероятно, многие другие регионы Советского Союза охарактеризованы в этом отношении не менее основательно.

Как показал опыт, систематизация и статистическая обработка большого числа химических анализов позволяют выявлять новые весьма интересные петрохимические закономерности, которые прежде при использовании ограниченного фактического материала неизбежно ускользали от внимания исследователей.

Такой подход к изучению петрохимии магматических формаций предполагает в конечном итоге решение новых задач, сама постановка которых в недалеком прошлом казалась бы нереальной. В числе их можно указать следующие:

1. *Вычисление средних составов пород формационных типов.* Например, среднее габбро габбро-плагиогранитовой формации, среднее габбро габбро-анортозитовой формации и т. п.

Как известно, в практической работе петрографы вынуждены пока что ориентироваться на средние составы по Дэли, вычисленные еще 30 лет тому назад [новые средние Нокколдса (1954) принципиально от них не отличаются]. Не секрет, что до тех пор, пока в качестве основного репера будут использоваться абстрактные, лишённые геологического смысла цифры, наши петрохимические выводы в известном отношении будут носить формальный характер.

Не следует, конечно, понимать сказанное как призыв к отказу от мировых средних. Они необходимы, и прежде всего для сравнения с региональными средними и средними формационных типов. Средние мировые составы пород, однако, должны быть уточнены на основе новых обильных данных с учетом площадной распространенности магматических формаций.

2. *Использование петрохимических данных для целей металлогенического районирования.*

Как уже сообщил в своем выступлении Д. С. Харкевич, во Всесоюзном геологическом институте (ВСЕГЕИ) намечена широкая программа изучения магматических формаций с составлением карты формаций как основы для дальнейших металлогенических обобщений. Можно думать, что при этом такие вопросы, как, например, отнесение Алтае-Саянской складчатой области к салическо-фемическому или фемическо-салическо-му типу подвижных зон, будут решаться с учетом объективных данных по региональным кларкам петрогенных элементов.

3. *Разработка системы петрохимических параметров, пригодных для программирования на электронно-счетных машинах.* Последние, обрабатывая первичный петрохимический материал, будут давать информацию о главнейших петрохимических особенностях изучаемых пород.

Выполнение перечисленных выше задач, не является делом отдаленного будущего, поскольку принципиальных трудностей на этом пути нет. Важно только, что за эту работу взялись вплотную совместно геологи и математики.

### *Л. П. Хрянина*

Мне хочется возразить А. М. Даминовой по поводу терминов. Если под термином «конкретная формация» понимать совокупность интрузий, связанных единством состава, времени и места проявления, то траппы Сибири — формация. Но те же черты — единство времени, места и состава — имеет каждый из комплексов, выделенный М. Л. Лурье и ее группой. Получается много формаций внутри трапповой формации. Очевидно, такая характеристика недостаточна, и, кроме того, мне кажется, что речь здесь надо вести не столько о понятии формации, сколько о всей системе наших терминов, относящихся к совокупности комагматических образований.

Мне кажется наиболее удобным в конкретную формацию объединять все образования, возникшие на определенном этапе тектонического развития платформы или геосинклинали и порождаемые одним типом магмы. Например, «девонская синорогенная гранитная формация Урала», «гранодиоритовая формация складчато-глыбовой области Забайкалья», «формация щелочно-ультраосновных пород южного обрамления Сибирской платформы».

Более дробным элементом внутри формации должна быть группа комплексов, а затем комплекс (причем, я не настаиваю на самом термине «комплекс»). Комплекс — это ряд интрузий данной формации и связанных с ними образований, приуроченных к определенному структурному элементу и комагматичных в самом прямом и узком смысле этого слова, т. е. порождаемых конкретным магматическим очагом. В тех случаях, когда мы наблюдаем внедрение разных дифференциатов в определенной последовательности, вероятно, удобнее всего воспользоваться системой терминологии В. С. Коптева-Дворникова и говорить о главной фазе внедрения дополнительных интрузий и дайках или интрузиях I—II этапов. Если же в составе комплекса в разное время образуются то дифференцированные, то недифференцированные интрузии, то дифференциаты глубинного магматического очага, можно говорить о типах интрузий, а внутри каждой интрузии — опять же о фазах главной, дополнительной и т. д.

В тех случаях, когда установлено в комплексе образование интрузивов, эффузивов и гидротермальных проявлений, нужно говорить об интрузивной, эффузивной фациях и гидротермальных производных.

При применении такой системы терминов Сибирскую трапповую формацию надо делить на группы (или серии) комплексов, соответствующие фазам М. Л. Лурье. (В таком случае отпадает путаница, связанная с термином «фаза»). В группе комплексов — выделять комплексы, затем типы интрузий, а в каждой конкретной интрузии — либо фазы внедрения, либо при дифференциации на месте застывания дифференциаты.

Далее, я хочу пожелать, чтобы на следующем петрографическом совещании освещались побольше не только общие вопросы, но и процессы становления конкретных крупных магматических групп — формации, комплекса, а также порядок образования и взаимосвязь отдельных их проявлений. Мне кажется, именно конкретные представления по этим вопросам углубят наши знания о закономерностях развития магматизма. Такая детализация может многое дать и для металлогении. Например, по спектральным анализам выясняется, что по мере дифференциации

Кузьмовского трапшового комплекса (Сибирь) в поздних щелочных дифференциатах в ощутимых количествах появляется цинк. Минералы меди, цинка и свинца появляются и в некоторых магнетитовых рудопроявлениях в низовьях Подкаменной Тунгуски. Свинец из полиметаллических рудопроявлений дает абсолютный возраст пермо-триасовый, т. е. такой же, как трапшы. Поэтому изучение дифференциации и поведения всех элементов в процессе дифференциации, т. е. петролого-геохимический подход, приводит нас к определенным выводам по генезису и источникам оруденения.

---

### **М. М. Ганцева**

(Иркутское геологическое управление)

Мы прослушали большое количество докладов, различающихся между собой как по внутреннему содержанию, так и по внешней форме изложения.

Нужно сделать замечание по адресу Оргкомитета — доклады не были унифицированы и не были построены в едином плане. Несмотря на то, что секция называлась «Проблемы магматических формаций и связанных с ними полезных ископаемых», очень небольшое количество докладчиков дало в своих сообщениях надлежащий упор на изучение полезных ископаемых.

Несколько замечаний по докладу М. Г. Равича. С моей точки зрения, доклад т. Равича можно признать образцовым в смысле композиции всего сообщенного им материала, правильного пропорционального соотношения между отдельными частями доклада и прекрасно обоснованной попыткой дать освещение геологической эволюции такого сложного региона, как Антарктида. Тов. Равич имел возможность изучать древний щит Антарктиды во всем вооружении знаний современной науки и произвел работу прежде всего важную в методическом отношении. Принципиальные позиции работы Равича будет вполне уместно использовать и при изучении всех остальных древних щитов, геологическая позиция которых в настоящее время нередко очень запутана из-за длительности периода изучения этих щитов, консервативности многих укоренившихся взглядов и трудности борьбы с привычными мнениями.

Особенно серьезно нужно расценивать необходимость изучения сноса с древних щитов. В течение многих геологических эпох, т. е. в течение сотен миллионов лет, древние щиты были источниками сноса в соседние геосинклинальные области. Весь материал складчатых сооружений, обрамляющих древние щиты, получен за счет сноса с самих щитов. Последующие процессы метаморфизма, гранитизации и других разновидностей переработки исходного материала привели к возникновению тех пород, которые сейчас вскрываются в пределах складчатых сооружений, но начальный, исходный, материал был получен за счет сноса со щитов. И ведь есть же какая-то закономерность в том, что на окраинах Канадского, Балтийского и Сибирского щитов расположены богатые рудные месторождения, а сейчас богатые руды обнаружены и на окраинах Антарктического щита.

---

### **Ф. К. Шипулин**

(ИГЕМ АН СССР)

По своему докладу был сделан ряд критических замечаний, причем, выступавшие товарищи затронули важные вопросы, требующие обсуждения.

В своем выступлении т. Гельман сказал, что изученные им малые интрузивы Колымы и Чукотки оказались апофизами более глубоких магматических тел, а не самостоятельными малыми интрузиями (СМИ), и на этом основании он отрицает наличие самостоятельных малых интрузий вообще. По той характеристике, которая была дана дайковым интрузивам т. Гельманом, видно, что эти образования, действительно, не являются СМИ, поскольку по составу они одинаковы с плутонами и непосредственно в них переходят. В таком случае это обычные апофизы крупных плутонов, возможно частью отщепленных интрузий. Естественно, что в описанных дайковых породах, связанных с гранитоидами, нет ни оливины, ни других минералов основных пород — их там и не должно быть. Значит ли это, однако, что на Чукотке и верховьях Колымы нет СМИ, и что вообще такие интрузии не существуют? Думаю, что не значит. Только что защищал докторскую диссертацию один из знатоков Чукотки С. Ф. Лугов, который выделил на Чукотке СМИ поздних этапов развития складчатой зоны (диабазы, порфиристы и пр.) и отметил их важное металлогенетическое значение. СМИ верховьев Колымы, как известно, давно описаны рядом исследователей.

Тов. Носырев сказал, что материалы по Тянь-Шаню противоречат взглядам Шипулина о наличии СМИ. Он отметил, что, по геохимическим и петрографическим данным, малые интрузии, заканчивающие отдельные этапы развития магматизма, сходны с предшествующими интрузиями и потому не являются самостоятельными. Я уже говорил, что СМИ находятся в комагматической связи с предшествующими магматическими образованиями, поскольку они являются продуктами взаимодействия поднимающегося по разломам (чаще основного) расплава с магматическими породами только что образованных крупных плутонов, их корневыми частями и другими продуктами сиалической оболочки. Ясно, что СМИ не могут не нести ряд признаков сходства состава с этими породами. Тов. Носырев сказал, что СМИ и предшествующие интрузии сходны по наличию аксессуарного галенита и минерализации рассеянных элементов. Но эти типы минерализации являются наложенными и не могут рассматриваться в качестве первичных признаков пород. Есть или нет в изученном тов. Носыревым районе СМИ, сказать конкретно нельзя, так как он ничего не сказал об их петрографическом составе, гноло-структурных условиях проявления и пр.

М. А. Фаворская, затем В. С. Кошнев-Дворников и, наконец, Г. Д. Афанасьев в своих выступлениях говорили о том, что я уже в течение длительного времени заблуждаюсь, выделяя и изучая малые интрузии как самостоятельные образования.

М. А. Фаворская привела некоторые соображения в пользу самостоятельности описанных мной интрузий. Выделяя малые интрузии в качестве самостоятельных образований, я в своем докладе говорил, что их самостоятельность состоит в том, что они не связаны ни с толщами эффузивов, ни с конкретными крупными плутонами, как их апофизы или отщепленные интрузии, а уходят источниками питания в глубинные магматические очаги и образуются в результате взаимодействия поднимающегося вдоль трещин чаще основного расплава с сиалическими породами, в частности с гранитоидами предыдущих фаз внедрения. И далее я говорил, что в силу указанных условий образования СМИ находятся в комагматической связи с магматическими породами предшествующей им эпохи магматизма. Следовательно, обвинения в том, что я не учитываю наличия определенных связей между СМИ и другими магматическими породами, ни на чем не основаны. Как же можно сделать заключение, что СМИ не несут никаких признаков связи с предшествующими интрузивами или эффузивами, если, согласно предложенного мной механизма, их образования, породы СМИ представляют продукты смешения глубинного расплава и поздние- и послемагматических продуктов кристаллизации

предшествующих им крупных гипабиссальных плутонов и другого си-  
алического материала?

Но означает ли наличие комагматической связи между СМИ и други-  
ми магматическими образованиями того же этапа развития, что СМИ яв-  
ляются несамостоятельными и могут быть выведены непосредственно из  
крупных интрузий или эффузий? Нет, не значит. Как признают отчасти  
и сами противники малых интрузий, последние возникают из корневых  
частей магматических комплексов, т. е. из глубинных очагов и, следова-  
тельно, не являются отщепленными интрузивами или апофизами круп-  
ных гипабиссальных плутонов. Да и как можно считать апофизами или  
отщепленными («жилыми») интрузивами гранитов дайки диабазов  
или различных порфиритов часто с оливином, пироксенами и основными  
плагиоклазами? Как может быть представлен механизм их образования  
из гранитной магмы? Называть такие небольшие интрузивы дайками вто-  
рого этапа нельзя потому, что, во-первых, далеко не всегда они представ-  
лены дайками (часто это неправильные, трубообразные, пластовые тела);  
во-вторых, о каком этапе единого процесса может идти речь, если дайки  
так называемого первого этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову, образу-  
ются за счет конкретных крупных гипабиссальных плутонов, а дайки  
второго этапа имеют глубинные источники, т. е. процессы их образования  
разные? Кроме того, последние нередко возникают до даек первого эта-  
па, а иногда и до самих крупных плутонов. Наконец, предпочтение тер-  
мину «дайки второго этапа» не может быть отдано и потому, что он вве-  
ден В. С. Коптевым-Дворниковым 10 лет назад, а термин «малые интру-  
зии» существует уже 35 лет.

Никто же не станет возражать против того, что крупные интрузивы  
с их производными отдельных фаз внедрения одного тектоно-магматиче-  
ского цикла, связанные комагматическим родством, мы называем само-  
стоятельными интрузивными комплексами. Почему же самостоятельные  
малые интрузии, внедряющиеся в особой геологической обстановке в от-  
дельную фазу магматизма, нельзя выделять в качестве самостоятельного  
комплекса. Какие доводы привела М. А. Фаворская, якобы уничтожа-  
ющие самостоятельность малых интрузий?

1. Она отметила, что, как я сказал в докладе, в пространстве само-  
стоятельные малые интрузивы размещаются всегда в тех же зонах, где раз-  
мещаются и другие магматические образования того же этапа. Совершенно  
верно. Ни самостоятельные малые интрузии, ни ассоциированная с  
ними эндогенная минерализация не являются совершенно изолирован-  
ными от других магматических образований, но это, как я уже говорил,  
не может отрицать самостоятельность.

2. По составу породы самостоятельных малых интрузивов унаследо-  
уют некоторые признаки состава пород предшествующих им крупных плу-  
тонов. Правильно, и это их родство я учитываю, когда говорю о магмати-  
ческом родстве тех и других.

3. В самостоятельных малых интрузивах и гранитах встречаются ксе-  
нолиты глубинных пород. Но это как раз и говорит в пользу само-  
стоятельности малых интрузий, а не против нее. Коль скоро СМИ содержат  
ксенолиты глубинных пород, лежащих под гранитами, значит интрузии  
эти образовались не из пересекаемых ими гранитов.

4. В Приморье, якобы, есть новые данные, опровергающие взгляды Ши-  
пулина и ему неизвестные. В опубликованной литературе таких новых  
данных я не видел. Если они есть, то почему они не убедили, например,  
И. Н. Кигаи, которая месяц назад защищала на основе материалов мно-  
голетних работ в Кавалеровском рудном поле кандидатскую диссертацию  
и в ней пришла к выводу об образовании развитых здесь даек за счет  
глубинных очагов основной магмы? В Приморье, как и во многих других  
районах, среди дайковых по форме интрузий можно выделить апофизы  
крупных плутонов, отщепленные интрузии, также связанные с крупны-

ми плутонами, субвулканические интрузии и самостоятельные малые интрузии. И я пока не видел убедительных данных против такого подразделения дайковых интрузий.

5. Наконец, М. А. Фаворская сослалась на авторитет М. Б. Бородаевской, которая, якобы, отошла от признания самостоятельности малых интрузий. Я такой работы М. Б. Бородаевской (где бы она возражала против самостоятельности малых интрузий, в частности поздних этапов развития подвижных поясов) не знаю. Наоборот, совсем недавно Б. М. Бородаевская писала рецензию на мою статью, где представления о самостоятельности, в частности моей третьей формации СМИ, подробно описанной ею ранее, она не оспаривает. А в целом М. Б. Бородаевская оценила мою статью как интересную и рекомендовала ее к печати.

В заключение М. А. Фаворская сказала, что идеи Шипулина опасны своей субъективностью и так же, как В. С. Коптев-Дворников, попыталась свести дискуссию по проблеме малых интрузий к непринципиальному спору. Я думаю мои оппоненты недооценили должным образом общего значения данной проблемы и принципиального характера дискуссии. Я вижу опасность в вопросе изучения самостоятельных малых интрузий совсем в другом.

Обратите, товарищи, внимание на следующее: впервые малые интрузии были отмечены на месторождениях как особые магматические тела, уходящие корнями на глубину, крупным специалистом в области геологии рудных месторождений В. Линдгреном еще 50 лет назад.

Первые обстоятельные публикации об этих интрузиях были сделаны геологами-рудниками — Спуром и Хьюлиным. В Советском Союзе малые интрузии признавали и наиболее серьезно изучали опять-таки крупнейшие специалисты в области учения о рудных месторождениях: И. Ф. Григорьев, С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, Х. М. Абдуллаев, а также А. П. Васьковский, М. Б. Бородаевская, Н. И. Бородаевский и многие сотни рудничных геологов.

В течение последних десяти лет по малым интрузиям отдельных рудных районов и месторождений опубликовано большое число работ и защищено более десятка докторских и кандидатских диссертаций. Не странно ли, что в ряду геологов, детально изучавших и признавших малые интрузии в качестве особой группы магматических образований, нет представителей так сказать чистой петрографической науки, ученых, специализировавшихся только в области петрографии.

Случайно ли это? В. С. Коптев-Дворников даже выразил удивление, что я так упорно отстаиваю наличие СМИ и обвинил меня в том, что я превращаю эти интрузии, назвав их самостоятельными, в «вещь в себе», т. е. непознанной объективной реальностью. Но давайте уточним, кто в действительности на протяжении длительного времени делает малые интрузии «вещью в себе», т. е. непознанной объективной реальностью. Увы, это пытаетесь сделать вы, Владимир Сергеевич<sup>1</sup>, М. А. Фаворская и некоторые другие Ваши коллеги-петрографы отдела общей петрографии ИГЕМ. В течение многих лет Вы не хотите признавать малые интрузии в качестве особой группы магматических образований и тем самым тормозите их изучение. В противовес моим представлениям на генезис этих интрузий (хотя и в схеме, но как-то объясняющей условия их образования) с вашей стороны пока не было предложено никаких гипотез, обоснованных петрологическим и физико-химическим анализом. Критика моих воззрений остается пока только негативной, а не творческой.

В свете приведенных данных совершенно очевидно, что дискуссия по проблеме самостоятельных малых интрузий носит принципиальный, а не субъективный характер, и выражает длительную и упорную борьбу мнений по вопросу об оценке значения в рудообразовании различных

<sup>1</sup> В. С. Коптев-Дворников. — *Прим. ред.*

магматических формаций. Борьба эта ведется между представителями в основном региональной петрографии, с одной стороны, и геологами-рудниками, с другой.

Можно найти и некоторые объяснения разному подходу и оценке самостоятельных малых интрузий. Отчасти это, видимо, вызвано тем, что геологи, детально изучающие рудные районы и месторождения, не могли не обратить внимание на дайку, как очень частый спутник рудных жил и в конце концов вынуждены были выделить их в особый комплекс. Петрографы же, ведущие исследования в региональных масштабах, обычно не акцентируют внимание на мелких проявлениях магматизма, обращая больше внимания на выявление общих его закономерностей. Другая причина кроется в оценке значения в рудообразовании глубинных источников. Геологи-рудники уже давно выявили группу месторождений, которые не связаны с конкретными гипабиссальными интрузивами гранодиоритов или иных пород, а образуются за счет глубинных источников. Именно на таких месторождениях рудные тела и оказались в постоянной ассоциации с дайками различных пород — самостоятельными малыми интрузиями. Это было ясно уже В. Линдгрёну, а большинство петрографов до сих пор продолжает связывать любое гидротермальное оруденение с гипабиссальными интрузиями.

В связи со сказанным мне кажется, становится опасным не продолжение изучения самостоятельных малых интрузий, а отказ от их изучения. Думаю, что пора по-настоящему заняться этим и превратить СМИ из «вещи в себе» в «вещь для нас».

Самостоятельные малые интрузии этого заслуживают уже потому, что они, так сказать, прокладывают путь для растворов, формирующих крупные промышленные месторождения колчеданного, полиметаллического, касситерито-сульфидного и других типов.

Касаясь работы нашего совещания, которая подходит к концу, мне бы хотелось сделать некоторые замечания по его тематике. Несмотря на большой научный интерес большинства докладов и в целом плодотворную работу данного совещания, в его тематике, как мне кажется, недоставало докладов, направленных на решение ряда важных практических задач. Так, например, не было поставлено ни одного доклада, специально посвященного проблеме связи оруденения с магматизмом, не было специальных докладов, касающихся выяснения закономерностей формирования оруденения в связи с историей развития магматизма и становления магматических комплексов. Эти темы затрагивались только попутно, а они, безусловно, заслуживают специального обсуждения. В сравнении с данным совещанием тематика II Петрографического совещания была более целеустремленной на решение ряда практических вопросов.

Конечно, очень хорошо, что на основании теоретических предпосылок и пока крайне скудных фактических данных ученым удастся высказать ряд интересных догадок о глубинном строении Земли, но эта тематика не должна заслонять от нас насущных задач петрографии, связанных с изучением и раскрытием закономерностей строения и металлоносностью верхних горизонтов земной коры, единственным пока источником полезных ископаемых, в связи с вопросами прогноза и поисками месторождений.

---

**М. А. Фаворская**

(ИГЕМ АН СССР)

Я собиралась говорить по другому вопросу, но после выступления Ф. К. Шипулина я не могу не поделиться с присутствующими своим удивлением. Ф. К. Шипулин говорил сегодня совершенно иное по сравнению с тем, что изложено в его докладе. В докладе он утверждал, что «ма-

лые интрузии» не связаны с остальными проявлениями магматизма, а сегодня говорил, что все эти проявления комагматичны. В докладе он отрицал наличие пространственной связи между собственно интрузиями и так называемыми малыми интрузиями, а сегодня утверждал обратное.

Кроме того, Ф. К. Шипулин совершенно неправ, заявляя, что И. Н. Кига́й в своей диссертации поддерживает его точку зрения о связи оловянного оруденения Приморья с малыми интрузиями. В действительности И. Н. Кига́й считает дайки, сопровождающие это оруденение, корнями эффузивов.

Ф. К. Шипулин сказал, что «никакие мнения не являются для нас обязательными» в решении научных вопросов. Но ведь, когда я говорила о М. Б. Бородаевской, я имела в виду не мнения, а результаты работ большого коллектива. Не считаться с ними — значит не принимать во внимание новый фактический материал.

И, наконец, трудно понять, на каком основании Ф. К. Шипулин утверждает, что петрографы ИГЕМ отрываются в своей деятельности от существующих металлогенических проблем. Что это не так, видно хотя бы из тех докладов, которые были зачитаны на этом совещании В. С. Коптевым-Дворниковым, В. А. Кига́й и др.

Теперь я хочу сказать несколько слов о так называемой порфировой формации. Я согласна с Ю. Ир. Половинкиной, что термин этот не вполне удачный. Но в нашем совместном докладе с В. А. Кига́й для нас было важно доказать, что самое понятие, вкладываемое в этот термин С. А. Салдуном, А. В. Пейве и др., нуждается в пересмотре. Поэтому для удобства дискуссии мы сохранили терминологию своих предшественников.

---

### **В. С. Коптев-Дворников**

(МГУ)

1. Для меня очевидно, что т. Щербаков говорил о тех рудопроявлениях золота, которые связаны с дайками II этапа, а так как последние, по нашим данным, имеют своим источником более глубоко расположенные интрузивные тела, естественно, что четкие признаки специализации на золото в породах непосредственно наблюдаемых интрузивов могут отсутствовать. Этот вопрос сейчас изучается на примерах Ц. Казахстана. Наличие же некоторых повышенных содержаний золота в результате ассимиляции правомерно.

2. Переходя к формациям Ю. А. Кузнецова, должен отметить удовлетворение от выделения в ходе развития подвижных зон двух крупных этапов: геосинклинального и орогенного. Это то, о чем мы уже давно писали. Однако привлечение для объяснения возникновения гранитных магм сквозьмагматических растворов и магматического замещения остается необоснованным. Об этом еще в коллективном докладе на II Петрографическом совещании было сказано, что нет никаких оснований предполагать участие в процессе сквозьмагматических растворов на горизонтах, доступных для изучения интрузивов формации малых глубин.

Магматическое замещение предложено для того, чтобы сгладить противоречия между физико-химической концепцией Боуэна и геологическими фактами ассимиляции. Как известно, впервые такие факты были указаны Феннером для лав Йелоустонского парка. А вся серия явлений ассимиляции, связанная с гранитами, свидетельствует о явлениях растворения последними пород основного состава. По подсчетам В. Г. Лазаренкова, апробированным Доливо-Добровольским, 1 г гранита способен растворять до 0,3 г диабазы. Я думаю, что эта физико-химическая интерпретация более реалистична и отвечает природным фактам.

Среди эффузивных формаций в схеме Ю. А. Кузнецова для геосинклинального этапа следует подчеркнуть широкое развитие андезито-даци-

товых ассоциаций, а для орогенного этапа — базальтово-липаритовых (Урал, Ц. Казахстан, верхний палеозой). С удовлетворением можно отметить отсутствие в схеме спилито-кератофировой формации, вместо которой следует поставить спилито-дацитовую.

Хочу обратить внимание на одну деталь. В настоящее время из практики начинают исчезать термины кварц-альбитофир и альбитофир, поскольку теперь во многих случаях можно установить, что кварц-альбитофиры образуются или за счет дацитов или липаритов и авторы пользуются терминами: альбитизированные дациты, альбитизированные липариты.

3. По поводу выступления М. Кузьмина. Им исследованы граниты, не сопровождающиеся промышленной редкометальной минерализацией. Для аналогичных случаев и в Ц. Казахстане граниты не дают повышенных содержаний олова. Исследовать необходимо свежие породы из интрузивов с промышленными месторождениями. Сводить все дело к латерально-секреторной теории и роли летучих — значит тащить нас назад. В свежих породах интрузивов с промышленной минерализацией на W содержания последнего в 10—15 раз выше, чем в нерудоносных породах (Ц. Казахстан, данные И. Ганеева). Следует подчеркнуть, что современная петрография располагает возможностью отличать позднемагматические акцессории от тех акцессорий, которые связаны с гидротермальными процессами. Все-таки за 100 лет микроскопической петрографии кое-что сделано.

4. Касаясь работы совещания, можно сказать, что распределение его работы по секциям снижает комплексность подхода и глубину обсуждения вопросов. Нам следует рекомендовать в решении отказаться от секций и сосредоточить внимание будущих совещаний лишь на нескольких вопросах.

5. Была бы желательна между совещаниями при содействии Петрографического Комитета по важным вопросам организация дискуссионных групп, которым мы могли бы поручить выяснение фактической основы выдвигаемых воззрений.

Я предлагаю поручить руководству ВСЕГЕИ и УФАН организовать дискуссионную группу с посещением в поле объектов, на которых жидутся выводы о процессах оливинизации С. В. Москалевой. Результаты такого рассмотрения и степень обоснованности выдвигаемых положений должны быть освещены в печати. Мы должны заботиться о том, чтобы новые идеи использовать в жизни (но, в то же время, чтобы они были обоснованы).

Пожалуй, такую же группу следует создать и по проблеме малых интрузивов.

---

**Е. Т. Шаталов**

(ВСЕГЕИ)

Мое выступление будет посвящено некоторым общим вопросам геологического изучения страны в связи с работой петрографов, в частности, ВСЕГЕИ.

Геологическое картирование. К настоящему времени территория СССР полностью покрыта мелкомасштабной и в значительной мере средне- и крупномасштабной геологическими съемками, проведение которых сопровождалось массовыми петрографическими исследованиями. Производственными и научно-исследовательскими геологическими организациями накоплен огромный материал по региональной петрографии, который используется в повседневной практической работе и для научных обобщений в виде карт различных масштабов — геологических, металлогенических и других, а также описаний регионов.

Между тем петрографическая нагрузка геологических карт не соответствует размаху петрографических исследований и получаемым от них материалам ни по детальности, ни по содержанию; не разработана даже индексация магматических пород для крупномасштабных карт.

В качестве примера можно привести издание обзорных геологических карт СССР. В них из года в год совершенствуется биостратиграфическая основа, повышается расчлененность стратифицированных образований, составляются карты со снятым покровом четвертичных отложений, карты различных горизонтов, показываются глубины фундамента по данным геофизики, структурного и опорного бурения. И лишь магматические породы — особенно интрузивные — уже десятки лет разделяются на семь групп по составу, а по возрасту — на группы с весьма широким диапазоном, объединяющие ряд комплексов магматических пород, а не один комплекс. Таким образом петрографическая нагрузка наших обзорных карт, по существу, литологическая, а не геологическая.

Геологическим понятием является формация, или в применении к конкретным регионам — комплекс, которые на геологических картах не отражаются; на них показываются лишь породы по составу, хотя хорошо известно, что одна и та же по названию порода может входить в совершенно различные комплексы магматических пород, с совершенно различным металлогеническим значением. Так, например, ультраосновные породы гипербазитовой формации несут хромитовое оруденение, а перидотито-габбровой — платиноиды и титаномагнетиты.

С гранитоидами габбро-диорит-плагиогранитной или габбро-диорит-граносиенитовой формаций связаны месторождения железа, меди или медно-молибденовые месторождения, а с так называемыми умереннокислыми гранитоидами — вольфрам (шеелит), золото. Диориты могут встречаться в виде самостоятельной формации малых интрузивов, с которой парагенетически связаны золоторудные месторождения, или входить в самые различные формационные ряды с совершенно иной металлогенической характеристикой.

Мне могут сказать, что и для стратифицированных толщ на геологических картах показываются не формации, а породы по составу, объединяемые по возрасту в системы, отделы, ярусы и т. д. Можно возразить, что это также вряд ли правильно, — можно и для стратифицированных, и для интрузивных пород разработать такую систему обозначений, которая показывала бы возраст, состав пород и принадлежность их к тому или иному комплексу. Кроме того, помимо общих геологических карт, составляется очень много карт специального назначения — литолого-фациальных, палеогеографических, палеотектонических, на которых показываются осадочные и осадочно-вулканогенные формации. Как правило, специальных карт магматических формаций или комплексов не составляется.

ВСЕГЕИ приступил к организации работ по составлению карты магматических формаций СССР в масштабе 1:2500 000, естественно, что ее составление должно опираться на широкий круг геологов-петрографов территориальных геологических управлений и научно-исследовательских институтов как системы Госгеолкома СССР, так и академических организаций.

Что же нужно для составления такой карты?

1. Прежде всего надо остановиться на какой-то классификации магматических формаций или комплексов, по данным их изученности в настоящее время, в которой должны найти отражение последние достижения петрографов — формации малых интрузивов, изученные М. Б. Бородавской, Ф. К. Шипулиным, Ф. Р. Апельцыным и другими, субвулканические (эффузивно-интрузивные) формации, металлогеническое значение которых возрастает благодаря исследованиям М. А. Фаворской, В. Н. Котляра и др. Контуры такой классификации уже отчетливо намечены работами Ю. А. Кузнецова.

2. Нам необходимо создать опорную геохронологическую шкалу комплексов магматических пород для различных регионов — по существу, упорядочением этого вопроса серьезно еще не занимались. За последние годы прошла серия региональных стратиграфических совещаний, на которых разработаны унифицированные, рабочие или корреляционные схемы стратифицированных отложений. Аналогичной работы для магматических пород совершенно не производится (кроме Урала).

3. Работу по составлению карты магматических комплексов СССР необходимо увязать или совместить с систематизацией огромного материала по химическим анализам магматических и метаморфических пород, с соответствующей математической обработкой петрохимических данных. Такая обработка позволит вычислить средние типы магматических пород СССР, особенности их состава в отдельных регионах, что даст неоценимый материал для дальнейшего изучения металлогенической и геохимической специализации этих пород.

Значение карты магматических формаций трудно переоценить, например, для теоретической и региональной петрографии — на ней будет отражен фактический материал, который позволит объективно судить об эволюции магматизма в ходе направленного развития тектоно-магматического цикла, подтвердить или уточнить известные представления Ю. А. Билибина, а также многих ученых-тектонистов о таком развитии.

Карта магматических формаций будет иметь большое значение и для познания закономерностей размещения эндогенных месторождений. По моему мнению, формации магматических пород могут быть взяты как основной классификационный критерий для выделения рудоносных площадей с эндогенной минерализацией. Изучение магматических и метаморфических формаций в ходе развития отдельных геотектонических элементов земной коры позволит выделить типовые металлогенические зоны, что позволит создать более углубленную методику их детального картирования и прогнозирования в их пределах размещения оруденения.

Все это даст основу для детального петрографо-металлогенического районирования территории СССР, т. е. для научной основы познания размещения эндогенных месторождений и оценки их перспектив в отдельных регионах.

Мне хочется выразить пожелание, чтобы создание карты магматических формаций, опорной геохронологической шкалы комплексов магматических пород, систематизация петрохимических данных о них были бы основным содержанием петрографических работ не только ВСЕГЕИ, но и делом всех петрографов СССР; работу их можно организовать через региональную секцию Петрографического комитета.

## Об изучении глубоких частей земной коры

Такое изучение должно вестись в двух аспектах:

1. Изучение морфологии и размещения магматических тел в верхних структурных ярусах. Надо повышать «глубинность» картирования магматических тел как путем расширения возможностей геофизических методов, так и путем более полного использования имеющихся геофизических материалов. Совершенно недостаточно применяется структурное и опорное бурение для целей такого изучения глубинного строения и морфологии интрузивных тел. Мы все еще находимся под влиянием представлений о «бездонности» батолитов, тогда как в ряде районов доказано, что гранитные массивы представляют собой межформационные тела типа гарполитов.

Изучение морфологии магматических тел имеет прямое отношение к вопросу зональности рудных формаций в пределах рудных узлов, к «зональности рудных узлов», по С. С. Смирнову. Такое изучение позволит получить материалы для установления вертикального диапазона оруде-

нения, что имеет огромное прикладное значение (достаточно вспомнить пример хотя бы Иульгинского месторождения).

В настоящее время перед геологами ставится задача количественной прогнозной оценки запасов недр — совершенно ясно, что эта оценка невозможна без создания достаточно серьезных научных основ прогнозирования оруденения на глубину. Для эндогенного оруденения первое слово должно принадлежать петрографам.

2. Второй аспект изучения строения земной коры — это петрологические и петро-физические исследования в области изучения глубинных частей земной коры и верхней мантии, что является в значительной мере научным поиском. О такого рода исследованиях нам сегодня увлекательно рассказал академик В. С. Соболев.

Во ВСЕГЕИ и геофизических институтах Госгеолкома СССР в этом направлении проводится совместная работа по составлению серии карт глубинного строения СССР, в масштабе 1 : 5 000 000, включающей и карты мощностей коры различного типа, глубин границ гранитного и базальтового слоя — поверхностей Конрада и Мохоровичича и др. Эта работа близка к выдвигаемой В. В. Белусовым проблеме «геономических», т. е. комплексных геологических, геофизических и геохимических глубинных исследований.

Как известно, в настоящее время в СССР подготавливается решение проблемы сверхглубокого бурения, которая решается сейчас в трех аспектах: а) геологического обоснования мест заложения скважин; б) проектирования и создания бурового оборудования и в) технологии и методики бурения в совершенно своеобразных, необычных условиях.

ВСЕГЕИ сейчас разрабатывает варианты эскизных геолого-экономических заданий на проходку сверхглубоких скважин в районах Кольского полуострова и Карелии, Урала, и др.

### Об усилении научно-организационной работы и объединении сил петрографов для решения крупных проблем

Можем ли мы решать перечисленные выше проблемы в настоящее время? Безусловно, можем, у нас имеется для этого, в первую очередь, большой коллектив петрографов, включающий как крупных ученых, широко известных в стране и за ее пределами, так и много талантливой молодежи, голос которой мы слышали на прошедшем совещании.

Для выполнения названных работ надо объединить усилия петрографов и направить их в проблемное русло. Нужно решительно пересмотреть актуальность ведущейся петрографической тематики и избавиться от широко распространенных мелких, описательных тем. Пора прекратить терминологические споры — упорядочение терминологии, конечно, необходимо, но нельзя превращать терминологическую дискуссию в самоцель. Очевидно, надо серьезно поставить работу терминологической комиссии Петрографического комитета. Буквально за последний месяц вышли из печати работы группы сотрудников ИГЕМ АН СССР «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении», где разбираются все интересующие петрографов злободневные, острые вопросы терминологии, и третье издание «Петрографического словаря» Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Э. А. Струве, в котором не сделаны необходимые для металлогении дополнения. Очевидно, надо разрешить интересующие петрографов терминологические вопросы, что особенно важно и потому, что ВСЕГЕИ приступает к составлению второго издания «Геологического словаря», в котором надо внести полную ясность в спорные петрографические термины.

Для объединения сил на решение больших проблем нужна строгая их очерченность, конкретность и целенаправленность тематики,

т. е. координация работ по их существу. Для этого нам надо резко повысить уровень научно-организационной работы, в том числе и через петрографический комитет. Представляется целесообразным создание специальных комиссий по петрографическим формациям, металлогенической специализации и другим проблемам, проведение геохронологической шкалы комплексов магматических пород и других вопросов.

ВСЕГЕИ будет обеспечивать работу региональной секции петрографического комитета и тем самым внесет свою лепту в дело организации проблемных петрографических исследований.

В заключение мне думается, я выражу мнение всех участников совещания, если выскажу благодарность Оргкомитету и его председателю акад. В. С. Соболеву, чл.-корр. АН СССР Ю. А. Кузнецову, докторам наук Л. В. Таусону и Г. П. Пинусу и другим товарищам за их труды по подготовке и проведению совещания.

Мы должны быть благодарны партийным и советским организациям г. Иркутска, Иркутскому геологическому управлению, гостеприимством которых мы пользуемся, а также руководству Сибирского отделения АН СССР.

Несомненно, в подготовке и проведении совещания и предстоящих экскурсий приняло участие большое количество как геологов, так и технических работников, имен которых мы не знаем. Всем им большое спасибо за проявленные заботы.

---

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<i>Г. Д. Афанасьев.</i> Магматизм и глубинное строение Земной коры . . . . .	5
<i>В. С. Коптев-Дворников, М. Г. Руб, Е. Т. Шаталов.</i> О металлогенической специализации магматических комплексов . . . . .	17
<i>А. П. Лебедев.</i> О явлениях базификации и их петрогенетическом значении . . . . .	28
<i>Ф. К. Шипулин.</i> О самостоятельных малых интрузиях . . . . .	34
<i>Г. М. Гапеева.</i> Формация порфиров . . . . .	40
<i>П. В. Иншин, П. Ф. Иванкин, В. С. Кузубный.</i> Синорогенная порфировая формация Юго-Западного Алтая и ее рудоносность . . . . .	45
<i>В. А. Кизай, М. А. Фаворская.</i> О некоторых магматических формациях Тихоокеанского пояса . . . . .	52
<i>Э. П. Изох.</i> Гипербазит-габбро-гранитные серии интрузий и их значение для теории петрогенеза . . . . .	57
<i>Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко.</i> Главнейшие формации рудоносных интрузий глыбовых зон . . . . .	75
<i>М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис.</i> Интрузивные траппы Сибирской платформы и их металлогеническое значение . . . . .	86
<i>И. В. Белов.</i> Тразибазальтовая формация Азии и некоторые вопросы образования магматических расплаво-растворов . . . . .	93
<i>Рихард Крал.</i> Кимберлиты Чешского Среднегорья . . . . .	113
<i>В. С. Трофимов.</i> Кимберлитовая формация и ее алмазоносность . . . . .	117
<i>Г. В. Пинус.</i> Кембрийская гипербазитовая формация юга Сибири . . . . .	125
<i>И. М. Волохов, В. Н. Довгаль, А. П. Кривенко, В. А. Кутолин, Г. В. Поляков, С. Л. Халфин.</i> Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области . . . . .	134
<i>В. Н. Мошкин, И. Н. Дагелайская.</i> Анортзитовая формация хребтов Станового и Джугджура . . . . .	146
<i>В. А. Кузнецов, Б. Н. Лапин, Л. А. Михалева, А. А. Оболенский, Р. В. Оболенская, В. А. Скуридин, А. П. Кононов.</i> Магматические комплексы и формации Горного Алтая . . . . .	155
<i>Т. Н. Иванова.</i> Магматические формации центральной части Алтае-Саянской области и связанные с ними рудные комплексы . . . . .	166
<i>В. Г. Сахно.</i> Особенности эффузивного магматизма мезозойского этапа активизации восточной части северо-восточного выступа Китайской платформы . . . . .	186
<i>Н. И. Тихомиров, Ю. В. Казичин, Л. А. Козубова, Ж. Н. Рудакова, Э. С. Харкевич.</i> Интрузивные комплексы Забайкалья, их размещение в структурных зонах и металлогеническое значение . . . . .	203
<i>Д. С. Штейнберг, И. Д. Соболев.</i> Формационное деление магматических образований на Урале . . . . .	213
<i>Г. М. Заридзе.</i> Об эндогенных геологических формациях . . . . .	225
<i>И. С. Усенко, И. Л. Личак, И. Д. Царовский, Л. Г. Бернадская.</i> Магматические формации Украинского щита . . . . .	236
<i>НГуен Ван Тьен.</i> Основные и ультраосновные интрузии Северного Вьетнама . . . . .	249
Выступления по докладам	
<i>Е. Т. Шаталов</i> (ВСЕГЕИ) . . . . .	254
<i>Д. С. Харкевич</i> (ВСЕГЕИ) . . . . .	256

Е. А. Радкевич (Институт геологии ДВФ СО АН СССР)	256
Ю. Д. Скобелев (Западно-Сибирское геологическое управление)	259
П. М. Хренов (Институт земной коры СО АН СССР)	261
С. Ш. Саркисян (Кавказский институт минерального сырья)	263
Ю. Г. Щербаков (ИГ и Г СО АН СССР)	264
В. А. Дворкин-Самарский (БКНИИ СО АН СССР)	265
А. Д. Шелковников (Красноярское геологическое управление)	266
Д. И. Горжевский (ЦНИГРИ)	267
А. П. Лебедев (ИГЕМ АН СССР)	268
Ю. С. Краковский (Всесоюзный аэрогеологический трест)	269
В. И. Лебединский (Институт минеральных ресурсов АН УССР)	270
Ф. Ш. Раджабов (Ташкентский политехнический институт)	272
И. В. Носырев (Институт геологии АН Киргизской ССР)	274
М. А. Фаворская (ИГЕМ АН СССР)	275
М. Л. Гельман (Северо-Восточное геологическое управление)	277
Е. В. Быковская (ВСЕГЕИ)	278
Ю. В. Казицин (ВСЕГЕИ)	280
Н. П. Михайлов (ВСЕГЕИ)	283
М. П. Кортусов (Томский университет)	285
О. М. Глазунов (Томский политехнический институт)	287
А. М. Даминова (Университет дружбы народов им. П. Лумумбы)	288
Г. Д. Афанасьев (ИГЕМ АН СССР)	290
Ю. И. Половинкина (ВСЕГЕИ)	291
З. И. Чернов (Московский геологоразведочный институт)	293
И. Д. Соболев (Уральское геологическое управление)	295
З. А. Решитько (Ростовский университет)	297
Н. И. Абрамович (ВСЕГЕИ)	297
П. П. Хрянина	299
М. М. Гапеева (Иркутское геологическое управление)	300
Ф. К. Шипулин (ИГЕМ АН СССР)	300
М. А. Фаворская (ИГЕМ АН СССР)	304
В. С. Коптев-Дворников (МГУ)	305
Е. Т. Шагалов (ВСЕГЕИ)	306

### Магматические формации

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Галушко Я. А.  
Технический редактор Шевченко Г. Н.

Сдано в набор 25/VII 1964 г. Подписано к печати 7/X 1964 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 19,5 Усл. печ. л. 26,71 Уч.-изд. л.-26,6 Тираж 900 экз.  
Т-13869 Изд. № 3405/04 Тип. зак. № 996 Темплан 1964 г. № 1964

Цена 1 р. 86 к.

Издательство «Наука», Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



81.

2679