Г.Д.АФАНАСЬЕВ

Избранные труды

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ



ГЕОРГИЙ ДМИТРИЕВИЧ
АФАНАСЬЕВ
(1906—1975)

Г. Д. АФАНАСЬЕВ

Избранные труды

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ

3750

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1981

Институт геологических наук

УДК 552.2:551.24:550.93:553.061

Избранные труды Г. Д. Афанасьева. М.: Наука, 1981 г.

В книгу включены наиболее значительные работы члена-корреспондента АН СССР Г. Д. Афанасьева — одного из крупнейших советских петрографов, стоящего у истоков нового научного направления — геологической петрологии. Это направление зародилось и получило наибольшее развитие именно в нашей стране благодаря трудам Ю. А. Кузнецова, Ю. А. Билибина, Г. Д. Афанасьева и других отечественных ученых.

Составным частям геологической петрологии — учению о магматических формациях, связи магматизма с тектоникой и рудообразованием, радиогеохронологии как основе корреляции кристаллических комплексов, интерпретации современных геофизических и петрологических материалов о глубинном строении литосферы — и посвящено содержание книги.

Редколлегия:
О. А. БОГАТИКОВ (главный редактор),
А. М. БОРСУК, А. К. СИМОН

Ответственный редактор А. К. СИМОН

Редактор-составитель Р. А. ОБРЯДОВА

А $\frac{20805-476}{055(02)-81}$ 137,138—81, кн. 2 1904020000

© Издательство «Наука», 1981 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вниманию читателей предлагается книга избранных трудов крупного советского ученого, специалиста в области петрологии, геологии и геохронологии, члена-корреспондента АН СССР Георгия Дмитриевича Афанасьева (1906—1975 гг.).

Среди замечательной плеяды учеников школы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и его сподвижника академика Д. С. Белянкина Георгий Дмитриевич выделялся тщательностью подхода к описанию геологических объектов, вдумчивым анализом фактов и склонностью к теоретическим обобщениям.

Сразу же после окончания университета он активно включился в научную работу. За все последующие 45 лет деятельность Г. Д. Афанасьева прерывалась для науки лишь на два года, когда он с оружием в руках защищал Родину во время Великой Отечественной войны. Уже в 1943 г. после тяжелого ранения под Сталинградом и после выздоровления он был демобилизован и вернулся к научной деятельности.

Г. Д. Афанасьев продолжил замечательные традиции отечественной петрографической школы и внес в ее развитие свой оригинальный вклад, сформулировав новые плодотворные направления. В середине 60-х годов эти направления оформились в новую ветвь Наук о Земле, получившую название геологической петрологии (или магматической геологии). В наши дни эта наука получила признание уже во многих странах, однако важно подчеркнуть, что в нашей стране она создана в значительной мере трудами Георгия Дмитриевича Афанасьева, его многочисленными соратниками и учениками, а также школой сибирских (акад. Ю. А. Кузнецов) и кавказских (акад. Д. С. Дзоценидзе) геологов и петрологов.

Соратников и учеников Г. Д. Афанасьева поражала его обширная плодотворная научно-организационная деятельность, которую он умело совмещал с научным творчеством.

Г. Д. Афанасьева *отличали преданность науке, неистощимая любознательность* прирожденного естествоиспытателя, громадная работоспособность.

Особенно рельефно отличали его личность такие черты характера, как редкой твердости принципиальность и последовательность как в жизни, так и в науке, огромная выдержка и терпимость к людям. Георгий Дмитриевич отстаивал свои научные идеи при любых обстоятельствах, нередко в ущерб служебным успехам, и выступал открыто против любого оппонента, невзирая на занимаемые посты и академические степени. Но в то же время ни при каких обстоятельствах он не позволял себе резкостей, неуважения, пренебрежительности, особенно по отношению к людям, занимавшим более низкое служебное и общественное положение.

В научном творчестве Г. Д. Афанасьева ясно очерчено несколько достаточно самостоятельных, но глубоко взаимосвязанных научных направ-

лений. Ранее других оформившееся, но развивавшееся до последних дней направление продолжает одну из основных линий творчества его выдающегося учителя — академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Это научное направление, получившее название геологической петрологии (или магматической геологии), родилось на стыке петрографии, геотектоники, геофизики и изотопной геохронологии и в основе своей содержит учение о естественных ассоциациях магматических горных пород — магматических формациях. Основополагающие представления в области геологической петрологии разрабатывались Г. Д. Афанасьевым на базе всестороннего геологоструктурного и петролого-геохимического изучения магматических пород ряда складчатых областей, из которых наибольшее внимание он уделял Большому Кавказу. В результате кропотливого многолетнего изучения магматических пород Кавказа и сравнительного анализа их с магматическими породами Закавказья, Урала и Средней Азии Г. Д. Афанасьев одним из первых сформулировал понятия о конкретных магматических формациях и их комплексах, возникающих на последовательных этапах тектоно-магматического развития подвижных областей. Г. Д. Афанасьев нашел убедительные доказательства полициклличности развития подвижного пояса и многократности проявления магматической деятельности, в том числе гранитообразования.

Всестороннее изучение конкретных магматических формаций складчатых областей позволило Г. Д. Афанасьеву еще в 1953 г. на I Петрографическом совещании выдвинуть ряд важнейших положений о связи магматизма и рудогенеза. Эти положения легли в основу дальнейших работ целых коллективов геологов, разрабатывающих проблемы связи магматизма и эндогенных месторождений полезных ископаемых. Проблема связи магматизма и эндогенного рудообразования на протяжении всей научной деятельности волновала Г. Д. Афанасьева, и освещению ее разнообразных аспектов он посвятил ряд своих работ.

Другой раздел творчества Г. Д. Афанасьева связан с проблемами геологической петрологии, но несет уже собственно петрографическую направленность. Несколько важных печатных работ он посвятил проблемам магматического породообразования и постмагматическим изменениям гранитоидов, обусловленных щелочным метасоматозом. Полученные Г. Д. Афанасьевым доказательства порфиробластической природы крупных кристаллов высокоупорядоченного микроклина и натрового ортоклаза позволили ему определить реальные соотношения между поздними преобразованиями магматических гранитоидов и метасоматическим гранитообразованием.

Большое внимание Г. Д. Афанасьев уделял развитию нового направления в петрологии, связанного с изотопными исследованиями и определением радиологического возраста горных пород и минералов. Возглавляя долгое время Комиссию по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОГГГ АН СССР, Г. Д. Афанасьев не только направлял и координировал все геохронологические исследования в Советском Союзе, но и сам выполнил ряд оригинальных исследований, на базе которых стало возможным обосновать ряд возрастных рубежей в Отечественной геохронологической шкале, опубликованной в 1964 г.

Многочисленные статьи Г. Д. Афанасьева, посвященные геологическому, петрологическому и методическому аспектам изотопной геохронологии, во многом способствовали выявлению возможностей каждого из

применяемых сейчас методов и созданию основы для сопоставления биостратиграфической и радиогеохронологической шкал. Работы Г. Д. Афанасьева в немалой степени способствовали тому, что изотопная геохронология постепенно заняла такое же место в геологической петрологии, какое биогеохронология давно уже занимает в исторической геологии.

Для последнего десятилетия научной деятельности Г. Д. Афанасьева характерно пристальное внимание к геофизическим исследованиям. Он приложил немало сил к тому, чтобы понять истинную природу геофизических разделов в строении литосферы. В содружестве с физиками и геофизиками Г. Д. Афанасьев провел ряд оригинальных исследований физико-механических свойств горных пород различного происхождения, при различных давлениях и температурах. Результаты исследований позволили ему сформулировать очень важное положение о том, что геофизические («скоростные») границы разделов в литосфере обусловлены не сменой составов горных пород по вертикали, а главным образом изменением их физико-механических свойств и появлением новых фазовых состояний. Это положение получает все новые подтверждения, которые приносят исследования материалов сверхглубоких скважин.

Редколлегия избранных трудов Г. Д. Афанасьева стремилась к тому, чтобы все указанные направления были отражены наиболее важными публикациями. Убежденные в том, что многие идеи и представления, высказанные Г. Д. Афанасьевым, не потеряли своей актуальности и в настоящее время, составители надеются на то, что выходящее издание будет принято с интересом.

Редколлегия считала необходимым максимально сохранить стиль и своеобразие научного языка автора, поэтому ограничилась самой минимальной правкой в крайне необходимых случаях; по той же причине в статьях сделаны самые минимальные купюры. Последние, так же как и крайне редкие редакционные дополнения, во всех случаях специально оговорены. Геологическая индексация на картах и в таблицах статей, написанных в 1950—1960 гг. в отдельных случаях уже устарела и не соответствует принятым сейчас в СССР правилам геологической картографии, однако это обстоятельство не затрудняет чтения статей и во избежание большой правки графики и текста редколлегия сочла возможным оставить старые индексы.

Редколлегия

I. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ

УДК 552.3(47+57)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР [1]

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Познание закономерностей развития магматизма в складчатых областях разного возраста, а также на платформах — одна из важнейших задач петрографов. Ее решение поможет выяснению вопросов о генетических связях оруденения с магматизмом, о формациях, о петрографических и металлогенических эпохах и о петрогенезисе многих важных групп изверженных пород. В современной петрологии хорошо изучены отдельные ассоциации определенного возраста, но нет законченных обобщений о развитии магматизма во времени для целых структурных областей. В частности, Тиррел [36] считает, что пространственные и временные связи родственных групп пород с геологической обстановкой и тектоническими процессами выяснены плохо и еще не вышли в сущности за пределы собирания фактов.

Важность изучения сообществ изверженных пород еще в конце прошлого столетия была подчеркнута работами Джедда [30] и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [16].

Под петрографическими провинциями Джедд понимал области распространения изверженных пород определенного периода извержения, в которых породы имеют общие черты минералогического состава и структуры, отличающиеся от пород того же возраста, развитых в других областях. На основании изучения диабазовых пород Олонецкой губернии Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [16] ввел понятие «петрографическая формация».

Подобно взглядам Джедда о петрографических провинциях, позднее были сформулированы представления о Тихоокеанской, Атлантической, (Иддингс, Харкер, Бёкке) и Средиземноморской (Ниггли) провинциях изверженных пород. Изучение сообществ изверженных пород привело также к формулированию понятия об общем источнике происхождения групп пород: например, термин «кровное родство» применен в 1892 г. Иддингсом для обозначения факта сходства какой-либо группы пород, ассоциированной во времени или в пространстве. Комагматическими Ва-

[1] Труды Международного геологического конгресса. XXI сессия. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

шингтон назвал породы (а также области, в которых они встречаются), отличающиеся особенностями, указывающими на общность их происхождения. Примерно тот же смысл имеют термины «штамм» Гольдшмидта, «ассоциации горных пород» Боуэна.

Тиррель [25] выделяет петрографические районы, которые отображают географическое распространение изверженных пород, образующих группы, связанные родством. Но, по Тиррелю, такие группы не включают все изверженные породы в районе, а лишь породы, извергавшиеся в течение определенного периода.

В дальнейшем к этой проблеме обращаются Кеннеди, Ферхуген, Тернер, М. А. Фаворская, В. С. Коптев-Дворников и др.

В работе Тернера и Ферхугена отмечено, что петрографическая (или комагматическая) провинция определяет особенности пород какой-либо области, изверженных в течение определенной эпохи активности, например Северо-Атлантическая третичная провинция (Северо-Западная Британия, Исландия, часть Гренландии), плиоценовая провинция Новой Зеландии. Породы провинции, или комплексы, могут быть относительно одинаковыми, но обычно они варьируют по составу. Для них обычны общие химические особенности и минералы, что свидетельствует об их едином происхождении.

Это понимание провинции близко к формулировке понятия о магматическом комплексе, данном мной в 1950 г.: «Под магматическим комплексом понимается совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза» [6, с. 15].

Выяснению закономерностей развития подвижных зон, и в частности развития из магматизма, посвящен ряд работ Ю. А. Билибина [11].

Эволюция магматизма складчатых областей более сложна, чем это изложено в работе Тернера—Ферхугена. После формирования ультраосновных и основных пород во время главной складчатости интрудируют гранитоидные интрузии, но эти интрузии особого типа — натриевые (плагиограниты, натриевые аляскиты).

Батолитовые интрузии калиевого типа отвечают новому длительному этапу тектоно-магматической активности и после длительного перерыва образуют сложные комплексы.

В связи с рассматриваемым вопросом особое значение приобретают некоторые новейшие методы изучения горных пород и минералов, основывающиеся на современных достижениях физики. Здесь имеются в виду прежде всего достижения радиогеологии, значение которой в свое время подчеркивал В. И. Вернадский.

Ясное представление о возрасте магматических комплексов и о последовательности формирования отдельных членов, слагающих эти закономерные ассоциации магматических пород, является основой для решения многих проблем петрогенезиса и рудообразования, связанного с магматическими процессами.

В последнее время благодаря определениям абсолютного возраста выявилась возможность суждения о наложенных процессах, испытанных породой.

Современные успехи физики и математики в области изучения строения атома показали, что одновременно с теми изменениями, которые испытывают горная порода и минерал за время геологической истории Земли, меняются и отдельные элементы — атомы вещества. На характере атомов отражаются и в них запечатлены возраст, т. е. время образования минерала, и их метаморфизм, что весьма существенно для понимания эволюции магматизма.

Мы стоим в самом начале нового этапа развития геологии, который в свое время принесет расцвет науке о Земле. Современный этап развития геологии и петрологии характерен тем, что сейчас явно намечается необходимость переоценки значения некоторых установившихся представлений.

Классические гипотезы в области петрогенезиса, исходящие из представления о постоянно существующей ювенильной магме, о наличии в земной коре двух магм и из представлений о генезисе разнообразных пород путем дифференциации разных типов этой магмы, колеблются под давлением новых геологических фактов, экспериментальных данных и геофизических наблюдений.

В ортодоксальные идеи магматистов внедряются факты, свидетельствующие о длительности эволюции гранитоидных массивов, не обязательно являющихся продуктами кристаллизации единого акта внедрения расплавленной магмы. Во весь голос заявляют о себе метасоматические процессы.

Основной причиной несогласий геологов, а частью и неверных их построений является то, что истинная последовательность процессов, зафиксированных в породах, часто остается невыясненной. Именно с этих позиций важно геологам приблизиться к восприятию методов абсолютного возраста и всего того, что современная физика позволяет понять в эволюции вещества земной коры.

Более однозначные, чем сейчас, мнения были бы достигнуты в отношении генезиса щелочных пород, гранитов и связи оруденения с конкретными интрузиями, а также в части более правильного понимания геологической истории развития отдельных регионов, если бы однозначно была доказана последовательность во времени и пространстве той сложной гаммы процессов и перемещений, которые испытывает вещество магматических образований за длительный период своего существования. В этом отношении существенную помощь может оказать одно из направлений изотопной геологии, а именно изучение абсолютного возраста.

Понятие «абсолютный возраст» не всегда означает, что вычисленный возраст есть возраст минерала. За время своего существования, исчисляемого миллиардами лет, порода может подвергнуться воздействиям, которые поведут к искажению истинных соотношений между материнским веществом и продуктами его распада.

Такие изменения соотношений возможны и для урано-свинцового и для калий-аргонового методов; менее изученной эта сторона дела остается для рубидиево-стронциевого метода.

При систематических и сопряженных с петрографическими работами геохронологических исследованиях и при комбинировании методов эти нарушения могут быть обнаружены и учтены для другой цели — выяснения времени и характера метаморфизма, претерпеваемого породой.

Надо также учесть, что любой радиологический метод определяет возраст какого-либо минерала, но порода может быть сложена и не одновременно образовавшимися минералами.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ОТДЕЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР

В этом разделе по необходимости кратко дается характеристика последовательности образования разновозрастных ассоциаций изверженных пород в некоторых складчатых областях СССР.

Магматизм таких районов, как Кавказ, частью Алтай, Киргизия, Малый Хинган и др., изучался мной лично, но значительная часть излагаемых материалов заимствована из литературных источников, в том числе и из материалов, публикуемых в настоящем сборнике [1].

Следует отметить, что детальность изучения магматизма во времени и пространстве для отдельных областей СССР неравноценна. Вследствие этого некоторые итоги такого сравнительного сопоставления истории магматизма отдельных регионов скорее могут рассматриваться как предварительная попытка вскрыть общие черты развития магматизма складчатых областей и наметить некоторые пути для решения части петрогенетических вопросов.

Магматизм Кавказа

Складчатая область Большого Кавказа характеризуется чрезвычайной сложностью развития магматизма с начала палеозоя до четвертичного времени.

В области Северного Кавказа, в различных его структурно-геологических зонах, развиты разновозрастные и разнофациальные ассоциации изверженных пород. Магматические образования Северного Кавказа существенно представлены палеозойскими комплексами, но наряду с последними в различных структурных зонах Северного Кавказа в разных масштабах развиты мезозойские и кайнозойские изверженные породы.

Наоборот, в Закавказье существенным развитием пользуются мезозойско-кайнозойские ассоциации изверженных пород. В Грузии кристаллические породы (каледониды и герциниды) образуют отдельные массивы — Дзирульский, Локский, Храмский, а в Армении заведомо палеозойские породы развиты лишь на небольшой площади в ее центральной части.

Современное состояние изученности магматизма Большого Кавказа показывает, что при движении с севера на юг — от Северо-Кавказского региона, пограничного с Русской платформой, через Грузию к Армении — мы переходим в области с убывающим значением сохранившихся магматических пород палеозоя.

Возрастные данные по магматическим комплексам Грузии, Армении, Азербайджана и Северного Кавказа уже сейчас позволяют наметить два крупных собственно геосинклинальных этапа развития Большого Кавказа. Каждый из них в последующие геологические эпохи сопровождается магматизмом иного типа.

---

[1] См. примечание на с. 6.— *Прим. ред.*

Первый этап геосинклинального развития (кембро-силурийский) Кавказской складчатой области характеризуется образованием *офиолитовой* формации, завершающейся интрузиями плагиогранитов и натриевых гранитов. Этот этап отвечает развитию каледонской геосинклинали, формации которой сохранились преимущественно на месте современного Северного Кавказа.

В верхнепалеозойское время — карбон, пермь — в тех же структурах формируется сложный гранодиорито-гранитный комплекс магматических и метасоматических образований, отвечающий герцинскому этапу. Для магматических и метасоматических образований этого типа характерен существенно калиевый (по сравнению с натрием) тип пород. В целом весь этот законченный цикл развития захватывает около 170 млн. лет (интервал 350—180 млн. лет геохронологической шкалы). В Грузии и Армении каледониды (в абсолютном летоисчислении) и герциниды образуют небольшие остаточные срединные массивы.

В Закавказье в юрское—нижнемеловое время формируется более молодая геосинклиналь. В результате ее развития образуется молодой офиолитовый комплекс (Аллаверды, Севан и др.), также сопровождаемый плагиогранитными интрузиями. С верхнего мела до третичного периода включительно формируются относительно богатые калием интрузии (Гехаротская, Шнохская и др.), завершающиеся образованием в третичное время щелочных гранитоидов и собственно щелочных пород (памбакского типа).

Время этого цикла развития охватывает период, оцениваемый в 150 млн. лет. В пределах древней геосинклинальной области Северного Кавказа существуют магматические проявления, являющиеся отголоском магматических процессов, сопровождавших формирование геосинклинали в Закавказье в мезокайнозое. Это интрузии Тырныауза, лакколиты Пятигорья и более ранние меловые интрузии и порфиры р. Черек, а также кайнозойские субщелочные габброиды Северо-Западного Кавказа.

Северный Тянь-Шань

Петрографы Киргизии Д. Н. Елютин, В. И. Кнауф, А. А. Конюк, И. В. Носырев, К. Д. Помазков [14] выделяют три крупных этапа магматизма в Северном Тянь-Шане — докембрийский, каледонский и герцинский.

В течение докембрийского этапа образовались три интрузивных комплекса, среди которых преобладали породы основного ряда — габбро-диориты, амфиболиты и гранитоиды плагиогранитового состава. Для некоторых протерозойских гранитоидов А. Я. Крыловым и другими К-Ar методом определен абсолютный возраст (по породе), оказавшийся равным 465—515 млн. лет.

Каледонский этап, начинающийся с внедрения габброидов и диоритов, продолжающийся интрузиями гранодиоритов и гранитов, заканчивается аляскитовыми гранитами. Абсолютный возраст гранодиоритов и гранитов выражается цифрами 330—350 млн. лет, а возраст аляскитовых гранитов — 310—320 млн. лет.

Герцинский этап представлен сиенитами (гигантозернистыми) с возрастом 270 млн. лет и аляскитовыми гранитами и граносиенитами с возрастом 240—250 млн. лет.

В мезокайнозое в пределах Северного Тянь-Шаня формировались субщелочные базиты и базальтоиды.

В общих чертах приведенная картина, и в частности формирование в кайнозое субщелочных и щелочных базитов, достаточно сходна с картиной развития магматизма на Кавказе. Следует только сказать, что, к сожалению, чрезвычайно интересный магматизм Средней Азии, и в частности Северного Тянь-Шаня, изучен еще недостаточно детально.

Урал

Уральская складчатая область расположена между Русской и Сибирской платформами. История магматизма Урала еще не разработана с необходимой детальностью.

По данным В. М. Сергиевского, древнейшие магматические образования Урала — габбро, граниты, мигматиты — относятся к кристаллическому фундаменту и их возраст — низы протерозоя—архей. Изучение абсолютного возраста уральских пород показало, что из определенных к настоящему времени наиболее древними являются породы тараташской свиты и рапакиви Бердяушского массива. Возраст рапакиви по данным K-Ar метода 990 млн. лет, возраст Шагирского массива — 1130 млн. лет [23]. В конце протерозоя начинается развитие нового интрузивного цикла, в начальной стадии представленного интрузиями габбро в ассоциации с плагиогранитами. В среднем и частью верхнем кембрии широкое развитие приобретают батолитовые интрузии калиевых гранитоидов, сопровождавшиеся малыми интрузиями калиевых гранитов.

В конце ордовика и в силуре на Урале, по данным В. М. Сергиевского, развивается типичная геосинклинальная серия пород в эффузивной фации, представленная спилито-диабазо-кератофировой серией, а в интрузивной — интрузиями гипербазитов, габбро-диоритов, плагиогранитов. Завершается она в девоне субвулканическими интрузиями среднего состава. По данным Л. Н. Овчинникова и А. С. Шура, абсолютный возраст гранитоидов среднепалеозойского этапа на Урале колеблется от 340 до 360 млн. лет. Этому этапу обязаны своим формированием массивы Тагильский, Кушвинский, Покровский, Калдинский, Магнитогорский.

К верхнепалеозойскому этапу (герциниды), по данным В. М. Сергиевского, относится формирование многофазных гранитоидных интрузий, завершающееся в перми внедрением послебатолитовых интрузий и даек гранитоидов. Интрузии этого этапа — Верх-Исетская, Мурзино-Алабашская, Ильменогорская, по данным абсолютного возраста, внедрились в диапазоне 270—230 млн. лет.

Наиболее молодые магматические проявления на Урале, по данным определения абсолютного возраста, представлены липаритами Кушмурунского буроугольного месторождения (160 млн. лет) и базальтовой туфобрекчией Елкино с возрастом 167 млн. лет.

Полуостров Таймыр

Полуостров Таймыр — далекая северная окраина Советского Союза — только в последние десятилетия подвергся систематическому геологическому изучению. Естественно, что петрография этой труднодоступной суровой стороны изучена еще недостаточно.

Обобщения по магматизму Таймыра сделаны М. Г. Равичем и А. М. Даминовой, давшими различные схемы возрастного расчленения магматических формаций Таймыра.

М. Г. Равич, выделяя четыре тектоно-магматических цикла, доказывает, что начавшиеся еще в нижнем протерозое магматические процессы дали до среднего палеозоя включительно ряд эффузивных и интрузивных формаций основных пород в каждом цикле, завершавшихся гранитоидами.

В верхнем палеозое происходит образование траповой формации. Магматизм полуострова Таймыр завершается, по М. Г. Равичу, образованием в раннем мезозое формации интрузий субщелочных и щелочных пород.

А. М. Даминова дает сходную картину расчленения магматизма Таймыра на отдельные этапы, но доказывает их иной геологический возраст, не совпадающий с данными М. Г. Равича. Ранний этап магматизма, по А. М. Даминовой, начался в верхнем протерозое образованием диабаз-кератофировой вулканогенной формации и продолжался в кембрии образованием габброидных интрузий и вулканогенной формации с участием спилитов. Завершается ранний этап в среднем кембрии интрузиями катаклазированных гранитоидов.

Средний этап (девон—пермь) характеризуется внедрением интрузий порфировидных гранитов (девон) и верхнекаменноугольных двуслюдяных гранитов. Последние, по определению К-Ar методом, имеют возраст 220—250 млн. лет.

Поздний этап захватывает пермь и нижнюю юру. В это время образуется трапповая формация (базальты, силлы долеритов и т. д., сопровождаемые небольшими интрузиями кварцевых сиенитов и нефелиновых сиенитов). В доверхнеюрское время магматизм Таймыра завершается образованием малых интрузий сиенитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Схема развития магматизма Таймыра и образующиеся во время отдельных этапов ассоциации пород обладают особенностями, характерными для магматизма и других складчатых областей. В этом отношении схемы М. Г. Равича и А. М. Даминовой сходны. Различные представления авторов о геологическом возрасте отдельных магматических формаций — следствие еще недостаточной изученности геологии Таймыра.

Многие черты магматизма Таймыра более сходны с магматизмом субширотной складчатой области Кавказа, чем с магматизмом субмеридионального Урала.

Северо-Восток Якутии

По данным И. С. Рожкова, И. Я. Некрасова [22], Северо-Восток Якутии состоит из двух крупных тектонических структур — Колымского срединного массива и Яно-Колымской складчатой зоны.

В области срединного массива авторами выделяется докембрийская ассоциация горных пород: спилиты и туфы, преобразованные в амфиболиты и интрузии серпентинизированных дунитов, габбро и редко пироксенитов. Известны также гранито-гнейсы и гнейсо-сиениты.

В верхнем палеозое (верхний карбон—нижняя пермь) авторы описывают комплекс андезитов, базальтов, порфиритов и интрузии пироксени-

тов, габбро, монцонитов, сиенитов. Абсолютный возраст этого комплекса по данным K-Ar метода 200—220 млн. лет.

Мезозойский магматизм в области Колымского срединного массива, с одной стороны, и в области Яно-Колымской складчатой зоны — с другой, резко различен. В области срединного массива основной формой проявления магматизма является вулканическая деятельность. Вулканизм триаса и нижней—средней юры преимущественно представлен основными породами (андезиты, андезито-базальты). Вулканизм верхней юры—нижнего мела, а также верхнего мела и, вероятно, палеогена представлен преимущественно кислыми лавами (липариты, липарито-дациты, дациты).

Эффузивная деятельность сопровождалась внедрением гипабиссальных и субвулканических интрузий небольших размеров. Выделяются три комплекса интрузий:

1) диориты и кварцевые диориты завершают формирование осадочно-вулканогенной толщи нижне-среднеюрского времени;

2) габбро-диабазы, диориты и гранодиорит-порфиры, синхронные верхнеюрским нижнемеловым эффузивам;

3) дайки и некки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и сиенитов тесно связаны с эффузивами верхнего мела—палеогена.

В области Яно-Колымской складчатой зоны наиболее ранние магматические проявления мезозоя относятся к верхней юре—нижнему мелу и представлены андезитами, дацитами и сопутствующими штоками и дайками гранит-порфиров, кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов, монцонитов.

Этот ранний магматический комплекс повсеместно прорван и метаморфизован нижнемеловыми гранитоидами, слагающими крупные (до 2000 км^2) батолитоподобные массивы. Образование этих гранитоидов происходило в три фазы: а) диориты, гранодиориты; б) биотитовые граниты; в) аляскиты, лейкократовые граниты. Для гранодиоритов и диоритов первой фазы характерны дайки диоритовых порфиритов. Гранитам и аляскитам двух последних фаз свойственны аплиты и редко пегматиты. Интрузии верхнего мела формировались в условиях значительно консолидированной складчатой зоны и характеризуются небольшими размерами и штоко- или дайкообразной формой.

Горный Алтай, Борщовочный кряж, Малый Хинган

В отношении этих районов ограничусь кратким изложением сравнительного сопоставления магматических, преимущественно палеозойских комплексов, проведенного мной еще в работе 1949 г. Отмечу лишь в дополнение к излагаемым кратким выводам, что после 1949 г. был подтвержден верхнепалеозойский возраст гранитов Атуургола (Горный Алтай): Н. И. Полевой определен для них K-Ar методом абсолютный возраст, равный 250 млн. лет.

Горный Алтай. В пределах Курайского хребта и междуречья Башкаус—Чулышман выделяются три структурные зоны, в каждой из которых развиты особые ассоциации интрузивных пород.

В пределах зоны северных склонов Курайского хребта развита ассоциация кристаллических сланцев, глубоко измененная процессами натриевого метасоматоза, с превращением их в альбит-олигоклазовые гнейсы

и амфиболиты. Кристаллические сланцы интрудируются пластовыми телами ультраосновных пород, диоритов и тоналитов. На заключительной стадии формирования комплекса внедряются мелкие тела натриевых гранитов и жильных гранит-порфиров, для которых при гранитном составе характерно малое содержание калия, что проявляется почти в полном отсутствии калиевого полевого шпата.

Для кислых интрузий комплекса и для вмещающих пород, подвергнутых процессу натриевого метасоматоза, связанного с этими интрузиями, характерно развитие специфической роговой обманки и натриевого плагиоклаза (для ранних стадий вследствие альбитизации). В пределах центральной структурной зоны, где не происходило внедрения кислых членов комплекса, обусловливающих метасоматическое изменение интрудированных пород, развиты лишь основные члены комплекса. Примером такой ассоциации является тельденовская серия пород, представленная спилито-диабазовой с кератофирами формацией, интрудированной ультраосновными породами (серпентиниты, пироксениты и др.) и габбро-диоритами. Для эффузивных членов этого комплекса также характерны натриевый тип пород и обогащение их титаном.

Возраст интрузий комплекса, прорывающих спилито-диабазовую формацию нижнего кембрия, не моложе среднего палеозоя.

Как наиболее древние породы (каледонские), интрузии этого комплекса развиты и в третьей структурной зоне — каракемской, где гнейсированные тоналиты и диориты слагают субстрат, в который внедрились интрузии следующего цикла.

Каракемский комплекс представлен интрузиями гранодиоритов, подвергающихся последующей микроклинизации, лейкократовых гранодиоритов с оторочкой диоритов и интрузиями светлых мусковитовых, существенно микроклиновых гранитов (аляскиты).

Химизм гранитоидов этого комплекса, а также особенности оптики отдельных минералов оказываются резко отличными от соответствующих данных для курайской серии пород и сходными с таковыми же данными для верхнепалеозойских интрузий других областей.

Центральная структурная зона, сложенная в основном палеозойской толщей эффузивов и сланцев, отделена разрывами северо-западного простирания от зоны Курайского хребта и каракемской зоны. Вдоль разрыва, отделяющего центральную зону от зоны Курайского хребта, обнажаются изолированные гранитные интрузии, имеющие куполообразную форму.

Совокупность структурных признаков, соотношений гранитов с вмещающими породами, сохранение реликтовых минералов, указывающее на быстроту кристаллизации магмы, говорят о сравнительно гипабиссальных условиях кристаллизации этих интрузий.

Возраст интрузий этого типа послесреднедевонский, но не моложе верхов палеозоя.

Восточное Забайкалье. На основании детальных петрографических работ в нижнем течении рек Онон и Унда интрузивный магматизм изученной части Восточного Забайкалья выглядит следующим образом.

Наиболее древними магматическими образованиями являются гнейсированные породы серии, представленной амфиболитами, серпентинитами, плагиогранито-гнейсами и лейкократовыми альбитовыми гранито-гнейсами типа натриевых аляскитов. Помимо натриевого облика кислых чле-

нов этой серии, для нее характерно обильное развитие минералов эпидот-цоизитовой группы и отсутствие калиевого полевого шпата. Возраст интрузий этого комплекса определяется условно как докембрийский или нижнепалеозойский. Площади развития этого комплекса обычно отделены разрывами от структур, в которых развиты серии изверженных пород другого типа.

Ю. П. Деньгин [12, 13] выделяет среднепалеозойскую спилито-кератофировую формацию и ингодинский комплекс основных интрузий.

Следующий по возрасту интрузивный комплекс, по нашим данным, *представлен интрузиями амфибол-биотитовых равномернозернистых гранодиоритов с оторочкой в ряде участков приконтактовой зоны из диоритов. Комплекс слагает крупные площади в обособленной структурной зоне.*

К более поздним стадиям формирования этого комплекса относится внедрение меньших по объему интрузий лейкократовых гранодиоритов монцонитовой структуры, с малым содержанием калиевого полевого шпата. Гранодиориты ранней стадии секутся жилами спессартитов. Последней стадии формирования отвечают мелкие тела и жилы аляскитовых *гранитов с щелочным плагиоклазом и с повышенным содержанием* калиевого полевого шпата по сравнению с гранодиоритами ранней стадии. Этот этап интрузивной деятельности, видимо, отвечает формированию ассинского комплекса умеренно кислых гранитоидов среднего карбона по Ю. П. Деньгину. Более позднему этапу отвечает формирование сложных многофазных интрузий микроклиновых, часто порфировидных гранитов даурского комплекса. Возраст их по биотиту 220—235 млн. лет. Аляскиты, с ними связанные, имеют возраст 190 млн. лет.

В пределах поднятой зоны Борщовочного кряжа, отделенной разрывами от охарактеризованных комплексов, развита сложная серия пород, которая может быть расчленена следующим образом.

Породы, слагающие структуру и вмещающие последующие интрузии, представлены в сильнейшей степени катаклазированными и гнейсированными разностями. Среди них весьма существенную роль играют диориты и гранодиориты, аналогичные, по сохранившимся реликтам специфичных минералов, породам интрузии первой стадии формирования среднепалеозойского комплекса и меньше — породам эффузивно-сланцевой свиты, превращенным в кристаллические сланцы.

Породы указанного состава были подвергнуты интенсивному катаклазу до превращения в милониты, после того в той или иной мере они были гранитизированы с метасоматическим преобразованием их в порфировидные гранодиориты и граниты. Вмещающие породы, подвергнутые калиевому метасоматозу, были интрудированы малослюдистыми калиевыми гранитами. Последние сопровождались жильной серией существенно альбитовых гранитов и пегматоидных тел.

К важнейшим особенностям состава и структуры пород этой серии может быть отнесено метасоматическое развитие калиевого полевого шпата с постоянными константами, отличными от констант кали-натриевого полевого шпата других интрузий. Интрузии этого типа, внедряясь в ранее мигматизированные и гранитизированные породы, не сопровождаются базифицированными (диорит, монцонит и др.) оторочками. Установление времени формирования порфиробластового кали-натриевого полевого шпата Борщовочного кряжа требует специальных исследований.

Малый Хинган. Среди интрузивных пород района Малого Хингана могут быть выделены два территориально обособленных комплекса пород.

1. Амурский интрузивный комплекс представлен серией пород: габбро-амфиболиты, змеевики, тоналитовые гнейсы, лейкократовые плагиоклазовые гранито-гнейсы. Вмещающими породами этого комплекса являются слюдистые сланцы, амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Для кристаллических сланцев, вмещающих кислые интрузивные члены серии, характерно развитие минералов эпидотовой группы и наложение процессов натриевого метасоматоза, что вело к превращению сланцев в существенно альбитовые породы со специфической роговой обманкой. Более ранние члены комплекса (габбро-амфиболиты) в разной степени захвачены метасоматическим воздействием кислых интрузий — источника богатых натрием производных. Возраст интрузий амурского комплекса условно нижнепалеозойский.

В тех участках развития древней серии пород, где происходит внедрение интрузий более молодого комплекса, амфиболиты кровли преобразовываются в микроклиновые порфировидные гранодиоритовые гнейсы.

2. Биробиджанский интрузивный комплекс представлен серией пород: диориты, порфировидные гранодиориты, порфировидные граниты, а также обособленными мелкими телами лейкократовых гранитов с диоритовыми оторочками. Наиболее поздними членами комплекса являются аляскитовые граниты и обильные пегматитовые жилы.

Для комплекса в целом характерна подавляющая (по площади развития) роль гранитных пород и главным образом порфировидных их разностей. При формировании порфировидных гранитов имел место процесс микроклинизации ранних интрузивных фаз и частью вмещающих пород, подобный описанному для кавказских гранитоидов.

Всем породам комплекса свойственно наличие калиевого полевого шпата, представленного в порфировидных разностях типичным микроклином, *а в мелких телах — сателлитах — разновидностью, по оптическим* свойствам близкой к анортоклазам. С интрузиями лейкократовых гранитов комплекса связан интенсивный контактовый метаморфизм вмещающих сланцев с образованием андалузитовых, силлиманитовых и турмалиновых разностей.

По возрасту интрузии комплекса относятся к верхнепалеозойским.

Помимо этих двух главных серий изверженных пород, в том же районе встречаются мелкие обособленные тела сиенитов с анортоклазовым полевым шпатом и турмалиновых гранитов. Они могут быть сателлитами интрузий биробиджанского комплекса, что, по некоторым косвенным соображениям, более вероятно, но могут быть и членами другого, более молодого интрузивного комплекса.

Специфические черты кайнозойского магматизма длительно развивающихся складчатых областей

Существенно обратить внимание на особенности третичного магматизма Кавказа и Прибайкалья, имеющие, вероятно, и более широкое значение.

Относительно детальное изучение истории магматизма Северного Кавказа показывает, что в пределах сложного горного сооружения Главного Кавказского хребта, в строении которого участвуют среднепалеозойские

комплексы натриевых гранитоидов, комплексы существенно калиевых гранитоидов верхнего палеозоя и гранитоиды мела, в начале третичного периода вновь возобновляются магматические процессы, продолжающиеся с перерывами до четвертичного времени.

Третичный магматизм Северного Кавказа начинается с внедрения экструзивных субщелочных габброидов, среди которых встречаются породы, петрографически близкие к заслужившим такие специальные названия, как «кринаниты», «тешениты» и др. Дальнейшее развитие магматизма проявилось в формировании эффузивов и экструзий трахитового и бостонитового состава. В приподнятых блоках Северного Кавказа обнажаются третичные гранитные интрузии, в формировании которых отмечен этап калиевого метасоматоза, близкий во времени к внедрению экструзий трахитового и бостонитового состава. Интрузивная деятельность третичного времени завершается гипабиссальными интрузиями субщелочных граносиенитов (лакколиты Минеральных Вод). В конце третичного времени, на границе с четвертичным, начинается новый этап магматизма, представленный серией лав, игнимбритов и экструзивных образований липаритового, дацитового и андезитового состава. К этим же новейшим вулканическим породам относятся лавы Эльбруса.

И. В. Белов [10] для Прибайкалья выделяет сложную серию мезокайнозойских формаций, образовавшихся в пределах области завершенной складчатости (палеозойской). Особый интерес представляет выделенная этим автором трахибазальтовая формация. Начало ее формирования относится к послеверхнемеловому возрасту. Субвулканическая фация этой формации представлена лимбургитами, трахидолеритами, кринанитами, тешенитами, камптонитами и другими аналогичными основными породами с щелочной тенденцией. Помимо общности геологических условий и близости возраста, трахибазальтовая формация Прибайкалья весьма сходна и по химизму с экструзиями субщелочных основных пород Северного Кавказа.

Пример третичных пород островов Мал, Скай (Шотландия), описанных Тиррелем и другими, наряду с приведенными примерами по Кавказу и Прибайкалью позволяет считать характерной чертой третичного магматизма многих районов мира развитие специфической серии основных пород с тенденцией к повышенной щелочности.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ РАССМОТРЕНИЯ МАГМАТИЗМА ОТДЕЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР

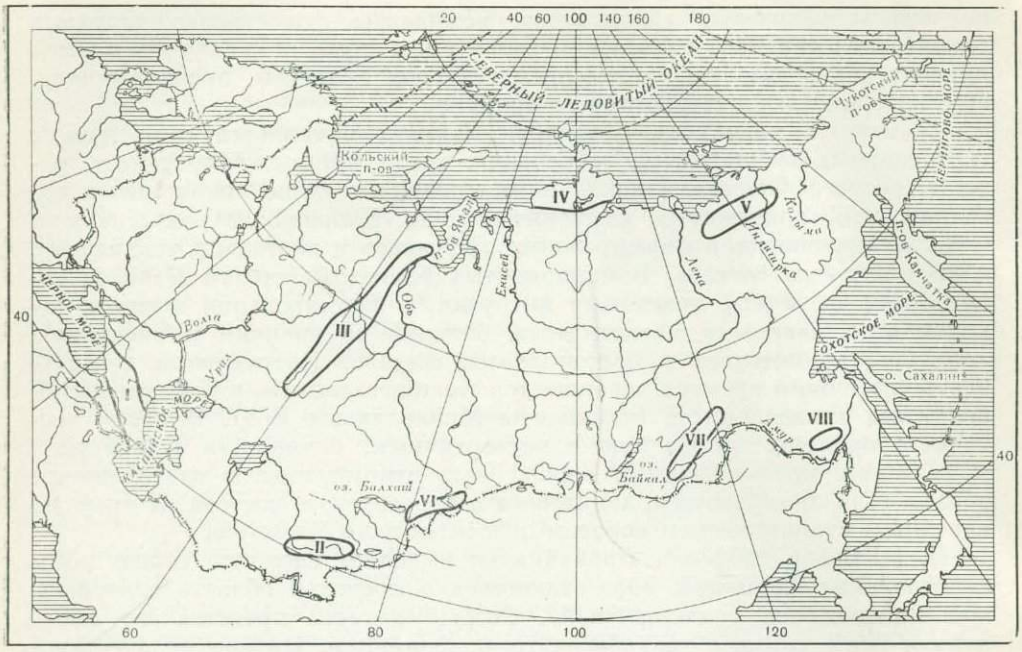
Обзор работ, посвященных магматизму отдельных складчатых областей СССР, а также личные исследования по Кавказу, Алтаю, Забайкалью и Малому Хингану (фиг. 1) позволяют сделать некоторые предварительные выводы об общих особенностях эволюции магматизма складчатых областей СССР.

О характерных ассоциациях горных пород

Для рассмотренных областей намечаются следующие этапы развития магматизма.

1. Собственно геосинклинальный. Этому этапу отвечает формирование ассоциации основных и кислых пород, существенно натриевых по соста-

3750



Фиг. 1. Схема размещения разновозрастных магматических комплексов некоторых складчатых областей СССР

I — Кавказ; периодическое возникновение магматизма, выявленное геологическими и радиологическими методами от Pz_1 до Kz (от 400 млн. до 1 млн. лет); II — Северный Тянь-Шань; то же по геологическим, частью радиологическим данным от Pt до Kz (от 518 млн. до 80 млн. лет); III — Урал; то же по геологическим и радиологическим данным от A до T (от 1100 млн. до 160 млн. лет); IV — Таймыр; то же по геологическим данным от Pt до Mz_2; V — Северо-Восток Якутии; то же по геологическим данным от Pt до Kz; VI — Горный Алтай; то же по геологическим данным от Pz до Pz_3; VII — Восточное Забайкалье; то же по геологическим данным от Pz_1 до Mz; VIII — Малый Хинган; то же по геологическим данным от Pz_1 до Mz

ву, проявляющихся и в эффузивной и в интрузивной фациях. В эффузивной фации развивается вулканизм с характерными чертами офиолитовой формации — спилиты, диабазы, натриевые кератофиры. В интрузивной фации эта ассоциация включает габбро-амфиболиты, ультрабазиты, плагиогранодиориты (тоналиты), спессартиты, плагиограниты, натриевые аляскиты. Формирование интрузивной серии завершается внедрением малых интрузий натриевых сиенитов и альбититов. Происхождение такой ассоциации изверженных пород связано с развитием геосинклинальных прогибов и с эволюцией магматических очагов глубинных частей земной коры в пределах, вероятно, «перидотитовой» ее оболочки. С этой ассоциацией связан специфический концентр полезных ископаемых.

2. Эпигеосинклинальный этап развития магматизма характеризуется менее глубокими прогибаниями и формированием магматических очагов в пределах сиалической оболочки земной коры. Этому этапу отвечает формирование ассоциации, состоящей в интрузивной фации из грано-

диоритов и гранитов существенно калиевого состава. Более основные члены — габбро-диориты и диориты — образуются в результате локальных процессов контаминации гранитной магмы материалом ассимилируемых пород. Эффузивная серия этого этапа характеризуется значительным развитием кислых эффузивов (липаритов, дацитов), количественно все же подчиненных излияниям андезитов и андезито-базальтов. Периодичность возобновления магматических комплексов, включая металлогенические их особенности, свидетельствует о палингенном возникновении соответствующих магматических очагов за счет локального анатексиса сиалической оболочки. Образование интрузивной серии завершается внедрением малых интрузий граносиенитового состава.

Пример эволюции кайнозойского магматизма Кавказа и других районов свидетельствует о сопряженности эффузивных и интрузивных формаций, являющихся производными общего магматического источника.

Развитие интрузивного магматизма, как палеозойского, так и мезокайнозойского, включает этап щелочного метасоматоза — натриевого для геосинклинальных и калиевого для эпигеосинклинальных комплексов.

Натриевый метасоматоз в условиях глубинного формирования поздних гранитоидных интрузий собственно геосинклинального развития магматизма приводит к образованию метасоматических альбитовых гранитогнейсов, частью порфиробластового сложения. С такими же глубинными условиями формирования интрузивных комплексов связаны процессы микроклинизации, характерные как для верхнепалеозойских массивов Кавказа и ряда других районов, так и для интрузий кайнозойского возраста (граниты Тырныауза — Кавказ).

Значение метасоматических процессов как определенной стадии в эволюции магматизма отдельных этапов развития складчатой области еще мало учитывается при разрешении некоторых проблем петрогенезиса. В частности, пример изучения магматизма Кавказа и Киргизии показывает, что образование таких специфичных по составу пород, как сиенит-диориты, некоторые сиениты, существенно связано с наложением процессов щелочного метасоматоза на ранее сформированные массивы основного состава.

Один из существенных вопросов магматической геологии — положение лампрофировой жильной серии в ходе формирования интрузивных комплексов на кавказском материале получает новое освещение.

В процессе эволюции магматических комплексов собственно геосинклинального типа, включающих ультрабазиты как обязательный член, жильная меланократовая серия (в частности, спессартиты) образует отдельный этап формирования таких комплексов, следующий за внедрением плагиогранитовой (тоналитовой) магмы, но до внедрения кислых дифференциатов — аляскитов, пегматитов и аплитов.

Амфиболовые жильные породы, как показывает изучение кавказского материала, значительно менее податливы динамометаморфическим и метасоматическим изменениям, чем вмещающие их кварц-полевошпатовые гранитные породы.

Такая различная способность пород различного состава к динамометаморфическим и метасоматическим изменениям и сложность эволюции гранитов могут привести в отдельных случаях к ошибочным заключениям о последовательности образования различных жильных пород, отмечавшихся в том или ином массиве.

В частности, наличие даек «диабазов», секущих дарьяльские граниты и вмещающие их сланцы, до последнего времени позволяло многим исследователям Кавказа считать граниты докембрийскими, сланцы — юрскими и диабазы — послеюрскими. Детальное изучение этих пород по р. Терек и в других местах, сопровождаемое определениями абсолютного возраста, позволило прийти к новым выводам. Дайки диабаза представляют жильные спессартиты, внедрившиеся в интрузии плагиогранитов и во вмещающие их сланцы до внедрения плагиоаляскитов и плагиоаплитов.

Позднее катаклазированные интрузии плагиогранитов Дарьяльского ущелья были подвергнуты микроклинизации. Дайки «диабазов» — спессартитов — оказались слабо затронутыми наложенными процессами динамометаморфизма и метасоматоза. В силу этого, несмотря на свой более древний возраст, они кажутся секущими по отношению к микроклинизированным порфировидным гранитам Дарьяла.

В данном случае истинные геологические взаимоотношения разновозрастных пород были затушеваны наложенным процессом микроклинизации.

На кавказском материале получены интересные данные и для уточнения представлений о происхождении гранитов.

Изучение особенностей породообразующих минералов (например, особенностей кали-натриевого полевого шпата) и соотношения вкрапленников с основной массой позволяет выявить существенные для понимания *генезиса особенности пород. В частности, породы меловых экструзий* гранитоидов Западного Кавказа на 60—80% объема состоят из кристаллов, образующих гранитный остов породы, в то время как тонкокристаллическая основная масса с участками кислого стекла слагает лишь остальные 40—20%.

Подробное изучение этих пород показывает, что в этом случае длительный глубинный процесс кристаллизации гранитной магмы в связи с возобновившимися дислокациями был прерван, и эта смесь, состоящая на 60—80% из твердой фазы и на 40—20% расплава, была внедрена в толщу глинистых сланцев, имеющих чрезвычайно низкую прочность.

Наличие таких своеобразных пород, иллюстрирующих изменение условий кристаллизации гранитной магмы с образованием кислого вулканического стекла из остаточной жидкости, подтверждает не только самое существование гранитной магмы как силикатного расплава, но и то, что в природе наблюдается сопряженность одновозрастных интрузий, экструзий и магматических образований, связанных общностью источника.

Одновременно полученные данные о метасоматических преобразованиях горных пород в условиях глубинного формирования интрузий достаточно убедительно подтверждают наши прежние выводы [3, 5] о наличии в условиях глубинной фации процессов гранитизации, обусловленных гранитной магмой.

О длительности формирования магматических комплексов складчатых областей

Проведенное изучение показывает, что развитие магматизма Кавказа захватывало отрезок времени, не меньший чем 400 млн. лет. Этот вывод подтвержден широкими исследованиями абсолютного возраста кавказских горных пород в разных лабораториях. Наличие жестких релик-

товых срединных массивов, сложенных породами более древних магматических комплексов среди складчатых сооружений более молодого этапа складкообразования, показывает, что такая складчатая область, как Кавказ, развивается по крайней мере с нижнего палеозоя. Но в течение палеозоя и мезозоя эта область неоднократно испытывала погружения с возникновением собственно геосинклинального режима в нижнем—среднем палеозое, в мезозое и, возможно, в начале третичного времени. Возобновление геосинклинального режима документируется появлением ассоциаций изверженных пород собственно геосинклинального типа, включающих ультрабазитовые интрузии. Поэтому разрешение еще существующих спорных вопросов о возрасте ультраосновных интрузий Кавказа весьма существенно для выяснения истории общегеологического развития Кавказа.

История развития магматизма Урала выявлена в общих чертах для отрезка времени около одного миллиарда лет, с нижнего протерозоя (1000 млн. лет) до триаса (160 млн. лет), по данным исследования абсолютного возраста K-Ar методом. Имеющиеся данные свидетельствуют, что Уральская складчатая область за столь длительный промежуток времени прошла сложное геологическое развитие с возобновлением геосинклинального режима. Для выделения отдельных этапов развития магматизма Урала еще недостаточно данных о расчленении его изверженных пород на закономерные ассоциации — магматические комплексы.

Примерно то же можно сказать и о магматизме Дальнего Востока (Приморье), где, по предварительным данным, выявлено несколько крупных этапов магматизма, захватывающих отрезок времени около 500 млн. лет. Для других районов еще не проведено систематическое изучение абсолютного возраста магматических комплексов.

При сопоставлении имеющихся данных по возрастному положению ассоциаций изверженных пород обращает на себя внимание то обстоятельство, что специфические серии пород различных районов характеризуются и близостью возраста. В частности, ассоциации натриевых пород, сопряженные с интрузиями ультрабазитов и сопровождающиеся специфическим концентром полезных ископаемых, как правило, характерны для каледонских сооружений многих районов СССР и других стран. Батолитовые массивы порфировидных (микроклин которых чаще метасоматического происхождения) гранитов, сопровождаемые серией гранитов и аляскитов и своим концентром полезных ископаемых, характерны для магматизма верхнего палеозоя многих складчатых областей — Кавказ, Алтай, Забайкалье (даурский комплекс), Малый Хинган и другие районы СССР.

Наконец, выше были приведены примеры развития петрографически однотипных, приуроченных к сходным геологическим структурам и близких по возрасту пород трахибазальтовой формации третичного возраста в таких удаленных районах, как Кавказ, Прибайкалье и, вероятно, острова Скай и Мал (Шотландия). Все это свидетельствует о наличии общих закономерностей планетарного масштаба эволюции магматизма складчатых областей земной коры. Учет особенностей развития магматизма, во времени выражающихся в образовании специфических серий пород, включая и собственно щелочные комплексы, позволит правильнее решить проблему провинций магматических пород, таких, например, как Тихоокеанская, Атлантическая и т. д.

Специфические серии пород, выделяемые как особые провинции, встречаются в пределах одной географической области, представляя определенные этапы развития магматизма этой области.

В заключение следует сказать, что изучение развития магматизма во времени и пространстве, как вытекает из настоящего сообщения, один из наиболее обещающих путей для решения многих сложных проблем петрогенезиса и связанного с магматизмом рудообразования, а также серьезное подспорье для решения общегеологических проблем о закономерностях развития земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Петрографическое описание Приамурской части Малого Хингана. М.: Изд-во АН СССР, 1939. (Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол.; Т. 1).
2. *Афанасьев Г. Д.* О стронции в минералах пегматитовых и гидротермальных дериватов каледонских интрузий Западного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1948, т. 12, № 5.
3. *Афанасьев Г. Д.* Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 3.
4. *Афанасьев Г. Д.* Опыт сопоставления интрузивных комплексов из некоторых областей СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 4.
5. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. петрогр., 1950, вып. 69, № 38.
6. *Афанасьев Г. Д.* О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
7. *Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
8. *Афанасьев Г. Д.* О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Ar методом.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6.
9. *Афанасьев Г. Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
10. *Белов И. В.* О фациальном расчленении и химическом составе пород трахибазальтовой формации Саяно-Байкальской горной области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 7.
11. *Билибин Ю. А.* Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4.
12. *Деньгин Ю. П.* Геологическое строение СССР. Нижнепалеозойский магматизм. Забайкалье. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
13. *Деньгин Ю. П.* Геологическое строение СССР. Средне- и верхнепалеозойский магматизм. Забайкалье. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
14. *Елютин Д. Н., Кнауф В. И., Конюк А. А., Носырев И. В., Помазков К. Д.* Провинции интрузивных и метаморфических пород Северного Тянь-Шаня: Докл. на XXI МГК, 1959.
15. *Коптев-Дворников В. С.* Закономерности формирования интрузивных гранитоидов на примере Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4.
16. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Олонецкая диабазовая формация.— Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей, 1888, вып. 19.
17. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Вулканы и лавы Центрального Кавказа.— Изв. СПб. политехн. ин-та, 1913, вып. 20.
18. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* О химическом составе петрографических провинций России.— Изв. Геол. ком., 1923, т. 42, № 2.
19. *Равич М. Г.* Геологическое строение СССР. Нижнепалеозойский магматизм. Таймыр и Северная Земля. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
20. *Равич М. Г.* Геологическое строение СССР. Докембрийский магматизм. Таймыр. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
21. *Равич М. Г.* Геологическое строение СССР. Мезозойский и кайнозойский магматизм. Таймыр. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
22. *Рожков И. С., Некрасов И. Я.* Особенности магматизма в северо-восточной части Якутии.— В кн.: Докл. сов. геологов к XXI сессии Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

23. *Сергиевский В. М.* Геологическое строение СССР. Нижнепалеозойский магматизм. Урал. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
24. *Сергиевский В. М.* Геологическое строение СССР. Средне- и верхнепалеозойский магматизм. Урал. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
25. *Таррел Дж. Б.* Связь между магматической деятельностью и тектоникой.— В кн.: Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., 1937.
26. *Arribas San M.* Observations pétrologiques sur les roches lamprophyriques de la Costa Brava Catalane (Bagur).— In: XIX Congr. Géol. Inst. al. Sec. VI. Alger, 1952.
27. *Edelman M.* Microcline porphyroblasts with myrmekiterims.— Bull. Commis. géol. Finl., 1949, N 142.
28. *Goldschmidt V. M.* Stammestypen der Eruptivgesteine.— Skr. Norske vidensk. akad. Oslo. I kl., 1922, N 10.
29. *Harker A., Clough C. T.* The tertiary igneous rocks of Skye.— Mem. Géol. Surv. U.K. Glasgow, 1904.
30. *Judd J. W.* In the Gabbros and Basalts of Tertiary age in Scotland and Ireland.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1886, vol. 42.
31. *Kenedy W.* Trends of differentiation in basaltic magma.— Amer. J. Sci., 1933, vol. 25, N 147.
32. *Tilley C.* Some aspects of magmatic evolution.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1950, vol. 106, p. 1.
33. *Raguin E.* Géologie du granite. P., 1957.
34. *Turner F. J., Verhoogen J.* Igneous and metamorphic petrology. N.-Y., 1951.
35. *Tyrrell G. W.* Classification and age of the analcite-bearing igneous rocks of Scotland.— Geol. Mag., 1923, vol. 60, N 6.
36. *Tyrrell G. W.* Distribution of igneous rocks in space and time.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, vol. 66, N 4.

УДК 552.3+551.14 : 553.4

О ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ПО ПРОБЛЕМЕ МАГМАТИЗМА В СВЯЗИ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОБРАЗОВАНИЕМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ [1, 2]

Роль наук о Земле — геологии, петрологии, геохимии, геофизики и других — в наше время, время усиленной эксплуатации «кладовых» земной коры, становится все ответственнее. Чрезвычайно быстро растущие темпы развития промышленности требуют привлечения всевозрастающих количеств энергетических и минерально-сырьевых ресурсов. Вместе с тем считается, что легко обнаруживаемые месторождения полезных ископаемых в преобладающей части, видимо, уже найдены и оценены. Это, однако, не означает, что «кладовые» земной коры вообще иссякли. По сути дела наука еще многого не знает о строении земной коры и о тех законах, которые управляют образованием и размещением ценнейших полезных ископаемых.

В наше время быстрого прогресса советской науки, с ее сказочными достижениями в области познания космического пространства, проникновения в глубочайшие тайники строения вещества, создания методов, способствующих на основе достижений физики изучению глубинных частей планеты (геофизика) и прослеживанию развития отдельных эле-

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 10.
[2] Статья печатается с незначительными сокращениями.— *Прим. ред.*

ментов за геологическое время существования Земли (радиогеология), есть возможность начать наступление в области познания глубинного строения земной коры и происходящих в ней процессов, обусловливающих образование полезных ископаемых.

Но решение этой кардинальной проблемы естествознания возможно лишь при объединенных усилиях геологии с ее исключительно ценным историко-познавательным методом исследования и геофизики, а также геохимии с ее современными методами познания вещества.

Вопросами зарождения расплавленных силикатных масс в земной коре (магмы), формирования из них изверженных горных пород и постмагматических производных занимается обширная ветвь геологии — петрография. В Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ) петрографами выдвинута для разработки на ближайшие годы проблема «Закономерности развития магматизма и их значение для познания глубинного строения земной коры и образования магматогенных полезных ископаемых».

Основными направлениями исследований по данной проблеме являются: а) изучение связи между магматизмом и эндогенной минерализацией с целью разработки научных основ прогнозирования полезных ископаемых; б) вопросы генезиса изверженных горных пород и закономерностей развития магматизма в земной коре в областях с различным геотектоническим строением; в) магматизм и глубинное строение земной коры на основе изучения петрографических формаций и детального исследования вещества, включая физические свойства горных пород, слагающих магматические комплексы; г) радиогеологические исследования горных пород с целью разработки абсолютной геохронологической шкалы и познания специфики вещественного состава горных пород изотопным и другими современными методами, с задачей проследить взаимозависимость между формированием горных пород и производных постмагматических процессов.

Магматизм и метаморфизм — это процессы, имеющие существенное значение с точки зрения задач прикладной геологии и для познания строения земной коры и ее развития. К сожалению, мы пока не в состоянии достаточно полно представить себе характер геологических процессов, протекающих на глубинах в земной коре. Это связано, с одной стороны, с трудоемкостью и технической сложностью экспериментальных исследований, а с другой — с неполной и подчас недостаточной обоснованностью интерпретации геофизических данных. Для выработки общих обоснованных представлений о закономерностях развития магматизма еще совершенно недостаточно изучены естественные ассоциации изверженных горных пород — магматические комплексы, формации, провинции, а также современные активные вулканические аппараты — грандиозная лаборатория высокотемпературных процессов.

По вопросу о глубинном строении земной коры за последнее время мной опубликованы две статьи [11, 14]. В настоящей статье приводятся лишь наиболее существенные данные по этой части проблемы.

Так как за предположениями о составе мантии и о различиях земной коры в области континентов и океанов часто следуют кардинальные геологические и петрологические выводы, необходимо еще раз подчеркнуть важность самого серьезного отношения к интерпретации геофизических данных с позиции геологии и петрографии.

Для обоснованных суждений о составе и мощности земной коры и верхней части подлежащей мантии не хватает прямых фактов. Начатое США бурение экспериментальной скважины на дне Тихого океана близ острова Гваделупы [не решит проблемы] [1].

Мне представляется более целесообразным поставить ряд буровых опорных скважин на континентальных участках, где внутри коры выделяются поверхности раздела, отличающиеся заметным изменением скорости прохождения продольных волн. Такие границы раздела на относительно небольших глубинах (6—7 км) известны на Украинском кристаллическом массиве и Балтийском щите.

Изучение реальных геологических образований в этих зонах перепада скоростей может дать основание для суждений о причинах перепада скоростей упругих волн на этих и на более глубоких горизонтах, включая и поверхность раздела Мохоровичича. Особенно интересны кристаллические породы Балтийского щита, среди которых выявлены древнейшие в Союзе формации возрастом до 3 млрд. лет, а породы эклогитового типа — друзиты, развитые там же, имеют возраст, близкий к 2 млрд. лет. Вместе с тем важно подчеркнуть, что мощность коры здесь до раздела Мохоровичича остается равной 40 км. Такие же величины мощности континентальной коры имеют и районы молодых складчатых сооружений, например Кавказ.

Земная кора, т. е. область активных геологических эндогенных процессов, мозаичная по строению и в основном состоящая из силикатных пород, простирается до глубин не менее 60—70 км (геофизические данные для некоторых горных хребтов). На этом протяжении в глубину в коре вряд ли существует стратификация в горизонтальной плоскости типа «гранитный», «базальтовый» слои, и она не имеет принципиальных различий по вещественному составу как в области континентов, так и в области океанов.

Вместе с тем следует сказать, не входя здесь в более детальное рассмотрение этого вопроса, что в связи с первичным разогревом вещества Земли в раннем докембрии, вероятно, произошла дифференциация этого вещества на верхний, существенно гранитный и нижний, более основной слои. Позднее периодически при прогибаниях земной коры до уровня генерации расплавов возникали очаги анатектической магмы. В зависимости от уровня генерации магм образуются два генетических ряда изверженных пород: первый, связанный с основными, более глубинными и второй — с менее глубинными, собственно гранитными магмами. Процессы магматической дифференциации, контаминации, кристаллизационной дифференциации ведут к дальнейшему формированию разнообразных серий пород. Следовательно, одной из наиболее существенных задач петрографии, разрешение которой тесно связано с познанием строения и развития земной коры, является изучение распространенности во времени и пространстве закономерных ассоциаций изверженных горных пород — комплексов, формаций.

Не останавливаясь на вопросе о петрографических формациях и провинциях, частично затронутом ранее [14], следует признать очевидным значение детального исследования всеми современными методами конкретных магматических формаций и воссоздания истории развития маг-

[1] Здесь и далее в квадратных скобках — вставки редколлегии.

матизма для определенных структурно-тектонических единиц Земли. Сравнительный анализ результатов такого изучения создает необходимую базу реальных фактов для суждения о глубинном строении земной коры и о родоначальных магмах.

Для познания строения земной коры и нижележащей оболочки необходимо изучение ассоциаций изверженных и метаморфических пород, наиболее глубинных по условиям образования или наиболее древних, отвечающих относительно ранней стадии развития земной коры.

Среди таких серий пород особо должны привлечь внимание петрографов серии, включающие интрузии ультраосновных и габброидных пород, а также, что чрезвычайно важно, должны быть изучены во всех деталях сопровождающие [ультрамафиты и мафиты] метаморфические породы — *эклогиты, друзиты и другие аналогичные им образования.*

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СССР

Закономерности развития магматизма

На основе анализа петрологических работ последних лет в статье к XXI сессии Международного геологического конгресса мной подведены предварительные итоги исследования эволюции магматизма ряда складчатых областей СССР [13].

Геологическая история рассмотренных областей сложна. Геосинклинальные режимы состояния земной коры в пределах складчатых областей не один раз сменялись режимами платформенного состояния или промежуточного типа.

Для рассмотренных отдельных областей (Кавказ, Урал, Забайкалье и др.) намечаются следующие этапы развития магматизма.

1. Собственно геосинклинальный, которому отвечает формирование ассоциации основных и кислых пород, существенно натриевых по составу, проявляющихся и в эффузивной и в интрузивной фациях. В эффузивной фации развивается вулканизм офиолитовой формации — спилиты, диабазы, натриевые кератофиры. В интрузивной фации эта ассоциация *включает габбро-амфиболиты, ультрабазиты, плагиогранодиориты (тоналиты)*, спессартиты, плагиограниты, натриевые аляскиты. Формирование интрузивной серии завершается внедрением малых интрузий натриевых *сиенитов и альбититов. Накапливаются данные, свидетельствующие*, что и такая специфическая группа, как щелочные породы, включая и нефелиновые сиениты, геологически связана с заключительной стадией развития магматизма этого типа. С этой ассоциацией связан и специфический концентр полезных ископаемых.

2. Эпигеосинклинальный этап развития магматизма характеризуется менее глубокими прогибаниями и формированием магматических очагов в пределах сиалической оболочки земной коры. Этому этапу отвечает формирование ассоциации, состоящей в интрузивной фации из гранодиоритов и гранитов существенно калиевого состава. Более основные члены — габбро-диориты и диориты — образуются в результате локальных процессов контаминации гранитной магмы материалом ассимилируемых пород. Эффузивная серия этого этапа характеризуется значительным развитием кислых эффузивов (липаритов, дацитов), количественно все

же подчиненных излияниям андезитов и андезито-базальтов. Периодичность возобновления магматических комплексов, включая их металлогенические особенности, свидетельствует о палингенном возникновении соответствующих магматических очагов за счет локального анатексиса сиалической оболочки. Образование интрузивной серии завершается внедрением малых дифференцированных интрузий диоритового и граносиенитового состава, вплоть до собственно щелочных пород, но скорее уже существенно калиевого характера.

Развитие интрузивного магматизма, как древнего, так и мезокайнозойского, сопровождается формированием метасоматических пород, существенно натриевых (альбитизированных) для геосинклинальных и существенно калиевых (микроклинизированных) для эпигеосинклинальных комплексов.

При сопоставлении имеющихся данных по возрастному положению ассоциаций изверженных пород обращает внимание то обстоятельство, что специфические серии пород различных районов повторяются (не будучи тождественными) во времени, а близкие по возрасту — сходны в ряде случаев до деталей.

В частности, ассоциации натриевых пород, сопряженные с интрузиями ультрабазитов и сопровождающиеся специфическим концентром полезных ископаемых, как правило, характерны для каледонских сооружений многих районов СССР и других стран (США, Аппалачи).

Батолитовые массивы порфировидных (макроклин которых чаще метасоматического происхождения) гранитов, сопровождаемые серией гранитов и аляскитов и своим концентром полезных ископаемых, характерны для магматизма верхнего палеозоя многих складчатых областей — Кавказа, Алтая, Забайкалья (даурский комплекс), Малого Хингана и других районов СССР. Из работы Лайона [28] по геологии Нью-Гэмпшира — Вермонта [28] вытекает, что в этой области Аппалачской системы США развита ассоциация пород, характерная для собственно геосинклинальных магматических комплексов, включающих ультрабазиты и плагиограниты. Более поздними являются типичные интрузии микроклиновых гранитов.

Как и на Северном Кавказе, на Атлантическом побережье, по данным Файберна, Харли и других [27], среди интрузий Нью-Гэмпшир (Джорджия) выделяются две группы гранитов на основе определения абсолютного возраста слюд из них: одна — с возрастом, меньшим 400 и большим 300 млн. лет (т. е. каледониды с возрастом около 350 млн. лет), другая — с возрастом, меньшим 300, но большим 250 млн. лет (т. е. герциниды с возрастом около 275 млн. лет).

По мере накопления фактов намечаются общие закономерности планетарного порядка об относительно синхронном формировании специфичных магматических комплексов, со специфичной сопровождающей их минерализацией. Некоторые соображения на этот счет были отражены в моей статье 1950 г. [2].

Повторяющаяся ассоциированность колчеданных залежей со среднепалеозойскими (каледонскими) комплексами эффузивных серий и гранитоидов натриевой ветви, отчетливо выступающая на примере каледонид Севера Европы (Норвегия), Урала, Северного Кавказа, Аппалачской системы США, свидетельствует о более тесной их связи, чем простая территориальная сопряженность. Молодые (мезозойские) комплексы анало-

гичного петрографического типа также сопровождаются колчеданными залежами (в частности, Закавказье). Своеобразный тип карбонатитовых редкоэлементных месторождений связан с ассоциацией ультраосновных и натриевых щелочных пород. Специфична также минерализация радиоактивными элементами, сопровождающая верхнепалеозойские магматические комплексы Средней Европы, Кавказа, Средней Азии. О других чертах сходства будет сказано ниже в связи с вопросом о петрографических и металлогенических эпохах.

Наконец, как мной неоднократно отмечалось в печати, известны примеры развития петрографически однотипных, приуроченных к сходным геологическим структурам и близких по возрасту пород трахибазальтовой формации третичного возраста в таких удаленных районах, как Кавказ, Прибайкалье, Египет и, вероятно, острова Скай и Мал (Шотландия). Комплекс щелочных пород Средиземноморской провинции (включая и лейцитовые породы) петрографически тождествен щелочному комплексу Армении. По Смуликовскому, третичные лавы Нижней Силезии представлены базальтами, базанитами и нефелинитами; по Бентору, кайнозойские гипабиссальные интрузии Северного Израиля представлены нефелинсодержащими породами.

Рассмотрение особенностей магматизма и металлогении верхнего палеозоя и мезокайнозоя разных районов мира свидетельствует о вероятности общих закономерностей эволюции магматизма в земной коре.

Гранитные формации

В. С. Коптев-Дворников с коллективом казахстанской группы петрографов[1] дал обобщение по палеозойским комплексам значительной части Центрального Казахстана; эти материалы вошли также в сводку «Петрография СССР».

Освоение изученного этой группой авторов материала позволило указанному коллективу авторов выступить в печати с теоретическим обобщением по особенностям выделяемой этими авторами отдельной магматической формации [18],

Развивая представления Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, в частности выделившего гранитную формацию, авторы считают целесообразным расчленить эту формацию на две: 1) формацию интрузивов больших глубин, сопровождаемую широко развитыми процессами гранитизации и практически безрудную, и 2) формацию интрузивов малых глубин, сопровождающуюся разнообразными типами месторождений; к последнему типу формаций авторы относят интрузии разной величины (до нескольких тысяч квадратных километров гранитоидов), которые в условиях Центрального Казахстана, Дальнего Востока, Средней Азии и Забайкалья застывали, по их мнению, на глубинах 0,5—2 км.

Последняя, чрезвычайно важная геологическая особенность формирования гранитных интрузий, когда речь идет об интрузиях, занимающих тысячи квадратных километров, как мне представляется, требует специальных доказательств.

---

[1] Имеется в виду группа исследователей, работавших по проблеме гранитов под руководством проф. В. С. Коптева-Дворникова в 1950—60-х годах в ИГЕМ АН СССР.— *Прим. ред.*

Современные вулканические области — потенциальные районы интрузивного магматизма при последующей денудации — должны были быть сложенными в таком случае контактно измененными породами. На этих глубинах скорее возможно образование субвулканических тел и близповерхностных штоков порфирового типа.

Авторы отмечают замечательную закономерность гранитного магматизма, проявляющуюся в большинстве районов мира: гранитные формации образованы последовательным во времени рядом интрузивных пород — гранодиориты — граниты — лейкократовые граниты — аляскиты. Этот ряд образован во второй период тектоно-магматического цикла (например, каледонского, герцинского), когда геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации сменялись эпиконтинентальными и континентальными красноцветными порфировыми формациями дацито-липаритового состава. И эта закономерность, несколько расширенная и уточненная, может быть приложима к магматическим процессам большинства подвижных поясов. Авторы не рассматривают интрузивного магматизма, свойственного геосинклинальным прогибам и представленного ультрабазитами, габброидами и гранитоидами существенно патриевой ветви. Совмещение в пространстве с порфировой формацией, попросту говоря с эффузивной фацией той же гранитной магмы, вряд ли возможно для интрузивов, слагающих большие площади.

Авторы поднимают интересные вопросы о механизме внедрения гранитной магмы — проблеме пространства. Она решается ими, исходя из предположения о сложном взаимодействии сил тектонических процессов и энергии магмы. Гранитный процесс формации малых глубин расчленяется на три фазы с выделением в фазе жильных пород двух этапов.

Свое критическое отношение к проблеме жильных пород лампрофирового характера я отразил в отдельной публикации [8]. Мне думается, что здесь еще недостаточно уточнены соотношения комагматических с гранитными интрузиями основных жильных пород и пород позднего этапа гранитного процесса — лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. Полученные в последнее время данные по абсолютному возрасту гранитов и залегающих в них основных жильных пород подтверждают ранее сделанные мной выводы [8]. Очень существенным и действительно способствующим решению петрографических проблем и проблемы связи рудной минерализации с гранитной магмой является акцентируемое нашими товарищами внимание к изучению в минералах интрузивных, жильных и контактных пород элементов-примесей.

Практика изучения гранитных интрузий Приморья, Забайкалья, Казахстана, Средней Азии, да и Кавказа и других районов, показывает, что обогащенность против кларкового содержания некоторыми рудными элементами пород и минералов, а также наличие иногда концентраций их в акцессорных минералах совершенно четко свидетельствуют, что в благоприятных структурных условиях возможна пространственная сопряженность с интрузиями практически важных концентраций рудных элементов.

Большой материал по распространению ряда элементов-примесей — олова, лития, цинка, свинца, циркония и др.— в породах различных этапов гранитных комплексов и разных возрастов, а также сопоставление этих данных со спецификой рудных образований подтверждают ценность и необходимость петрографо-геохимического изучения изверженных горных

пород, что не раз подчеркивали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и особенно П. И. Лебедев.

В связи с освещением основных результатов деятельности по проблеме одной из наших значительных групп не могу не отметить своего несогласия с категорическим отрицанием авторами так называемой старой схемы Г. Розенбуша о порядке кристаллизации минералов. Нельзя считать типичным явлением для гранитных пород (магматического происхождения) более раннюю кристаллизацию кали-натриевого полевого шпата и кварца по сравнению с биотитом. Такая трактовка последовательности минералообразования при гранитном процессе требует объяснения совершенно четко наблюдаемых под микроскопом примеров обратных соотношений между указанными выше минералами и известными данными о плавкости и температуре кристаллизации различных минералов, в частности выявленными экспериментальными исследованиями Вьяра и Сабатье [31].

Формации основных пород

В области изучения закономерностей развития формаций основных пород преимущественно платформенных областей некоторые итоги работ группы, руководимой А. П. Лебедевым, обобщены в статье к XXI сессии Международного геологического конгресса «Особенности магматических процессов и минерализации в условиях платформ и древних щитов». А. П. Лебедев обращает внимание на то, что магматизм платформ и океанических впадин имеет сходные черты: в обоих случаях наблюдается резкое преобладание пород — производных базальтовой магмы, источник которой — симатическая оболочка. Различия в значительной мере обусловлены, по А. П. Лебедеву, различной глубиной залегания симатической оболочки. В основании платформ обычно развит древний гранито-гнейсовый с кристаллическими и метаморфическими сланцами фундамент. Основные магмы мезозойского и частью третичного (Индия, Декан) возраста образуют трещинные интрузии в породах фундамента и силлы, пластовые интрузии долеритов, диабазов, габброидных слабо дислоцированных пород. Все это свидетельствует о незначительной роли сиалического вещества верхней (гранитной) части земной коры для геологических эпох, во время которых данный сегмент земного шара представлял платформенное сооружение. Это не исключает появления небольших масс кислых дифференциатов на отдельных этапах формирования траппового магматизма платформы.

Появление более кислой толеитовой магмы на древних щитах А. П. Лебедев склонен связывать с глубинной контаминацией базальтовой магмы материалом сиаля, в связи с чем могут появиться и геохимические различия в отношении связанной с платформенным механизмом минерализации.

Магматический тип минерализации, связанный с платформенным магматизмом,— титаномагнетитовое и медно-никелевое оруденение — определялись, по А. П. Лебедеву, спецификой глубинной магмы, подвергавшейся дифференциации в местах становления интрузии. Постмагматическая минерализация (магномагнетитовые месторождения — исландский шпат) обусловлена спецификой магмы и условиями ее кристаллизации в верхнем структурном ярусе.

Формации щелочных пород

Хотя щелочные породы весьма специфичная и значительно реже встречающаяся, чем другие типы, группа пород, однако все яснее выявляются черты единства магматизма как эндогенного процесса, закономерную часть которого составляет развитие щелочных и субщелочных магм и пород. Щелочные породы, разнообразные по составу и ассоциированности с другими изверженными породами, относятся к образованиям широкого возрастного диапазона и возникли в различных геотектонических условиях (платформы, подвижные пояса и др.).

Накопившиеся данные показывают, что щелочной магматизм, вероятнее, представляет закономерное звено общей цепи магматических процессов, образующих вещественное отражение тектоно-магматических циклов в развитии земной коры.

О. А. Воробьева в своем обобщении «Щелочные породы СССР», подготовленном к XXI сессии Международного геологического конгресса, дает краткую характеристику важнейших районов развития щелочного магматизма. Как видно из приведенных ею материалов, щелочной магматизм неоднократно проявляется в пределах одной и той же территории — Урал, Кольский полуостров и многие другие районы.

На Кольском полуострове известны сохранившиеся в кровле девонского возраста остатки пикритовых до фонолитов порфиритов и вместе с тем интрузии центрального типа ийолит-мельтейгитовой серии, ассоциирующиеся с ультраосновными породами с возрастом от 375 до 340 млн. лет, т. е. девонскими по шкале 1960 г. Нефелиновые сиениты заключительного этапа щелочного магматизма интрудировали на границе карбона—перми (260—280 млн. лет). Такая же ассоциированность вулканитов и плутонитов во времени для одной структуры намечается и для щелочного магматизма девона и третичного времени Кавказа (Армения, Северный Кавказ).

Не менее важна намечающаяся близость во времени развития этих специфических формаций изверженных пород для удаленных и тектонически различных областей. Примером могут служить разномасштабные проявления щелочного магматизма девона Кольского полуострова (пикриты, фонолиты в эффузивной фации, ийолит-мельтейгиты в интрузивной) и, по-видимому, девона Северного Кавказа, с его пироксеновыми субщелочными и щелочными порфиритами нижнего девона и граносиенитами верхов среднего девона (абсолютный возраст 340 и 325 млн. лет).

Еще недостаточно изучены в возрастном отношении щелочные породы Тихоокеанского пояса — Приморья, Сахалина, но, будучи мезокайнозойскими, они в известной мере синхронны щелочному магматизму Кавказа (нефелиновые сиениты Армении, тешенито-сиенитовая формация Грузии и субщелочные габброиды и трахиты Северного Кавказа, в том числе титан-авгитовые габброиды массива Чаохи). Следовательно, специфичные проявления магматизма близки во времени для столь удаленных структур, как Тихоокеанский пояс и Средиземноморская зона.

О. А. Воробьева в своем обобщении подчеркнула идею о двух генетических сериях изверженных пород щелочной магмы:

1) ассоциации щелочных пород преимущественно платформенного типа, характеризующиеся общностью происхождения с предшествовавшими ультраосновными интрузиями;

2) ассоциации щелочных пород, возникшие в связи с прогрессивным увеличением щелочности при эволюции гранитных очагов в тектонически активных зонах (областях складчатости).

Геосинклинальная серия изверженных пород различных возрастов, как показывает пример некоторых районов, несомненно, завершалась ассоциациями щелочных пород и связанными с ними процессами щелочного метасоматоза. Но эти ассоциации по своему химизму и геохимическим особенностям, видимо, неодинаковы, что находится в зависимости от глубин прогибания геосинклиналей.

Необходимо изучить в этом отношении формации щелочных пород, ассоциирующиеся: 1) с собственно геосинклинальными сериями, включающими ультрабазиты и гранитоиды существенно натриевого типа, и 2) с сериями гранитоидных пород существенно калиевого характера, образующимися в структурах, испытавших, видимо, менее глубинные прогибания.

В платформенных, более стабильных, естественно, условиях магмы глубинных горизонтов земной коры (на уровне генерации расплавов), вероятнее, первично-ультраосновные или, может быть, базальтоидные, обладающие необходимыми запасами энергии, проникают в верхние ярусы коры при благоприятной тектонической обстановке. Вряд ли первично обогащенная щелочами магма, интрудируя сквозь сиалическую оболочку, естественно контаминируется и в процессе длительного продвижения в верхние структурные этажи, а также на уровне становления интрузий дифференцируется, образуя породы от ультраосновных до нефелиновых сиенитов.

Платформенные ассоциации щелочных пород, в генерации которых, несомненно, меньше участвуют щелочноземельные породы сиалической коры (как не вовлекаемые прогибаниями на уровне переплавления — анатексиса), отличаются от щелочных формаций складчатых областей масштабами проявления и отсутствием промежуточных гранитоидных членов. В силу присущей щелочным дифференциатам как платформенных, так и геосинклинальных магматических серий активности и подвижности они в ряде случаев являются носителями, а также генераторами многих полезных ископаемых, в частности редких элементов.

Выяснение специфики состава и металлогенических особенностей щелочных магм разного возраста, генетически связанных с ультраосновной — базальтоидной или с гранитными магмами в различных геоструктурных условиях,— очень большая задача для петрографов.

Необходимо еще подчеркнуть важность изучения формации щелочных пород и с точки зрения познания глубинного строения земной коры. Уже известные находки ультраосновных эффузивов, ассоциирующихся с щелочными породами типа девонских на Кольском полуострове или щелочных формаций Хатанги (Сибирская платформа), позволяют думать, что ассоциации пород океанического типа образовывались в сегментах земной коры, ныне являющихся континентальными.

Магматизм и оруденение

Существенным в этой ответственной части поставленной петрографами проблемы является вопрос о магматическом или немагматическом происхождении гранитоидных пород — подавляющей части глубинных изверженных пород, обнажающихся на современной земной поверхности.

Ряд материалов по проблеме гранитов был обсужден на прошедшем в 1961 г. в Москве симпозиуме по проблеме магмы и генезиса изверженных горных пород.

В свете данных, изложенных в моем докладе на симпозиуме, о синхронности интрузивных и эффузивных проявлений верхнепалеозойского, верхнемезозойского и третичного гранитного магматизма, о геохимической специфике гранитоидов и их соотношениях с вмещающими породами, сопровождаемых данными по изучению абсолютного возраста, становится очевидной реальность существования гранитной магмы и ее активного взаимодействия с вмещающими породами.

Примерно таковы и выводы Е. К. Устиева, а также Баддингтона о плутоно-вулканических ассоциациях [24, 26].

Вместе с тем необходимо отметить, что, признавая примат магмы в образовании гранитов, мы тем не менее должны большую группу гранитоидных пород рассматривать как гетерогенные образования.

Схематично намечаются собственно два типа магматических гранитов: 1) активные, относительно высокотемпературные, с соответствующей спецификой состава и структуры контактных новообразований; соотношения минеральных фаз в этой группе близки к анхиэвтектическим; 2) относительно низкотемпературные граниты аляскитового состава с соотношениями кварца, калиевых полевых шпатов и плагиоклаза, полностью близкими к анхиэвтектическим.

Кроме того, с последней группой обычно ассоциируются во времени порфировидные, точнее, порфиробластовые гранитоиды метасоматического происхождения, для которых точки их кварцево-полевошпатового состава оказываются вне поля, характеризующего на треугольной диаграмме Таттла—Боуэна антиэвтектические отношения этих компонентов.

Геохимические исследования гранитов и контактирующих пород показывают, что образованию гранитов не сопутствует обеднение их такими рудными компонентами, как радиоактивные элементы, что следовало бы ожидать при образовании гранитоидных пород при ультраметаморфизме. В настоящее время вряд ли имеет смысл говорить о едином и единственном способе образования гранитных пород. Образование гранитов — процесс гетерогенный, но метасоматические граниты и метасоматизированные гнейсы — явление второго порядка, обусловленное эволюцией магматических очагов, магма которых способна генерировать дифференциаты собственно гранитного и более низкотемпературного аляскитового состава.

Обращаясь к общим проблемам металлогении как к отправной точке прогнозных соображений, следует отметить, что общие положения о связях эндогенного оруденения с активным магматизмом, послужившие основой для разработки гидротермальной теории рудообразования, неоднократно подвергались критике с разных точек зрения. Вопросы генетической связи оруденения с конкретными гранитными интрузиями больше, чем какая-либо другая часть учения о рудных месторождениях, вызывали споры даже с позиций магматистов.

Если генетическая связь контактных метасоматических (скарновых) и многих высокотемпературных гидротермальных рудных формаций с интрузиями для магматистов является доказуемой, то связи гидротермальных месторождений типа свинцово-цинковых или ртутно-сурьмяных с определенными интрузивными циклами или их этапами обычно трудно выявляются.

При рассмотрении условий эндогенного рудообразования в докембрии Н. Г. Судовиков затрагивает вообще проблему связи эндогенного оруденения с гранитами [23]. Он считает, что представление о прямой связи месторождений с гранитными интрузиями в последнее время поколеблено новыми исследованиями, показавшими малую рудообразующую способность гранитной магмы.

Это вытекает, как считает Н. Г. Судовиков, из ставшего известным факта, что гранитная магма в соответствии с условиями своего образования *может содержать очень ограниченное количество летучих компонентов* и возникает из субстрата, который до превращения в магму претерпевает изменения, приводящие к выносу многих рудных компонентов. Такое обобщение по всем без исключения проявлениям гранитного магматизма опровергается многочисленными конкретными фактами изучения интрузий, с которыми определенно находятся в генетической или парагенетической связи рудные месторождения.

Эксперименты Р. Горансона и Н. И. Хитарова показывают, что в расплаве гранита (а по Н. И. Хитарову и базальта) при 900° С и 3000 кг/см² давления водяного пара содержание воды в расплаве гранита свыше 6% (Н. И. Хитаров) и в базальтах около 3%. Это говорит о возможности отделения гидротерм при кристаллизации гранитной магмы.

В отношении гидротермального рудообразования Н. Г. Судовиков считает, что определяющая роль в миграции рудного вещества падает на процессы последовательного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

Рудообразование определяется тремя процессами: мобилизация рудного вещества, его перенос и отложение. Мобилизацию он рассматривает из общих соображений, конкретно приводя в пример гранитизацию (как показательный пример!!!). Переход биотитовых сланцев и гнейсов в лейкократовые гранитоидные породы сопровождается, по Н. Г. Судовикову, не только выносом железа и магния (распад биотита), но и исчезновением большого числа элементов, входящих в малых количествах в биотит и не удерживаемых решеткой кварца и полевых шпатов.

Следует в связи с этим сказать, что Н. Г. Судовиков берет в качестве примера весьма ограниченную группу гранитов, образовавшихся при щелочном метасоматозе, и не говорит о гранитах, образовавшихся магматическим путем. Кроме того, поведение ряда элементов, например урана, чаще противоречит этому утверждению. В целях той же аргументации Н. Г. Судовиковым приводятся данные Л. В. Таусона и Л. А. Кравченко о распределении цинка в кварце и полевом шпате, с одной стороны, а с другой — в биотитах гранитоидов, свидетельствующие о том, что в некоторых случаях биотит содержит цинка в десять раз больше, чем кварц и полевой шпат; то же касается титана и олова.

По-видимому, Н. Г. Судовиков считает этот биотит не относящимся к системе гранита, а реликтовым, что надо сначала доказать; кроме того, требуется доказать, что указанные элементы потерялись при преобразовании сланца в гранит, т. е. надо было показать, что в биотите кристаллических сланцев содержатся данные элементы, а в биотите гранитов их нет. Но прежде всего надо выяснить, не являются ли сами кристаллические сланцы результатом переработки кровли активными производными гранитов, т. е. и для решения этих вопросов следует рассмотреть конкретный материал с доказательством того, что граниты — это низкотемпературная

кварцево-полевошпатовая гранитизация, а биотиты кристаллических сланцев образовались в результате регионального метаморфизма и содержат все те элементы, и притом в больших количествах, которые присутствуют и в биотитах гранитов. В настоящее время имеется много фактов, подтверждаемых радиологическими исследованиями, что слюда (Bi) контактных ореолов образуется при внедрении гранитной магмы, а не в результате предшествовавшего метаморфизма. Перенос, как правило, по Н. Г. Судовикову, определяется с большими трудностями. Остаются неясными способ переноса, расстояние, условия миграции вещества и причины переноса.

Рудоотложение обычно, как пишет Н. Г. Судовиков, освещается, исходя из представлений о рудообразующей роли гранитов. Поскольку сейчас, мол, доказано, что граниты в этом отношении «не виноваты», Н. Г. Судовиков считает, что вопрос о рудоотложении должен быть пересмотрен.

С указанных позиций (метаморфизм, мобилизация) он объясняет все те положения о гидротермальном рудообразовании, которые зиждились до сих пор на фактах связи гидротерм с активными гранитными интрузиями.

В работе наших петрографов по проблеме разработки научных основ прогнозирования полезных ископаемых основополагающими являлись идеи Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. Н. Заварицкого и С. С. Смирнова о генетических связях между магматическими и рудогенерирующими процессами.

На 1-м Всесоюзном петрографическом совещании в 1953 г. я обратил внимание на некоторые важные мысли С. С. Смирнова [21, 22] об изучении магматизма конкретных рудных районов и о гипотезе эволюции магматической минерализации во времени. Остановлюсь на некоторых моментах, вытекающих из конкретных исследований наших петрографов, а также на некоторых примерах исследований зарубежных геологов по сходным вопросам.

В работе Тернера [29] разбирается вопрос об отношении металлогении к возрасту, к изверженным породам и тектоническим структурам. Он рассматривает размещение разных рудных формаций в структурно различных областях — щитах и складчатых подвижных поясах.

В качестве примера остановлюсь на его данных по Аппалачской системе, так как магматизм и металлогения Аппалачского пояса в общих чертах сходны с магматизмом Северного Кавказа.

Внутри мобильного пояса — Аппалачской системы (от Ньюфаундленда до Алабамы) — он различает три орогенических периода: 1) таконский — позднеордовикский; 2) акадийский — позднедевонский; 3) аппалачский — позднекарбоновый. Деформации других возрастов имеют местное значение. Главная интрузивная активность, с проявлением больших гранитных интрузий, связывается с акадийской орогенией в северной части и с верхнекарбоновой (аппалачской) — в южной части. Ультраосновные интрузии внутри Аппалачского пояса развиты от Джорджии до Ньюфаундленда. Они считаются позднеордовикскими или позднедевонскими.

Северная часть Аппалачского пояса с развитием акадийской (позднедевонской) складчатости включает месторождения сульфидных руд (особенно Юго-Восточный Квебек). Линзы и неправильные тела сульфидов меди и железа залегают в метаморфизованных осадочных породах и эффузивах. Руда образовалась позднее, чем метаморфизм, который связывается с ньюгэмпширской магматической серией послеверхнедевонского возраста.

Все эти черты позволяют сопоставлять колчеданные месторождения Северного Кавказа (Уруп, Бескес) с сульфидными месторождениями Аппалачской системы. С нормальными карбоновыми гранитами связаны месторождения золота, вольфрама и меди (месторождения Северной Каролины). Свинцово-цинковая провинция Южных Аппалачей похожа на Садонскую группу полиметаллических месторождений. В западных горных системах, образующих Тихоокеанский пояс, проявлены невадийская (позднеюрского—раннемелового времени) и ларамийская (позднего мела—раннетретичного возраста) орогении.

Из схематичного рассмотрения металлогении всех этих систем проступают черты сходства магматизма и металлогении различных эпох подвижных поясов Северной Америки с магматизмом и металлогенией соответствующих эпох, запечатленных в развитии подвижных поясов СССР.

Общетеоретические позиции Тернера сводятся к признанию генетических связей рудных месторождений с изверженными породами. Сульфидные месторождения (меди, железа) связаны с основными и ультраосновными породами, но свинцово-цинковые месторождения — с кислыми, включая известную связь с риолитами серебряно-оловянных руд Боливии; Тернер в общем не детализирует вопрос о связях. При специальном, но кратком обзорном рассмотрении отношения оруденения к гранитизации он учитывает представления Сулливана, Баклунда, Магнуссона, но сам определенно не высказывается.

Кратко рассматривая вопрос о металлогенических эпохах, Тернер считает построения Шнейдерхёна спекулятивными. В целом Тернер склонен считать эпохи «металлизации» крупными событиями в истории Земли. В частности, по его мнению, ларамийская металлогеническая эпоха проявилась в разных районах в течение третичного времени.

Как видим на примере этой работы, общие металлогенические закономерности еще не вышли за пределы предварительного осмысливания наиболее широко известных фактов.

Своеобразный подход к выяснению связей между медно-цинковым оруденением и мелкими гранитоидными интрузиями сложного состава осуществил Бенк Белт [25], изучая ряд объектов в Нью-Мексико. Не останавливаясь на полной характеристике этого исследования, скажу лишь, что в контактовом ореоле изученных им интрузий Ганновер, Магдалена и Лордсбург имеются рудные месторождения цинка и меди. Третичные интрузии формировались на глубинах, не превышающих 3,5 км. Для того чтобы выявить соотношения их с оруденением, рассматриваются геологические карты интрузивов со всеми жильными и вмещающими породами. Затем только для площадей, занятых собственно гранитоидными породами, на основе систематического опробования даются карты изолиний равных отношений ортоклаз — плагиоклаз, распределение в тех же пробах по гранитоидным породам плутона, меди и цинка и измененности пород. При наложении таких карточек не происходит совмещения максимумов каких-либо процессов. Автор принужден оставить решение вопроса о выносе цинка и меди во вмещающие породы из интрудированных монцонитов и тоналитов до исследования других объектов, более благоприятных для решения этой проблемы. Скрупулезно изучив гранитоидные породы плутонов площадью до 2—3 км^2, Бенк Белт оставил не затронутыми специальным изучением другие породы, ассоциирующиеся с интрузией,— дайки лампрофиров, дайки риолитов и т. д. Точно так же осталось неизу-

ченным небольшое тело диоритов в западной части района плутона Гановер, хотя явно в гранитоидах интрузий, как в этой краевой части, концентрация меди в пробах поднимается до максимума.

При изучении сложной ассоциации пород он применил в сущности формально статистический метод изучения распределения различных особенностей состава в собственно гранитоидных породах плутонов, без специального исследования геохимии плутона на фоне его эволюции с развитием различных этапов становления интрузивного массива. В частности, дайки, видимо, не представляли интереса для автора, и его цель заключалась лишь в выяснении возможности генерации руд самими интрузивными гранитами. Естественно, что без изучения, вероятно, предшествовавших диоритов и последующих жильных гранодиоритов и лампрофиров статистическое распределение содержания меди и цинка дало невразумительную картину генетической связи оруденения и неоднократных проявлений гранитного процесса, образовавших сложные интрузивные комплексы Нью-Мексико.

Большая литература по проблеме генетических связей между магматизмом и оруденением, как отечественная, так и зарубежная, позволяет считать, что представления о генетических связях между магматизмом и эндогенным оруденением являются основополагающими для современного учения о генезисе рудных месторождений и петрологии. Однако не для всех типов рудообразования это может быть показано с достаточной убедительностью.

Рудные месторождения, типа ртутных или даже жильных свинцово-цинковых, обычно значительно удалены от генерирующих магматических источников, и только общегеологическая обстановка и геохимические исследования позволяют высказать в той или иной мере убедительные на этот счет соображения.

Пример Северного Кавказа позволяет более четко выявить генетические связи ртутной минерализации с меловым магматическим комплексом субщелочных пород [15].

В отношении многих рудных месторождений типа медноколчеданных руд общие представления большинства геологов не расходятся с концепцией о генетической связи этого типа оруденения с магматизмом, но есть разнообразные подходы в этих представлениях. Одни рассматривают их как месторождения, генетически или парагенетически связанные с субинтрузивными образованиями, некоторые придерживаются вулканогенно-эксгаляционной гипотезы.

В последнее время много убедительных фактов было получено в отношении генетических связей рудных месторождений с конкретными гранитными интрузиями. Нельзя при этом забывать, что во многих случаях то, что мы называем интрузией гранитов, является лишь небольшой, вскрытой денудацией частью больших гранитных масс, протягивающихся на значительную глубину.

Критерии, определяющие наличие генетических (частью парагенетических) связей конкретных магматических пород с рудопроявлениями и рудными месторождениями, как сформулировано мной в 1950 г. [3], могут основываться на: 1) структурно-территориальной сопряженности магматических и рудных комплексов; 2) близости возраста и степени метаморфизованности магматических пород и территориально с ними сопряженных рудных комплексов; 3) специфике вещественного состава

магматических пород (акцессорные минералы и элементы), сходной с особенностями состава рудных образований, и наоборот; 4) определенных соотношениях (имея в виду условия залегания — удаленность от интрузий) оруденения разных типов с изверженными породами.

М. Г. Руб на примере изучения некоторых гранитов показала генетическую связь с ними месторождений олова и редких элементов. В ее исследованиях особо убедительны геохимические данные, свидетельствующие о накоплениях специфических элементов в породообразующих минералах гранитов, например олова в биотитах. То же касается общности таких элементов, как рубидий, литий, бериллий, фтор и др. В связи с геохимическим изучением вмещающих пород ею получены интересные выводы, сводящиеся к тому, что преобладающее количество элементов, имеющих «рудное» значение, привносилось во вмещающие породы активными интрузиями. В свою очередь, магма, взаимодействовавшая с вмещающими породами, заимствовала из них малые количества лишь некоторых чуждых нормальной гранитной магме элементов — ванадия, хрома, кобальта и, может быть, меди. Непосредственная связь оловянных месторождений кварцево-касситеритовой формации с верхнемеловыми марьяновскими гранитами, помимо прочих данных, достаточно убедительно иллюстрируется развитием касситерита в миароловых пустотах гранитов. М. А. Фаворская и М. Г. Руб, выделяя на примере Дальнего Востока субвулканические интрузии, генетически связывают с ними полиметаллическое касситерит-сульфидное и кварцево-касситеритовое оруденение, обосновывая это геологическими, петрографическими и геохимическими данными.

В трудах двух Всесоюзных петрографических совещаний (1955 и 1960 гг.), в многочисленных докладах показаны генетические связи оруденения с магматизмом на конкретных примерах.

Общеизвестна никем не оспариваемая генетическая связь месторождений хрома, платины с ультраосновными породами. Ряд редких элементов генетически связан с производными гранитной магмы, еще большее разнообразие концентраций редких элементов специфично для комплексов щелочных пород.

Из всей суммы изученных природных явлений мы можем утверждать наличие генетической или парагенетической связи оруденения и магматизма и во многих случаях можем доказать эту связь. Но для прогнозирования эндогенных полезных ископаемых критерии генетической связи с магматизмом, охарактеризованные выше, еще недостаточны, так как они призваны подтвердить связи уже известных месторождений с уже вскрытыми интрузиями, что тоже важно, так как может благоприятно отразиться на перспективах развития данного рудного района. Нам известны бесконечно большие количества интрузивных тел разнообразного петрографического состава, с которыми не ассоциируются выявленные рудные месторождения. Задача, стоящая перед петрографами, следовательно, усложняется, так как сводится к разработке петрографических критериев для поисков скрытых месторождений.

Если мы станем на ту точку зрения, что известная рудоносность известных интрузий обусловлена так называемой специализацией магм, то это приведет, в сущности говоря, к признанию отрицания закономерных связей оруденения с магматизмом. Это вытекает из того, что, отрицая рудную контаминацию в месте становления интрузий, с чем согласны многие петрографы, мы переносим причину «специализации», т. е. рудоносности,

интрузий на неизвестные глубины зарождения анатектических очагов магмы, молча считая, что рудная контаминация гранитной магмы за счет вмещающих пород имеет место, но она совершается на более глубоких уровнях земной коры.

Этот постулат (может быть, легко принимаемый) не удовлетворяет нас, так как эмпирически выявленная оловоносность многих районов Востока не дает ключа к пониманию причин отсутствия оловянных месторождений на Урале, Алтае, в Средней Азии и на Кавказе.

Вполне возможной причиной может быть не особая рудоносность гранитной магмы, определенной геоструктурной единицы земной коры, но не исключено, что потенциально рудоносные магмы локализовались в менее благоприятных структурных условиях или они не отличались другими специфическими особенностями состава, которые благоприятствовали концентрации и отделению тех или иных рудных компонентов. Возможно, в ходе кристаллизации магмы и ее производных действуют какие-либо еще не распознанные своеобразные катализаторы. Вполне естественно, что определенную роль играет обстановка места становления интрузий.

Из исследований многих наших петрографов вытекает эмпирическая закономерность обогащенности акцессорными минералами и акцессорными элементами изверженных пород магматических комплексов, с которыми генетически связано оруденение. А. В. Рабинович, наоборот, считает, что рудоносные магматические комплексы не содержат повышенного количества элементов, образующих рудные месторождения (Труды Второго петрографического совещания, 1960 г.).

Все это заставляет нас не возводить пока в общий принцип обнаруженные для одного района связи оруденения с магматизмом и критерии, их обосновывающие.

Позволю себе высказать некоторые самые общие наметки эмпирически выявленных закономерностей появления эндогенных месторождений в генетической связи с определенными этапами развития магматизма. Прежде всего, как это вытекает из сказанного выше, развитие магматизма геосинклинальных областей ведет к образованию двух различных типов магматических серий: а) магматические серии, образующие ряд ультраосновные породы — габброиды — плагиогранодиориты — плагиограниты и кали-натриевые (существенно натриевые) аляскиты — пегматиты. В благоприятных структурных условиях развитие этих серий завершается формированием щелочных пород; б) магматические серии, образующие батолитовые интрузии гранодиоритов, гранитов, аляскитов, не включающие ультраосновные и габбровые члены ряда, но также завершающиеся при благоприятных структурных условиях развития внедрением щелочных комплексов пород, отличных от щелочных пород предыдущего типа. Зарождение очагов родоначальных магм для этих двух типов серий пород происходит на различных уровнях прогибания земной коры.

Отнесение источников двух типов магматических серий к различным уровням прогибания земной коры логично с точки зрения концепции, приемлемой для многих ученых, о первичной дифференцированности вещества Земли на оболочки разного вещественного состава. Здесь проблема родоначальных магм тесно соприкасается с проблемой глубинного строения земной коры. Мы не знаем пока истинных мощностей оболочек верхней части нашей планеты, но вряд ли они будут исчисляться единицами километров. Речь может идти, во всяком случае, о десятках километров.

С разнотипными сериями магматических пород ассоциируются и различные типы рудных месторождений, но разновозрастные, хотя и однотипные серии, естественно, имеют специфические особенности. Например, колчеданные руды, ассоциирующиеся с субинтрузивными телами каледонских серий, встречены во многих соответствующих структурах этого возраста всей нашей планеты. Вместе с тем колчеданные руды, ассоциирующиеся с магматическими сериями этого типа, но уже мезозойскими, отличаются своей спецификой. Я имею при этом в виду колчеданы каледонид на Северном Кавказе и аллавердские мезозойские колчеданы.

Герцинские интрузии мира собственно магматических (не микроклинизированных) гранитов сопровождаются месторождениями вольфрама, олова, радиоактивных и редкоземельных элементов. Такая специфичность минерализации свойственна герцинидам Сибири, Европы и Северо-Американского континента (Аппалачская система). Мощный мезокайнозойский гранитный магматизм восточной части Азии привел к созданию крупнейших оловянных месторождений.

В. Л. Барсуков [16] считает, что гранитные массивы, не несущие оловянного оруденения, содержат олова 3—5 г/т, что отвечает кларку. Минералом-концентратором олова является биотит. В оловоносных гранитах содержание олова в биотите колеблется от 80—100 до 300—400 г/т, а в неоловоносных гранитах не превышает 30—50 г/т. Но должен сказать, что для потенциальной рудоносности это может быть и так, однако если мы сравним оловоносные гранитоиды Приморья с пока «неоловоносными» мезокайнозойскими гранитоидами Северного Кавказа, то увидим, что геохимия их сходна. Есть основания думать, что меловые гранитоиды многих районов потенциально рудоносны, но рудные месторождения в них еще не обнаружены. Возможно, помимо потенциальной рудоносности, для образования месторождений необходимы и другие условия.

Ограничиваясь этими самыми общими данными, хочу подчеркнуть, что магматизм и связанный с ним рудогенез отражают эндогенные процессы внутренних частей земной коры, и, как всякое геологическое явление, эти процессы имеют развитие и, следовательно, свою историю со специфическими особенностями отдельных этапов развития. Отсюда и возникает идея, высказывавшаяся много ранее и Тиррелом, и В. А. Обручевым, и в известной мере С. С. Смирновым, о петрографических и металлогенических эпохах. При разработке научных основ прогнозирования эту идею сбрасывать со счетов нельзя.

Геохимическое изучение интрузий, их контактов и производных интрузий разного возраста, разной формы, разной степени обнаженности и различной фациальной принадлежности безусловно будет способствовать выявлению петрографических критериев для прогнозных построений. Эти исследования должны проводиться по определенно разработанной программе, и не только для интрузий, ассоциирующихся с рудными месторождениями, но и для тех, с которыми пока не ассоциируются месторождения.

Должен сказать, что последнее условно и в громадной степени зависит от изученности территории.

Мне думается, что тезис о том, что все выходящие на поверхность рудные месторождения уже выявлены, не подтверждается практикой даже для таких, казалось бы, хорошо изученных районов, как Кавказ. Что же можно сказать о горных системах Сибири, ее тундрах, тайге? Надо много сил, нужны новые современные методы, хорошая геологическая основа

и тщательно продуманные и по мере возможности апробированные идеи. Тогда обеспечение всевозрастающих потребностей народного хозяйства в минеральном сырье может быть проведено более быстрыми темпами и с меньшей затратой сил, средств и времени.

О НЕКОТОРЫХ СПЕЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ, НЕОБХОДИМЫХ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ПРОБЛЕМ МАГМАТИЗМА

Совершенно обязательный собственно геологический подход к явлениям магматизма должен сопровождаться детальнейшим изучением вещественного состава горных пород и ассоциирующихся с ними месторождений.

В наше время бурного развития точных наук и техники для геологии вообще и для проблем магматизма и рудогенеза в частности чрезвычайно важным является глубокое проникновение в практику деятельности петрографов некоторых современных методов познания вещества в его историческом развитии. Речь идет в данном случае о радиогеологии, геофизике и точных рентгенооптических исследованиях. Экспериметальным исследованиям в условиях различных температур и давлений, при участии летучих, должно быть уделено специальное внимание.

Во избежание недоразумений я считаю обязательным условием успешности применения новых методик в петрологии применение их только к материалам и объектам, надлежаще изученным в геолого-петрографическом отношении. Иными словами, должны быть получены твердые геологические основы при изучении любого объекта, и только тогда будут ценны исследования по проблеме в области, например, радиогеологии, включая исследования, связанные с изучением распространения в первую очередь изотопов калия, аргона, урана, свинца, рубидия, стронция.

В частности, изотопные исследования, вскрывая размещение и соотношение указанных изотопов в минеральных фазах, позволяют проследить развитие отдельных минералов (их зарождение и изменение во времени), что создает основу для понимания генезиса горных пород и ассоциирующихся с ними рудопроявлений, а также процессов изменения за длительное время их геологического существования.

Исследования в области радиогеологии не могут быть оторваны от истории развития тех объектов, т. е. от горных пород, к которым эти исследования применяются.

Наряду с определительской работой в лабораториях абсолютного возраста необходимо развивать методические исследования, связанные с повышением чувствительности и точности метода. При повышении разрешающей способности метода мы сможем с большей уверенностью познавать последовательность развития процессов в породах, что облегчит понимание контактовых процессов, явлений метасоматизма, время и место отделения летучих и рудных компонентов, а также позволит полнее понять историю развития породы в целом. Для этих целей могут быть применены все три метода — калий-аргоновый, уран-свинцовый, рубидий-стронциевый. Выявление возрастного положения изверженных пород и руд, с ними ассоциирующихся,— необходимое условие правильного понимания истории развития и соотношения горных пород и рудных месторождений.

Весьма важно сочетать исследования по эволюции изотопов в мине-

ралах горных пород с тонким оптико-рентгеноструктурным изучением биотитов и полевых шпатов для выяснения причин, вызвавших структурные и вещественные изменения в породообразующих минералах. Здесь предстоят углубленные исследования, носящие характер поисковых.

В последнее время накапливается все больше данных, свидетельствующих о структурных модификациях одних и тех же минералов. Речь идет о так называемом явлении «упорядочения» кристаллической решетки многих минералов. Наглядным примером таких разных степеней «упорядочения» являются санидин и микроклин.

Происходит ли для этих, да и для других, минералов процесс во времени от неупорядоченного к упорядоченному состоянию, или в некоторых определенных условиях минералы могут кристаллизоваться как упорядоченные, а в других — как «неупорядоченные» модификации,— выяснение этих вопросов поможет обоснованнее решать генетические проблемы петрологии.

Несомненно, все превращения в кристаллической решетке минерала, отражающиеся в их оптике, химическом составе, изменениях плоскостных расстояний,— все это сопряжено с геологическими событиями, и их расшифровка с помощью изотопного и оптико-рентгеноструктурного анализов сильно продвинет вперед решение общих проблем петрологии.

Совершенно необходимо в научно-исследовательских учреждениях, занимающихся изучением вещества земной коры, горных пород, ее слагающих, поставить изучение физических свойств горных пород и породообразующих минералов, включая их магнитность, электропроводность и упругие свойства.

Без систематического изучения таких констант интерпретация данных, получаемых при геофизических исследованиях, не достигнет той правильности и полноты, которые сейчас уже необходимы, так как на геофизические исследования расходуются большие материальные средства. О задачах в этой области, связанных с проблемой изучения глубин земной коры, в частности о постановке экспериментальных исследований упругих свойств различных, в том числе и наиболее плотных, пород типа эклогитов, мной уже неоднократно говорилось. Добавлю только, что эти исследования целесообразно шире поставить в ИГЕМ, где каменный материал может быть изучен всесторонне.

Экспресс- и микрометоды с необходимой точностью определения большей части элементов, включая и находящиеся в весьма малых количествах рассеянные и редкие, могут выявить те геохимические трассеры, прослеживая которые мы в состоянии будем подойти к выводам о направлении развития магматических процессов и связанного с ними оруденения, а также о генезисе изверженных и метаморфических пород. К этой же серии исследований относится углубление наших знаний об акцессорных минералах, в частности о методике их выделения и разделения.

Всевозрастающее значение новых методов изучения геологических объектов подчас позволяет некоторым ученым думать, что современная петрология может в основном базировать свое продвижение вперед только на эксперименте и изучении естественных горных пород лишь точными лабораторными методами. Думаю, что все наши экспериментальные возможности все же столь ограниченны по сравнению с теми многообразными и длительными процессами, которые происходили и происходят

в грандиозной лаборатории земной коры, что наблюдения над природными фактами в поле не только нельзя сокращать, но надо всемерно увеличивать, расширяя при этом методический диапазон исследователя для объективного наблюдения фактов.

Наряду с развитием всех указанных направлений исследования необходимо в наш век иметь перед собой задачу, которая, может быть, до сих пор перед петрографами не стояла,— выявление новых видов минерального сырья. Горные породы, обычно,— источник рассеянных содержаний многих ценных элементов. В ряде случаев эти горные породы или продукты их изменения (кора выветривания, россыпи, рыхлые туфовые массы) уже и теперь являются объектом разработки и переработки в промышленных целях.

В связи со всевозрастающими потребностями народного хозяйства в минеральном сырье мне представляется необходимым наметить совместно с технологами перспективность использования производных ультраосновных пород (лиственитов и др.) в качестве возможного сырья никеля, хрома и других элементов. Такой подход к горным породам, как к рудам будущего, особенно касается щелочных комплексов пород и некоторых производных гранитной магмы и ее эффузивов, которые при новых технологических приемах, вполне вероятно, будут рентабельными источниками для добычи бериллия, лития и ряда редких элементов. Такие же задачи могут стоять и в отношении титана, ниобия, тантала, наконец, радиоактивных минералов как возможного сырья для энергетики будущего. Наша задача — на основе комплексного изучения явлений магматизма выявить в ближайшее время хотя бы эмпирические закономерности, ведущие к накоплению повышенных концентраций в тех или иных типах жизненно важных элементов, как уран, торий, литий, бериллий, тантал, титан, редкие земли и некоторые другие.

В заключение необходимо подчеркнуть, что петрографы для успешности решения ряда стоящих перед ними проблем должны:

1. Всячески развивать и усиливать изотопные исследования (калия, аргона, урана, свинца, тория, рубидия, стронция), нужные для: а) выявления последовательности общегеологических парагенетических и металлогенических процессов; б) использования этих элементов как трассёров (меченые атомы) при выявлении миграций во время минерагенеза, связанного с разнообразными процессами.

2. Широко проводить оптические и рентгенооптические исследования для лучшего освоения зависимостей — состав—свойства в диагностических целях, а также для исследования структурных превращений в зависимости от условий образования, метаморфизма и времени существования минералов.

3. Поставить работы по изучению физических свойств горных пород — их магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности для разных серий различного возраста. Необходимо также шире развернуть изучение упругих свойств горных пород при разных температурах и давлениях, в условиях водонасыщения, для пород разного состава и разной структуры.

4. Обратить внимание на упорядочение номенклатуры и классификации горных пород. Иногда мы за деревьями не видим леса, настолько подчас различные породы скрываются под одним названием или, наоборот, генетически одни и те же породы именуются по-разному, что бывает при описании, например, диабазов, лампрофиров, гранитоидов.

Все эти исследования должны базироваться на углубленном полевом геологическом изучении естественных ассоциаций горных пород (комплексы, формации и т. д.), сопряженном с полнейшим знанием вещества горных пород во всех его деталях.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 4.
2. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. петрогр., 1950, вып. 69, № 38.
3. *Афанасьев Г. Д.* О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
4. *Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области.— *Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.*
5. *Афанасьев Г. Д.* О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Ar методом.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6.
6. *Афанасьев Г. Д.* О некоторых геологических проблемах петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 11.
7. *Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Г.* Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3.
8. *Афанасьев Г. Д.* О жильных меланократовых породах на примере некоторых районов СССР.— *Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 12.*
9. *Афанасьев Г. Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
10. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые геологические результаты исследований абсолютного возраста горных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 9.
11. *Афанасьев Г. Д. О петрографической интерпретации геофизических данных о* строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
12. *Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. Б., Кнорре К. Г., Рубинштейн М. М., Студеникова З. В.* Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа.— В кн.: Докл. сов. геологов к XXI сессии Междунар. геол. конгр. Пробл. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
13. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР.— В кн.: Докл. сов. геологов к XXI сессии Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
14. *Афанасьев Г. Д.* Строение земной коры и некоторые основные проблемы современной петрографии.— *Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.*
15. *Афанасьев Г. Д., Айдиньян Н. Х.* Предварительные данные о распространении ртути в горных породах Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 7.
16. *Барсуков В. Л.* Новое в геохимии олова. Congreso geologico internat. XX Session, Simposium de Exploracion Geoquimica (Prim. toma), Mexico, D. F. 1958.
17. *Воробьева О. А.* Щелочные породы СССР.— В кн.: *Докл. сов. геологов к XXI сессии* Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
18. *Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., Негрей Е. В., Полквой О. С., Руб М. Г., Сморчков И. Е., Шипулин Ф. К.* Гранитные формации малых глубин.— В кн.: Докл. сов. геологов к XXI сессии Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
19. *Лебедев А. П.* Особенности магматических процессов и минерализации в условиях платформ и древних щитов.— В кн.: Докл. сов. геологов к XXI сессии Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
20. *Рабинович А. В.* Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах различных металлогенических зон.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
21. *Смирнов С. С.* Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 3.
22. *Смирнов С. С.* Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 5.
23. *Судовиков Н. Г.* Условия эндогенного рудообразования в докембрии.— В кн.: Закономерности размещения месторождения полезных ископаемых. Киев: Изд-во АН УССР, 1960.

24. *Усиев Е. К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
25. *Banks B. Ch.* Intrusion and ore deposition in New Mexico.— Econ. Geol., 1960, vol. 55, N 6.
26. *Buddington A. F.* Granite emplacement with special reference to North America.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 6.
27. *Fairbairn H. W., Penson W. H., Hyrley P. H., Cormier R. F.* A comparison of the ages of coexisting biotite and muscovite in some paleozoic granite rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1960, vol. 19, N 1.
28. *Lyons J. B.* Geology of the Hanover quadrangle., New Hempshire — Vermont.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, vol. 66, N 1.
29. *Turneaure F. S.* Metallogenetic provinces and epochs.— Econ. Geol., 1955, fiftieth anniversary vol., 1905—1955, pt 1.
30. *Tuttle O. F.* L'origine et la classification des granites à la lumière des études expérimentales dans les systéme $NaAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O.— Sci. Terre. N hors Sér., 1955.
31. *Wyart J., Sabatier G.* Transformation des sédiments argileux sous l'action de l'eau à température et à pressions élevées. Application au phenomene de granitization.— C. r. Acad. sci., 1959, vol. 248, N 24.
32. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.* Melting in the Earth's Crust.— In: Intern. Geol. Congr. Rept XXI sess. Nord., Copenhagen, 1960, pt 18.

УДК 552 : 553.061 : 550.93

О НЕОБХОДИМОСТИ РАЗВИТИЯ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ В ОБЛАСТИ МАГМАТИЗМА, РАДИОГЕОЛОГИИ И РУДООБРАЗОВАНИЯ [1]

Кристаллические (изверженные и метаморфические) горные породы по преимуществу слагают земную кору и, вероятно, верхнюю часть так называемой верхней мантии.

Значительная часть рудно-сырьевых ресурсов связана с развитием в земной коре магматических и метаморфических комплексов горных пород. Даже месторождения экзогенного генезиса типа месторождений коры выветривания, россыпные или некоторые осадочные, не могут быть достаточно поняты без выявления их первоисточников, заключенных в кристаллических горных породах.

Хотя для современной горной промышленности практически интересными являются месторождения полезных ископаемых, приуроченных к верхней (до 3—4 км мощности) пленке земной коры, однако без серьезного изучения вещества земной коры больших глубин создать научные основы прогнозирования полезных ископаемых эндогенного происхождения невозможно.

Магматизм — всеохватывающее и характеризующее все эпохи существования Земли природное явление. Само возникновение в глубинах и последующее проникновение к поверхности Земли газонасыщенных расплавленных магматических масс является результатом действия эндогенных (подкоровых и внутрикоровых) источников энергии. Современный состав магматогенных пород и их производных отражает развитие вещества «земной коры» и «верхней мантии» за время геологического существования Земли.

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10.

Изучением горных пород и их закономерных ассоциаций глубинного и поверхностного происхождения, слагающих земную кору и верхнюю часть оболочки, занимается петрология. Дифференциацию вещества земной коры и верхней мантии и перемещение ее продуктов в виде глубинных магм с сопровождающими их рудоносными растворами на разные уровни, вплоть до дневной поверхности, петрология изучает в тесном *содружестве с геохимией, тектоникой и геофизикой.*

Следует решительно подчеркнуть, что без целеустремленного и широкого развития исследовательских работ по этому комплексу проблем не могут быть решены важнейшие задачи долгосрочного планирования промышленности полезных ископаемых и найдены эффективные поисковые критерии.

Точно так же невозможно правильное использование результатов обширных и дорогостоящих геофизических исследований, так как до сих пор не обеспечена надежная интерпретация косвенных геофизических фактов. В частности, мало продвинулось изучение физических констант горных пород и минералов при разных температурах и давлениях из природных объектов, характеризующих конкретные геологические районы.

Современное состояние общей геологической теории о происхождении, развитии и строении земной коры и верхней мантии характеризуется обилием противоречивых гипотез, основывающихся на неправильной *интерпретации геофизических данных, без учета необходимой корреляции* последних со свойствами конкретных пород при соответствующих термодинамических условиях. *Эти гипотезы исходят из интерпретации,* не обоснованной, в частности, знанием магматизма и петрографии изверженных горных пород.

В то же время уже имеющиеся результаты исследований, проводимых совместно ИГЕМ и Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта, показали, что упругие свойства горных пород — скорость прохождения в них продольных волн увеличивается при всестороннем давлении на 10—20% на первом этапе сжатия 500—1000 кг/см². Это повышение скоростей продольных волн связано с закрытием части пор пород. Получены первые результаты изучения плотностей гранитных пород и скоростей прохождения в них упругих волн из относительно глубинных зон земной коры на примере Цейлона и Кавказа.

Все эти накопленные данные свидетельствуют о прямой зависимости *величины скоростей продольных волн от плотности пород* (объемный вес) для одного петрографического класса горных пород. Поверхности, *разделяющие слои с разными скоростями упругих волн, отвечают изменению* физических свойств горных пород коры, находящихся в напряженном состоянии. Поэтому правильная интерпретация геофизических данных должна основываться на корреляции их с данными о глубинном геологическом строении.

Особо следует отметить, что за последние пять лет благодаря накоплению новых фактов и критическому осмысливанию уже известных представления о строении верхней части нашей планеты стали не столь гипотетичны и примитивны.

В этом отношении представляют интерес научные доклады на XIII Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза в Бёркли (Калифорния, США), краткий обзор которых дан В. В. Белоусовым в № 1 журнала «Советская геология» за 1964 г.

В. В. Белоусов останавливается прежде всего на обзорном докладе по результатам работ ГСЗ в США (Пакизер).

Оказалось, что толщина коры под Калифорнийской долиной составляет всего 20—25 км. Под Сьеррой-Невадой кора утолщается до 50 км и снова уменьшается до 20—25 км в зоне срединного массива Бассейнов и Хребтов. Под Центральными Равнинами толщина коры возрастает до 40—45 км, следовательно, в этом случае низменности и равнине отвечает уже толстая кора.

При этом для отграничения верхней мантии от земной коры американские *исследователи основываются на различных значениях скоростей* продольных волн в верхней части «мантии» для выделяемых ими областей с различной мощностью коры. Там, где кора тонка, т. е. под Калифорнийской долиной и срединным массивом, в кровле мантии наблюдаются пониженные скорости для продольных волн — 7,6—7,8 км/сек. Под Центральными Равнинами, где кора толста, скорости продольных волн в мантии возрастают до 8,0—8,2 км/сек.

*В обзоре В. В. Белоусова приводятся многие другие данные о мощ*ности коры и скоростях продольных волн в различных районах США и Канады. Из новых данных по геофизическим исследованиям дна океанов заслуживают серьезного внимания результаты исследований Рейтта в пределах Восточно-Тихоокеанского подводного хребта. Оказалось, что под гребнем его скорость продольных волн в верхней мантии 7,5—7,6 км/сек, а под склонами того же хребта скорость продольных волн в верхней мантии достигает 8,0 км/сек.

Примеры, приведенные по Американскому континенту, о «поднятии» *поверхности Мохоровичича в равнинных частях и срединных массивах* (т. е. кора делается как бы тоньше) аналогичны «поднятию» границы Мохо в предгорных частях Северного Кавказа, где в строении глубоких частей земной коры существенную роль играют уже не относительно «легкие» массы гранитоидов зоны Главного хребта, а развитые здесь более плотные породы, слагающие метаморфические и интрузивные комплексы каледонского и, может быть, еще более древних образований *нижнего структурного этажа Северо-Кавказской складчатой области.*

Нельзя не отметить, что скорости в верхней части «мантии» участков с «тонкой корой» в 7,6—7,8 км/сек характерны для многих метаморфических пород, находящихся в условиях всестороннего сжатия под давлением порядка 1000 кг/см^2. Это лишний раз показывает, что граница Мохо разделяет не среды различного петрографического состава, а среды, состоящие из пород, возможно, петрографически однотипных, но находящихся в напряженном состоянии. Физические свойства горных пород (главным образом пористость) в этих условиях изменяются в известной мере скачкообразно, что вызывает некоторое скачкообразное увеличение и скорости продольных волн [1].

Различное положение поверхности Мохо (по которой обычно отбивается земная кора от верхней мантии) и различные скорости продольных волн, с одной стороны, для «верхней мантии» под гребнем Восточно-Тихоокеанского подводного хребта, а с другой — под его склонами достаточно просто объяснимы изменением величины гидростатического дав-

[1] Эксперименты показали, что при всестороннем сжатии 1000 кг/ см V_p в аспидных сланцах Северного Кавказа — 6800 м/сек, в амфиболитах — до 7600 м/сек и в мигматитах — 6500 м/сек.

ления, вызываемого столбом океанической воды, на эти разноглубинные участки подводного хребта.

Эти факты о корреляции появления коры океанического типа и участках океанов и морей с глубинами этих участков порядка 4—5 км неоднократно рассматривались мной в предыдущих работах. Следует добавить, что, по последним данным, среди третичных лав острова Гуам (группа Марианских островов) имеются кислые разности с содержанием SiO_2 до 69%. Подводное извержение близ Южных Сандвичевых островов дало пемзы с содержанием SiO_2 до 73,04%.

Обобщение геологических и геофизических данных и результатов экспериментального изучения физических свойств горных пород, как отечественных, так и зарубежных, позволяет подтвердить, что наблюдаемые различия геофизических характеристик земной коры в области континентов и океанического дна обусловлены не кардинальными различиями петрографического состава этих сегментов земной коры, а изменениями физического состояния пород мозаичной коры в области океанов, находящихся под дополнительной нагрузкой пятикилометровой и более водной толщи. Эта толща создает в нижележащих породах гидростатическое давление порядка 500—1000 кг/см^2.

Важнейший раздел современной петрологии — магматическая геология неразрывно связана с радиогеологией (в понимании В. И. Вернадского), и именно с той ее частью, которая изучает эндогенные процессы в земной коре. Радиогеология — принципиально новое направление науки, развивающееся на базе геологии, созидающей исторический подход к природным явлениям.

Главная особенность радиогеологии — изучение природных объектов в *их развитии, с количественным подходом к оценке явлений с точки зрения* абсолютной и относительной длительности процессов и выявления тонких отличий в изотопном составе вещества земной коры. В этом отношении она развивает направления, по которым уже издавна следовали петрология и петрография. Как известно, длительное изучение количественно-минералогического и химического состава горных пород позволило провести их классификацию с выделением парагенетических групп, устойчиво повторяющихся в истории земной коры. Количественные данные о химическом составе горных пород и оптических констант породообразующих минералов создали важную основу для понимания многих процессов петрогенезиса.

Тесную зависимость радиогеологии и петрологии подчеркивает то важное обстоятельство, что основой для радиогеологических исследований (изотопия химических элементов, абсолютная геохронология), включая и изучение эволюции химического состава верхних оболочек Земли, являются горные породы изверженного и метаморфического происхождения.

Определение времени формирования магматических и метаморфических пород в абсолютном летоисчислении, а также истинного возраста тектонических процессов и этапов рудогенеза может быть основано только на фактах, полученных в результате совместного детального петрологического, радиологического изучения горных пород и слагающих их минеральных фаз.

Вместе с тем современные тонкие методы изучения вещества, особенно связанные с явлением естественного радиоактивного распада ряда элементов, выдвигают совершенно новые перспективы перед геологией

вообще и перед петрологией в частности. С этим связано в известной мере решение проблемы источников энергии для недалекого будущего, когда такое ценное минеральное сырье, как нефть, газ и уголь, станет нецелесообразным расходовать на энергетические цели.

Радиоактивный распад — один из вероятных источников накопления энергии в земных недрах, периодически проявляющийся в тектонических и магматических процессах. Отсюда ясно значение сочетания методов радиогеологии и петрологии; объект изучения общий, а методы дополняют друг друга.

Нельзя забывать также, что с магматизмом существенным образом связан тепловой режим земной коры, и, следовательно, задача практического использования глубинного тепла Земли для энергетических целей (геотермия) не может разрешаться без достаточного знания магматизма земной коры. Следует отметить, что в связи с выявлением перспектив использования глубинного тепла различные ведомства и научные учреждения намечают в ближайшем будущем систематическое изучение, разбуривание и широкое освоение для народного хозяйства источников глубинного тепла.

На современном этапе развития наук о Земле петрология в тесном единении с радиогеологией в состоянии внести существенный вклад в разрешение таких актуальных научных проблем, как: 1) состав, строение и развитие земной коры, 2) происхождение и размещение эндогенных полезных ископаемых и практическое использование глубинного тепла Земли.

Магматический и рудный процессы как проявления эндогенной эволюции вещества земной коры и верхней мантии тесно связаны между собой. Магматический процесс, тесно связанный с глубинной генерацией тепла, лежит в основе эндогенной эволюции всего вещества земной коры и верхней мантии и в конечном итоге контролирует закономерности распределения и образования эндогенных рудных месторождений. Поэтому для познания эндогенных рудных тел следует прежде всего изучать первичное явление — магматизм, обусловливающий рудогенез и в какой-то мере термический режим земной коры.

В тесной связи с изучением магматической геологии и глубинного строения земной коры находятся и специальные исследования по радиогеологии, задачей которых является решение петрогенетических и металлогенических вопросов, а также создание геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении. Исследования такого комплексного типа проводятся в ИГЕМ АН СССР в содружестве с республиканскими академиями и во многих других научных учреждениях страны.

Как крупное достижение отечественной радиогеологии нельзя не отметить получение новых данных по датированию горных пород и рудопроявлений, а также упорядочение цифрового материала, накопленного геохронологическими лабораториями мира, на основе унифицированных констант распада радиоактивных элементов. Это позволило в 1964 г. уточнить и детализировать геохронологическую шкалу постдокембрия. При этом было выявлено почти абсолютное тождество последокембрийских геохронологических шкал, созданных в Советском Союзе и за рубежом (США, Англия). Так как датировка геологических рубежей в большинстве случаев проводится по минералам изверженных пород, внедряющихся в связи с тектоническими процессами, то появившаяся перс-

пектива создания единой мировой геохронологической шкалы свидетельствует о близкой синхронности (в абсолютном летоисчислении) геологических явлений в планетарном масштабе.

В частности, для силурийско-девонского этапа многих районов мира характерно формирование специфичных по составу серий магматогенных изверженных пород и сопровождающих их рудных проявлений. К последним относятся, например, медноколчеданные руды Северной Европы, Англии, Урала, Северного Кавказа. Возраст медноколчеданных руд Урала (среднее из данных по 35 месторождениям) — 362 млн. лет. Близкий возраст имеют колчеданы Северного Кавказа.

В течение второй половины карбона и нижней перми происходит формирование серии магматических пород иного типа, завершающейся развитием «редкометальных» аляскитовых интрузий. Они известны в Англии, Средней Европе, на Урале, в Казахстане и других районах мира. Время формирования этой серии охватывает промежуток 310—250 млн. лет.

Оловянные руды мелового возраста — производные заключительных этапов магматизма — формировались во многих горнорудных районах в отрезке времени 140—90 млн. лет. Оловянно-вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья имеют возраст 130—120 млн. лет. Возраст оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений Северо-Востока СССР — 120—90 млн. лет, оловянных руд Дальнего Востока (Тихоокеанский рудный пояс) — 105—90 млн. лет.

Благодаря тесному сочетанию радиогеологических и петрологических исследований начинают вырисовываться и другие закономерности развития магматизма, присущие большим территориям.

Материалы Урала, Казахстана, некоторых срединных массивов Кавказской складчатой области позволяют выделить близкосинхронные ассоциации гранитоидных комплексов доверхнедевонского возраста, с общей спецификой минералогического и химического составов.

Характерная особенность их минералогии — развитие магматического кали-натриевого полевого шпата в виде ортоклаза и натриевого ортоклаза.

Большой общий интерес представляет выявленная особенность магматизма средне-верхнедевонского возраста — развитие субщелочных и щелочных проявлений основной, до ультрабазитовой, магмы. Такие специфичные проявления магматизма в эффузивной и субинтрузивной фации выявлены сейчас в составе девонского разреза древних складчатых областей зоны Передового хребта Северного Кавказа, по-видимому, также Урала и Казахстана. Кроме того, имеются данные о развитии щелочных диабазов среди девонских слоев платформенных участков.

В свете накопленных фактов может быть поставлен вопрос о выявлении зависимости девонского бокситонакопления в водных бассейнах, с выветриванием и денудацией таких специфических магматических комплексов, как средне-верхнедевонские субщелочные габброиды и диабазы.

Эти частично приведенные результаты свидетельствуют, что геологическое развитие земной коры происходит закономерно и что с отдельными геологическими эпохами связаны специфические магматические комплексы и ассоциирующаяся с ними минерализация. Такой вывод имеет значение для прогнозной оценки отдельных территорий.

Нельзя забывать также, что многие горные породы уже сейчас являются ценными полезными ископаемыми, каковы, например, нефели-

новые сиениты, перлиты и т. д. Другие являются источником непосредственной добычи из них ряда ценных руд, например редких элементов, керамического сырья, агроруд и минеральных добавок в почвы и т. д.

Всемерное развитие химической промышленности ведет к резкому расширению комплекса горных пород, используемых в промышленности и в сельском хозяйстве. Одной из важнейших задач современной петрографии, совместно с технологическими институтами, является изучение методов экономически выгодного использования этих горных пород, а также возможности концентрации в них обычно рассеянных, практически ценных элементов и минералов. Значение этой группы горных пород — полезных ископаемых — в недалеком будущем, по-видимому, еще более возрастет.

В настоящее время петрографическими и радиологическими исследованиями занимаются многочисленные научно-исследовательские учреждения АН СССР, республиканских академий наук и Госгеолкома. Но ни в одном из учреждений не обеспечена возможность постановки решающего комплекса геолого-петрографических, радиологических, физико-механических, геофизических, геотермических и экспериментальных исследований, необходимых для изучения магматизма. Таким образом, петрология и радиогеология, изучающие магматизм и связанные с ним процессы рудогенеза, лишены объединяющей научно-исследовательской базы, необходимой для успешного развития научных и научно-организационных мероприятий в масштабе страны. Особенно существенным недостатком является недостаточность экспериментальных исследований, что ведет к снижению теоретического уровня исследований в стране по магматизму.

Имеются попытки компенсировать недостаточность экспериментальных исследований термодинамическим моделированием природных процессов на основе рассмотрения предельных случаев равновесного состояния минеральных парагенезисов. Однако без эксперимента и однозначного природного фактического материала делаемые отсюда выводы могут в ряде случаев облегчить интерпретацию лишь с определенных позиций наблюдаемых фактов.

Все это свидетельствует о необходимости создания специализированного научного центра по проблемам магматизма, радиогеологии и рудогенеза, который должен обеспечить решение крупных задач теории и практики, связанных с комплексным изучением вещества земной коры и верхней мантии, представленных закономерными ассоциациями изверженных горных пород.

Конкретными задачами теоретического и практического значения, требующими разрешения в связи с изучением магматизма нашей планеты, являются:

Проблема I. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых в целях разработки научных основ прогнозирования, включая изучение магматизма для познания особенностей геотермического режима Земли.

Проблема II. Магматизм как индикатор состава и эволюции земной коры и верхней мантии.

Проблема III. Экспериментально-методические исследования.

Внутри этой основной проблемы необходимы исследования по разделам:

1) природные ассоциации изверженных горных пород, их металлоносность и эволюция в пространстве и за время геологической истории планеты;

2) металлогеническая специализация формаций изверженных пород в зависимости от тектоно-структурных, провинциальных и временных факторов;

3) критерии потенциальной рудоносности магматических тел и геологические условия, благоприятствующие образованию месторождений;

4) горные породы как полезные ископаемые;

5) развитие магматизма конкретных геологических районов, скоррелированное с данными геофизики, абсолютной геохронологии, геотермии и специфики геохимических черт, включая радиоактивные элементы;

6) *специфика вулканического процесса в геологической истории* земной коры на примере отдельных регионов, включая значение вулканизма для геотермического режима;

7) *магматизм мезозоя—кайнозоя континентов, дна океанов и океанических* островов;

8) развитие методических и экспериментальных исследований в области радиогеологии: а) повышение точности и чувствительности радиологических изменений; б) экспериментальное изучение причин и условий нарушения равновесных отношений радиоактивных элементов и их продуктов распада на природных объектах; в) методические исследования по изучению изотопов свинца, стронция, серы, кислорода в родственных сериях изверженных пород с их рудными и метаморфогенными производными с целью решения проблем петро- и рудогенезиса;

9) методические и экспериментальные исследования в области петрогенезиса и свойств горных пород и минералов: а) экспериментальное изучение многокомпонентных силикатных систем с летучими при разных давлениях и температурах; б) изучение кинетики процессов минералообразования; в) моделирование процессов замещения минералов в природных объектах компонентами растворов при низких и средних температурах; г) широкое применение в практике петрографических исследований оптической, рентгеновской, электронной и инфракрасной микроскопии, спектрометров, электронного и ядерного магнитного резонанса, квантометров и других приборов с целью познания эволюции структуры и состава породообразующих минералов, свидетельствующих о происхождении и метаморфизме горных пород; д) систематическое исследование упругих свойств, *пористости, теплопроводности, а также магнитных и электрических свойств* горных пород и минералов из конкретных геологических обстановок при разных давлениях и температурах (давление до 15 000 ат, температура до 700°); существенным является также изучение физико-механических свойств горных пород с целью выявления условий локализации полезных ископаемых.

Весь этот комплекс исследований, без проведения которого невозможны правильная интерпретация геофизических данных, а следовательно, и создание теории о составе и строении земной коры и верхней мантии, а также создание современной теории рудообразования, должен быть организационно обеспечен и осуществлен в полном объеме, на надлежащей лабораторно-экспериментальной базе.

УДК 552.3

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ [1]

Каждая знаменательная дата заставляет не только оглянуться на пройденный путь, но и установить ориентиры дальнейшего движения вперед [2].

За годы Советской власти в нашей стране успешно развивались исследования по магматической геологии, что наряду с развитием геофизических исследований, детального геологического картирования и таких методов, как абсолютное датирование, позволило существенно продвинуть вперед выяснение закономерностей эволюции магматизма в верхней оболочке Земли. К сожалению, экспериментальные исследования, направленные на выяснение физико-химических закономерностей магмообразования в земной коре, пока еще не достигли желательного уровня. Точно так же крайне недостаточны наши знания о физических и физико-механических свойствах горных пород и минералов, особенно для тех условий, в которых породы находятся в глубинах Земли.

Упругие свойства горных пород, разнообразных по возрасту, условиям кристаллизации, метаморфизованности,— их электропроводность, магнитные свойства, пористость и ультрапористость при разных значениях сжатия и нагрева — известны лишь в самом предварительном виде. Значение петрофизики, как для петрологии, так и для смежных наук — геофизики, тектоники и, вероятно, планетологии, неизменно будет возрастать.

Благодаря богатому опыту петрографов накоплен колоссальный материал по химическому составу горных пород разного типа. В силу этого петрохимия имеет все основания для разработки проблемы изменения состава горных пород в зависимости от обстановки и времени формирования, положения в структурных элементах земной коры и сонахождения с другими родственными членами петрографических ассоциаций — формаций, комплексов и т. д.

Однако петрохимия в значительной мере ограничивается изучением очень важного для петрографов, но далеко не полного набора элементов. Более редкие элементы анализируются не всегда, и точность их количественного определения недостаточна для современного развития петрологии. Между тем знание распространения в типах пород и в их разновозрастных аналогах акцессорных элементов позволит обоснованнее проводить корреляцию горных пород, выяснять «родственные» их особенности — комагматичность.

Для целей петрологии существенно познание и изотопии элементов, входящих в состав породообразующих и акцессорных минералов. Достаточно упомянуть, что изучение естественных радиоактивных элементов и их продуктов распада создает новые возможности при решении петрогенетических вопросов.

Как известно, на этой основе проведено много исследований по абсолютному датированию горных пород, распространению изотопов строн-

---

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.

[2] Статья была приурочена к 50-летию Великой Октябрьской социалистической революции.— *Прим. ред.*

ция, серы, кислорода. Эти работы ведутся, но требуется их интенсификация с параллельным повышением прецизионности определений. При этом исследования изотопного состава, так же как и петрохимическое изучение, не должны применяться к горной породе или к петрографическому типу пород вообще, но должны быть тесно увязаны с геолого-петрологическим изучением горных пород в истории их развития.

Требуется разработка более детальной и точной номенклатуры горных пород, так как название «гранит», а еще неопределеннее «гранитоид» может быть источником существенных недоразумений при петрологическом изучении и корреляции конкретных формаций из конкретных регионов.

Хочется также подчеркнуть, что многим современным петрографическим работам свойствен недостаток внимания к характеристике самих горных пород. Макроскопическое описание породы, особенности текстуры и структуры, специфические особенности состава, оптика породообразующих минералов — все эти необходимые данные подчас остаются неосвещенными. Правда, большой и все увеличивающийся объем научных изданий заставляет авторов всячески сокращать кажущиеся стереотипными определения констант и общие характеристики пород и минералов, но без этого петрографическая работа менее ценна. В некоторых работах делаются петрогенетические и общегеологические выводы, хотя характеристика горной породы ограничивается ее названием и данными определения ее возраста К-Ar методом, зачастую по валовому составу породы и без указания исходных аналитических данных.

Все это заставляет напомнить петрографам, что применение новейших методов исследования, включая и элементы математизации, не избавляет от требования, а, наоборот, усиливает его к наиболее полной петрографической характеристике исследуемой горной породы. Иначе все сведения, добытые с помощью новейших методов, не приведут к разрешению геолого-петрологических проблем, для выяснения которых эти методы были применены.

Ниже кратко рассматриваются состояние магматической геологии и ее контакты с геофизикой, тектоникой и радиогеологией.

МАГМАТИЗМ И ГЕОФИЗИКА

В настоящем обзоре, конечно, имеется в виду только та часть современной геофизики, которая имеет прямое отношение к геологической оболочке нашей Земли, где на разных уровнях генерируются магмы.

К сожалению, достаточно точных определений глубины образования разнотипных магм пока не имеется. Куно считает, например, что магма щелочных оливиновых базальтов поступает с глубин порядка 400 км. Гранитные магмы эвтектоидного состава (наиболее легкоплавкие) могут, видимо, возникать на значительно меньших глубинах, предположительно порядка 20—30 км, если справедливы наши представления о значениях температурного градиента для разных структурных элементов земной коры. Однако верхняя часть геологической оболочки до глубин порядка 70—80 км, как правило, при геофизических исследованиях ведет себя скорее как твердая среда. Переход в пластическое и частично в жидкое состояние более уверенно предполагается для астеносферы, т. е. для глу-

бины не меньше 100 км. Некоторые предположения о температурах глубин можно, видимо, сделать на основе выявления глубины нижней кромки магнитовозмущающих масс.

До сих пор еще широко распространенное представление о разделении верхней (геологической) оболочки Земли на различные по составу кору и мантию с границей их по поверхности Мохоровичича требует пересмотра, как это было мной показано в ряде работ [8, 9, 14, 15]. Еще сильнее назрела необходимость критически пересмотреть разделение земной коры на два типа — «континентальный» и «океанический». Выделение двух главных типов коры — «континентального» и «океанического» требует пересмотра, как вытекающее из неправильной интерпретации сейсмических и гравитационных данных, без учета напряжений, вызываемых давлением столба океанической воды до 5—6 км высотой.

Большой объем исследований ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование), проведенных в разных регионах — в молодых складчатых системах и на древних платформах, показывает субпараллельное дневной поверхности положение геофизических границ, выделяемых по значениям скоростей упругих волн в верхней части коры до границы Мохо включительно. Причем мощность «коры» в геофизическом понимании колеблется от 40 до 60 км. Последняя цифра характерна для молодых горных систем типа Кавказа.

Субпараллельность геофизических границ в «коре» сама по себе свидетельствует о том, что геофизическая стратификация вызвана не изменениями состава «слоев», а изменением физических свойств гетерогенной среды под влиянием возрастающей с глубиной нагрузки вышележащих толщ. Поверхность раздела Конрада, отделяющая «гранитный» слой от «базальтового», по новейшим результатам ГСЗ, в ряде регионов не может выделяться как вполне достоверная граница раздела.

Накопленный материал по изучению физических свойств горных пород позволяет считать, что вследствие сжимаемости горных пород под давлением нагрузки скорость прохождения в них упругих волн, как правило, возрастает на 10—30% по сравнению со скоростями, измеренными в той же породе, но при давлении в одну атмосферу и при комнатной температуре.

Все эти факты были подробно разобраны в работах автора настоящей статьи [10—12]. Однако и по сей день некоторые геологи и даже петрографы критически не рассмотрели геофизическую стратификацию земной коры, допуская, видимо, что последняя состоит из многих слоев, основность которых увеличивается с глубиной. Это допущение позволяет отрицать дифференциацию магм глубинных магматических очагов и решать вопрос гораздо проще. Близкие по времени магматические образования диорит-андезитового характера и липарито-гранитные относятся этими исследователями к очагам разной глубинности, образовавшимся в «слоях» земной коры соответственного состава.

Однако это весьма простое решение проблемы генезиса изверженных пород при детальном рассмотрении геологических и петрографических фактов всегда оказывается несостоятельным.

Представляется интересным получить достоверные факты о верхней возрастной границе гранитных интрузий в пределах древних платформ. Для окраины Русской платформы магматизм в отрезке 1100—600 млн. лет преимущественно базальтоидный. В прогибах палеозойского возраста

(Припять и др.) существенно развиты базальтоидный и щелочной магматизм.

Роль петрографов в геолого-петрографической интерпретации геофизических данных должна возрасти с учетом мозаичности состава верхней части земной коры, о чем мы можем судить по совокупности геологических разрезов древних и молодых складчатых систем и древних платформ.

В 1960 г. автору этих строк представлялось допустимым связывать генерацию габброидно-плагиогранитной ассоциации с глубинным «базальтовым» слоем, а генерацию магм гранитоидно-диоритового состава относить к гранитному слою земной коры.

Однако анализ большого фактического материала заставил автора отказаться от мысли о выделении гранитного и базальтового слоев в разрезе коры до поверхности Мохо, а саму эту поверхность считать не границей двух сред резко различного состава, а границей повышенного градиента изменения скоростей упругих волн в связи с полным закрытием пористости и ультрапористости в горных породах разного состава.

Прямую информацию о составе глубинных частей геологической оболочки мы получаем в результате магматической деятельности нашей планеты. Однако точными данными о глубинах генерации той или иной магмы мы все же не располагаем.

Нам неизвестно также, обязано ли значение средней плотности земного шара, равное 5,5 гм/см^3, его стратификации на кору с плотностью 2,5—2,8, мантию и ядро со значительно более высокими плотностями, вызванными разным химическим составом этих оболочек, или же большую роль в этом изменении плотностей играют фазовые превращения вещества Земли в условиях колоссальных температур и давлений. Небезынтересно напомнить факт, отмеченный мной в статье 1966 г. [16], о том, что отношение радиусов Земли и Луны, Земли и Марса равно отношению превышений их средних плотностей над плотностями поверхностной части этих тел, принятой, по аналогии с Землей, равной 2,5 г/см^3. Такое соответствие указанных отношений скорее свидетельствует о близком подобии протовещества Земли, Марса, Луны (вероятно, и Венеры) и о том, что различия средней плотности этих небесных тел обусловлены различной степенью давлений, реализующихся в них в зависимости от величины диаметра.

Первые полеты космонавтов на Луну, вероятно, позволят получить достоверные факты для проверки этой гипотезы [1].

Многие из современного поколения петрографов воспитаны на представлении о том, что Земля если даже и была образована из холодных метеоритных частиц, то все равно прошла стадию разогрева с образованием мощной коры гранитного состава. Со времени образования первичной коры начинается геологическая история Земли. Начало этой истории мы пытаемся уловить в виде конкретных древнейших пород. Абсолютное датирование пока не обнаружило пород древнее 3,5 млрд. лет, да и эти цифры требуют дополнительной проверки.

Возраст Земли как планеты по изотопии свинца оценивается в 4,5—5 млрд. лет. Как развивалась земная кора в течение 3,5 млрд. лет и какие процессы происходили в течение 1—1,5 млрд. лет до начала гео-

[1] Статья опубликована за два года до полета на Луну человека и до прилунения там автоматических станций.— *Прим. ред.*

логической истории — проблемы, решить которые предстоит петрографам в будущем.

Если вернуться к особенностям геофизических характеристик земной коры, то стоит обратить внимание, что и данные по магнитным аномалиям свидетельствуют скорее о том, что поверхность Мохо не является разделом петрографически разных сред (А. Г. Гайнанов — Тихий океан, Г. В. Краснопевцева — Кавказ).

Интересные результаты применения геофизики к петрологии были получены при гравиметрическом изучении массива анортозитов Адирондака. Здесь на основании данных 2000 гравиметрических станций Симонс [22] делает вывод, что Адирондакский массив анортозитов не образовался на месте своего залегания в результате гравитационной дифференциации, а был интрудирован. Мощность массива 3—4,5 км. Но в его основании выявлены два трубообразных тела, сложенные, по мнению автора, тоже анортозитами. Эти трубообразные залежи имеют диаметр в несколько километров. Продолжаются вниз на 10—15 км.

Гравитационные аномалии вдоль профилей ГСЗ коррелируются с неровностями поверхностей разделов, вызываемых изменениями плотности того или иного участка разреза; последняя, в свою очередь, зависит от глубинной геологии и петрографического состава глубинных образований конкретного района.

Изменения с глубиной физических свойств горных пород, слагающих кору, видимо, могут быть привлечены при рассмотрении эпейрогенических колебаний и изостатического выравнивания крупных блоков суши.

Известно, что $^2/_3$ поверхности Земли занято океанами со средней глубиной 3,8 км. Среднее превышение материковой части Земли над уровнем моря ~0,8 км.

Если принять, что земная кора континентов и под океанами имеет единый состав, то в напряженном состоянии плотность слагающих их пород одинакова. Пусть до глубины 3,8 км она отвечает 2,5 г/см^3. Часть земной коры, находящаяся под океаном, испытывает давление около 400 кг/см^2. Как показывают эксперименты, в этих условиях закрывается трещиноватость пород и скорости V_p повышаются примерно на 10%. Поскольку такая легко закрываемая пористость может достигать 2% объемного веса породы, мы вправе для этих пород на дне океана принять плотность, равной 2,55 г/см^3.

При этих условиях оказывается, что пленка придонной океанической коры мощностью 0,375 км с увеличенной благодаря давлению столба воды плотностью до 2,55 г/см^3 изостатически уравнивает нагрузку, обусловленную толщей континентальных пород мощностью 0,8 км, возвышающейся над уровнем океана.

В этом, на наш взгляд, заключается основа изостазии, определяющей вековые колебания уровня моря.

МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА

Чрезвычайно ценную работу осуществили А. А. Богданов, М. В. Муратов и В. Е. Хаин [17], проведя в 1963 г. систематизацию терминологии и основных понятий тектоники.

Предстоит еще большая работа для достижения общего понимания тектонистами и петрографами основных структурных элементов геоло-

гической оболочки Земли, так как магматизм и тектоника, несомненно, «парагенетические» процессы. В данном случае мной использован часто употребляемый, очень удобный термин, указывающий на пространственную совмещенность двух или нескольких пород, минералов или процессов, причинные связи между которыми неясны, а также неясно происхождение каждого из явлений, входящих в парагенетическую ассоциацию[1].

Учение о формациях изверженных и метаморфических пород должно быть увязано с представлениями об эволюции структурных элементов верхней оболочки Земли. Но в этом направлении предстоит большая исследовательская работа, так как неформальное отнесение той или иной естественной ассоциации изверженных пород к определенной тектонической обстановке может быть произведено лишь после воссоздания истории развития и магматизма и структур для конкретного региона.

Известный схематизм, присущий произведенной систематизации структурных элементов, в настоящее время, по-видимому, вполне естествен.

Хотелось бы в связи с этим обратить внимание и петрографов и тектонистов на некоторые стороны проблемы.

Еще 20 лет назад А. Н. Заварицкий в докладе на общем собрании отделения (Изв. АН СССР, 1946, № 2), рассматривая факты о новых движениях в верхних частях Земли с учетом глубокофокусных землетрясений, писал: «Глубинные процессы представляют явление несравненно более мощное, чем те нарушения поверхностных слоев, которые мы привыкли объединять в понятие тектоника собственного смысла слова. 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). Геологическими методами прямо изучаются только формы последней (вторичной) тектоники». Это высказывание А. Н. Заварицкого имеет существенное значение и сейчас, когда мы пытаемся объединить усилия петрографов, геофизиков и тектонистов для решения проблемы «Строение, состав и развитие земной коры и верхней мантии».

Как было показано выше, уровни генерации магматических расплавов расположены, видимо, ниже той условной границы между «корой» и «мантией», которая, по существующим представлениям, соответствует поверхности Мохо.

Поскольку магматические расплавы достоверно появляются на поверхности Земли и способны охлаждаться и кристаллизоваться также и в верхних горизонтах коры, вполне вероятно образование и длительное существование промежуточных очагов магмы.

Разобраться в соотношениях «вторичной» тектоники и проявлений магматизма в верхних частях коры — задача существенная, в частности, и для решения металлогенических проблем.

Однако глубинная тектоника, образование глубинных зон повышенной магмопроницаемости и сама генерация магм — явления первичные, возникающие на глубоких уровнях земной коры (геологической оболочки), ниже условной границы Мохо.

История развития земной коры выяснена еще далеко не полно.

---

[1] Имеется в виду термин «формация».— *Прим. ред.*

Среди структурных элементов земной коры выделяются обычно древние платформы, или кратоны, которые закончили геосинклинальное развитие в протерозое и на всем протяжении неогея (~1200 млн. лет) характеризовались платформенным режимом развития. Тектонисты достаточно уверенно выделяют байкальскую, каледонскую, герцинскую и альпийскую тектонические эпохи, однако предшествующий этап развития коры, оцениваемый примерно в 500—600 млн. лет, остается неясным. Тектонические эпохи (от заложения геосинклинали до орогенического этапа включительно) и полный цикл развития магматизма (от начальных его проявлений основного и существенно натриевого состава до постскладчатых гранитоидов и щелочных пород) охватывают промежутки времени около 150 млн. лет. В этой намечающейся периодичности развития тектонических эпох и завершенных циклов магматизма проявляются эндогенные процессы, относящиеся в сущности уже к астеносфере, определяющие и магматизм и первичную тектонику коры.

Схематичность некоторых положений современной тектоники вырисовывается также из результатов исследования развития магматизма в структурно-формационных зонах Кавказа. Само заложение Кавказской геосинклинали приурочено к планетарной зоне раздробления древней платформы с возрастом слагающих ее пород около 1500 млн. лет. Древняя толща, вскрытая буровыми скважинами под мезозоем в Палазу-Маре (близ г. Констанцы), представлена серией смещенных блоков кристаллических пород, образующих один из реликтовых срединных массивов Кавказской геосинклинали.

По данным румынских геологов (проф. Джушкэ), в основании вскрыты гнейсы с возрастом по мусковиту 1700 млн. лет. Выше залегают амфибол-гранатовые кристаллические сланцы и куммингтонитовые сланцы, переслаивающиеся с кварцитами. Эта толща кристаллических сланцев сопоставляется румынскими геологами с криворожской толщей Украинского кристаллического щита. Западнее Палазу-Маре скважинами вскрыты метаморфические сланцы и метаморфизованные вулканогены над «криворожской» толщей кристаллических сланцев. Благодаря любезности Л. В. Фирсова были сделаны определения абсолютного возраста К-Ar методом трех проб, характеризующих разные части разреза Палазу-Маре (таблица).

Гнейсы, подстилающие «криворожскую» толщу, в соответствии с их геологическим положением дают цифру возраста 1700 млн. лет. Амфибол-биотитовый кристаллический сланец из криворожской толщи дал по породе 1300 млн. лет, что, видимо, близко к истинному возрасту, так как калийсодержащих минералов, кроме биотита (16—18%), в породе нет.

Интересно, что основной вулканит, вероятно отвечающий начальному этапу формирования Кавказской геосинклинали, показал цифру возраста 460 млн. лет, что близко к цифре возраста выявленных древнейших гранитов Кавказа — балки Мощевой и р. Теберды — 450—480 млн. лет. Серицит из прожилков в метаморфических сланцах Северного Кавказа, близ устья р. Урушten, дал цифру 435 млн. лет, что отвечает возрасту метаморфизма этих сланцев.

Все эти выявленные древнейшие магматические породы Кавказа свидетельствуют о заложении Кавказской геосинклинали с ярко выраженным инициальным магматизмом на вполне сиалической, континентальной коре древней платформы, имеющей возраст 1300—1700 млн. лет.

№ проб	Толща, породы	*K*, %	^{40}Ar, $нмm^3/г$	T, млн. лет
4	Вулканиты, фация метаморфизма зеленых сланцев	0,45	0,0088	460
2	Амфибол-биотитовый кристаллический сланец с гранатом	0,61	0,0428	1300
1	Гранито-гнейс, подстилающий «криворожскую» толщу, валовой состав	2,80	0,067	550
	Мусковит из гнейса под «криворожской» толщей (по Джушкэ)	–	–	1700
	Микроклин, оттуда же (по Джушкэ)	–	–	600

В блоке декембрия у г. Констанцы, перекрытого инициальными магмопроявлениями Кавказской геосинклинали, пока не выявлены породы, характеризующие отрезок истории земной коры в промежутке между 1200 и 600 млн. лет.

Хотя изучению магматизма длительно развивающейся Кавказской геосинклинали посвящено много времени различными геологами, и автором этой статьи в том числе, однако полная картина развития этой геосинклинали в течение 500 млн. лет еще во многом неясна. Ее развитие, видимо, захватило три тектонические эпохи, но сложное блоковое строение Кавказа в целом, сочетающееся с главными структурно-формационными зонами субширотного простирания, пока не позволяет проследить развитие геосинклинали в пространстве для отдельных тектонических эпох.

Альпийский орогенез Кавказа — это относительно небольшой отрезок развития Кавказской геосинклинали. История ее развития во времени и пространстве очень сложна, и сейчас пока могут быть сделаны ограниченные выводы о магматизме и тектонике за время фанерозойской активизации эндогенных процессов в этой крупной геосинклинально-складчатой структуре, с вовлечением в ее развитие предшествовавшей древней платформы.

За последние годы в геологических работах широко используются результаты абсолютного датирования и геофизических исследований, с выделением субгоризонтальных геофизических поверхностей раздела в разрезах конкретных регионов.

Однако использование любых данных, полученных на основе новых методов, должно тесно сочетаться с хорошей геолого-петрологической изученностью магматизма отдельных областей.

В этой связи представляется важным остановиться на некоторых вопросах магматизма Казахстана, освещаемых в последних работах. Как известно, материалы по Казахстану позволили ряду казахстанских геологов отстаивать точку зрения о большей древности некоторых границ внутри среднего и верхнего палеозоя по сравнению со шкалой 1960 г. и уточненной шкалой 1964 г., обсужденными и утвержденными Комиссией по определению абсолютного возраста.

Как показало длительное обсуждение этой проблемы, причиной такого расхождения казахстанских данных по геохронологической шкале является отнюдь не меньшая точность работ радиологических лабораторий

Казахстана, а скорее подход к расчленению магматизма Казахстана на закономерные ассоциации изверженных пород.

В работах казахстанских геологов, имеющих солидную базу изучения каменного материала, делаются, однако, выводы, свидетельствующие либо о недостаточности фактического материала, либо о спорной геолого-петрографической интерпретации известных фактов.

В частности, используя структурно-тектоническое районирование Центрального Казахстана, геологи расчленяют герцинский интрузивный магматизм на гранодиоритовую и посторогенную гранитовую формации с субформацией аляскитов и щелочных гранитов. При этом для гранодиоритовой формации констатируются три этапа внедрения: 1) гранодиориты саурской фазы относятся к нижнему карбону, так как они прорывают турне и нижнюю часть визе и обломки их известны в конгломератах визе; 2) гранодиориты топарского комплекса внедрились в среднем или верхнем карбоне, но возраст не всегда определенен; 3) самые молодые гранодиориты приурочены к Алаккульскому синклинорию, прорывают верхний карбон и должны считаться нижнепермскими. Следует сказать, что геолого-петрографическая обоснованность такого скольжения во времени гранодиоритового этапа герцинского магматизма не вытекает из текста работ.

В работах приводится характеристика массива Мамман-Тау, относимого к саурской фазе (комплексу), и Сары-Тау, относимого к топарскому комплексу. На картах—схемах видно, что в разных структурных элементах Центрального Казахстана ассоциируются, образуя единые массивы, и гранодиориты, и граниты, и аляскиты. Граниты и аляскиты интрудируют позднее гранодиоритов. При конкретном описании массива Мамман-Тау указывается, что этот массив сложен гранодиоритами и лейкократовыми гранитами. Интрудируемые массивом вулканиты являются живет—франскими. Перекрывается массив лавами и пирокластами, условно отнесенными к намюру. Горы Сары-Адыр описываются как часть массива Мамман-Тау. Но, по Р. Н. Соболеву, массивы Аман-Тау и Сары-Адыр, петрографически идентичные, перекрыты турнейскими известняками, а петрографически аналогичный Алаккульский массив перекрыт известняками верхней части фаменского яруса.

В работе об абсолютном возрасте гранитоидов массива Сары-Адыр, написанной мной совместно с геологами, работающими в Казахстане, я подчеркивал неправомерность отнесения к разным комплексам интрузивных пород, слагающих единый массив [13].

На примере цифр по K-Ar датированию герцинских гранитоидов Центрального Казахстана, опубликованных разными авторами, особенно для калдырминского комплекса, видна неопределенность понятия «комплекс», применяемого в работах многих казахстанских геологов.

По Г. Н. Щерба, возраст калдырминского комплекса 277—288 млн. лет, по В. К. Моничу — 320—330 млн. лет, по Л. В. Комлеву — 325—345 млн. лет. При таком разбросе цифр естественно задаться вопросом: не разновозрастные ли гранодиориты из разных массивов объединяются разными авторами в единый комплекс? И каким образом определяется возраст субформации лейкократовых гранитов, практически не содержащих слюды? Все это свидетельствует, что пока должной увязки между расчленением палеозойской интрузивной деятельности по геолого-петрографическим и радиологическим данным не имеется. Поэтому, как мне прихо-

дилось уже указывать в 1963 г. [11], преждевременно создавать особую казахстанскую геохронологическую шкалу.

По-видимому, преждевременны и некоторые выводы о разновозрастности интрузий герцинской гранодиоритовой формации в Центральном Казахстане.

Определенные противоречия имеются в выводах некоторых исследователей об образовании гранитной магмы в Центральном Казахстане. Используя результаты петрографических исследований и известные для Казахстана геофизические данные (ГСЗ, гравиметрия), они допускают существование в разрезе коры и «гранодиоритового» слоя по аналогии с «гранитным» и «базальтовым», выделяемыми геофизиками. Более раннее внедрение гранодиоритов объясняется более ранним плавлением (при поднятии геоизотерм) этого более глубинного гранодиоритового слоя. Лишь при продолжающемся подъеме геоизотерм постепенно начинают плавиться и более высокие горизонты, имеющие уже гранитный состав. С изменением характера и уменьшением напряженности тектонических движений происходит постепенная консолидация области плавления, сохраняются лишь изолированные очаги с легкоплавкими, богатыми щелочами кислыми магмами. С этим регрессивным периодом магматизма связано, по их мнению, внедрение аляскитов. Наконец все это застывает и становится возможным проникновение в верхний этаж основной магмы, связанной с базальтовым слоем.

Такая упрощенная трактовка показывает, что даже петрографы, работающие с вещественными природными образованиями, склонны в буквальном смысле понимать расчленение верхней оболочки Земли на субгоризонтальные слои — «гранитный», «базальтовый» и даже «гранодиоритовый», хотя на всех совещаниях последних лет принимаются решения о применении этих терминов только в качестве условных [12, 14, 15].

Думается, что причина развития гранитоидного магматизма от гранодиоритов через граниты к аляскитам лежит не в стратификации земной коры по составу, а в различии PT—условий кристаллизации таких расплавов. Иными словами, отказываться от представлений о магматической дифференциации пока преждевременно.

МАГМАТИЗМ И РАДИОГЕОЛОГИЯ

Сравнительно короткое время, порядка 10 лет, потребовалось для того, чтобы абсолютное датирование возраста горных пород и минералов, а в последние годы и датирование геологических процессов, стало, пожалуй, неотделимой частью геологического фундаментального исследования. К началу 50-х годов в Советском Союзе насчитывалось всего четыре-пять лабораторий. В настоящее время число действующих лабораторий стало в несколько раз больше. Применение новых методов, казалось бы просто решающих многие сложнейшие проблемы возраста геологических объектов и их корреляции между собой, показало, однако, что упрощенно подходить к этой задаче нельзя. В статьях, подводящих итоги исследований в области абсолютной геохронологии, мне не раз приходилось подчеркивать, что практическое применение в больших масштабах радиологического датирования показало большую сложность правильной геологической интерпретации радиологических данных из-за сложности и многообразия процессов, воздействующих на горные породы, особенно древнего возраста.

Рабочими методами радиогеологии в настоящее время являются U-Pb, Th-Pb, K-Ar и Rb-Sr. *Особенно большое распространение получил* K-Ar метод, так как круг его применения к калийсодержащим минералам и породам несравненно более широк, чем у других методов. Все шире используется Rb-Sr метод, ценный еще тем, что с его помощью и K-Ar цифры получают дополнительное обоснование.

Все применяемые в настоящее время методы по сути дела отвечают своему названию (абсолютное датирование) только в том смысле, что с их помощью определяется в годах или возраст породы, или возраст какого-либо последующего её изменения, поведшего к нарушению равновесных отношений между материнским радиогенным элементом и дочерним продуктом распада.

Уже проведена большая исследовательская работа по выяснению условий, ведущих к нарушениям такого равновесия в разных минералах и для разных методов. Однако работы в этом отношении еще далеки от завершения. Можно сказать, что для K-Ar метода в известной мере выяснены причины возможного «омоложения» или «удревнения» минерала и породы.

Применение Rb-Sr метода требует особо чувствительной аппаратуры, так как только прецизионные определения ^{87}Rb и ^{87}Sr могут дать правильный ответ о возрасте породы. Однако условия, при которых происходит предпочтительная миграция из системы минерала Rb и Sr, еще совершенно не выяснены. Достаточно хорошо известно, что Rb, как щелочной элемент, *более растворим и подвижен, чем Sr. Известно, что при выветривании* из слюд наряду с K выносится и Rb. Известно также, что в выветрелых слюдах повышается содержание CaO и SrO. Однако при далеко зашедшем *процессе соотношения радиогенного Sr с обычным таковы, что определение* ^{87}Sr может быть сделано с колоссальной ошибкой. Поэтому без специально поставленных экспериментов в условиях различных температур и воздействия различных растворов пока нельзя сказать, в каком направлении (в сторону «удревнения» или «омоложения») действуют на отдельные минералы гипергенные и гидротермальные процессы.

Что касается миграции K и Ar, то имеются и геологические и экспериментальные данные, показывающие существенную роль теплового воздействия на миграцию радиогенного Ar, и это, по-видимому, сказывается на слюдах и кали-натриевых полевых шпатах при попадании породы в геологическую обстановку с геоизотермой порядка 600°. Гидротермальные процессы, совершающиеся при 300—400°, ведут к равномерному удалению из системы минерала и ^{40}K и ^{40}Ar. В случае поверхностного выветривания наряду с выносом K в минерале может частично задержаться ^{40}Ar, удаляемый при тренировке пробы при 200—300° С. Последнее представляет существенное обстоятельство, так как в развитии радиологических лабораторных приемов был период, когда биотит считался наиболее надежным минералом для датирования K-Ar методом. При этом имелось в виду, что вследствие относительно высокой подвижности аргона как газа его содержание в минерале всегда скорее ниже, чем равно равновесному.

В литературе описаны случаи [16] других аномальных соотношений ^{40}K и ^{40}Ar. Все это показывает, что любое радиологическое определение *должно тесно сочетаться с общегеологическим и петрографо-минералогическим* изучением исследуемых горных пород. Контролирование надежности получаемых цифр параллельным применением разных методов не

должно упускать из виду и геологический контроль, основанный на прямых фактах.

Накопленный опыт исследований по радиогеологии позволяет считать, что тщательный учет всех осложняющих обстоятельств обеспечивает получение достоверных цифр датирования возраста геологических объектов и в ряде случаев времени протекания того или иного геологического процесса.

В частности, создание учеными разных стран идентичных геохронологических шкал фанерозоя в абсолютном летоисчислении доказывает применимость методов абсолютного датирования для решения сложнейших проблем теоретической и практической геологии.

Обсуждение в печати и на различных международных совещаниях показывает, что советская геохронологическая шкала 1964 г. в пределах накопленных знаний достаточно надежно оценивает возраст главнейших рубежей фанерозоя. Сопоставление датирования сосуществующих в одном геологическом теле минералов, проведенного по ним всеми тремя методами, показывает, что K-Ar цифры, исходящие из констант распада $\lambda^{40}K=0{,}557 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$ и $\lambda^{87}Rb=1{,}39$, значительно ближе к цифрам возраста, определенным U, Th-Rb методами, константы распада которых (U, Th) считаются достаточно точно установленными.

Поскольку главная масса опорных точек для геохронологической шкалы основана на определениях возраста минералов из гранитных интрузий и кислых эффузивов, то сама возможность создания шкалы, основанной на сопоставлении фактических данных с разных континентов, показывает синхронную планетарность многих важных геологических процессов, в частности гранитообразования и метаморфизма.

Порфировидные граниты «батолитового» типа, относящиеся к середине карбона и характеризующие один из этапов герцинского гранитного магматизма, дают идентичные цифры 310—320 млн. лет и в Кураминском хребте (Средняя Азия), и на Северном Кавказе, а также в других районах развития герцинского магматизма.

Гранитный этап герцинского магматизма (середина верхнего карбона) дает цифры возраста 270—280 млн. лет также во многих районах СССР и в Западной Европе, например дартмурские граниты Англии имеют возраст 280 млн. лет, определенный K-Ar и Rb-Sr методами. Заключительный этап герцинского магматизма, относящийся к перми (Англия — Корнуэлл, Северные Аппалачи — штат Мэн; Северный Кавказ и другие районы СССР), датируется в 260 млн. лет. Интересно отметить повсеместную связь редкоземельной минерализации с аляскитовым этапом герцинского магматизма. Чрезвычайно важным фактом является установление анхисинхронности (80—90 млн. лет) для широко распространенных оловоносных гранитов и экструзивных образований кислой магмы на востоке нашего континента.

Накопленный материал по абсолютному датированию разнотипных петрографических формаций из разных геоструктурных областей показывает принципиальную возможность корреляции одновозрастных, специфичных по составу формаций изверженных пород. Приведу, в частности, такой пример. На далеком Северо-Востоке, по материалам М. Г. Руб, выявлены ультрабазиты с щелочной тенденцией, интрудировавшие в триасовые отложения после завершения геосинклинального развития в верхней юре Колымско-Верхоянской складчатой области. Абсолютный возраст этих

ультрабазитов 97—100 млн. лет. С другой стороны, субплатформенное существование Северо-Кавказской области после интрузий гранитов на границе юры и мела сопровождалось формированием вулканических аппаратов и внедрением гипабиссальных тел субщелочных ультрабазитов, также с возрастом 100—105 млн. лет.

Все это указывает на общие закономерности в развитии магматизма нашей планеты. Одна из таких общих закономерностей — анхисинхронность специфичных по составу пород и сопровождающей минерализации из удаленных друг от друга районов. В основе этой закономерности лежит направленная эволюция магм, генерируемых на уровнях астеносферы, с подъемом их в верхней части коры благодаря глубинной (по А. Н. Заварицкому — первичной) тектонике.

В связи с этим представляет большой интерес провести сравнительный анализ развития магматизма в пределах Русской (или Восточно-Европейской) платформы и в обрамляющих ее горноскладчатых сооружениях — Урала, Кавказа, Крыма, Карпат.

Влияние контаминации магм компонентами из интрудируемых пород верхних уровней коры и соотношения вторичных магматических очагов со вторичной (по А. Н. Заварицкому) тектоникой в настоящей статье по недостатку места не обсуждаются.

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Вопросы петрогенезиса и соотношений оруденения с процессами магматизма — основные цели петрологии и той ее части, которая в настоящей статье названа магматической геологией.

Магматическая геология подходит к этим вопросам на основе изучения естественных ассоциаций горных пород, связанных «кровным» родством.

Несмотря на большое разнообразие изверженных горных пород, количество образующихся из них естественных ассоциаций сравнительно ограниченно. Петрографы в своей практической исследовательской работе учитывают наличие естественных групп изверженных пород, но не договорились до сих пор о четком определении и соподчиненности таких понятий, как «формация», «магматический комплекс», «интрузивный комплекс», «фация» и т. д. Особенно много оттенков вкладывается в понятие «формация», имеющее к тому же общегеологическое применение, включая специальное и тектоническое ее понимание.

Различное понимание терминов вносит определенные осложнения в практику петрографических исследований. Как пример достаточно указать, что применение в казахстанской практике термина «комплекс» к отдельным этапам гранитоидного цикла приводит подчас к противоречиям в геологической интерпретации данных абсолютного датирования.

Основоположником разработки проблемы формации изверженных пород в нашей стране является Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. От Ф. Ю. Левинсон-Лессинга происходит и двойственное понимание термина «формация».

С одной стороны, им выделена конкретная Олонецкая диабазовая формация, а с другой — предложены такие понятия, как гранитовая, габбро-перидотито-пироксенитовая и другие формации, абстрагированные от конкретных геологических обстановок. В таком примерно направлении развивались петрографические работы, ставившие своей задачей исследование

формаций гранитоидов, формаций базитов. При этом общая картина развития магматизма в том или ином структурно-геологическом регионе может остаться нерасшифрованной, так как на промежуточные звенья и соотношения разноформационных пород обращается меньше внимания. Большой вклад в проблему формаций изверженных пород внес Ю. А. Кузнецов, рассмотревший ассоциации горных пород с учетом их структурно-тектонической позиции.

Потребности практической геологии и теоретической петрологии требуют разработки учения о формациях на петрогенетической основе, т. е. на базе глубокого изучения конкретных формаций с выяснением условий и времени образования всех пород такой природной ассоциации, включая и такие производные, как гидротермальные образования.

В ранних [1, 2] работах по магматизму Кавказа мной выделены магматические комплексы, включающие широкий круг пород, как интрузивных, так и эффузивных, объединяемых приуроченностью к единой структурной зоне, временной близостью и вероятным происхождением из общего магматического очага. За прошедшие 17 лет накоплен новый материал, который позволил провести более дробное выделение самих структурно-формационных зон, а также выявить более узкие родственные ассоциации пород с более точным определением их возраста.

Все это, с учетом данных в целом по развитию фанерозойской геосинклинали Кавказа, позволяет более детально рассмотреть проблему конкретных формаций. Частично эти материалы изложены в статье 1967 г. [16], но главным образом они приведены в сводной коллективной работе по магматизму Кавказа, находящейся в печати[1]. Следует сказать, что и при более детальном изучении выделение магматических комплексов, объединяющих подчас контрастные по составу и по условиям кристаллизации породы, сохраняется, но объемы этого понятия суживаются благодаря конкретизации геологических границ между отдельными ассоциациями.

Глубинность генерации магм при широком развитии блоковых структур, по-видимому, во всех полициклических складчатых областях, как нами отмечалось еще в 1952 г. [3], позволяет прослеживать проявления синхронного магматизма в разных фациях.

Естественно, что сопоставление ассоциаций эффузивных пород с ассоциациями их интрузивных аналогов позволит ближе подойти к решению петрогенетических процессов.

Полицикличность развития многих фанерозойских геосинклиналей ведет к формированию разнообразных ассоциаций пород, отличающихся фациальным положением, составом и структурой.

В качестве частного случая целесообразно привести схему эволюции магматических расплавов двух типов.

Первый тип (обычный в условиях эвгеосинклинали)

А. Вулканический ряд

I. Перемежаемость эффузивов основного и кислого состава существенно натриевых.

II. *Экструзивно-эффузивные ассоциации средних и кислых пород* существенно натриевого характера.

[1] Имелась в виду работа Г. Д. Афанасьева с соавторами «Закономерности развития магматизма складчатых областей (на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока) (М.: Наука, 1968).— *Прим. ред.*

III. Тоналит-адамелитовая ассоциация.

IV. Плагиогранито-плагиоаляскитовая ассоциация с производными пегматитового и гидротермального характера, несущими специфическую минерализацию.

Второй тип (отвечающий скорее развитию миогеосинклинали)

А. Эффузивно-экструзивный ряд

I. Андезит-дацит-липаритовая ассоциация K-Na состава, приуроченная к разломам, разделяющим структурно-формационные зоны с некковой субфацией подводящих каналов.

II. Дацит-риолитовая ассоциация с переходами к субщелочным разностям.

Б. Гипабиссальный интрузивный ряд

I. Габбро-диоритовая, сиенит-диоритовая ассоциации.

II. Гранодиоритовая фаза.

III. Гранитовая фаза.

IV. Аляскитовая фаза.

В. Глубинно-интрузивный ряд

I. Гранодиорит-гранит-аляскитовые батолитоподобные массивы.

II. Гранитная фаза с пегматитами.

III. Аляскитовая фаза с пегматитами и аплитами.

В конкретной обстановке отдельных структурно-формационных зон наблюдаются отклонения от приведенной схемы.

Пока еще недостаточно ясен вопрос о типе развития пространственно единой структуры с различными по составу рядами магматических пород в последовательные отрезки геологического времени.

Материалы по изучению магматизма складчатых областей свидетельствуют о неоднократном возобновлении тектонической и магматической активности в таких областях с периодическим развитием полных или неполных циклов, включающих этапы гранитообразования разного петрохимического типа, со специфической минерализацией.

Начальный (инициальный) магматизм характерен для ортогеосинклиналей глубокого заложения. Щелочной магматизм характерен для конечных стадий развития геосинклиналей и для перехода отдельных структурно-формационных зон к платформенному типу развития.

Материал Северного Кавказа свидетельствует о последовательном смещении в пространстве собственно геосинклинального развития структурно-формационных зон с так называемым инициальным магматизмом. Однако для отдельных структурно-формационных зон имеются данные, свидетельствующие о противоречивых тенденциях. Одни структурно-формационные зоны вовлекаются в новый этап собственно геосинклинального развития, а другие — превращаются в зону платформенного типа с развитием уже щелочного магматизма.

Существенное значение для вопросов петрогенезиса имеет глубокое изучение соотношений процессов ультраметаморфизма и магмообразования.

Серии метаморфических пород, включающие эклогиты, чарнокиты, обычно известны выходящими в пределах древних кристаллических щитов и плит.

Однако в фанерозое в центральных частях таких щитов внедрение гранитов не зафиксировано, хотя формации базальтоидно-щелочного типа представлены довольно широко. Причины такого намечающегося различия формаций магматических пород фанерозоя в разных структурных элементах связаны с разной интенсивностью глубинных процессов, создаю-

щих мобильные магмопроницаемые структуры в мощной земной коре в виде геосинклинальных поясов.

В условиях сколовых движений в теле жесткой платформы с больших глубин астеносферы предпочтительнее поступают более подвижные, менее вязкие базальтоидные расплавы и расплавы щелочной магмы, особенно в условиях относительно кратковременного образования магмопроницаемой структуры типа глубинного разлома.

В пределах древних платформ, особенно по их периферии, достоверно выявлена магматическая деятельность в верхнем протерозое, представленная главным образом основными породами, а в депрессионных зонах типа Припятского прогиба Русской платформы развита серия эффузивов и экструзивов основного, промежуточного и щелочного состава.

Гранитообразование и метаморфизм после завершения этих процессов на платформах 1200—1300 млн. лет назад проявляются в земной коре лишь в пределах неогеосинклиналей, возникших на древних платформах примерно 600 млн. лет назад. Существование эпохи гранитообразования с возрастом 800—900 млн. лет по периферии щитов требует более широкого фактического обоснования. Недостаточная изученность сочленения древних платформ и фанерозойских геосинклиналей не позволяет логически продолжить вывод о постепенном смещении во времени и пространстве заложения геосинклиналей от ядра щита к его периферии за последние 1200 млн. лет.

Во всяком случае, при целеустремленно направленных исследованиях из намечающихся различий развития гранитного и щелочно-основного магматизма в пределах платформ и обрамляющих складчатых сооружений могут быть получены дополнительные факты и выводы о строении, составе и мощности земной коры и о ее соотношениях с субстратом уровней генерации щелочно-базальтоидных магм.

Изучение конкретных формаций магматических и метаморфических пород на фоне тектонического развития региона — сложный, но, может быть, единственно правильный путь, так как только такое изучение может дать полную картину эволюции магматизма длительно развивавшейся (порядка полумиллиарда лет) складчатой области.

Фундаментальные основы для исходных представлений о физико-химических условиях образования и кристаллизации магматических расплавов вытекают из экспериментов Боуэна и Татла с системами Ab, Or, Q и H_2O [24] для гранитной магмы и Иодера и Тилли для базальтовой магмы. Экспериментальные исследования Рингвуда и Грина [21] скорее показывают отсутствие перехода от «базальтового» слоя коры к «перидотитовой» или «эклогитовой» оболочке ниже границы Мохо. Результаты исследований Рингвуда и Грина были ранее рассмотрены автором [15] более детально.

В рамках настоящей статьи трудно развернуто остановиться на второй главной задаче магматической геологии — выявлении генетических связей между магматическими ассоциациями и эндогенным оруденением. Этой проблеме посвящен ряд публикаций автора, который полностью разделяет высказанное на этот счет мнение петрографов, зафиксированное в решении II Всесоюзного петрографического совещания 1958 г.

В последней статье, подводящей итоги изучения магматизма Кавказа [16, с. 19], сказано, что «изучение магматизма Северного Кавказа с полной очевидностью доказывает существование генетических связей эндогенной минерализации с магматизмом».

В отношении некоторых типов оруденения — медноколчеданного и др.— в этой статье отмечены специфические особенности магматических формаций, с которыми они связаны, а также планетарность проявления этих типов оруденения в сходной структурно-геологической обстановке.

* * *

Ближайшие годы явятся строгим экзаменом для петрографов нашей страны в части ответственности за решение отдельных разделов сложнейших проблем геологии.

Представляется, что советские петрографы могут с честью выступить по затронутым проблемам на предстоящем Международном геологическом конгрессе в Праге (1968 г.) и на IV Всесоюзном петрографическом совещании, которое мы надеемся провести в 1969 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 69.
2. *Афанасьев Г. Д.* О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
3. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4.
4. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые очередные проблемы магматизма Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 5.
5. *Афанасьев Г. Д.* Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 4.
6. *Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
7. *Афанасьев Г. Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., 1958, вып. 20.
8. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных в строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
9. *Афанасьев Г. Д.* Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
10. *Афанасьев Г. Д.* и др. Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
11. *Афанасьев Г. Д. Сборник «Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород»:* Посвящен 100-летию со дня рождения Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
12. *Афанасьев Г. Д.* Симпозиум по физико-механическим свойствам горных пород верхней части земной коры: Хроника.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.
13. *Афанасьев Г. Д., Соболев Р. Н.* Возраст гранитов Аман-Тау и Сары-Адыр (Центральный Казахстан) и их реперное значение для границы франского и фаменского ярусов верхнего девона.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. (XIII сессия). М., 1966.
14. *Афанасьев Г. Д.* Новые данные о соотношениях земной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
15. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые геологические и геофизические данные в отношении состава и строения земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 5.
16. *Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7.
17. *Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е.* Об основных структурных элементах земной коры.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 38, № 3.
18. *Заварицкий А. Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
19. *Гайнанов А. Г.* Магнитная неоднородность верхней мантии.— В кн.: Геофизические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1966, вып. 2.

20. *Устиев Е. К.* Охотский тектоно-магматический пояс и связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
21. *Ringwood A. E., Green D. H.* An experimental investigation of the Gabbro — Eclogite transformation and some geophysical implications. Petrology of the Upper Mantle.— In: Dep. Geophys. and Geochem. Austral. Nat. Univ. Publ., 1966, N 444.
22. *Simmons G.* Implications for the Anorthosite Problem of a gravity survey in Northern New York.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., Abstr. for 1961, 1962, N 68.
23. *Tuttle O. F.* L'origine et la classification des granites à la lumiere des études expérimentales dans le système $NaAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O.— Sci. terre, 1955.
24. *Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, N 74.
25. *Wyllie O. J., Tuttle O. F.* Melting in the Earth's Crust.— In: Intern. Geol. Congr. Rept. XXI Sess., pt 18, Copenhagen, 1960.
26. *Wyart J., Sabatier Germaine.* Transformation des sédiments argileux sous elaction de l'éau à pressions élevées. Application au phénomène de granitisation.— C. r. Acad. sci., 1959, t. 248, N 24.
27. *Yoder H. S., Tilley C. E.* Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems.— J. Petrol., 1962, N 3.

УДК 552

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ (К IV петрографическому совещанию) [1]

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Хорошей традицией петрографов нашей страны стало периодически, через 5—6 лет, проводить совещания, на которых обсуждаются наиболее важные петрологические проблемы.

Академия наук СССР в лице Петрографического комитета и ИГЕМ и Академия наук Азербайджанской ССР при участии Министерства геологии СССР и Министерства высшего и среднего специального образования СССР проводят осенью 1969 г. в г. Баку IV Петрографическое совещание.

Основная проблема, выдвинутая оргкомитетом для обсуждения на совещании, актуальна для современного этапа развития петрологии и геологии в целом.

Круг вопросов, захватываемых этой проблемой, весьма широк. С одной стороны, это комплексные петрологические исследования, использующие данные геофизики, радиогеологии, тектоники, геохимии, совокупность которых допускает возможность прямого подхода к решению основной проблемы. В то же время существенным вкладом в создание обоснованных подходов к решению проблемы является серия обобщающих докладов по эволюции магматизма отдельных крупных регионов страны. Не меньшее значение для петрологии в целом представляют обобщающие доклады о магматизме и оруденении, петрологии докембрийских кристаллических образований, вопросах метаморфизма.

Благодаря организующей роли Петрографического комитета, его секции геологического картирования и корреляции кристаллических пород и его комиссий по формациям и номенклатуре — терминологии на совещании будет освещено современное состояние петрографической изученности

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.

страны, а также дан аналитический разбор вопроса о формациях, комплексах изверженных и метаморфических пород. Неупорядоченная петрографическая терминология, принципы разработки номенклатуры горных пород будут также предметом обсуждения на совещании.

Петрографы надеются услышать интересные доклады азербайджанских специалистов, труды которых по общим вопросам петрологии и магматизму Азербайджана широко известны как в нашей стране, так и за рубежом.

Многие петрологические проблемы Азербайджана и Кавказа в целом представляют большой интерес и для коллег из соседних стран — Ирана, Турции, Болгарии и Румынии.

О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ВОПРОСАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ

Петрология — наука о горных породах и их закономерных сообществах — исследует громадный по объему и сложный по происхождению и развитию объект, которым являются изверженные и метаморфические породы, образующие главную массу вещества земной коры и так называемой верхней мантии.

Естественно, что науки, изучающие вещество земной коры с позиций геофизики, геохимии, учения о рудных месторождениях, охватывают не все стороны этого многогранного объекта познания.

Геологический аспект познания горных пород и их закономерных ассоциаций, сопровождаемый детальным изучением вещества с позиций историзма и в связи с эволюцией структурных элементов земной коры, представляет основное содержание геологической петрологии.

Фундаментальные аспекты петрологии исследует ее физико-химическая и собственно экспериментальная ветвь.

Естественно, что эти два направления петрологии взаимно связаны в решении общей задачи петрогенезиса.

Петрография за время с изобретения поляризационного микроскопа и применения его в России (1867 г.) проделала громадную работу и выполнила свою служебную роль.

В результате петрографических исследований к настоящему времени петрографически охарактеризованы вариететы горных пород, слагающих земную кору.

Вряд ли в наше время могут быть обнаружены крупные массивы горных пород, не входящие в рамки имеющихся схем классификаций, основанных на химизме и минеральном составе горных пород.

Хотя идея о закономерных сообществах горных пород крупнейшими петрографами, нашими предшественниками, была выдвинута достаточно давно (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг — 1888, Джёдд — 1896, Гольдшмидт — 1922, Тиррел — 1932), однако накопление фактического материала, как собственно петрографического, так и полученного благодаря успехам сопредельных наук (радиогеология, геохимия стабильных изотопов, геофизика, тектоника), создало возможность разработки проблем геологической петрологии только в наше время.

Познание соотношений — взаимосвязей горных пород различных типов петрографических ассоциаций, обоснование генетических связей между ними, выявление корреляционных зависимостей между магматизмом и гектоникой, специфика ассоциаций изверженных и метаморфических по-

род складчатых областей и платформ, проблема родоначальных магм — все эти аспекты геологической петрологии могут разрабатываться в наше время с уверенностью в получении результатов, ценных и для теории, и для практической геологии.

В последние годы благодаря инициативе секции геологического картирования и корреляции кристаллических пород Петрографического комитета АН СССР, поддержанной Министерством геологии СССР, а также благодаря большой работе петрографов территориальных геологических управлений, ВСЕГЕИ и республиканских академий был проведен ряд региональных петрографических совещаний в большинстве республик и областей СССР.

Эти совещания прошли очень плодотворно и позволили составить общее представление о петрографической изученности важнейших горнорудных районов страны и о первоочередных задачах, стоящих перед региональной петрологией в области таких проблем, как «Магматизм и тектоника», «Связь полезных ископаемых с магматизмом», «Формации и комплексы магматических пород» и др.

Кроме того, Петрографическим комитетом был проведен ряд совещаний тематического характера — вулкано-плутонические формации, базитовый магматизм, формации щелочных пород и др. Все эти совещания дали ценные результаты по выяснению состояния изученности и определения задач дальнейшего изучения указанных формаций. Все это позволяет мне считать целесообразным остановиться в настоящей статье лишь на некоторых темах, весьма существенных для геологической петрологии.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ

(закономерные ассоциации магматогенных горных пород, связанных общностью происхождения)

Еще в 1949—1950 гг. на основе первого обобщения данных о древних гранитоидах Северного Кавказа и изучения конкретных ассоциаций пород мной [1] было проведено расчленение эволюционирующего магматизма Северного Кавказа на магматические комплексы и фазы. В этой же работе рассмотрено содержание этих понятий и сформулированы их определения как терминов. За прошедшие 20 лет, в течение которых не было ни одного пропущенного полевого сезона, петрографические исследования на Кавказе позволили уточнить и детализировать объемы выделенных комплексов и привели к выводу о необходимости выделения более дробных закономерных ассоциаций горных пород и целесообразного их отождествления с понятием конкретных магматогенных формаций.

Учитывая генеральную задачу петрологии — создать теорию петрогенезиса, мне представлялось целесообразным на основе геолого-петрографической изученности конкретного региона выделить естественные ассоциации пород, обладающих суммой специфических признаков, указывающих на их «кровное родство». Отсюда понятно стремление отразить в определении терминов «комплекс» и «формация» и петрогенетический подход к естественным ассоциациям горных пород. Ограничиться определением «парагенетические» сочетания горных пород, образующих магматический комплекс или формацию, мне представляется недостаточным.

Ю. А. Кузнецов в своей монографии [17] отмечает возможность двойственного толкования термина «парагенезис» — как «сонахождение» и как

«сопроисхождение». Об этом мне уже приходилось писать в статье в 1961 г. [5].

Но важнее всего, на мой взгляд, то обстоятельство, что, не пытаясь при разработке проблемы формаций одновременно решать вопросы петрогенезиса, мы, петрографы, лишаем себя геологического метода (и обоснований) в подходе к решению проблемы родоначальных магм и проблемы глубинной их дифференциации (магматической).

Главными направлениями разработки проблемы закономерных естественных ассоциаций горных пород являются:

1) создание геологической основы для разработки теории петрогенезиса;

2) конкретизация закономерных ассоциаций до масштабов, позволяющих отображать их на геологических и металлогенических картах средних масштабов — 1 : 100 000, 1 : 200 000.

Между петрографами, работающими в области теории магматических формаций, по существу нет разногласий в понимании основных принципов. Однако терминологические, формальные разногласия существуют. Почти полностью (в меру накопленного петрографо-геологического материала) можно согласиться с предложенной Ю. А. Кузнецовым классификацией магматических формаций. При этом мы имеем в виду, что они отвечают конкретным ассоциациям горных пород, поддающимся геокартированию, и в то же время соответствуют обобщенному типу ассоциаций, повторяющихся многократно в истории развития магматизма области с определенным геотектоническим режимом. Вместе с тем мне думается, что понятие «магматический комплекс» не следует рассматривать как синоним понятия конкретной магматической формации.

В свое время (1950 г.) мной четко был поставлен вопрос о возможности создания геолого-петрографической основы для разработки проблем генезиса магм и пород на основе выделения в изучаемых регионах закономерных ассоциаций горных пород, обусловленных длительной эволюцией (магматическая дифференциация) родоначальных магм, уровней первичной генерации расплавов и промежуточных очагов. Эти ассоциации были названы «магматическими комплексами». В работе 1950 г. [2] дается следующее определение понятия «магматический комплекс». «Под магматическим комплексом понимается совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза» [2].

В работе 1960 г. («Принципы геологического картирования магматических формаций») указывалось: «Исходя из этих ранее данных формулировок (1949, 1950 г.) под понятием „формация“ в применении к Северному Кавказу подразумевается ассоциация пород определенной фациальной принадлежности (эффузии, интрузии, гипабиссальные интрузии), образовавшаяся в результате внедрения магмы в верхний структурный ярус, внедрения, отвечающего отдельной фазе дифференциации глубинного магматического очага» [4, с. 200].

Следует, видимо, уточнить, что конкретная формация сложена породами единого петрографического семейства, близкими по возрасту.

В качестве иллюстрации можно привести пример юрского магматического комплекса, развитого в пределах Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны Северного Кавказа, характеризующейся платформенными условиями с начала юры.

В состав юрского магматического комплекса здесь входят следующие конкретные формации:

1) долеритовая (траповая) формация, образующая силлы в песчаниках плинсбаха;

2) трахиандезитовая формация экструзивно-эффузивного типа, прорывающая тоарские отложения;

3) гранитная формация, представленная серией «диорит — гранодиорит — гранит» в экструзивной фации; прорывает предыдущие формации, но за пределы юры не выходит.

Эти конкретные формации отвечают и обобщенным формационным типам. В то же время геологически они образуют единый (сложный) магматический комплекс.

Изложенные представления о проблеме формаций показывают, что эта проблема, несомненно, одна из важнейших для геологической петрологии, и есть основания надеяться на возможность сближения точек зрения петрографов по основным аспектам этой проблемы, имеющей большое теоретическое и практическое (картирование, металлогения) значение.

ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Последние 10—15 лет в практике геологических исследований, как практического направления, так и сугубо теоретического, широкое применение находят геофизические методы.

Мне неоднократно приходилось отмечать, что упругие свойства горных пород и скорости прохождения в них продольных и поперечных волн резко различны в зависимости от того, находится ли порода (минерал) в напряженном состоянии (под влиянием всестороннего сжатия), или ее упругие параметры измеряются при атмосферном давлении.

Большое количество экспериментальных данных, систематизированных в работе под редакцией Кларка [21], показывает, что скорости прохождения упругих волн через породу (минерал) в значительной мере зависят от ее уплотненности, ликвидации в ней и в породообразующих минералах пор и ультрапор.

Плотность материала не может быть прямо скоррелирована со скоростями упругих волн.

Известно, например, что во льду с $\delta=0{,}9$ скорость V_p (продольных волн) = 3,5 км/сек, морская вода с $\delta=1{,}05$ имеет $V=1{,}52$ км/сек, в магнетите с $\delta=4{,}54$ $V_p=6{,}58$ км/сек (при 10 кб).

Все это показывает, что требуется с большой осторожностью делать выводы о петрографическом типе пород на основании определения скоростей упругих волн при глубинном сейсмическом зондировании.

Из экспериментальных данных известно, что при возрастании всестороннего сжатия в наибольшей степени возрастают скорости упругих волн в кислых породах (до 30—35%) и в наименьшей степени — в ультраосновных (6—8%).

Таблица 1

Порода, минерал	Объемный вес ρ, г/см³	Пористость	P=500—700 бар		P=1000 бар		P=4000 бар		P=5000 бар	
			β	$\frac{V_0-V}{V_0}\cdot 100$	β	$\frac{V_0-V}{V_0}\cdot 100$	β	$\frac{V_0-V}{V_0}\cdot 100$	β	$\frac{V_0-V}{V_0}\cdot 100$
Диабаз Vinalhem	2,964	0,06	1,26	0,09	1,28	0,128	1,20	0,48	1,17	0,5
Дунит Balsam	3,267	–	0,95	0,057	–	–	0,83	0,33	0,80	0,4
Гранит Квинси	2,621	–	2,53	0,152	–	–	1,92	0,76	–	–
» Рокпорт	2,630	–	2,66	0,16	–	—	1,85	0,74	–	–
» Уэстерли	2,616	0,7	2,89	0,144	2,46	0,25	1,98	0,79	1,99	1,00
» Ston		–	3,49	0,170	2,48	0,25	–	–	1,91	0,95
Норит Садбери	2,978	–	1,65	0,100	1,10	0,11	–	–	–	–
Кварцит	2,643	–	3,04	0,15	2,74	0,27	–	–	2,48	1,44

Таблица 2

Минерал	P= =5000 бар	P= =10 000 бар	Минерал	P= =5000 бар	P= =10 000 бар
Кальцит	0,66	1,3	Слюда	0,490	0,920
Корунд	0,178	0,35	Оливин (δ=3,314)	–	0,790
Диопсид	–	0,88	Ортоклаз	–	1,710
Гроссуляр	0,325	0,636	Кварц	1,289	2,440
Гранат (δ=4,09)	0,272	0,538	Флогопит	1,08	1,990
Магнетит	0,286	0,564	Микроклин	0,910	1,680

В табл. 1 приведены данные по сжимаемости ряда горных пород и минералов при разных значениях всестороннего сжатия, а в табл. 2 — данные по уменьшению объема минералов при всестороннем сжатии (в % объема).

Из табл. 1 и 2 видно, что сжимаемость кислых пород и их породообразующих минералов при давлении от 500 до 10 000 бар в несколько раз превышает сжимаемость базитов и ультрабазитов и таких минералов, как гранаты.

Отсюда можно сделать вывод о существующей коррелятивной связи между сжимаемостью минерала и породы с возрастанием скорости прохождения в них упругих продольных волн.

С этим фактом приходится считаться при попытках петрографической интерпретации геофизических поверхностей раздела.

Следует обратить также внимание на то, что при ударном сжатии, создающем высокие давления, плотность горных пород сильно увеличивается и различия между отдельными петрографическими типами пород в этом отношении выравниваются.

В таблице на с. 153 работы Берча [21] приведены многочисленные данные. Возьмем оттуда значения плотности при P_0 и P при соответствующем давлении около 500 кб для некоторых пород (табл. 3).

Таблица 3

Порода	P_0, бар	ρ, г/см³	P, кбар	ρ, г/см³	Порода	P_0, бар	ρ, г/см³	P, кбар	ρ, г/см³
Диабаз	1	2,97	475	4,57	Гранит	1	2,63	517	4,55
Дунит	1	3,02	481	4,54	»	1	2,63	414	4,47
Эклогит	1	3,51	448	4,43					

Все сказанное заставляет рекомендовать расширение экспериментальных исследований упругих свойств горных пород и особенно монокристаллов минералов при давлениях от 1000 до 10 000—15 000 бар. Желательно при этом попытаться оценить значение времени проведения эксперимента *над материалом, находящимся в напряженном состоянии.*

В отношении других геофизических исследований отмечу еще раз, что делать вывод о присутствии более плотных масс вещества под дном океана из данных по аномалиям силы тяжести, вычисленным в редукции Буге, неправомерно. Этот вопрос разбирался детально и неоднократно в предыдущих статьях [3, 9 и др.].

Накапливание данных по магнитным аномалиям очень существенно, так как при глубинном зондировании они помогут суждениям о температурных границах внутри коры.

Чрезвычайно важно, помимо гравиметрии, магнитометрии, уделять большое внимание и электрозондированию.

РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ПЕТРОЛОГИИ

В настоящее время широко развернуты исследования в области абсолютного датирования горных пород и минералов на основе применения K-Ar, Rb-Sr и U-Pb методов.

Часть петрографов, увлекшаяся перспективой быстрого и надежного решения вопросов о возрасте изверженных пород, горячо поддержала широкое применение в геологии методов абсолютного датирования.

Однако уже на первом этапе развития радиологических исследований в СССР стало ясным, что новые методы не «панацея от всех бед», а новый, тернистый путь познания сложной истории жизни той или иной породы.

Уже в 1956 г. на сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР в г. Тбилиси мне пришлось выступить с данными о возрасте дарьяльских гранитов, совершенно не согласующимися с их геологическим положением.

Проведенные за время с 1954 по 1968 г. в лабораториях и в поле радиологические работы показали, что наряду с надежностью лабораторных анализов (за чем Комиссия по определению абсолютного возраста *ведет систематическое наблюдение с помощью сверочных проб)* существуют осложнения, вызванные тем, что любой материал и горная порода вряд ли представляли закрытую систему в течение всего времени своего существования, особенно в условиях длительно развивавшейся складчатой области.

Однако в пределах любой складчатой области при геолого-петрографических и радиологических исследованиях могут быть обнаружены от-

дельные крупные блоки или целые структурно-формационные зоны типа «срединных массивов», не затронутые или затронутые лишь в слабой степени последующим воздействием прогибаний, метаморфизма и внедряющихся магматических масс.

Все это позволяет с достаточной надежностью применять радиологические методы к воссозданию истории развития крупных структурных единиц.

Следует сказать, что хотя K, U, Rb и их продукты распада ^{40}Ar, Pb, ^{87}Sr могут в условиях метаморфизма (в самом общем смысле этого понятия) подвергаться перемещениям (причем может нарушаться нормальное соотношение материнского и дочернего элементов), однако физико-химическая обстановка таких миграций может быть различной. Поэтому сочетание применения разных методов с детальным геолого-петрологическим изучением обычно приводит к правильным выводам о возрасте породы и *времени испытанных ею преобразований.*

Последнее особенно ценно, так как зачастую только абсолютное датирование позволяет вскрыть сам факт метаморфизованности (воздействия наложенных процессов) какой-либо горной породы, кажущейся свежей и не претерпевшей каких-либо метаморфических преобразований.

Надежность работы главнейших лабораторий Советского Союза в области применения K-Ar и Rb-Sr методов в настоящее время находится на достаточно высоком уровне. Это показали сверочные работы по эталонам: казахстанскому амазониту (Майкуль), карельскому биотиту (Черная Салма) и биотиту так называемых калдырминских гранитов Бохтинского массива (Казахстан). Анализы этих объектов проводились K-Ar и Rb-Sr методами, причем два объекта анализировались также Rb-Sr методом в лаборатории профессора Йегер (Берн, Швейцария). Сходимость полученных результатов оказалась вполне удовлетворительной.

Поскольку для пегматитов Карелии имеется много данных, полученных U-Pb методом, то Черная Салма оказалась объектом изучения параллельно тремя методами. Все методы дали близкие цифры, колеблющиеся в пределах 1780—1800 млн. лет. При этом было также подкреплено положение, доложенное мной в Праге на XXIII сессии Международного геологического конгресса (1968 г.), о том, что цифры возраста, вычисляемые по λ_k=0,557 и $\lambda_{^{87}Rb}$=1,39, ближе к цифрам, полученным для когенетичных минералов U-Pb методом.

Совпадение данных, полученных тремя методами для пегматитов Черной Салмы (Карелия), показывает, что в течение 1800 млн. лет эти пегматиты не испытывали крупных метаморфических воздействий, чему, видимо, благоприятствовали платформенные условия существования этого региона.

В применении к Кавказскому региону абсолютное датирование K-Ar и Rb-Sr методами позволило проследить длительную историю эволюции Кавказской складчатой области, порядка 450—500 млн. лет. При этом отдельные структурно-формационные зоны с севера на юг последовательно вовлекались в прогибания эвгеосинклинального или многеосинклинального типа. Субплатформенный режим следовал как бы «по пятам» за смещением геосинклинальных прогибаний более южных структурно-формационных зон.

Вследствие такого хода геотектонического развития Кавказской складчатой области (с учетом ее блокового строения) типично «батолитовый»

комплекс гранитов Главного хребта может во времени коррелироваться с верхнепалеозойским гранитообразованием в Лабино-Малкинской зоне — Малкинский массив, например, и др.

Можно надеяться, что должное внимание к абсолютному датированию позволит в деталях воссоздать историю развития Крымско-Кавказской области (с Черным и Каспийским морями) от времени заложения ее на докембрийском основании до плейстоцена включительно.

Докембрийское основание выявлено под мезозойскими отложениями на западном побережье Черного моря, у г. Констанцы. Здесь гнейсы, по определениям Джушкэ, имеют возраст 1700 млн. лет по мусковиту. В других блоках этого докембрийского субстрата, по данным определения Л. В. Фирсова [13], развиты гранитовые амфиболиты с возрастом 1300 млн. лет. Выше залегающие зеленокаменные вулканогены, вскрытые теми же скважинами, показали возраст 550 млн. лет [13]. Учитывая, что на Северном Кавказе древнейшие образования Лабино-Малкинской зоны также дают цифры 450—500 млн. лет, можно думать, что зеленокаменные эффузивы такого возраста представляют инициальные проявления вулканизма Кавказской геосинклинали. Эта геосинклиналь заложилась на раздробленном докембрийском основании из гнейсов и кристаллических сланцев.

Чрезвычайно важно провести сравнительный петрологический и радиологический анализ магматических и метаморфических пород южного побережья Черного моря (Северо-Западная Анатолия) с древнейшими породами Северного Кавказа. В пределах Северо-Западной Анатолии, по данным Когулу [23], развита сложная серия пород из ультрабазитов (дуниты, верлиты, пироксениты, серпентиниты, эклогиты, родингиты, глаукофановые сланцы).

В другой статье того же автора [22] рассматриваются геохронометрические данные для того же района.

Полученные K-Ar цифры распределены на три группы: 1) от 60 до 90 млн. лет, отвечающие верхнему мелу; 2) от 156 до 166 млн. лет, отвечающие средней юре; 3) единственная цифра 306 млн. лет для пироксенита. Цифры даны на основе λ_K=0,584. При использовании константы λ_K=0,557, принятой в наших лабораториях, эти группы соответственно отнесены к следующим возрастам (в млн. лет): 1) от 62 до 95, 2) от 163 до 173 и 3) 320.

Для биотита гранодиорита из Sögüt получена цифра 272 млн. лет (285 млн. лет).

Возраст герцинского материала по общему свинцу приводится равным 500 млн. лет. Все это показывает, что в пределах Северо-Западной Анатолии выведены на дневную поверхность древние толщи (возможно, порядка 500 млн. лет), испытавшие, по данным абсолютного датирования, наложенные воздействия в верхнем палеозое, средней юре и верхнем мелу.

Можно думать, что систематическое изучение петрологии и изотопной геологии Каспийско-Черноморского региона с прилегающими горными сооружениями позволит подойти к решению более широкой проблемы — об этапах формирования Тетиса как планетарной структуры.

О НЕОБХОДИМОСТИ РАСШИРЕНИЯ ПРИМЕНЕНИЯ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И РАДИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ К ПРОБЛЕМАМ МАГМАТИЗМА ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Петрологическая изученность крайне недостаточного каменного материала, добываемого обычно драгированием, не может создать основу для понимания эволюции магматизма в этих, несомненно тектонически сложно построенных, областях поверхности твердой земной коры.

Однако уже сейчас стоит обратить внимание на целесообразность постановки специальных петролого-радиологических исследований по трем видам объектов.

1. Островные вулканические породы молодого плиоцен-плейстоценового возраста существенно толеит-базальтового состава. Им сопутствуют щелочно-оливиновые базальты и трахиты. Соотношения во времени этих главных типов океанических вулканических пород изучены еще недостаточно, хотя известный материал уже накоплен [9]. По-видимому, среди них развиты и раннеплиоценовые вулканические породы. В частности, в работе Абдель-Монема и Гаста [20] приведены для пород о-ва Св. Елены следующие данные:

Оливиновые базальты	11,8–13,0 млн. лет
Фонолит	10,6–13,0 »
Трахидолерит	10,4–13,0 »
Фонолит Riding Stones	8,5–13,0 »
Фонолит Pipe N	8,6–13,0 »

2. В последние годы появилось значительное количество публикаций, свидетельствующих о широком развитии в пределах океанов мелового и, вероятно, юрского магматизма. В работе Озима и др. [27] приведены результаты абсолютного датирования изверженных пород с подводных гор Тихого океана. По данным этих авторов, щелочные базальты (в тексте толеиты, что сомнительно, так как содержание K=3,0% и выше! – *Г. А.*) и трахибазальты (или трахиандезиты – по содержанию K~1,0–1,8%) дают возраст (при λ_K=0,584) от 70 до 90 млн. лет, т. е. относятся к мелу.

В работе Даймонда и Уиндама [25] приведены данные о меловых трахитах. Драгированием были извлечены с подводных гор к юго-западу от Гавайских островов трахиты, показавшие для всех образцов возраст 85–90 млн. лет (при λ_K=0,557). Для щелочного базальта с другой подводной горы получена цифра 0,70 млн. лет.

В работе Бунге и др. [24] сообщается, что в юго-восточной ступени континентального склона Восточно-Сомалийского бассейна с глубины 3700–4700 м при драгировании были подняты свежие и измененные габбро. K-Ar определения из пироксенового концентрата и свежего габбро дали возраст 91 млн. лет (определения Миллер и др.). Данные рассчитаны нами, исходя из λ_K=0,557.

По данным П. Л. Безрукова, А. Я. Крылова и В. И. Чернышевой [16], абсолютный возраст базальтов, поднятых со дна Индийского океана, колеблется около 60 млн. лет, т. е. отвечает границе мела и третичного времени. Некоторые из этих базальтов содержат повышенные количества калия. Крумменахер и Нёцлин [26] опубликовали статью о возрасте вулканических пород из тихоокеанских французских владений.

Сопоставив результаты 40 определений пород о-ва Таити и архипелага Французской Полинезии, они наметили три группы возрастов:

1 – от 0 до 3 млн. лет – новейшие;
2 – от 10 до 15 млн. лет – миоплиоценовые;
3 – по биотиту и амфиболу из интрузии в габбро-диоритах получены цифры 147–156 млн. лет.

Приведенные литературные данные достаточно отчетливо показывают существование проявлений мелового, третичного, плейстоценового, а возможно, и юрского магматизма океанического сегмента земной коры.

Петрология этих разновременных магмопроявлений требует специальных исследований.

3. Наряду со всем сказанным следует обратить внимание на петрологию и абсолютное датирование метаморфизованных (фация зеленых сланцев) эффузивов, габброидов и, надо думать, в будущем и плагиогранитов из рифтовых зон Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского хребтов.

Для серпентинита Карлсбергского хребта в лаборатории ИГЕМ был определен возраст ~740 млн. лет. Однако, учитывая малое содержание в породе калия, ошибка в определении возраста может быть значительной. Тем не менее это указание на возможность присутствия рифейских образований очень интересно, и проверить новыми определениями эти данные *чрезвычайно важно.*

Как видим, круг вопросов геологической петрологии, связанных с основной проблемой IV совещания, очень обширен.

К *сожалению, объем статьи не позволяет показать современное состояние* и задачи на будущее такого важного направления исследований, как связь магматизма и эндогенного оруденения. Однако кратко замечу, что современная вооруженность геолога-петрографа новыми, более совершенными методами (изотопный анализ – стабильные изотопы, абсолютное датирование, применение микрозонда, прецизионное определение элементов-примесей как индикаторов процесса) обещает более высокий уровень решения конкретных задач по столь важной проблеме, чем это могло быть сделано на I Петрографическом совещании (1953 г.), основной проблемой *которого являлась проблема* «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых».

Заманчивая и ответственная перспектива встанет перед петрографами в ближайшие годы в связи с успехами космонавтики. Образцы горных пород с Луны, строение и петрографический состав которой, вероятно, подобны строению Земли, о чем приходилось писать ранее [13], потребуют чрезвычайно детального и совершенного изучения разными методами с привлечением самых различных специалистов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук., Сер. петрогр., 1950, вып. 69, № 38.
2. *Афанасьев Г. Д.* О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
3. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
4. *Афанасьев Г. Д., Афанасьев Л. М., Беликов Б. П., Коптев-Дворников В. С.* и др. Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Северного Кавказа, Казахстана, Забайкалья и Приморья. М.: ГОНТИ, 1960.

5. *Афанасьев Г. Д.* Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
6. *Афанасьев Г. Д.* К проблеме гранитов.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
7. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л.* О возрасте некоторых горных пород Индийского полуострова и острова Цейлон по данным калий-аргонового метода.— В кн.: XXII сессия Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964.
8. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П., Борсук А. М., Воларович М. П., Залесский Б. В., Синянов И. З.* Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
9. *Афанасьев Г. Д.* Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
10. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В.* Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию.— В кн.: Вопросы датирования древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М.: Наука, 1967.
11. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 5.
12. *Афанасьев Г. Д., Дорохов И. Л., Соболев Р. И., Тихомиров В. Г.* Строение и возраст Бохтинского массива гранитоидов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 9.
13. *Афанасьев Г. Д.* Проблемы магматической геологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
14. *Афанасьев Г. Д.* Петрографо-металлогенические особенности диабаз-кератофировых и базальтоидно-трахитовых комплексов в свете радиологических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4.
15. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые итоги и задачи исследований по магматической геологии в ИГЕМ АН СССР.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969, т. 2.
16. *Безруков П. Л., Крылов А. Я., Чернышева В. И.* Петрография и абсолютный возраст базальтов со дна Индийского океана.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1962, т. 4, вып. 2.
17. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
18. *Afanass'yev G. D.* The geological time-scale in terms of absolute dating.— In: Intern. Geol. Congr. Rept of the XXIII Session. Proc. of Section 6. Geochemistry. Prague, 1968.
19. *Afanass'yev G. D.* On the boundary delmiting the earth's crust and the upper mantle.— In: Intern. Geol. Congr. Rept of the XXIII Session. Upper mantle (geol. processes). Proc. of Section 1. Prague, 1968.
20. *Abdel-Monem A., Gast P. W.* Age of volcanism on St. Helena.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, vol. 2, N 5.
21. *Birch F.* Compressibility, elastic constants: Handbook of physical constants / Ed. Sydney P. C. Geol. Soc. Amer. Mem., 1966, 97.
22. *Cogulu E., Krummenacher D.* Problèmes géochronométriques dans la partie NW de l'Anatolie centrale (Turquie).— Schweiz. Miner. und petrogr. Mitt., 1967, Bd. 47, H. 2.
23. *Cogulu E.* Étude pétrographique de la région de Mihaliccik, Turquie.— Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1967, Bd. 47, H. 2.
24. *Bunge E. T., Landseth Mg., Chase R. Z., Ewing M.* Structure of the Western Somali Basin.— J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, N 10, may 15.
25. *Dymond I., Window H. L.* Cretaceous K-Ar ages from Pacific Ocean sea-mounts.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 4, N 1.
26. *Krummenacher D., Noetzlin J.* Ages isotopiques K/Ar des roches prélevées dans les possessions francaises du Pacifique.— Bull. Soc. géol. France, 1966, vol. 8, N 7.
27. *Ozima M., Ozima M., Kaneoka I.* Potassium-argon ages and magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implications.— J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 2, jan. 15.

УДК 552.3 : 551.24

ВКЛАД ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ В РЕШЕНИЕ ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ [1]

Геологическое познание горных пород и их закономерных ассоциаций, сопровождаемое детальным изучением вещества с позиций историзма и в связи с эволюцией структурных элементов земной коры, представляет основное содержание геологической петрологии. Экспериментальное и геологическое направления петрологии тесно связаны общей задачей петрогенезиса.

Познание соотношений различных типов петрографических ассоциаций, обоснование генетических связей между ними, выявление корреляционных зависимостей между магматизмом и тектоникой, специфика ассоциаций изверженных и метаморфических пород складчатых областей и платформ, проблема родоначальных магм — все эти аспекты геологической петрологии могут разрабатываться в наше время, основываясь на принципах формационного подхода к развитию магматизма и на достижениях сопредельных наук.

Под конкретной магматической формацией мы понимаем естественную ассоциацию магматических пород, относящихся к единому петрографическому семейству и образовавшихся в узком временном интервале в определенный этап эволюции геоструктурной зоны.

Совокупность конкретных магматических формаций, сменяющих одна другую в процессе развития одного тектоно-магматического цикла и связанных с эволюцией единого магматического глубинного источника, мы называем магматическим комплексом.

ПРИМЕНЕНИЕ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА К МАГМАТИЗМУ НЕКОТОРЫХ РЕГИОНОВ

Для Большого Кавказа Г. Д. Афанасьев, А. М. Борсук и др. [12] опубликовали карту конкретных магматических формаций. Выделение формаций произведено на основе структурно-формационного районирования; соотношения их для Западного Кавказа даны на схеме (фиг. 1). В пределах Северного Кавказа и западного побережья Черного моря выявлены блоки кристаллических пород докембрия. На раздробленном докембрии Кавказско-Крымско-Карпатской системы в нижнем палеозое заложилась геосинклиналь. За фанерозойский отрезок геологической истории (500 млн. лет) геосинклиналь прошла все этапы геолого-структурного развития, каждый из которых сопровождался образованием конкретных магматических формаций (фиг. 1).

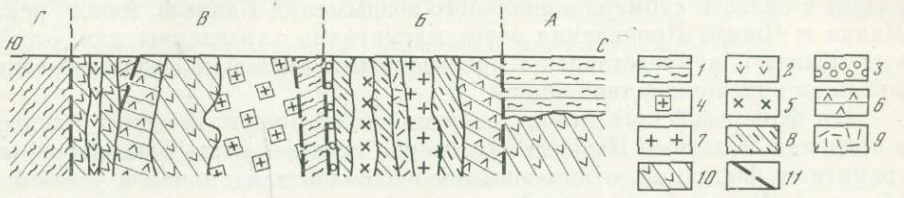
Докембрийские формации субплатформенной Бечасынской зоны слагали основание прогибающейся палеозойской геосинклинали Кавказа. Сама Бечасынская зона к нижнему палеозою представляла субплатформенную область из докембрийских толщ, претерпевших складкообразо-

[1] Петрология: Междунар. геол. конгр., XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2. М.: Наука, 1972.— В соавт. с Б. П. Великовым, А. М. Борсуком, В. И. Гоньшаковой, А. К. Симоном.

вание во время более древнего этапа геосинклинального развития территории Северного Предкавказья.

Тип магматических формаций определяется геотектоническим режимом зон, в пределах которых эти формации возникают.

Полное развитие магматизма нижне-среднепалеозойского геосинклинального прогиба зоны Передового хребта характеризуется следующими этапами: 1) инициальный магматизм — диабаз-кератофировая формация;



Фиг. 1. Схематический разрез по р. Лабе, Большой Кавказ

1 — J_{1-2} (аргиллиты, алевролиты); *2* — дайковый пояс (M_z? Pz?); *3—9* — формация: *3* — Pz_3 — сиенит-диоритовая; *4* — Pz_3 — гранитная зона Главного хребта, *5* — D_3 — плагиогранитная, *6* — D_2 — базальт-трахитовая, *7* — Pz_1 — габбро-диорит-плагиогранитная, *8* — Pz_{1-2} — диабаз-кератофировая, *9* — гипербазитовая; *10* — Pt—Pz_1 — кристаллические сланцы; *11* — тектонические нарушения

А—Г — структурно-формационные зоны Большого Кавказа: А — Бечасынская, Б — Передового хребта; В — Главного хребта; Г — Южного склона

2) интрузивный магматизм орогенной стадии — габбро-диорит-амфиболитовая и плагиогранитовая формации; 3) эффузивно-экструзивный магматизм завершающей стадии, переходной к стадии устойчивых областей,— трихибазальт-андезитовая формация с дайками плагиогранитов и трахитов.

Верхнепалеозойские формации нормальных гранитоидов батолитового типа зоны Главного хребта выведены на поверхность по разлому, срезающему зону развития собственно геосинклинального магматизма. В устойчивой к верхнему палеозою зоне Передового хребта верхнепалеозойский магматизм характеризуется повышением количества щелочей в более молодых образованиях.

В пределах платформенной Бечасынской зоны верхнепалеозойский магматизм проявлен в виде нормально дифференцированных интрузивных серий гранодиоритов-гранитов.

Мезозойский магматизм зоны Южного склона Большого Кавказа близок к магматизму геосинклинального типа. Начальный этап характеризуется появлением диабаз-кератофировой формации, которая сменяется плагиогранитной, затем трахиандезитовой.

К этапу инверсии и наиболее интенсивной складчатости приурочено образование нормальных известково-щелочных гранитов.

К нижнему мелу южная часть зоны Главного хребта (область перевалов) уже становится устойчивой. В это время здесь развиваются формации, отличающиеся повышенной щелочностью,— трахиандезитовая, щелочно-габброидная и трахитовая.

В структурно-формационных зонах Главного и Передового хребтов, консолидированных к верхнему палеозою, мезозойский магматизм представлен единичными проявлениями. Мезозойские магматические формации платформенного типа значительно распространены в Бечасынской структурно-формационной зоне.

Мезозойский магматизм этой платформенной зоны в юре представлен последовательно формациями долеритовой, базальт-трахитовой и гранитоидной. На границе раннего и позднего мела формируются щелочные габброиды. Проявление базальтоидного долеритового магматизма петрологически однотипно с долеритовыми формациями области Карру (Африка и о-в Тасмания).

Кайнозойский магматизм от гранитоидов до субщелочных базальтов развит в области субмеридионального воздымания Кавказа, между реками Малка и Чегем. Проявления этого магматизма характерны для устойчивых областей и представлены производными кислой и андезит-базальтовой магм с щелочной тенденцией.

Для фанерозойского этапа развития тектоно-магматических процессов в пределах Большого Кавказа характерна повторяемость базальтоидных и гранитных формаций, отличающихся щелочной тенденцией в устойчивых областях. Ультрабазитовые формации в условиях складчатой области, участвовавшие в складчатости, представлены альпинотипными серпентинитами. Для устойчивых областей характерны ассоциации — габбро-нориты, перидотиты, дуниты.

Материал по магматическим формациям Кавказской складчатой области вскрывает общие закономерности эволюции магматизма для участков земной коры, вовлеченных в геосинклинальный тип развития с последующим переходом вновь к устойчивому квазиплатформенному состоянию.

Направленность развития магматизма в самих геосинклинальных прогибах повторяется для палеозойского и для мезозойского прогибов. Набор магматических формаций почти тождествен. Родоначальные магмы, за счет которых развиваются магматические комплексы из ряда конкретных формаций, близки к андезитовому типу.

Близкосинхронно в прилежащих структурно-формационных зонах платформенного характера активизируется магматизм, сходный в вещественном выражении с магматизмом прогибов, но с более выраженной щелочной тенденцией и морфологически специфичный.

Уральская геосинклиналь, по-видимому, также заложилась на докембрийском кристаллическом основании, как это отмечают И. Д. Соболев и Д. С. Штейнберг.

Расшифровка эволюции магматизма в пределах фундамента древних платформ весьма сложна, особенно для протогея (1,6—4,0 млрд. лет).

Достаточно известные на Балтийском щите прогибы Имандра—Варзуга и Печенгский долгое время считались, а некоторыми исследователями считаются и теперь, типичными примерами ортогеосинклиналей так называемого карельского, раннедокембрийского возраста.

В современном разрезе земной коры прогибы представляют собой асимметричный (Имандра—Варзуга) и односторонний (Печенга) грабены, «вырезанные» из первоначально более крупных и изометричных структур. Они выполнены чередованием относительно маломощных пачек осадочных пород с толщами основных и средних вулканитов, составляющих 70—80% разрезов, суммарная мощность которых достигает 5—8 км на Печенге и 13 км в Имандра—Варзуге.

Тщательное изучение тектонической структуры, характера осадконакопления и магматических формаций показало резкое отличие рассматриваемых тектонических элементов от ортогеосинклиналей и относительное сходство со структурами орогенного класса.

Были установлены, в частности, следующие ряды магматических формаций. В прогибе Имандра—Варзуга (снизу вверх):

	Мощность, км
Однородная недифференцированная диабазовая формация	До 1–2
Последовательно дифференцированная диабаз-порфиритовая (базальт-андезитовая, возможно, до андезито-дацитов) формация	7–8
Однородная слабо дифференцированная формация метапикритов и диабазов	более 2
Формация недифференцированных (диабазовых) и дифференцированных (габбро-диабаз-габбро-пироксенитовых) силлов.	

В Печенгском прогибе (снизу вверх):

Однородная недифференцированная диабазовая формация	1
Контрастная диабаз-альбитофировая формация	1
Однородная недифференцированная формация диабазов и диабазовых порфиритов	0,2–1,4
Однородная слабо дифференцированная формация диабазов и диабазовых порфиритов	2,0

Породы, входящие в состав перечисленных формаций, являются производными толеитовой магмы.

Рассматриваемые ряды формаций отличаются общей однородностью строения. В них слабо намечена периодичность и цикличность в смене вулканитов. Преобладают, особенно по мощности, однородные базальтоидные формации, в то же время некоторые свойственные геосинклиналям неогея формации отсутствуют или не обладают рядом характерных черт.

В соответствии с необычным для геосинклиналей неогея набором базитовых ассоциаций и отсутствием более кислых эффузивов в верхах разрезов находится и общая петрохимическая эволюция рядов вулканогенных формаций — не отмечается направленного изменения в содержании глинозема и щелочей, что характерно, например, для магматитов главного геосинклинального этапа ортогеосинклиналей.

Для этапов формирования чехла древних платформ характерно развитие двух главнейших типов магматизма: 1) базальтового с образованием трапповой (разновозрастной) и габбро-перидотитовой никеленосной (характерной не для всех платформ) формаций и 2) щелочно-ультраосновного—щелочно-базальтоидного с образованием щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидной формации и двух субформаций, генетически родственных последней — кимберлитовой (даек и трубок взрыва) и ультраосновной—щелочной с карбонатитами (интрузии центрального типа).

Множественность проявления формационных типов пород связана с крупной тектонической перестройкой плаформ, с активизацией последних, обусловливающей возникновение (оживление) региональных глубинных разломов.

В пределах Русской платформы проявления фанерозойского гранитного магматизма неизвестны, но базальтоидный и щелочной магматизм проявлялись неоднократно. Такая особенность платформ в сопоставлении с историей развития палеозойских геосинклиналей (например, Кавказ), заложенных на раздробленном основании докембрийских платформ, имеет большое значение для познания строения земной коры и уровней генерации магматических расплавов. В развитии платформенных сегментов зем-

ной коры четко выявляются определенные петрографические и металлогенические эпохи. Анхисинхронные магматические формации иногда охватывают здесь огромные пространства; примером тому служат траповые формации рифея и девона, встречающиеся от западных окраин Русской до восточных окраин Сибирской платформы.

Формационный анализ древних платформ открывает новые пути поисков полезных ископаемых, связанных с определенными типами горных пород. Примером служит выявленная в пределах юга Русской платформы щелочно-ультраосновная—щелочно-базальтоидная формация, сходная с сибирской и перспективная на ряд полезных ископаемых.

РАДИОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ

Надежные цифры изотопного датирования часто вносят существенные коррективы в построения, основанные на традиционных геологических методах изучения регионов. В целом ряде случаев эти данные могут быть использованы для уточнения стратиграфического положения палеонтологически немых осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических толщ, однако механическое оперирование цифрами изотопных возрастов таит в себе серьезную опасность поспешных выводов, ибо равновесие исходных радиоактивных веществ с продуктами распада в связи с наложенным воздействием геологических процессов нарушается.

Накопленные геохронологические данные пока не дают цифр возраста, превышающих 3,5 млрд. лет. Вместе с тем изотопия свинца позволяет оценивать возраст земного вещества в 4,5 млрд. лет. Изучение лунных образцов, доставленных «Аполлоном-11», показало, что возраст лунного вещества находится в тех же пределах.

Магматические породы дают информацию о составе глубинных частей земной коры. Детальное радиологическое изучение комагматов может помочь решению проблемы родоначальных магм.

Более планомерное и широкое применение геохронометрии для датирования горных пород островов и подводных хребтов океана позволит внести существенный вклад в проблему истории развития и состава земной коры. В частности, имеющиеся у нас данные [8] об аргоновом датировании ультрабазитов Карлсбергского хребта близки к данным Rb-Sr возраста гипербазитов Новой Каледонии (А. В. Пейве, устное сообщение). Эти цифры (800 млн. лет) свидетельствуют о докембрийском возрасте указанных серпентинитов, которые многими учеными принимаются за выходы верхней мантии. Как будет показано ниже, важные факты о возрасте океанических гипербазитов дополнительно подтверждают нашу точку зрения [2] о нецелесообразности выделения двух типов земной коры — континентальной и океанической.

С помощью радиологических методов уже сейчас удается проследить и оценить ход магматических процессов во времени, эволюцию магматических расплавов и скорость проникновения их в верхние структурные этажи. Особенно это относится к молодым плиоцен-плейстоценовым магматическим образованиям, среди которых удается датировать горные породы, имеющие возраст 1—2 млн. лет, с точностью до десятков тысяч лет [1].

ПЕТРОЛОГИЯ — ОСНОВНОЙ ИСТОЧНИК ПРЯМЫХ СВЕДЕНИЙ О СОСТАВЕ И СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

За последнее время широкое развитие приобрели геофизические методы познания глубинного строения земной коры: изучение скоростей упругих волн, магнитотелурические и гравиметрические исследования и др. Однако без знания петрологии и вулканологии не может быть осуществлена надежная интерпретация геофизических данных.

Петрология и вулканология располагают непосредственной информацией о строении и составе глубин Земли, заключенной в продуктах вулканической деятельности и в геологических разрезах земной коры от архея до наших дней.

Основой для правильной интерпретации геофизических данных могут явиться и результаты экспериментального исследования физических параметров известных нам горных пород в условиях, отвечающих различным глубинам верхней оболочки Земли.

Материалы этих экспериментальных исследований, а также геолого-петрологические факты показывают, что поверхность Мохо не является границей сред резко различного петрографического состава, а отвечает предельному уплотнению горных пород с ликвидацией порового пространства.

Разнообразные данные об упругих свойствах горных пород и минералов общеизвестны (Берч, М. П. Воларович, Б. П. Беликов и др.) и были освещены в докладах авторов на XXIII сессии МГК (Г. Д. Афанасьев, Б. П. Беликов и др.). Следует добавить, что Г. Д. Афанасьевым [9] были изложены позиции, основанные на данных о скоростях упругих волн в монокристаллах минералов, типичных для преобладающих горных пород. Измерения скоростей прохождения упругих волн при давлениях 10—15 кбар показали, что скорость продольных волн V_p при этих давлениях в плагиоклазе (олигоклаз) и ортоклазе не уступала значениям V_p для дунитов, перидотитов и эклогитов при тех же параметрах давления. Эксперименты с ударным сжатием горных пород показали, что плотности таких пород, как дунит, габбро, гранит, при ударном сжатии 450—500 кбар становятся идентичными. Малые скорости продольных упругих волн характерны для пористых пород и минералов.

Все сказанное выше позволило одному из авторов настоящей статьи обосновать [10] выводы о природе границы Мохо и причинах различной глубинности этого раздела на континентах и под океанами. Основной вывод: земная кора, мозаичная по составу, едина для континентов и океанов и протягивается до глубин 100—150 км, т. е. до так называемой астеносферы.

Более высокое положение границы Мохо под океаном по сравнению с континентами обусловлено совокупностью факторов (t° и P), создающих сходное напряженное состояние пород «разных кор» на меньшей глубине в области океанического сегмента.

Такими факторами являются: 1) давление столба океанической воды порядка 600 бар, длящееся миллионы лет; 2) нагнетание в поровое пространство кристаллических пород дна океанов воды, что повышает скорость прохождения в них упругих волн; 3) в отдельных случаях вероятны полиморфные превращения минералов, таких, как, например, гипс и ангидрит.

Наблюдения Т. Н. Симоненко [19] позволили ей сделать вывод о том, что общее распределение аномалий магнитных полос, зависимых от магматических образований на участках континентальной и океанической коры, не связано с глубиной залегания поверхностей раздела (Мохо, Конрада) внутри земной коры. Эта автономность, по Т. Н. Симоненко, свидетельствует о наложенном характере этих границ.

Известные достижения магнитологов повлекли за собой установление таких фундаментальных фактов, как перемещение магнитного полюса в истории Земли, а также инверсия магнитного поля за сравнительно короткое (с позиций геологии) время. Однако само магнитное поле Земли в основном, по-видимому, обусловлено перемещениями литосферы относительно более центральных частей Земли. Логично за такую пограничную оболочку принять область астеносферы.

Сделанный на XXIII сессии МГК доклад о том, что мозаичная земная кора едина по составу и строению как на континентах, так и под океаном и простирается, во всяком случае, до глубины порядка 200 км, подтверждается новыми, приведенными здесь фактами.

Краткое рассмотрение различных аспектов комплексного изучения горных пород и их природных ассоциаций (формаций) показывает перспективы применения результатов такого изучения к решению многих важнейших научных проблем как геолого-петрологического значения, так и комплексных геолого-геофизических, особенно проблемы «Состав и строение земной коры».

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аракелянц М. М., Борсук А. М., Шанин Л. Л.* Новейшая гранитоидная вулкано-плутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1968, т. 182, № 5.
2. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
3. *Афанасьев Г. Д.* Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
4. *Афанасьев Г. Д.* Еще раз о строении земной коры по геофизическим данным с позиций петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10.
5. *Афанасьев Г. Д.* Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
6. *Афанасьев Г. Д.* Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
7. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 5.
8. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые вопросы геологической петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.
9. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые результаты изучения горных пород Луны (по материалам, опубликованным 30 января 1970 г. в журнале «Сайенс», т. 167, № 3918).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6.
10. *Афанасьев Г. Д.* Строение и состав земной коры в связи с проблемами геологической петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.
11. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П., Воларович М. П., Залесский Б. В., Короткова О. Н., Силаева О. И., Синянов И. З.* Исследование физических свойств образцов горных пород Северного Кавказа.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968.
12. *Афанасьев Г. Д., Борсук А. М., Кондаков Л. А., Лупанова Н. П., Плошко В. В.* Конкретные магматические формации Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.

13. *Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970.
14. *Бердичевская М. Н., Черняженко Г. А.* Опыты по магнито-теллурическому зондированию на островах Индийского океана.— Физика земли, 1970, № 8.
15. *Борсук А. М.* Магматические формации и некоторые принципы структурно-формационного районирования на примере Большого Кавказа.— В кн.: Вулканизм и тектогенез: (Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК). М.: Наука, 1968.
16. *Воларович М. П., Баюк Е. И., Салехли Т. М., Павлоградский В. А.* Влияние всестороннего давления на скорости продольных волн в насыщенных керосином и водой образцах осадочных пород.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968.
17. *Гутенберг Б.* Астеносферный слой пониженной скорости.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964.
18. *Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Корчин В. А.* Предварительные результаты экспериментов по изучению одновременного воздействия высоких температур и давлений на изменение скорости.— В кн.: Геофизический сборник АН УССР. 1969, вып. 32.
19. *Симоненко Т. Н.* Магнитные аномалии и положение глубинных границ земной коры.— В кн.: Геофизический сборник АН УССР. 1967, вып. 19.
20. *Томашевская И. С.* Скорости продольных волн в некоторых горных породах и минералах Хибинского массива при трехосном напряженном состоянии.— Океанология, 1969, т. 9, № 5.
21. *Afanass'yev G. D.* L'interpretation petrographique des donnees geophysiques sur la structure de l'ecorce terrestre.— Extr. Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, 1961, t. 2, N 6.
22. *Afanass'yev G. D.* On the boundary delimiting the Earth's crust and the upper mantle.— In: Intern. Geol. Congr. Rept 23 Session. Upper mantle (Geol. processes). Proc. of Section 1. Prague, 1968.
23. *Aument F.* Diorites from the Mid-Atlantic ridge at 45° N.— Science, 1969, vol. 165, N 3898.
24. Handbook of physical constants/Ed. Clark/S. P. N. Y.: Geol. Soc. Amer., 1966, Mem. 97.
25. *Lovering I. F.* The nature of the Mohorovicic discontinuity.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, vol. 39, N 5.
26. *Maitre R. W.* Petrology of volcanic rocks. Gough Island, South Atlantic.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, N 11.
27. *Melson W. G., Andel Tj. H. van, Silver R.* Greenstones from the Central Valley of the Mid-Atlantic Ridge.— Nature, vol. 209, N 5023.
28. *Melson W. G., Jarosewich E., Bowen V. T., Thompson G. St.* Peter and St. Paus rocks: A high-temperature mantle — derived intrusion.— Science 24, 1967, vol. 155, N 3769.
29. *Miller J. A., Mudie J. D.* Potassium-argon age determinations on granite from the Island of Mahe in the Seychelles archipelago.— Nature, 1961, vol. 192, N 4908.
30. *Simmons G., Amos N.* Granites: Relation of properties in situ to laboratory measurements.— Science, 1968, vol. 162, N 3855.
31. *Simmons G.* Velocity of compressional waves in various minerals at pressure to 10 kilobars.— J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 6, mar. 15.
32. *Stephens D. R., Lilley D.*— Compressibilities of Lunar crystalline rock, microbreccia and fines to 40 kilobars.— Science, 1970, vol. 167, N 3918, 30 jan.
33. *Thayer T. P.* Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of Mid-Oceanic ridges.— Bul. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 8.

УДК 551.31 : 552.3

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

(на примере Кавказской подвижной области) [1]

Одна из фундаментальных проблем современной геологии заключается в выяснении зависимости типа магматизма от геодинамического режима подвижной области на разных этапах ее эволюции. Естественные ассоциации магматических горных пород несут информацию о физико-химических условиях, господствовавших на уровнях магмообразования, об изменении этих уровней в процессе эволюции подвижной области, о специфике энергетических явлений, которые в конечном счете обусловливают преобразование земной коры. Сравнительный анализ конкретных магматических формаций позволяет на фоне общих закономерностей выявить особенности развития отдельных регионов.

Длительное изучение магматизма Большого Кавказа, основы которого были заложены крупными отечественными петрографами Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Д. С. Белянкиным, позволило в настоящее время подойти к выделению и исследованию естественных ассоциаций магматических горных пород, отвечающих последовательным этапам его тектонической истории.

В предлагаемой статье рассматриваются главнейшие магматические формации Большого Кавказа, характеризующие последовательные этапы развития слагающих его структурно-формационных зон (фиг. 1) [2].

Мегантиклинорий Большого Кавказа с севера на юг подразделяется на четыре крупные структурно-формационные зоны, различающиеся историей геологического развития и глубинным строением. Границы между этими зонами определяются долгоживущими разломами субширотного простирания.

Бечасынская зона представляет собой южную окраину эпигерцинской Скифской плиты, активизированную в мезокайнозойское время. Для этой зоны характерно двухъярусное строение. Фундамент ее сложен дислоцированными кристаллическими породами докембрия и нижнего палеозоя, а осадочный чехол — моноклинально залегающими отложениями мезозоя и кайнозоя, в которых размещены субплатформенные мезокайнозойские магматические образования.

---

[1] Проблемы петрологии: Докл. на V Всесоюз. петрогр. совещ. М.: Наука, 1976.— В соавт. с А. М. Борсуком, А. Г. Гурбановым, Л. А. Кондаковым, И. С. Красивской, В. В. Плошко, М. К. Сухановым, А. А. Цветковым.

[2] В оригинале данной работы, опубликованной в 1976 г., приведена почти полностью идентичная по формационно-геологической основе, но технически более сложно выполненная карта. Редколлегия настоящего издания во избежание повторения сочла возможным дать другой вариант этой карты — с нанесенными рудопроявлениями, опубликованный впервые в более ранней работе Г. Д. Афанасьева (Некоторые вопросы связи магматизма и рудной минерализации.— В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974). Эта карта, кроме того, иллюстрирует и еще одну статью — «Конкретные магматические формации Северного Кавказа» (см. наст. издание). Таким образом, данная карта, относящаяся ко всем трем статьям, включена в первую из них по порядку.— *Прим. ред.*

Зона Передового хребта — область заложения среднепалеозойского геосинклинального прогиба с развитием соответствующих осадочных и магматических формаций. К верхнему карбону—перми в пределах этой зоны устанавливаются субплатформенные условия, отмеченные образованием красноцветной пермской молассы и специфической гранитоидной вулкано-плутонической формации. В течение большей части мезозоя и весь кайнозой эта зона вместе с расположенной севернее Бечасынской ведет себя как единая субплатформенная структура.

Зона Главного хребта представляет собой систему из ряда горст-антиклинориев, разделенных узкими и глубокими грабен-синклинориями. Субстрат этой зоны сложен кристаллическими сланцами и гнейсами додевонского возраста, прорванными и глубоко измененными формациями верхнепалеозойских (послеранненижнекарбоновых) гранитоидов. Широко развита в зоне Главного хребта мощная толща сильно дислоцированных филлитоподобных сланцев, вопрос о возрасте которых дискутировался еще 100 лет тому назад и до сих пор не решен однозначно. Г. Д. Афанасьев неоднократно высказывал мысль о доюрском возрасте части сланцев Главного хребта.

В последующие годы получены новые факты, свидетельствующие о двухъярусном строении сланцевой толщи.

Верхний ярус сложен песчано-глинистыми отложениями с большим количеством вулканических пород основного состава. Эта часть толщи смята в коробчатые складки, а местами залегает моноклинально. Нижний ярус представлен филлитовидными сланцами, смятыми в изоклинальные складки и прорванными дайками диабазов и лейкодиабазов. В основании верхнего яруса М. К. Сухановым в бассейне р. Фиагдон собрана фауна, которая, по определению Л. Д. Кипарисовой и Л. В. Сибиряковой, относится к верхам триаса—низам юры. Там же М. К. Сухановым собрана флора, характерная, по определению Н. А. Добрускиной, также для конца триаса—начала юры. Таким образом, верхняя, полого залегающая часть сланцевой толщи спорного возраста, не древнее верхов триаса, и в целом своем объеме отвечает, по-видимому, нижней—средней юре. Филлитовидные же сланцы нижнего яруса с прорывающими их дайками диабазов и лейкодиабазов определенно доюрского возраста.

Таким образом, в строении зоны Главного хребта принимают участие две разновозрастные и разнопостроенные сланцевые толщи. Указанное обстоятельство имеет важное значение для понимания тектонического режима зоны Главного хребта в палеозое и раннем мезозое, а также для суждения о возрасте базитовых формаций, относимых ранее к единому «диабазовому поясу» Главного хребта.

Зона Южного склона — это наиболее глубоко и длительно погружавшаяся в течение альпийского тектоно-магматического цикла эвгеосинклиналь Большого Кавказа. В основании она сложена метаморфизованными толщами палеозоя, выходящими в виде опущенных изолированных участков, которые перекрыты мощными отложениями терригенной юры и верхнемезозойского флиша и сильно смяты в изоклинальные складки. На севере зона Южного склона сочленяется с зоной Главного хребта по системе субширотных длительно развивающихся разломов.

Транскавказская поперечная зона. В позднеальпийское время доминирующую роль начинают играть тектонические движения вдоль долгоживущих субмеридиональных разломов глубокого заложения. Вырисовы-

ваются контуры структурных зон антикавказского простирания. Одной из таких крупнейших структур является Транскавказская поперечная зона, зарождающаяся на юге Восточно-Европейской платформы, секущая в субмеридиональном направлении структуры Большого и Малого Кавказа и уходящая на юг, в Иран и Турцию.

Длительная устойчивость Транскавказской поперечной зоны, связь ее границ с крупными субмеридиональными разрывами, а также продолжение некоторых элементов структуры в глубь платформы, на что в свое время указывал еще Н. С. Шатский, позволяют предполагать, что границы этой зоны контролируются линеаментами очень больших глубины, протяженности и древности заложения.

На роль этой структуры в пространственном размещении магматических пород в разное время указывали Г. Д. Афанасьев, М. А. Кашкай, Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин и многие другие исследователи.

БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА

В составе сложно дислоцированного досилурийского субстрата Бечасынской зоны на отдельных его участках выделяются следующие магматические и метаморфические формации.

Формация кристаллических сланцев и гнейсов, слагающая южные и западные выходы обнаженной части фундамента (реки Кубань, Даут, Худес, верховья Малки, Баксан). Это слюдистые, слюдисто-гранатовые сланцы, амфиболиты, альбитовые гнейсы, претерпевшие неоднократный метаморфизм, в том числе региональный диафторез, сопровождающийся интенсивной метасоматической альбитизацией. Характер первичных пород пока установить не удается. Rb-Sr возраст мусковита из кристаллических сланцев р. Даут 865 млн. лет.

Во всех выходах фундамента широким развитием пользуются породы досилурийской контрастной диабаз-альбитофировой формации, испытавшие региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Они представлены частым чередованием согласно залегающим афировых метадиабазов, хлоритовых и эпидот-хлоритовых сланцев и афировых порфироидов (альбитофиров) с содержанием SiO_2 от 62 до 70%. Объем кислых пород в составе формации возрастает в верхах досилурийской серии (реки Хасаут, Мушт, Тызыл) — появляются пластовые тела кварцевых альбитофиров, фельзитов, горизонты лавобрекчий и туфов альбитофирового состава, мелкие тела гипабиссальных гранофировых плагиогранит-порфиров. Эта формация является наиболее древним мощным проявлением вулканизма геосинклинального типа. Составляющие ее вулканогенные породы значительно преобладают над терригенными и терригенно-карбонатными породами.

Наиболее поздние члены формации представлены туфами, которые перекрываются терригенными осадками, свидетельствующими о прекращении вулканической деятельности. Характерен натровый состав пород всей формации.

Формация альпинотипных гипербазитов представлена интенсивно серпентинизированными перидотитами, пироксенитами и дунитами, преимущественно развитыми в Бечасынской зоне и в зоне Передового хребта. Они локализованы среди древних амфиболитов или вулканитов диабаз-спилит-кератофирового состава и метаморфизованных терригенных обра-

зований (офиолитовые ассоциации). Контакты гипербазитов с вмещающими породами сорваны и затушеваны аллометаморфическими процессами. Гипербазиты участвуют в складчатости и пространственно связаны с глубинными длительно живущими разломами.

Проникновение ультраосновной магмы, вероятно, происходило по указанным разломам в раннюю стадию геосинклинального прогиба, а выжимание уже серпентинизированных пород в твердом состоянии (протрузии) осуществлялось в период максимального стресса.

Следующая по времени досилурийская гранито-гнейсовая формация установлена в бассейне р. Кубани. Она представлена мелкими (до 2—3 м мощности) пластовыми телами плагиогранито-гнейсов первично K-Na состава, претерпевших интенсивный диафторез и содержащих реликтовые ассоциации альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Гранито-гнейсы инъецируют породы диабаз-альбитофировой формации и сопровождаются пегматитовыми жилами. K-Ar возраст, полученный по валовым пробам, дает цифры 324—376 млн. лет, которые отражают, по-видимому, время последнего метаморфизма. Вероятно, к этой же формации следует относить интрузивные тела гнейсированных гранитов рек Бескеса и Мощевой, расположенных в области сочленения Бечасынской зоны и зоны Передового хребта. Эти границы прорывают кристаллические сланцы и гипербазиты. По флогопиту из зоны экзоконтакта гранитов с гипербазитами K-Ar методом получен возраст 450—470 млн. лет. По гранитоидам сел. Нижнетебердинского, также прорывающим гипербазиты, получена тем же методом цифра 500 млн. лет.

В разрезе по р. Кубани и ее притокам, а также в долинах рек Малки и Хасаута к северу от массива малкинских гранитов широко развиты диабазы и диабазовые порфириты досилурийской габбро-диабазовой формации. Это — силлы и секущие дайки, прорывающие породы предыдущих формаций, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

На отрезке среднего течения р. Кубани и по ее притокам (реки Аманкол и Худес) обнажаются мелкие пластовые тела пироксен-роговообманковых габбро-диоритов, которые мы относим к габбро-диоритовой формации досилурийского возраста. Интрузивные массивы сопровождаются дайковой серией мелкозернистых роговообманковых габброидов и аплитов. Некоторые участки массивов калишпатизированы.

Результаты K-Ar датирования этих пород дают цифру от 450 до 265 млн. лет. Первая из них, вероятно, близка к истинному возрасту всей формации, а вторая отражает время последнего метаморфизма.

Досилурийские магматические формации отражают последовательные этапы развития геосинклинальной области, возникшей и эволюционировавшей в верхнем протерозое—нижнем палеозое в пределах Бечасынской структурно-формационной зоны. Глубокие метаморфические изменения, которые претерпели породы этих формаций, не позволяют во всех деталях реконструировать этот древний отрезок истории сложной полициклично развивавшейся Кавказской подвижной области, но основные тенденции тектоно-магматических процессов становятся сейчас уже более или менее ясными.

Кристаллический фундамент Бечасынской зоны прорван магматическими породами разного состава и возраста, которые характеризуют собой развитие уже иных структур, в частности этапы развития герцинского геосинклинального прогиба зоны Передового хребта. Региональная

альбитизация досилурийских пород и диафторез, охватившие южные участки фундамента, которые примыкают к глубинному разлому, отделяющему Бечасынскую зону от зоны Передового хребта, связаны, по-видимому, с «дыханием» нижне-среднепалеозойского магматизма и формированием габбро-плагиогранитной формации зоны Передового хребта.

В верхнем палеозое Бечасынская зона представляла собой устойчивую субплатформенную структуру, а кристаллический фундамент ее был интрудирован послеверхнекарбоновыми гранитоидами, специфика которых определяется тектоническими условиями формирования (массивы Малкинский, Тызыльский, Индышский и Эшкаконский). Заканчивается палеозойский магматизм Бечасынской зоны образованием пород пермской, типично субплатформенной гранитоидной вулкано-плутонической формации повышенной щелочности: дайки, штоки, гипабиссальные интрузивы и вулканогены рек Даута, Кубани и Баксана.

ЗОНА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

Зона Передового хребта наиболее полно отражает эволюцию магматизма среднепалеозойского геосинклинального прогиба Северного Кавказа. Древнейшие породы, слагающие основание этой зоны, досилурийские. В междуречье Кубани и Зеленчука могут быть прослежены зеленокаменные породы, слагающие глубокие части геосинклинального трога. К-Ar возраст их по серициту 437 млн. лет. Эти породы прорваны интрузивными телами и дайками габброидного и диоритового состава.

По северной периферии геосинклинального трога обнажаются породы диабаз-кератофировой формации. Эта формация представлена покровами слабо дифференцированных диабазов, хлоритовыми, хлорит-эпидот-альбитовыми сланцами, кератофирами и кварцевыми кератофирами. К верхним горизонтам диабаз-кератофировой формации приурочены урупские колчеданные месторождения. Характерен натровый состав формации.

С древними метаморфическими породами и альпинотипными гипербазитами, развитыми в пределах зоны Передового хребта, пространственно ассоциирует формация эклогитов и эклогитоподобных пород [14].

По геологическому положению эклогиты Северного Кавказа наиболее близки к типу повторно метаморфизованных эклогитов зоны глубинных разломов. Исходными породами эклогитов были гипербазиты и базиты. Преобразование последних происходило в пределах земной коры в специфических условиях зоны глубинного Уруштен-Маркопиджского разлома.

Габбро-диорит-плагиогранитная формация распространена в ядре антиклинальной структуры Передового хребта, сложенной гнейсами и ордовикскими зеленокаменными толщами. Образование этой формации происходило в несколько этапов. С наиболее ранним этапом связано внедрение габбро, со следующим этапом — диоритов, а с заключительным этапом — плагиогранитов, сопровождаемых интенсивным натровым метасоматозом. К-Ar возраст последнего метаморфизма 370—360 млн. лет [1, 13].

В среднем—верхнем девоне образуются породы базальт-трахитовой формации, объединяющие вулканиты основного и кислого состава повышенной щелочности, переслаивающиеся с филлитами, а также дайки и жилы лампрофиров. Возраст пород этой формации по данным К-Ar датирования 350—340 млн. лет. Образование ее характеризует этап завершения геосинклинального режима в зоне Передового хребта и пере-

ход ее к более устойчивому геосинклинальному режиму. Вулканиты базальт-трахитовой формации рассекаются штоками и жилами лейкократовых плагиогранитов.

В верхнем палеозое в южной части зоны Передового хребта, на границе ее с зоной Главного хребта, по глубинным разломам происходит внедрение интрузивов сиенит-диоритовой формации (горы Ятыгварта, Закан, Загедан, Абишара-Ахуба, Карабек, перевал Эпчик и др.). K-Ar возраст пород этой формации 250—285 млн. лет для полевошпатовой фракции и 320 млн. лет для амфибол-биотитовой.

Образование пород сиенит-диоритовой формации, вероятно, обусловлено эволюцией того же гранитоидного расплава, из которого в зоне Главного хребта возникли глубинные гранитоиды. Но в зоне Передового хребта дифференциация этого расплава происходила в более стабильных условиях и на более высоком гипсометрическом уровне.

На заключительном этапе развития палеозойского магматизма зоны Передового хребта формируется гранитоидная вулкано-плутоническая формация, породы которой размещены среди красноцветных молассовых толщ нижней перми. Эффузивная фация представлена лавами и туфами трахиандезитов и трахидацитов, а интрузивная — штоками и дайками гранодиорит- и граносиенит-порфиров (бассейн Аксаута, Теберды, Даута и Чучкура). K-Ar возраст пород этой формации (255—215 млн. лет) хорошо согласуется с геологическими данными, свидетельствующими о пермском ее возрасте.

ЗОНА ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Древний субстрат этой зоны сложен кристаллическими сланцами и гнейсами, претерпевшими не только региональный, но и интенсивный контактовый метаморфизм в связи с внедрением верхнепалеозойских гранитоидов. В кровле гранитов местами сохранились древние глубоко метаморфизованные толщи с телами мусковитовых пегматитов докембрийского возраста (790 млн. лет, полученные Rb-Sr методом по мусковиту). Из-за глубокого и, по-видимому, многократного метаморфизма древнейших кристаллических пород зоны Главного хребта досреднепалеозойская история этой зоны реконструируется с большим трудом.

В Горной Осетии в долине р. Фиагдон Г. Д. Афанасьевым выделены ортоклазовые гнейсированные граниты, являющиеся, скорее всего, петрографическими аналогами нижнепалеозойских гранито-гнейсов района Бескеса и Мощевой в Бечасынской зоне.

В пределах центральной части зоны Главного хребта в долинах рек Ардон и Фиагдон, где развиты две разновозрастные сланцевые толщи, о чем уже говорилось выше, из состава пород, объединяемых ранее в единый «диабазовый пояс», Г. Д. Афанасьевым выделена габбро-лейкодиабазовая формация доюрского возраста. Представлена эта формация дайками и межпластовыми телами габбро и высокоглиноземистых лейкогаббро с содержанием Al_2O_3 до 23%. Дайки этой формации рассекают филлитовидные сланцы нижней толщи и не пересекают базального горизонта верхнего триаса—юры. По валовым пробам пород этой формации получены цифры от 374 до 240 млн. лет.

Наиболее широко развиты в зоне Главного хребта породы верхнепалеозойской (послениженекарбоновой) гранитной формации, представляющей собой результат процесса гранитообразования в глубинных

условиях. Внедрение гранитоидов происходило в три основных этапа: а) образование морфологически единых, но петрографически гетерогенных массивов амфиболовых и амфибол-биотитовых диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и порфировидных гранитов (средний карбон); б) внедрение серых двуслюдяных гранитов (верхний карбон); в) инъекция аляскитовых гранитов, аплитов и пегматитов (К-Ar возраст 260—250 млн. лет). Каждая из трех фаз гранитоидной формации сопровождалась своей пегматито-аплитовой серией. На западном и восточном погружении зоны Главного хребта обнажаются апикальные части гранитоидных интрузивов.

Рассмотрение верхнепротерозойских и палеозойских магматических формаций Северного Кавказа позволяет достаточно отчетливо выявить тенденцию, заключающуюся в последовательном вовлечении в процесс геосинклинального развития структурно-формационных зон, сменяющих друг друга с севера на юг. Миграция геосинклинального режима на Большом Кавказе с севера на юг ранее уже отмечалась В. Е. Хаиным и рядом других исследователей.

К началу альпийского тектоно-магматического цикла, охватывающего период от триаса до антропогена, Кавказ представлял собой, таким образом, систему из разнопостроенных структурно-формационных зон, унаследованных от нижнего и среднего палеозоя.

ЗОНА ЮЖНОГО СКЛОНА

В нижней юре в зоне Южного склона формируется геосинклинальный прогиб. Период наибольшего прогибания его приходится на верхи лейаса—байос. Именно этому периоду развития отвечает формирование спилит-диабазовой формации зоны Южного склона. Вмещающими ее породами являются мощные толщи аргиллитов, глинистых сланцев и реже граувакковых песчаников. Спилит-диабазовая формация представлена лавовыми покровами, туфами, туфобрекчиями, субвулканическими телами, дайками и межпластовыми залежами. Главные типы пород этой формации были детально изучены Г. С. Дзоценидзе [10]. Представлены они спилитами, обычно залегающими в основании вулканогенных толщ, плагиоклазовыми, авгит-плагиоклазовыми порфиритами, преобладающими в количественном отношении. Породы спилит-диабазовой формации образовались в подводных условиях синхронно с отложением мощной толщи аргиллитов, выполнявшей глубокий геосинклинальный прогиб. Формировавший их расплав по составу отвечал толеитовому базальту с характерным резким преобладанием Na_2O над K_2O. Процессы дифференциации расплава были проявлены крайне слабо.

В северном борту эвгеосинклинальной зоны Южного склона, на стыке ее с геоантиклинальной зоной Главного хребта, развита формация кварцевых альбитофиров, породы которой образуют дайки, межпластовые залежи и вулканогенные горизонты, чередующиеся здесь с породами спилит-диабазовой формации. Близкие по химическому составу и петрографическим особенностям кварцевые альбитофиры ассоциируют с породами порфиритовой формации нижней и средней юры, развитой в пределах Грузинской глыбы.

Состав и структуры основной массы кварцевых альбитофиров, а также очень редко встречающиеся реликты не полностью альбитизирован-

ных плагиоклазовых вкрапленников состава олигоклаза и андезина, наличие псевдоморфоз по биотиту свидетельствуют, что кварцевые альбитофиры первоначально представляли собой андезиты и дациты.

Переходных по составу и петрографическим особенностям пород между спилитами и диабазовыми порфиритами, с одной стороны, и кварцевыми альбитофирами — с другой, не обнаружено, не обнаружены и признаки, которые могли бы свидетельствовать о том, что дациты могли образоваться в результате дифференциации базальтового расплава, формировавшего породы спилит-диабазовой формации.

В зоне Главного хребта в юре образуются две формации — габбро-диабазовая и андезит-дацитовая. Породы габбро-диабазовой формации, изучавшиеся крупнейшими петрографами — Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, Д. С. Белянкиным, Г. С. Дзоценидзе, Л. А. Варданянцем, А. П. Лебедевым и другими исследователями, образуют три крупных вулканических центра, строение которых аналогично строению вулканических толщ, сложенных породами спилит-диабазовой формации зоны Южного склона. Здесь развиты также спилиты, залегающие в основании вулканогенных толщ, и авгит-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты. Однако среди пород габбро-диабазовой формации преобладают интрузивные и субвулканические фации и очень широко развиты дайки габбро-диабазов и диабазов. Минералого-петрографические и петрохимические особенности пород габбро-диабазовой формации и сравнительный анализ их с синхронными им породами спилит-диабазовой формации зоны Южного склона свидетельствуют, что и те и другие являются производными единого базальтового расплава. Поскольку центральная часть зоны Главного хребта представляет собой блок, значительно приподнятый по системе субмеридиональных разломов, в его пределах выведена на поверхность более глубинная фация пород, производных того же толеито-базальтового расплава, который формировал породы спилит-диабазовой формации зоны Южного склона. Однако в условиях зоны Главного хребта интенсивнее проявились процессы дифференциации расплава, его производные образуют гамму пород от пикритов, габбро и габбро-диабазов до андезито-базальтов. Появляются дифференциаты, отличающиеся заметно более высоким содержанием K_2O.

Принципиально отличной от габбро-диабазовой формации является синхронная с ней андезито-дацитовая, породы которой широко распространены в зоне Главного хребта в виде лавовых покровов, пирокластических образований, даек и субвулканических тел, а также гипабиссальных интрузивов гранодиорит- и гранит-порфиров. Между габбро-диабазами и андезито-дацитами нет переходных разновидностей. Петрохимическая и минералого-петрографическая обособленность пород андезито-дацитовой формации свидетельствует, что магматический расплав, формировавший эти породы, обладал составом, близким к андезиту, а вся андезито-дацитовая формация близка по своим особенностям к андезитовым формациям, характерным для островных дуг.

С гипабиссальными интрузивными и субвулканическими телами гранодиорит- и гранит-порфиров, входящими в состав андезито-дацитовой формации, пространственно и, вероятно, генетически ассоциируют известные на Кавказе полиметаллические месторождения (Северная Осетия).

Наконец, в Бечасынской структурно-формационной зоне, представлявшей собой в мезокайнозое область активизированной платформы,

в плинсбахе—тоаре образуются две формации — долеритовая интрузивная и андезит-трахиандезитовая вулканогенная.

Долериты слагают различные по мощности многоэтажные силлы, переходящие иногда в хоматолиты, размещенные в субгоризонтально залегающих терригенных осадках плинсбаха. Породы андезит-трахиандезитовой формации следуют во времени за долеритами. В фациальном отношении это типичные эффузивы (лавы и пирокластические толщи), реже встречаются субвулканические некки и дайки. Состав пород в среднем отвечает андезиту, но со значительным отклонением в сторону преобладания K_2O. Таким образом, двигаясь из области развития эвгеосинклинальной зоны Южного склона к области активизированной платформы (Бечасынской зоне), мы обнаруживаем латеральную зональность в образовании синхронных магматических формаций. Для эвгеосинклинальной зоны характерны производные малодифференцированного толеитбазальтового расплава. В бортовых частях эвгеосинклинальной зоны на границе ее с более жесткими структурами появляются породы среднего (андезито-дацитового) состава. Широко развита андезито-дацитовая формация в геоантиклинальной зоне Главного хребта, представлявшей собой в раннем мезозое, по-видимому, структуру типа островной дуги. Наконец, для области активизированной платформы характерны субплатформенные долериты и андезиты с отчетливо проявленной щелочной тенденцией.

Петрологические особенности породообразующих минералов и их парагенезис свидетельствуют, что выплавление и начало кристаллизации базальтового расплава происходили на всех больших глубинах при движении от эвгеосинклинальной зоны к зоне активизированной платформы. Вместе с тем в переходной области, где мощные сиалические массы сохранились от предыдущего (герцинского) тектоно-магматического цикла, за счет их анатектического плавления образуются андезиты и дациты.

В *послебайосское—допижнемеловое время в пределах зоны Южного* склона резко изменился геотектонический режим: устойчивое погружение сменилось воздыманием, сопровождаемым интенсивной складчатостью. *Возникли основные антиклинории Большого Кавказа. На фоне* восходящих движений в зоне Южного склона и области ее сочленения с зоной Главного хребта началось формирование сложной габбро-гранитной формации (бассейны рек Мзымты, Авадхары, Келасури, Гумисты, Кодори, Ингури). Породы этой формации изучались Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым, Г. М. Заридзе, М. М. Рубинштейном, Н. Ф. Татришвили, Б. П. Беликовым, М. А. Фаворской и другими исследователями. В пределах западного, наиболее погруженного блока зоны Главного хребта, ограниченного субмеридиональными разломами, эта формация развита в гипабиссальной, субвулканической и вулканической фациях. В состав ее входят интрузивные тела гранодиорит-порфиритов, вулканогенная толща и специфические экструзивы гранитоидного состава (Туапсинский район) [2, 5].

Восточнее р. Белой вдоль широтных разломов, по которым зона Главного хребта сочленяется с зоной Южного склона, юрская габбро-гранитная формация представлена только интрузивной, относительно глубинной фацией. В этой, значительной приподнятой по системе долготных разломов, части Большого Кавказа выведены на поверхность среднепозднеюрские габбро-диориты, диориты, гранодиориты и граниты, об-

разующие хорошо выдержанный гомодромный ряд. Во многих случаях внедрение расплава, за счет которого образовались породы юрской габбро-гранитной формации, происходило по разломам, которые контролировали размещение магматических масс в палеозое. Взаимодействие внедряющегося расплава с палеозойскими кристаллическими породами (амфиболитами, кристаллическими сланцами и т. д.) привело к широкому развитию гибридных пород и калий-аргоновому «омоложению» палеозойского кристаллического субстрата. Под воздействием внедряющегося расплава происходило, по-видимому, и частичное анатектическое плавление самого кристаллического субстрата в той части, где он был сложен породами гранитного состава. Между юрскими габбро-диоритами, диоритами, гранодиоритами и гранитами существует вся гамма переходных пород. Вместе с тем все эти породы образовались в результате последовательных фаз внедрения расплава, и между ними наблюдаются четкие эруптивные контакты. Крайняя неравномерность составов пород минералогически выражена в резкой зональности плагиоклазов, в замещении пироксенов роговыми обманками, последних — биотитом. Причем нигде это замещение не проходит до конца. Лишь последние по времени внедрения дифференциаты, представленные аплитами и пегматоидными гранитами, по составу приближаются к равновесным [6].

Несколько раньше (после тоара и до байоса) в Бечасынской зоне формируется габбро-гранитная формация, представленная гипабиссальными интрузивами диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров (бассейн рек Кубани, Теберды, Эшкакона, Подкумка и Хасаута), также образующих гомодромный ряд.

Отличительной особенностью пород этой формации по сравнению с предыдущей являются равновесность составов, менее глубинные условия формирования и морфология интрузивных тел, подчиненная субгоризонтально залегающим осадкам мезозойского чехла Бечасынской зоны [1, 8, 11, 12].

Граница раннего и позднего мела характеризуется резким изменением магматизма Большого Кавказа. Если до сих пор образование магматических формаций было тесно сопряжено с эволюцией основных структурно-формационных зон, а структуры, контролировавшие пространственное размещение продуктов магматизма, имели общекавказское простирание, то с границы раннего и позднего мела во всех структурно-формационных зонах, несмотря на глубокие различия в их строении, образуется единая эссексит-тешенитовая магматическая формация [5, 8, 9, 11].

Породы этой формации слагают гипабиссальные интрузивные тела типа силлов, даек и штоков. Структуры, контролирующие размещение эссексит-тешенитовых пород, как правило, имеют антикавказское субмеридиональное простирание. С эссекситами и тешенитами в ряде случаев пространственно и во времени ассоциируют трахиты, состоящие почти нацело из кали-натриевого полевого шпата типа санидин-анортоклаза. Ряд фактов свидетельствует, что эти трахиты являются крайними дифференциатами того же расплава, из которого были сформированы эссексит-тешенитовые породы. Петрологические особенности пород эссексит-тешенитовой формации (повышенное отношение K_2O к Na_2O, TiO_2 к сумме железа, вкрапленники кали-натриевого полевого шпата и титан-авгита), а также появление их во всех зонах могут свидетельствовать

о том, что генерация магматических расплавов, формировавших эти породы, происходила на больших глубинах, где были стерты различия в строении структурно-формационных зон. Появление этой формации знаменует собой переход подвижной области к позднеорогенному этапу развития.

В позднем мелу, по данным K-Ar датирования, в области сочленения зон Южного склона и Главного хребта (бассейн рек Авадхары и Мзымты) образуются субщелочные и щелочные эгирин-рибекитовые гранитоиды [4].

В эоцене (50—40 млн. лет по данным K-Ar метода) в зонах Южного склона и Главного хребта снова образуются породы тешенит-эссекситовой формации (бассейны рек Мзымты, Авадхары, Псоу и Геохгоя). Дайки и мелкие массивы, сложенные породами этой формации, всегда ориентированы в субмеридиональном направлении.

ТРАНСКАВКАЗСКАЯ ПОПЕРЕЧНАЯ ЗОНА

В позднеальпийское время доминирующую роль начинают играть тектонические движения вдоль долгоживущих субмеридиональных разломов глубокого заложения. Вырисовываются контуры структурных зон антикавказского простирания. Одной из таких крупнейших структур является Транскавказская поперечная зона, зарождающаяся на юге Восточно-Европейской платформы, секущая в субмеридиональном направлении структуры Большого и Малого Кавказа и уходящая на юг, в Иран и Турцию.

В миоплиоцене (12—9 млн. лет) на северном участке Транскавказской поперечной зоны (район Кавказских Минеральных Вод) образуется формация гранитоидов повышенной щелочности («лакколиты» К. М. В.).

Транскавказская поперечная зона контролирует пространственное размещение пород, образовавшихся в плиоцен-антропогеновое время и объединяемых нами в сложную разнофациальную гранитоидную вулкано-плутоническую формацию. Эффузивная фация этой формации представлена кислыми продуктами наземного вулканизма (Чегемский и Баксанский районы), а интрузивная — комагматическими эффузивами и гипабиссальными интрузивными телами гранодиорит- и гранит-порфиров [7]. Почти одновременно с гранитоидной вулкано-плутонической формацией в пределах Центрального Кавказа образуется андезит-трахиандезитовая формация, породы которой детально исследовались Н. И. Схиртладзе [15]. Эффузивы этой формации являются также продуктами наземного платформенного вулканизма, но существенно иного состава, чем липариты и дациты, характерные для гранитоидной вулкано-плутонической формации. По-видимому, на последнем этапе тектоно-магматической активности Большого Кавказа одновременно действуют два изолированных магматических источника, расположенных на разных гипсометрических уровнях.

Субмеридиональная система разломов выделена на Восточном Кавказе Г. Д. Афанасьевым, Р. Н. Абдуллаевым и Л. А. Кондаковым под названием Талыш-Дагестанской. Характерной особенностью мезозойско-кайнозойских магматических формаций, приуроченных к центральной и южной частям этой системы разломов, является их субщелочной и щелочной характер.

Главнейшие магматические формации Кавказской подвижной области,

характеризующие последовательные этапы ее развития от докембрия до антропогена, могут быть разделены на три типа. В первый тип объединены собственно геосинклинальные формации, образующиеся на раннем этапе развития геосинклиналей, для которого доминантными являются погружение и растягивающие напряжения. Этот тип объединяет магматические формации преимущественно основного состава.

Ко второму типу, названному нами переходным, отнесены магматические формации, образующиеся в период расчленения геосинклинальной системы на частные прогибы и интрагеоантиклинали, последующей инверсии, сопровождающейся складчатостью, а также формирующиеся после инверсии во время отложения молассовых толщ. Геодинамический режим в период образования этих формаций характеризуется устойчивым воздыманием и напряжениями сжатия, а сами формации являются производными андезитового или гранитоидного расплава.

Наконец, третий субплатформенный тип объединяет магматические формации, образующиеся в посторогенную стадию развития подвижного пояса, а также характеризует области тектоно-магматической активизации. Для этой стадии типичны движения отдельных блоков по системе глубинных разломов, раскалывающих подвижный пояс вкрест его простирания. По сравнению с предыдущими периодами углубляются уровни генерации магматических расплавов. Образуются магматические формации как базальтоидного, так и гранитоидного состава, но для тех и других характерна повышенная щелочность.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. ГИН. Сер. петрогр., 1950, вып. 38.
2. *Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения Северо-Кавказской складчатой области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
3. *Афанасьев Г. Д., Борсук А. М.* Новые данные о послеюрском магматизме Северо-Западного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2.
4. *Афанасьев Г. Д., Гурбанов А. Г.* Мезокайнозойский субщелочной интрузивный магматизм осевой части Главного Кавказского хребта на примере Кардывачского магматического узла.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 1.
5. *Борсук А. М.* Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 86.
6. *Борсук А. М.* Магматические формации в эволюции геосинклинальной системы.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Недра, 1974.
7. *Борсук А. М.* Образования гранитоидной вулкано-плутонической формации и время отделения потенциально рудоносных флюидов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2.
8. *Борсук А. М., Кондаков Л. А.* Мезозойский магматизм юго-восточной части Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны (Северный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 11.
9. *Борсук А. М., Цветков А. А.* Мезозойские метаморфические формации междуречья рек на Северном Кавказе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 11.
10. *Дзоценидзе Г. С.* Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН СССР, 1948.
11. *Кондаков Л. А.* Некоторые вопросы эволюции мезозойского магматизма на территории Лабино-Малкинской зоны (Северный Кавказ).— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрогр. совещ. Баку, 1969.
12. *Кондаков Л. А.* Мезозойский магматизм юго-восточной части Лабино-Малкинской зоны (Северный Кавказ). М.: Наука, 1974.
13. *Плошко В. В.* Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1965.
14. *Плошко В. В., Шпорт Н. П.* Формация эклогитов Большого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.
15. *Схиртладзе Н. И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1958.

II. ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД

УДК 552.321

МАТЕРИАЛЫ К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАНИТОВ В СВЕТЕ ДАННЫХ ПО ГРАНИТОИДАМ НЕКОТОРЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР [1]

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения гранитов настолько сложна, что удовлетворительное разрешение ее может быть обеспечено только совместными исследованиями петрографов и геологов широкого профиля, при обязательном глубоком понимании физико-химических закономерностей, регулирующих миграцию вещества в земной коре.

Ведущиеся в последние десятилетия оживленные дискуссии о путях образования гранитов сводятся в основном к вопросу: магматическим или немагматическим путем они образовались?

Немагматический способ образования гранитов сводится к процессу замещения гранитизирующими агентами уже существующих твердых горных пород разного состава, вплоть до осадочных, без перехода исходных пород в расплав.

Вопрос о происхождении гранитов, несомненно, принадлежит к числу важнейших проблем не только петрографии, но и геологии в целом. Это становится очевидным не только при обзоре многочисленной литературы, *посвященной дискуссии о гранитах. Значение этой проблемы для петро*графии как науки о горных породах бесспорно, так как неуверенность или незнание основных процессов, ведущих к образованию одной из распространеннейших на земной поверхности горных пород, возбуждает сомнения вообще в возможности петрографии как науки не только описывать и регистрировать явления природы, но и объяснять их причины и вскрывать закономерности этих явлений с целью сознательного использования их для запросов науки и практики.

В проблеме образования гранитов, как в фокусе, сходятся важнейшие нерешенные задачи и петрографов, и тектонистов, и геологов — специалистов по рудным месторождениям. Безусловное значение имеет она также для геохимиков и для петрографов-осадочников. Развитие земной коры во времени не может быть осознано сколько-нибудь полно без разрешения этой проблемы.

Сущность теоретических воззрений, имеющихся по вопросу о происхождении гранитов, в краткой, но исчерпывающе полной форме изложил

[1] Труды ИГН АН СССР. Сер. петрогр., 1953, вып. 148, № 44.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в одной из своих последних работ — «Проблемы магмы» [25]. Позднее подробный обзор литературы, посвященной проблеме происхождения гранитов, был сделан Б. М. Куплетским [17]. Представления о происхождении гранитов, существовавшие в первой половине XIX в., были рассмотрены П. И. Лебедевым [18].

В иностранной печати за последнее десятилетие виднейшие представители зарубежной петрологии — Ниггли, Боуэн, Рид и Баклунд и др.— выступали с итоговыми статьями, в которых освещали современное состояние проблемы гранитов, а подчас и более широко — проблемы магмы, основанное на использовании опыта петрографов преимущественно зарубежных стран с трактовкой этого опыта в соответствии с научно-теоретической позицией автора.

Мной в 1951 г. опубликован доклад, кратко характеризующий состояние изученности гранитной проблемы у нас и за границей [8].

Ниже более подробно освещается современное состояние вопроса о происхождении гранитов, как оно изложено в итоговых работах крупнейших петрографов последнего времени. Следует сразу отметить, что дискуссионные статьи, в частности собранные в переводных сборниках, выпущенных у нас в 1949 и 1950 гг. под названием «Проблемы образования гранитов», в основном оперируют фактами, давно волнующими умы петрографов и послужившими материалом для классических исследований конца прошлого и начала нынешнего столетия. Собственных новых фактов, убедительно влияющих на прочность диаметрально противоположных позиций, оппонентами не приводится. Последовательные «гранитизаторы», помимо привлечения на помощь идей петрографов французской (Мишель Леви, Лакруа, Фурнэ и др.) и скандинавской (Седерхольм в основном) школ, используют наблюдения петрографов США (Андерсон и др.) и Англии (Рейнольдс) в 30-е годы, подчеркивающие роль метасоматоза, диффузии и пр. при образовании пород гранитного состава. Сторонники же магматического происхождения гранитов в основном апеллируют к общим положениям и выводам, полученным петрографами от Геттона до Боуэна.

Целью первого раздела настоящей работы является выяснение того, какие же конкретные вопросы входят в весьма обширный круг сложных, а подчас и надуманно усложненных природных явлений, именуемых «гранитной проблемой», и в каком состоянии находится сейчас решение этих вопросов.

В следующем разделе приводится и разбирается имеющийся у автора фактический материал, полученный при изучении гранитоидов некоторых геосинклинальных областей Советского Союза, с целью ответа на некоторые вопросы, связанные с разрешением проблемы происхождения гранитов и выяснением путей, по которым должны быть направлены усилия петрографов для успешного решения этой труднейшей задачи.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАНИТОВ

Краткий анализ состояния вопроса давался мной в монографии, посвященной петрографии палеозойских гранитоидных формаций Северо-Западного Кавказа [5], а также в докладе на сессии ОГГН в 1951 г. Учитывая работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, П. И. Лебедева, Б. М. Куплетского, Ниггли, Боуэна, Рида и Баклунда и других авторов, полностью отражаю-

щих историю вопроса, мы в основном коснемся в нашем изложении только некоторых разделов проблемы, особенно важных для понимания происхождения гранитов.

Во времена спора нептунистов и вулканистов представления о происхождении гранитов совершенно четко являлись диаметрально противоположными. За прошедшее с тех пор до 1937 г. время многочисленные работы французской и скандинавской школ, при общем господстве взглядов о магматическом происхождении гранитов, расширили представление о роли магматических гранитов, делая их причиной так называемой имбибиции — процесса, известного под названием «масляное пятно», и мигматизации, до придания этим явлениям крупного значения в деле преобразования вмещающих пород в гранитоподобные породы. Таким путем наметилось известное сближение немагматической и магматической точек зрения. Вместе с тем на этот период приходится расцвет теории о кристаллизационной дифференциации магмы, как будто бы подтверждавшейся экспериментальными работами.

Все виднейшие петрографы того периода — Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Дэли, Боуэн и многие другие — являлись последовательными сторонниками и теоретиками магматического происхождения гранитов, имея в виду широкие рамки объема понятия о магматическом происхождении.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, например, еще в прошлом столетии ввел в петрографию понятие о синтексисе (процесс сплавления вмещающих пород интрудирующей магмой). Им же в полной мере признавалось значение магматических процессов для явлений инъекционного метаморфизма, фельдшпатизации и других процессов (ассимиляция, гибридизм), но при всем этом Ф. Ю. Левинсон-Лессинг оставался убежденным сторонником существования изначальной (ювенильной) магмы двух типов — основной и кислой. Эта точка зрения не разделялась многими другими видными петрографами (Боуэн), которые считали, что имеется одна изначальная магма — основного состава, из которой путем кристаллизационной дифференциации происходят и граниты.

Начиная с 1937 г. воскрешаются идеи французской и скандинавской школ о процессах фельдшпатизации, имбибиции и мигматизации и бурное их развитие в гипотезу о гранитизации — немагматическом происхождении всех без исключения гранитов. В связи с этим уместно привести выражение Рида, последовательного «гранитизатора», о том, что «семена, заложенные в трудах фенноскандинавских геологов Седерхольма, Холмквиста и др., нашли расцвет в работах Вегмана, Кранка и Баклунда, хотя очень может быть, что многие из более поздних цветов показались бы их садовникам экзотическими, а некоторые даже уродливыми» [30, с. 252].

Главнейшие спорные вопросы происхождения гранитов нашли отражение в статьях Ниггли [27], Боуэна, Рида, Баклунда, Рестолла, Баддингтона, Рейнольдса и других, помещенных в сборниках «Проблемы образования гранитов» [28], причем даны они здесь в трактовке и «магматистов» и «гранитизаторов» — авторитетов зарубежной петрографии.

Для большей конкретизации состояния проблемы о происхождении гранитов следует, учитывая громадный объем природных явлений, охватываемых современными представлениями о петрогенезисе изверженных и метаморфических пород, ограничиться тем принципиальным, что действительно противопоставляет гипотезу о магматическом происхождении гранитов гипотезе о гранитизации.

С этой точки зрения мне представляется неправильным расширение понятия гранитизации, делаемое редактором одного из переведенных у нас сборников «Проблемы образования гранитов» [28] А. П. Лебедевым в Предисловии, где он включает в понятие гранитизации (с. 6) и происхождение гранитов путем переплавления осадочных пород на глубине. В своей недавней работе ([6], с. 160) я уже указывал на слишком расширенное понятие гранитизации Мак Грегором и Вильсоном, которые в своей формулировке объединяют принципиально разные способы образования гранитоидных пород: 1) путем кристаллизации из магматического расплава и 2) путем метасоматического изменения разных, в том числе и осадочных, пород флюидами, подчас неизвестного происхождения.

Поэтому я считаю правильной попытку Рида ограничить объем понятия гранитизации и рассматривать ее как «процесс, в результате которого твердые породы превращаются в породы гранитного характера без прохождения через магматическую стадию» [30, с. 254]. Конечно, и такое определение является еще слишком широким, но оно содержит признак коренного различия двух способов образования полнокристаллических горных пород, так как магматический путь предполагает кристаллизацию гранита из сравнительно гомогенного расплава — магмы, а гранитизация исходит из представления, что гранит может образоваться из гетерогенной системы твердых пород путем сложных преобразований, главным образом за счет метасоматических процессов, минуя стадию полного перехода серии твердых пород в гомогенную жидкую массу — магму.

Какие же главнейшие стороны проблемы образования гранитов заставляют виднейших геологов вести спор свыше ста лет? Основные моменты этого спора к настоящему времени с известной схематичностью могут быть сведены к следующим дискуссионным вопросам.

1. Почему среди пород, обычно относимых к изверженным, в эффузивных проявлениях преобладающими являются основные породы — базальты и андезиты, а среди интрузивных — породы группы гранитов?

2. Почему, несмотря на разнообразие пород, все они все же укладываются в несколько типов, распространенных повсеместно?

3. Как объяснить заполнение гранитами громадных объемов в земной коре (так называемая проблема пространства)?

4. Каким путем объяснить частое совместное присутствие гранитов и гнейсов, а также незаметный (постепенный) подчас переход от гранитов к метаморфическим породам вследствие явлений фельдшпатизации, имбибиции и мигматизации?

5. Каковы причины неудач при попытках объяснить происхождение преобладающих в земной коре гранитоидных масс за счет магматической дифференциации (комплексной, в основном кристаллизационной, по Ниггли) ювенильной единой магмы базальтового типа, что неизбежно приводило сторонников магматизма к дуалистическому представлению о существовании двух и даже больше типов ювенильных магм?

Эти спорные общие вопросы по нашей проблеме существуют наряду со следующими несомненными фактами двоякого рода.

1. Несомненно магматическое происхождение эффузивных пород, в особенности, как подчеркивает Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [23], массовых базальтовых излияний. Кислые лавы гранитного состава (риолиты, липариты) также представляют хорошо известное явление, количественно, правда, уступающее проявлениям базальтовых и андезитовых лав. Поэто-

му Ф. Ю. Левинсон-Лессинг ставит вопрос: не говорит ли эффузивная магма о существовании и интрузивной магмы?

2. С другой стороны, Рид, особенно подробно останавливаясь на случаях связанного с одним источником и одновременного образования вкрапленников (порфиробластов) полевого шпата: 1) в гранитах, 2) в ксенолитах осадочных пород среди этих гранитов и 3) во вмещающих эти граниты сланцах, считает, что «так как включения, содержащие полевые шпаты, имеют осадочное происхождение, то и порода, вмещающая ксенолит и такие полевые шпаты, имеет также осадочное происхождение. Порфировидные граниты образовались из осадочных пород благодаря усилению процесса фельдшпатизации». В частности, основываясь на этом, Рид пишет: «Только тот, который, как Бурбоны, ничего не забыл и ничему не научился, может отрицать действительность превращения твердой породы в породу гранитного характера без прохождения через магматическую стадию» [30, с. 255].

Второе из приведенных практических положений, служащее, по Риду, одним из самых убедительных доказательств образования подавляющей массы гранитных пород за счет гранитизации, будет ниже рассмотрено подробнее в свете имеющегося у автора личного и описанного в литературе фактического материала. Ниже вкратце приводятся суждения и факты, обосновывающие эти суждения, которые изложены ведущими советскими и авторитетными зарубежными петрографами в последних сводках по этой проблеме.

Остановимся сначала на выводах зарубежных петрографов, обычно почти не учитывающих работ большого принципиального значения, выполненных у нас в Советском Союзе, по проблеме гранитов в целом, а также по частным вопросам, с нею связанным.

Ниггли свою статью, опубликованную в первом сборнике [27], начинает с расчленения проблемы на ряд составляющих разделов, как-то: нептунизм и плутонизм, метаморфизм, магматизм и т. д. На основании исторического обзора аргументов, которые выставлялись сторонниками осадочного происхождения гранитов против плутонистов,— например: что последовательность выделения минералов в граните (кварц и др.) противоречит представлению о кристаллизации гранита из расплава или что вулканическая деятельность — это подчиненное явление, хотя на самом деле можно говорить о «вездесущности» магмы, и т. д.,— а также в результате рассмотрения истории вопроса, автор приходит к выводу, что на основе наблюдений и рассуждений спор окончился в пользу плутонистов. Вместе с тем он отмечает, что взамен гипотезы об осадочном происхождении гранитов с середины XIX столетия появляется новая гипотеза — гипотеза об образовании гранитов путем метаморфизма.

В этом разделе Ниггли прежде всего протестует против расширения понятия «метаморфизм», в утрированном виде указывая, что изверженная порода, путем выветривания, транспортировки и отложения превращенная в осадочную породу, все же будет только осадочной, но никак не метаморфической породой. Аналогично порода, полностью расплавленная и после вновь образовавшая породу (с перемещением или без него), всегда будет породой магматического происхождения.

Поэтому понятие «метаморфизм» применимо, по его мнению, в тех случаях, когда порода при всех изменениях в основном характеризуется твердым состоянием.

Вместе с тем, допуская возможность «ультраметаморфизма», Ниггли вновь рассматривает возможность образования гранитов метаморфическим путем в историческом разрезе.

Против такого способа образования он приводит старые аргументы, имеющие силу и сейчас. В частности, относительно образования больших гранитных массивов в результате метаморфизма осадочных образований на месте их залегания, особенно в связи со взглядами Ван Беммелена, он задает такие вопросы: 1) почему поднимаются эманации, способствующие метаморфизации, и 2) какая причина всегда приводит к образованию гранодиорит-гранитового конечного продукта, в котором, независимо от всего разнообразия осадков, полностью исчезает первоначальная слоистость?

В дальнейшем Ниггли отмечает ряд существующих заблуждений относительно значения структурных особенностей для выяснения условий образования магматических пород.

1. Первый предрассудок — это представление о том, что застывание расплавленной массы является единым краткосрочным актом. По словам Ниггли, «именно при плутоническом образовании пород совокупность процессов, приводящих к конечному продукту, который возможно определить минералогически и структурно, распределяется на промежуток времени, который подобен таковому при метаморфическом образовании пород в условиях ката- и мезозоны» [27, с. 37]. К длительности плутонического образования пород добавляются относительно высокая температура, пропитывание уже образовавшегося твердого вещества остаточными поровыми растворами, а позднее пневматолитовыми и гидротермальными растворами, что нередко приводит к автометаморфизму или термическому преобразованию первоначально образующихся пород.

2. В корне неверно существующее мнение, что реакционные серии, перитектические превращения, резорбция и повторные выпадения, замещения и синтектические реакционные формы противоречат представлению о кристаллизации из расплава.

3. Мнение, что нельзя опыты с сухими расплавами переносить на природную обстановку, Ниггли отводит на том основании, что в доказательство противоположной точки зрения не делалось даже попыток эксперимента.

В дальнейшем, после ссылок на высказывание Седерхольма и Вегмана, в связи с уточнением терминов «мигматит», «мигматизация» и «гранитизация», Ниггли, резюмируя раздел, посвященный метаморфизму—магматизму, приходит к выводу, что граниты и гранодиориты с обычными химическими, минералогическими, структурными и текстурными признаками имеют характер типичных магматических пород. Что же касается общих основных принципов, на которых может быть основано представление о магматическом генезисе гранитов, то Ниггли определенно не формулирует своих выводов, но, придавая главное значение магматической дифференциации, по-видимому, соглашается и с существованием палингенных гранитов. Магматическую дифференциацию Ниггли определяет как многообразие изверженных пород какого-либо геологического комплекса, обусловленное в первую очередь процессами, которые являются естественным следствием внедрения магмы и которые происходят от изменения состояния самой магмы. Оказывает влияние и ассимиля-

ция, однако имеются внутренние факторы, определяющие всю совокупность наблюдающихся переходов.

Приведенный обзор статьи Ниггли говорит о том, что этот ученый в общем не прибавляет к ранее известным новых аргументов в пользу магматического происхождения гранитов. Ценным в его статье следует признать напоминание о явлениях, происходящих в длительно формирующейся интрузивной массе, к которым относятся и автометаморфические процессы, и изменения, вызываемые гидротермами.

Боуэн начинает свою итоговую статью весьма пессимистически: «Было бы прекрасно, если бы я здесь сразу мог сказать вам все о магмах. Разумеется, сделать этого нельзя, но, может быть, естественно было бы ожидать, что человек, проведший лучшую часть своей довольно долгой жизни за изучением магмы, мог бы суммировать то, что известно об этом. К сожалению, однако, нам легче, пожалуй, сказать о том, что мы не знаем о магмах, чем то, что мы о них знаем» [13, с. 152].

После такого признания ведущий американский петрограф, к голосу которого прислушивались многие петрографы и которого сторонники теории кристаллизационной дифференциации в сущности считали своим идейным вождем и вдохновителем, переходит к полемике с Ридом по вопросу о происхождении диоритов. Утверждение Рида, что диориты получаются в результате пропитывания твердых пород, он парирует указанием на существование эффузивных андезитов — аналогов диоритов, что будто бы свидетельствует о значительных количествах диоритовой магмы в глубинах Земли.

Значительный раздел статьи посвящен им обсуждению весьма гипотетических представлений об источнике магм с точки зрения космогонических гипотез.

Рассматривая вопрос о гранитизации, мигматизации и палингенезе, Боуэн подчеркивает возможность образования гранитной магмы путем переплавления гранитов или селективного переплавления геосинклинальных осадков [13, с. 136], считая вместе с тем, что по ряду вопросов, как, например, по «проблеме пространства», пока не может быть дано однозначного ответа.

Общее его мнение сводится к тому, что даже окончательное признание концепции о возникновении производной гранитной магмы при переплавлении гранитного слоя вовсе еще не приводит к выводу об «освобождении» гранитов от их обязательной связи с родоначальной базальтовой магмой. Он остается полностью уверенным в том, что земная кора в основном состоит из мафического материала. Материал гранитного слоя должен был быть извлечен в конечном счете именно из этого основного материала, а потому если не признавать сейчас генетической связи гранитов с базальтовой магмой, а стоять на точке зрения образования гранитной магмы путем переплавления (древних) гранитов, то это только отодвигает всю проблему к туманному прошлому [13, с. 135].

Разбор Боуэном вопроса о природе первичной базальтовой магмы и других первичных магм, а также о дериватах магм резюмируется в конце каждого раздела констатацией расхождения во мнениях, иллюстрирующего неудовлетворительное состояние имеющихся знаний. Статьи Боуэна вызывают неудовлетворенность тем, что в них не приводится убедительных, точно сформулированных аргументов ни в пользу магматического присхождения гранитов, ни против теории гранитизации, что по-

казывает шаткость позиций последовательных магматистов, сторонников теории фракционной кристаллизации, столкнувшихся со сложной природной обстановкой, которую нельзя вогнать в пределы узкой, хотя бы и облеченной универсальным значением гипотезы о петрогенезе путем кристаллизационной дифференциации единой базальтовой магмы.

Рид [30] в первой части своей статьи приводит ряд определений гранита, магмы и мигмы и уточняет свои позиции в отношении строения земной коры, в которой он признает существование твердой оболочки «сиаль» и твердой в своей верхней части оболочки «сима». Затем он отмечает характерные общеизвестные факты количественного преобладания гранитов среди интрузивных пород и базальтов среди вулканических и эффузивных типов и, наконец, критикует гипотезу об образовании гранитной магмы путем кристаллизационной дифференциации, не приводя, однако, новых данных по сравнению с Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, значительно раньше доказывавшим невозможность образования всей массы гранитов из базальтовой магмы, дифференциация которой не может дать приближающегося по составу к гранитам остаточного расплава в количестве свыше 5—10% объема базальтовой магмы.

Во второй части своей большой по объему статьи Рид приводит свое определение гранитизации, изложенное нами выше, и далее дает характеристику и оценку деятельности разных петрографических школ в историческом разрезе. Особенно высоко оцениваются им достижения французской школы прошлого столетия, представители которой, начиная с Сент-Клер-Девилля (1842 г.), выдвинули идею о минерализаторах, имбибиции — Вирле Д'Ауст; много уделяет он внимания взглядам Э. де Бомона и Фурнэ, близким к некоторым современным представлениям о гранитизации (инъекция и капиллярное пропитывание).

В заключение Рид рассматривает работы последней четверти XIX в.— Мишель-Леви, Лакруа и Дюпарка — как новое развитие идей французской школы гранитизации.

Обращаясь к работам петрографов фенноскандинавской школы — Седерхольма, Гольдшмидта, Холмквиста, позднее Вегмана и Кранка, он признает их крайне интересными и утверждает, что отказ от их выводов должен быть обоснован очень вескими возражениями.

Из рассмотрения этой части статьи Рида, как и при ознакомлении с работой Ниггли, выносишь впечатление, что авторы, не находя достаточно убедительных новых аргументов, ищут подкрепления своим взглядам в достижениях классиков петрографии прошлого века.

В следующем разделе подробно рассматриваются проблема рапакиви и особенности некоторых порфировидных гранитов, чтобы с помощью этого конкретного и в общем нового материала доказать немагматическое их происхождение. При разборе взглядов Седерхольма на рапакиви Рид особенно подчеркивает присутствие таких же, как и в рапакиви, овоидов калиевого полевого шпата во вмещающих породах [30, с. 254], которые Седерхольм объяснял тем, что «сланцеватая порода была пропитана гранитной магмой».

Далее, после краткого изложения того, как объясняют происхождение этих овоидов магматисты — Холмквист, Б. А. Попов, Фогт, Харкер, Вааль, все время подчеркивая при этом, что такие же овоиды наблюдаются и в боковых породах, Рид переходит к рассмотрению подобных же явлений в связи с другими гранитами, посвящая этому сугубо важному вопросу

целый самостоятельный раздел. В этом разделе, говоря о фельдшпатизации, он снова привлекает взгляды петрографов французской школы, а также Харкера и Гольдшмидта и приводит новые данные Андерсона (по Inyo Range), Рейнольдс (Ньюри), Фернандо (Шотландия), Спенсера (граниты Шип, Клуф) по образованию порфиробластов (и вкрапленников) калиевого полевого шпата в гранитах, в ксенолитах среди этих гранитов и, наконец, во вмещающих сланцах. Он задает вопрос, который ему кажется основным вопросом гранитизации: «Должны ли мы считать, как это иллюстрируется образованием структуры рапакиви, что сложный физико-химический контроль действует в условиях боковых пород точно таким же образом, как в магматических условиях?». В итоге он приходит к выводу, что эти ясные, наблюдаемые в природе факты нельзя объяснить проявлением магматизма, а если осадочное происхождение включений (ксенолитов) может быть доказано, то никто не в состоянии доказать магматическое происхождение содержащих их порфировидных гранитов [30, с. 279].

Следует заметить, что отечественные петрографы уже давно отмечали особенности образования вкрапленников калиевого полевого шпата в порфировидных гранитах, в ксенолитах среди гранитов и в зонах контактных сланцев. Д. С. Белянкин еще в 1914 г., изучая граниты Кавказа и сравнивая их с рапакиви, указал, что по своим особенностям эти «вкрапленники» скорее являются порфиробластами. А. Н. Заварицкий в 1937 г., изучая бердяушские граниты, отметил и пытался дать объяснение появлению вкрапленников K-Na полевого шпата в ксенолитах. Об этом же приведены многочисленные данные в работах Б. М. Куплетского, И. В. Белова, А. П. Лебедева, Ю. И. Половинкиной. Наконец, мной опубликована статья [4] о явлениях микроклинизации в кавказских гранитоидах и о некоторых особенностях K-Na полевых шпатов из разных петрографических формаций [7].

Все это, вместе взятое, заставляет отметить сложность проблемы, а взгляды Рида и безапелляционный вывод об исключительно осадочном происхождении главной массы гранитов, основанный на приведенных фактах, являются преждевременными.

Разбирая вопрос о возможности интрудирования при гранитизации, Рид обращается к Вегману, к его идеям об интрагранулярной жидкости, и считает, что если эта жидкость образуется в достаточном количестве, то масса может приобрести подвижность. Иначе говоря, Рид допускает возможность известного разжижения твердой породы благодаря присутствию поровой магмы, внедрению флюидов, повышению температуры и увеличению давления. Следует сказать, что все эти условия, не будучи ограничены определенными пределами, действительно могут привести к анатексису, т. е. к переплавлению ранее твердых пород, что уже противоречит определению Ридом понятия гранитизации.

Касаясь «проблемы пространства», Рид высказывает мнение, что крупные гранитные массы могли образоваться только в результате замещения, гранитизации, мелкие же гранитные тела могут иметь и магматическое происхождение.

Весьма характерна заключительная часть этого раздела, сводящаяся к тому, что данные в первой части статьи описания магм и гранита аттестуются как определения стандартных учебников, с которыми он сам не согласен и которым противопоставляет превосходное определение гра-

нита, приведенное в «Новом английском словаре», по которому гранит — «кристаллическая зернистая порода, состоящая существенно из кварца, ортоклазового полевого шпата и слюды, в большом количестве применяется в строительстве». Это определение, по Риду, превосходно именно потому, что дано человеком, обладающим лишь незначительными познаниями в петрологии (!).

Такой итог размышлений о граните, «остроумный» по форме, вместе с тем является неожиданным после рассмотрения в объемистой статье всего обилия фактов и логических рассуждений «за» и «против» магматизма и «за» и «против» гранитизации. По-видимому, Рид, приводивший весьма убедительное, по его мнению, доказательство осадочного происхождения главной массы гранитов, в виде одновременного образования вкрапленников в гранитах и во вмещающих их сланцах, вместе с тем сталкивается с обилием фактов другого рода, которые позволили ему аргументировать гранитизацию только с позиций общих положений и обоснований, заложенных в работах петрографов XIX столетия, и невольно, как Боуэн о магмах, должен был сознаться в том, что о гранитах легче сказать то, «что мы не знаем... чем то, что мы о них знаем».

Рестолл приравнивает идею французских петрографов о фельдшпатизации, которую он считает вполне закономерным природным явлением, представлению о «гранитизации». Вместе с тем он обращает внимание на анортозиты, состоящие в основном из полевого шпата и как будто бы не представляющие затруднений для фельдшпатизации; однако многие из них настолько связаны с основными (габбро, нориты) породами, что трудно решить, где «должны остановиться пылкие «гранитизаторы» [29, с. 303].

Единственно понятным, с точки зрения Рестолла, будет представление о громадных гранитных массах (батолиты) как о телах, постепенно расширяющихся книзу и сливающихся на глубине с сиалем. Отмечая, что к гранитизации ведет и послойная инъекция путем насильственного проникновения нового материала вдоль ослабленных плоскостей, и полное замещение минералов чисто химическим путем, причем для последнего случая он подчеркивает активную роль воды при температуре выше критической точки, Рестолл усматривает в современной литературе бесчисленные примеры с анализами и подсчетами, иллюстрирующие привнос материала с сопутствующим выносом других составных частей при молекулярном замещении. Неясным остается, почему при этом почти всегда в результате этих процессов получается гранит.

Признавая усиленную изверженную и метаморфическую деятельность в архейское время по сравнению с последующими эпохами, Рестолл считает, что в применении принципа актуализма зашли дальше, чем нужно.

В разрез с мнением Рида Рестолл предполагает, что граниты лейстерский и о-ва Мэн (в Скиддоу) представляют результат правления основания нижнепалеозойской геосинклинали Англии, происходившего с участием поднимавшихся снизу эманаций.

В дальнейшем Рестолл обращает внимание на крайне капризное распределение рудных месторождений, связанных с гранитами, и вполне определенно пишет, что не понимает, почему металлогенезис ассоциирует с гранитами спорадически, без всякого порядка.

Касаясь представления об образовании гранитов из базальтовой магмы, он, приводя пример малайских гранитов, также отмечает несоответ-

ствие этого представления наблюдаемым природным явлениям, отрицая в то же время необходимость в том шуме, который поднят вокруг вопроса о дифференциации. По его мнению, каждый согласен с существованием «сиаля» и «симы», которые должны были разделиться еще в очень ранние дни истории Земли, до того как образовалась какая-либо подобная кора. С этой точки зрения гранит и базальт являются оба дифференциатам из одного общего источника, но это не то же самое, что дифференциация гранита из базальта.

В результате всего рассмотрения Рестолл считает, что есть «граниты» и «граниты», т. е. граниты разного происхождения, причем он делит их на три группы.

1. Огромные, обычно гнейсированные гранитные массы архейских щитов и древних континентальных блоков, в отношении которых со всей силой стоит проблема пространства. Он полагает, что эти граниты не были в состоянии, которое можно назвать жидким, и не образовались путем интрузии и кристаллизации магмы соответствующего состава.

2. Ядерные гранитные батолиты в складчатых хребтах более поздних революционных периодов, в отношении которых также проблема пространства является сложной. Для этих гранитов он допускает расплавление или другую форму активизации дна геосинклинали, приведшей к гранитизации обычного типа, причем здесь подъем гранитизирующих агентов, вероятно, облегчается складчатостью.

3. Мелкие гранитные интрузии, включающие дайки, силлы и жилы, любого возраста, имеют, по Рестоллу, магматическое происхождение, что не всегда ясно для гранитных масс, промежуточных по размерам.

Статья Рестолла отличается трезвой постановкой ряда вопросов, входящих в проблему образования гранитов, но в формулировке выводов или путей возможного решения этих вопросов не обладает должной четкостью. Остается неясным, считает ли он батолиты складчатых хребтов магматическими или метаморфическими образованиями и будет ли вообще расплав гранитного состава, получающийся в результате палингенеза, считаться гранитной магмой. Заслугой Рестолла по сравнению с другими авторами разбираемого сборника является то, что им затронут вопрос о связи рудных месторождений с гранитами, но он подан так узко и бесперспективно, что, может быть, целесообразнее было бы на нем не останавливаться.

Последняя статья рассматриваемого сборника принадлежит Баклунду, отвечающему на поставленные Рестоллом вопросы, оставаясь на позициях стопроцентного гранитизатора даже в отношении малых гранитных интрузий. Вместе с тем он отстаивает принцип актуализма, считая, что геологические процессы шли одинаковым образом и в архее, и в последующие периоды. Новых, достаточно веских аргументов, помимо общих соображений, Баклунд в подтверждение своей точки зрения не приводит.

Во втором сборнике переведенных работ по проблеме образования гранита фигурируют статьи Рида, Боуэна и Ниггли, практически ничего нового не прибавляющие к статьям этих авторов, помещенным в первом сборнике. Критика выводов и методов исследования, изложенных в работах Перрона и Рубо, а также Лападю Арга, дана мной в особой статье [8].

Рейнольдс приходит к выводу, что гранитизация происходит в два этапа: в первом имеет место десилификация или базификация; во втором

базифицированные породы гранитизируются с привносом щелочей, SiO_2 и Al_2O_3. На такой вывод наталкивают ее те многочисленные факты, которые показывают, с одной стороны, что приконтактовые, вмещающие гранит породы часто обогащены Mg, Fe, Mn и Ti, а с другой стороны, что некоторые ксенолиты имеют зональное строение, причем внутренняя часть их базифицирована (по сравнению с неизмененными породами, из которых они произошли!). Однако из приводимого фактического материала эти выводы с полной наглядностью не следуют, так как прежде всего не доказана идентичность исходной породы включений и вмещающих пород.

Все изменения ксенолитов и вмещающих пород могут быть объяснены исходя из того, что внедрялась магма гранитного или близкого к нему состава с растворенными в ней летучими компонентами, которые и вступали в реакции обменного характера с вмещающими породами.

Взгляды других авторов сборника — Гроута, Баддингтона, исходящих из конкретного лично ими изученного фактического материала, представляют определенный интерес для гранитной проблемы, хотя им и присущ тот недостаток, что при рассмотрении своих фактов авторы не учитывают значения исторического подхода к явлениям магматизма, не ставят принципиальных вопросов о развитии и изменении процессов, совершавшихся в земной коре в период ее геологической истории.

Разбор зарубежной литературы по проблеме происхождения гранитов мы ограничиваем этими статьями Ниггли, Боуэна, Рида и др., так как, с одной стороны, другие работы (Андерсон, Ноккольдс) освещались в отдельной монографии [5], а с другой — фактические наблюдения и итоги их работ использованы в разобранных выше статьях; что же касается таких работ, как, например, Эрдмансдерфера о магматических и метасоматических процессах в гранитах и особенно в двуслюдяных гранитах [32], то эта работа не вносит чего-либо принципиально нового в постановку и решение проблемы о происхождении гранитов по сравнению с выводами уже разобранных статей. То же можно сказать о статье двух индусских геологов — Сарма и Агравал о структуре рапакиви в эпидиорите и инъекционном гнейсе области Данбад [33]. Здесь авторы, в согласии с Ридом, объясняют структуру рапакиви как результат гранитизации.

Рассмотрение работ зарубежных ведущих петрографов показывает, что проблема происхождения гранита, включающая ряд сложных вопросов вроде «проблемы пространства» или источника происхождения и способа перемещения гранитного вещества в земной коре, обнимает собой природные явления, которые недоступны непосредственному наблюдению. В то же время «гранитная проблема» касается таких несомненных, доступных наблюдению фактов, как, с одной стороны, излияния огненно-жидких расплавленных лав гранитного состава или, с другой стороны, явления фельдшпатизации твердых пород (осадочных) без их переплавления с образованием пород, приближающихся к гранитам.

Если по ряду конкретных вопросов — о роли структур, гетерогенности процессов при формировании интрузий у Ниггли, Гроута, Баддингтона, о явлениях фельдшпатизации у Рида и Рестолла — имеются ценные суждения, то значение рассматриваемых работ для решения гранитной проблемы в целом не может удовлетворить нас, так как оказывается, что по этим принципиальным вопросам выносятся общие, недостаточно аргументированные точными наблюдениями и фактами суждения, или выясняется, что такие вопросы в настоящее время и не поддаются разрешению. Очень

характерно, что, как мной отмечалось и ранее [8], во взглядах ряда ведущих зарубежных петрографов есть тенденция к агностицизму (например, Боуэн, Рид). Большинство зарубежных авторов не учитывают направленного развития процессов, происходящих в земной коре, в том числе и процессов магматизма и меняющейся роли среды в ее взаимодействии с различными магматическими массами.

Взгляды советских петрографов по вопросу о происхождении гранитов прежде всего и полнее всего отражены в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в одной из своих последних работ [25] в разделе «Кризис магмы» указывает, что имеется угроза со стороны метаморфических процессов (инъекционный метаморфизм) и процессов ассимиляции самому существованию интрузивной магмы. При этом Ф. Ю. Левинсон-Лессинг поясняет, что процессы двойного обмена осуществляются, во-первых, через жидкую фазу, т. е. путем растворения, сопровождающегося обменом составными частями между магмой и твердым телом, как это показали Джонстон-Левис и Боуэн; во-вторых, путем миграции и диффузии тех или иных составных частей в твердом состоянии. В результате этих процессов могут получаться породы, в общих чертах тождественные с теми или иными магматическими породами. Но такие случаи Ф. Ю. Левинсон-Лессинг считает случаями конвергенции в процессах петрогенезиса.

В защиту выдвигаемой им точки зрения Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выступает со следующими вескими доводами: 1) вероятно, имеются хотя бы структурные признаки для распознавания «параинтрузивных» и «ортоинтрузивных» пород; 2) если все магматические процессы сводить к метаморфизации осадочных пород (даже древних), то откуда же брались последние? Ведь они являются продуктом разрушения магматических пород; 3) как связать с метаморфическим происхождением различные явления эндоморфизма? И затем он ставит вопрос: не говорит ли эффузивная магма о существовании и интрузивной магмы?

На основании всего этого Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [25, с. 199] полагает, что случаи метаморфического происхождения пород магматического облика есть лишь признаки гетерогенеза.

Изучением порфировидных выделений калиевого полевого шпата в гранитах, ксенолитах и во вмещающих породах занимались А. Н. Заварицкий, Б. М. Куплетский, И. В. Белов, Ю. И. Половинкина, А. П. Лебедев и ряд других советских петрографов.

Д. С. Белянкин, как уже указывалось выше, еще в 1914 г. обратил внимание на более позднее образование в кавказских гранитах и в рапакиви Украины и Финляндии порфировых выделений K-Na полевого шпата по сравнению с минералами основной массы, т. е. на то явление, которое Рид в 1947 г. считал одним из важнейших доказательств немагматического происхождения гранитов. Д. С. Белянкин придавал большое значение флюидно-пегматитовому деривату от некоторой глубинной магмы в преобразовании пород Ильменского заповедника, и это привело его к выводу, что в «Ильменском хребте нет нормальных изверженных пород, а только гнейсы и пегматиты» [10, с. 56]. При изучении контактов внедрившегося онежского диабаза с гранитами Д. С. Белянкиным наблюдались явления переплавления гранитов в аплиты. В связи с ийолитовыми интрузиями Турьего Мыса Д. С. Белянкин описал явления сиенитизации более древних песчаников и гранитов [12].

Все эти факты, изученные и объясненные Д. С. Белянкиным, имеют существенное значение для рассматриваемой нами проблемы.

Д. С. Коржинский посвятил ряд работ контактным явлениям. В итоге своих исследований он пришел к выводу, что при кристаллизации глубинных пород щелочи являются подвижными [15]. В одной из последних работ Д. С. Коржинский [16] обращает внимание на необходимость строгого соблюдения понятия метасоматоза, ограничив представление о метасоматическом изменении породы взаимодействием минералов с жидким или газообразным раствором, выполняющим поры породы. Объем этих пор ничтожен по сравнению с объемом породы, а потому в каждый данный момент лишь ничтожно малая часть всего вещества горной породы растворена в поровом растворе. Образование и выполнение пустот, частичное расправление или пропитывание магматическим расплавом к метасоматическим явлениям не относятся. Такое ограничение метасоматизма в природных явлениях ставит определенные затруднения на пути объяснения образования больших гранитных масс метасоматическим путем. Само собой разумеется, что для однозначного решения вопроса о значении метасоматоза необходима чрезвычайно трудная экспериментальная проверка хода этого процесса в условиях, в какой-то мере приближающихся к природным.

В заключение хотелось бы еще раз подчеркнуть указание Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, уточняющее возможность отличить интрузивы ортомагматического происхождения от парамагматических пород. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг пишет, что если имеется установленная связь эффузий с интрузиями, то это вполне отчетливо говорит о существовании магмы (гранитной, если речь идет о кислых интрузиях и эффузивах). В большинстве случаев такая связь геологически не устанавливается и приходится «говорить лишь о химическом тождестве эффузивных и соответствующих интрузивных пород и в этом видеть доказательство развития существования соответствующих магм» [25]. Отмечу еще указание Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [24], что андезиты являются апомагматическими эффузивами, т. е. не имеющими интрузивных аналогов. Они представляют средние, насыщенные SiO_2 породы, производные от основной магмы. В этом отличие их от базальтов, которые являются продуктом непосредственной кристаллизации основной магмы, а не продуктом какой-то ее переработки (ассимиляция? дифференциация?). Андезиты хотя и пользуются широким распространением, но не образуют массовых трещинных излияний, а являются лишь эффузиями из центральных вулканических аппаратов.

В отдельных работах советских геологов (см., например, [31]) без достаточных обоснований гранитизация (в смысле немагматического происхождения гранитов) рассматривается как ведущий процесс для образования кристаллических гранитных пород. Критика таких представлений была дана мной в предыдущей статье [8].

Подводя итоги неполному разбору отечественной литературы по некоторым вопросам петрогенезиса, можно отметить глубокое, без широких необоснованных экстраполяций отношение наших исследователей к явлениям гранитизации. Многие изученные факты и наблюдения над природными явлениями повели, как это было видно выше, к обоснованным выводам, имеющим большое значение для петрогенезиса.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И ДРУГИХ ОБЛАСТЕЙ СОВЕТСКОГО СОЮЗА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ГРАНИТИЗАЦИИ

Мной уже было высказано мнение, что достаточно обоснованная теория развития магматизма в земной коре может быть построена путем всестороннего изучения естественных ассоциаций изверженных горных пород, их интрузивных и эффузивных комплексов в их взаимосвязи с вмещающей средой и друг с другом, в тесной увязке с геоструктурной обстановкой.

Приведенное, конечно, не означает, что важнейшие исследования в области экспериментальной петрографии в какой-то мере отодвигаются на задний план; наоборот, эксперимент необходимо максимально усилить, по возможности приблизив его к природной обстановке. Сложная трудоемкая работа экспериментатора безусловно должна всемерно поощряться и развиваться. Но конкретные задачи ближайшего будущего, стоящие перед петрографами, требуют прежде всего, чтобы было взято от природы все, что доступно глубокому геологическому изучению с применением новейших достижений общей геологии, геофизики, тектоники, минералогии и геохимии. В практике работ наших петрографов малоизученными остаются количественные (в идеале объемные) соотношения отдельных формаций и типов пород, что существенно для явлений петрогенезиса.

В данном разделе рассматриваются вопросы магматизма, имеющие отношение к поставленной проблеме, на примере изучения складчатых областей Кавказа, Алтая, Забайкалья и Дальнего Востока.

В опубликованных мной за последние годы работах намечены главнейшие закономерности палеозойского магматизма в вышеуказанных складчатых областях, которые в основном сводятся к следующему.

Магматическая деятельность в пределах Северного Кавказа, Горного Алтая, Забайкалья и Малого Хингана в течение палеозоя проявилась в виде нескольких самостоятельных циклов. Эти магматические циклы, будучи приурочены к определенной структурной обстановке и определенному геологическому возрасту, оказались в общих чертах весьма сходными между собой по специфике вещественного состава и типам пород для формаций, близких по возрасту, хотя и расположенных в удаленных друг от друга областях.

Для того чтобы дать более полную и ясную картину различий проявлений магматизма в различное время формирования складчатых зон Северного Кавказа, а также Горного Алтая, используем некоторые ранее опубликованные материалы.

Одним из особенно характерных различий между разновозрастными ассоциациями изверженных пород — с одной стороны, ассоциациями, включающими ультраосновные и основные члены (нижнепалеозойский магматизм) как отдельные фазы, а с другой — ассоциациями, в которых основные породы развиваются только за счет базификации краевых частей интрузий (средне- и верхнепалеозойский магматизм),— является соотношение щелочей в породах, причем этим в значительной мере определяется и специфика минерального состава соответствующих комплексов. Эта специфика показана в нашей статье о сопоставлении интрузивных комплексов из разных областей СССР [3].

Для того чтобы дать представление о различиях и сходствах в фациях

Таблица 1

Содержание щелочей и кремнезема в породах палеозойских комплексов Северного Кавказа и Горного Алтая (в вес.%)

Возраст магматических комплексов	Породы	Северный Кавказ				Горный Алтай *			
		Na_2O	K_2O	SiO_2	$\frac{2Na_2O \cdot 100}{2(Na_2O+K_2O)}$ **	Na_2O	K_2O	SiO_2	$\frac{2Na_2O \cdot 100}{2(Na_2O+K_2O)}$ **
Нижнепалеозойские	*Эффузивы*								
	Альбитофиры	3,01	0,10	48,00	97	3,59	0,27	43,94	95,0
	»	–	–	–	–	4,56	0,33	50,58	96,0
	Интрузии								
	Змеевики	0,07	0,05	39,32	70,0	Не опр.	Не опр.	34,50	–
	Габбро-амфиболиты	2,84	0,86	50,75	81,8	4,34	0,25	51,30	97,1
	Гранитоиды	4,78	1,54	66,06	81,7	3,37	2,55	64,80	79.7
	»	4,70	2,30	68,78	76,0	6,99	0,82	65,04	92,6
	»	6,92	0,62	74,19	94,8	5,97	0,19	76,66	97,7
Среднепалеозойские	*Абиссальная фация* (батолиты)								
	Диориты	3,14	1,11	57,62	81,9	–	–	–	–
	Гранитоиды	2,99	2,85	66,58	60,7	4,08	3,42	65,72	64,7
	»	3,37	3,41	70,26	55,6	3,30	5,10	73,42	49,5
	»	2,93	4,92	77,37	47,4				
	Гипабиссальная фация (малые интрузии)								
	Краевые зоны интрузий	1,94	1,10	43,98	72	–	–	–	–
	То же	2,18	2,10	60,76	61	–	–	–	–
	Гранитоиды	3,10	3,30	47,61	58,8	–	–	–	–
	»	3,38	3,45	64,36	60,4	–	–	–	–
	»	3,60	4,38	68,13	55,2	–	–	–	–
	»	3,14	4,60	71,15	50,5	–	–	–	–
Верхнепалеозойские *	*Эффузивы*								
	Палеоандезиты	4,80	0,30	55,66	96,2				
	»	3,80	1,94	53,73	73,7	Из книги П. И. Лебедева [18], район р. Теберды			
	»	6,01	1,11	52,35	89,0				
	Палеодациты	6,10	1,39	67,36	86,7				
	»	5,86	1,54	67,21	85,6				
	Экструзии								
	Кварцевые кератофиры	3,84	4,40	75,98	56,5				
	То же	3,88	4,40	72,56	57,3				
	»	3,52	4,10	73,19	56,0				
	»	3,42	4,74	75,60	52,4	Бассейн р. Кубани			
	»	3,85	3,95	76,02	59,6				

Таблица 1 (окончание)

Возраст магматических комплексов	Породы	Северный Кавказ				Горный Алтай *			
		Na_2O	K_2O	SiO_2	$\frac{2Na_2O \cdot 100}{2(Na_2O+K_2O)}$ **	Na_2O	K_2O	SiO_2	$\frac{2Na_2O \cdot 100}{2(Na_2O+K_2O)}$ **
Верхнепалеозойские *	Кварцевые порфиры жерловой фации	4,07	3,96	66,40	61,0	–	–	–	–
	Интрузии								
	Гранодиориты и граниты	2,17	4,75	64,58	41,1	3,98	4,36	–	58,0
	То же	2,04	4,08	60,72	43,7	2,91	5,48	73,40	44,7
	»	2,65	4,51	70,83	46,6	5,82	2,03	76,66	81,7
	»	4,55	3,23	66,75	68,5	6,61	4,88	65,46	67,0
	»	4,15	2,99	68,86	67,6	–	–	–	–
	»	5,48	2,88	68,10	74,1	–	–	–	–
	Аляскиты	3,41	5,42	74,48	50,0	–	–	–	–

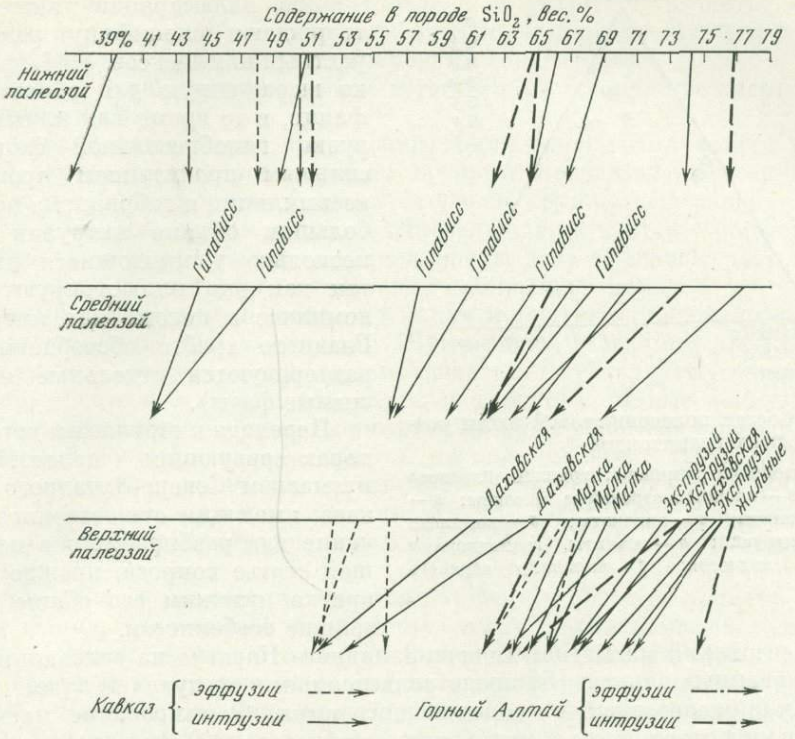
* Для Горного Алтая возраст слабо аргументирован!

** Отношение молекулярных количеств.

и фазах магматических комплексов разных складчатых областей, ниже приведена таблица содержания щелочей и кремнезема (табл. 1), взятая из указанной выше работы автора 1949 г. и дополненная некоторыми новыми данными.

На фиг. 1 (диаграмме) нанесены точки, отвечающие содержанию SiO_2 (в вес. %), для рода пород Горного Алтая и Северо-Западного Кавказа. Для каждой такой точки на диаграмме нанесены векторы, показывающие отношение Na_2O и K_2O (коэффициент *n* Озанна, в %). Векторы нанесены в соответствии со способом графического изображения анализов горных пород А. Н. Заварицкого.

Из рассмотрения этой диаграммы делается ясным следующее: 1) отличие магматизма нижнепалеозойского цикла от магматизма средне- и *верхнепалеозойских циклов*; 2) *сходство между магматическими проявлениями* в эффузивной и интрузивной фациях для отдельных циклов; 3) специфичная черта, т. е. характерное отношение щелочей, прослеживающееся во всех членах серий (как в их интрузивных, так и в эффузивных фациях); 4) соотношения щелочей в породах магматических серий среднего палеозоя, а также и верхнего палеозоя дают несколько отличающиеся значения *n* для пород различной фациальной принадлежности (гипабиссальная фация, экструзии и т. д.) или для интрузий одной «фации», но из различных районов (граниты Малки и граниты Даховской, например); эти колебания, во многом зависящие, вероятно, от химизма среды, в которой происходило образование этих гранитов, не нарушают, однако, четко наблюдаемого различия между общим характером химизма (имея в виду щелочи) магматических образований нижнего палеозоя и химизма пород среднего и верхнего палеозоя.



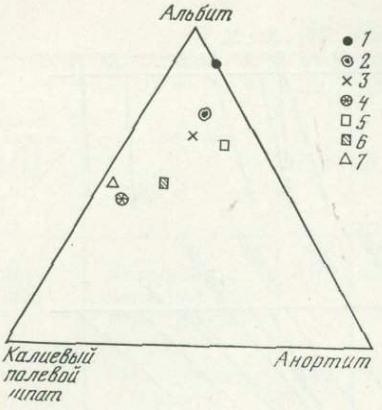
Фиг. 1. Некоторые черты химизма разновозрастных магматических комплексов Северного Кавказа и Горного Алтая

Векторы выражают отношение молекулярных количеств

$$\frac{2Na_2O \cdot 100}{2(K_2O + Na_2O)}$$

Для того чтобы другим способом и исходя из других данных показать примерно то же, нами проделана следующая работа.

В моей работе по Северо-Западному Кавказу [5] приведены многочисленные данные по количественно-минералогическому составу гранитов из разновозрастных пород разной фациальной принадлежности. Из обобщенных данных 50 количественно-минералогических подсчетов по всем группам гранитоидов найдены средние значения для калиевого полевого шпата, альбита и анортита, рассчитанных на всю породу. При этом для большей однородности картины количественное значение калиевого полевого шпата, полученное при подсчетах, уменьшалось на 13%, т. е. на величину содержания в нем плагиоклазовой молекулы (за основу взяты данные Д. С. Белянкина о среднем составе микроклина в кавказских гранитах), с соответствующим увеличением альбитовой составной части. После приведения этих средних значений к 100 получены цифры, характеризующие состав полевошпатовой части в разных типах гранитоидов различного возраста, отображенные в табл. 2 и на треугольной диаграмме (фиг. 2).



Фиг. 2. Состав полевошпатовой части разновозрастных гранитоидов

1 — уруштенский комплекс; граниты Главного хребта; *2* — сложнопостроенные массивы; *3* — серые граниты; *4* — аляскиты; *5* — комплекс малых интрузий; *6* — граниты, гранодиориты верхнего палеозоя; *7* — аляскиты верхнего палеозоя

Эти иллюстрации также подтверждают специфику разновозрастных комплексов, особенно четко выраженную для абиссальной фации, в то время как малые интрузии гипабиссальной фации с сильным проявлением процессов ассимиляции и гибридизма при небольшом объеме интрузии дают несколько уклоняющиеся цифры, так как они иллюстрируют весь комплекс в целом (для интрузий Главного хребта обособленно характеризуются отдельные интрузивные фазы).

Переходя к отдельным деталям, характеризующим палеозойский магматизм Северо-Западного Кавказа, имеющим существенное значение для разбираемого в настоящей статье вопроса, прежде всего кратко изложим его общие главнейшие особенности.

Палеозойский магматизм Северо-Западного Кавказа на основании уже опубликованных данных [5] представляется нам в следующем виде.

I. Нижнепалеозойский (каледонский) цикл. Формирование магматических пород этого цикла в интрузивной (абиссальной) фации выразилось во внедрении последовательного ряда интрузий и жильных пород: габбро-амфиболиты — серпентиниты — тоналиты (плагиограниты) — натриевые граниты — натриевые аляскиты — натриевые пегматиты и аплиты.

Таблица 2

Средние содержания (в объемн.%) калиевого полевого шпата, альбита и анортита в гранитоидах палеозойских интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа (средние числа из подсчетов по каждому типу гранитоидов всех комплексов)

Полевые шпаты	Уруштенский комплекс: гранодиориты, граниты	Комплекс Главного хребта			Комплекс малых интрузий: гранодиориты, граниты	Верхнепалеозойские граниты	
		сложнопостроенные массивы: диориты, гранодиориты, граниты	серые граниты (двуслюдяные)	аляскиты		граниты, гранодиориты	аляскиты
Калиевый полевой шпат	0	10	15	41	8	33	44
Альбит	90	69	65	52	57	50	54
Анортит	10	21	21	7	35	17	2

Примечание. Цифры средние, близкие к отдельным частным, характеризующим различные массивы.

В эффузивной фации, предшествовавшей интрузии, развиты зеленокаменные породы: диабазы (альбитизированные), редко спилиты с шаровой отдельностью, кератофиры и кварцевые кератофиры.

Наиболее типичное развитие эта естественная ассоциация имеет в зоне Передового хребта.

II. Среднепалеозойский (варисский) цикл магматизма создал интрузивный комплекс Главного хребта, который представлен ассоциацией: диориты и габбро-диориты краевых оторочек крупных массивов — гранодиориты и микроклиновые граниты центральных их частей — порфировидные граниты и порфировидные гранодиориты этих массивов, частью возникшие также за счет фельдшпатизации вмещающих пород.

К этому же среднепалеозойскому циклу магматизма, вероятно, следует относить комплекс малых интрузий (Ятыргварта, Магишо и др.), отдельные интрузии которых можно рассматривать как сателлиты гранитоидов Главного хребта в отличных структурных условиях. Малые интрузии типично гипабиссального облика формируются вдоль разрывов краевой части структурной зоны Передового хребта, на границе его с Промежуточной зоной продольных депрессий, отделяющей Передовой хребет от Главного хребта. Малые интрузии в зависимости от обстановки формирования представлены разными ассоциациями пород. Подробнее об этом будет идти речь ниже.

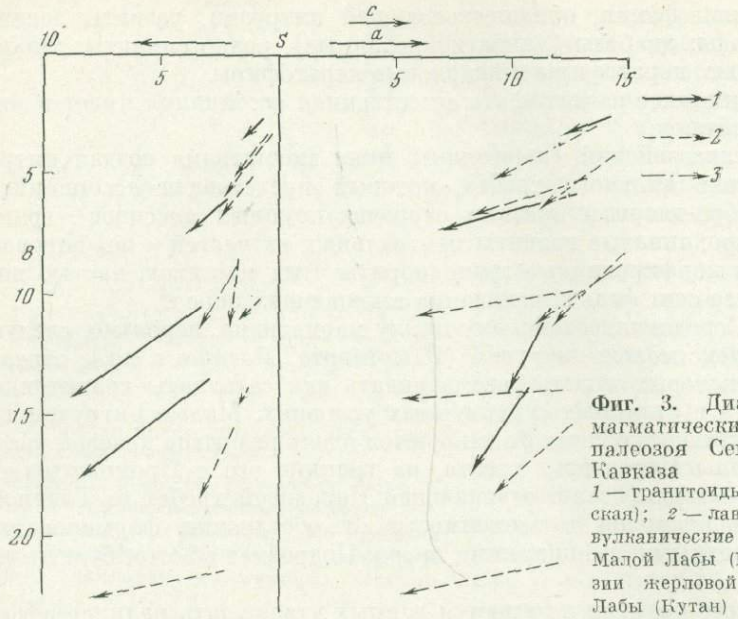
До настоящего времени не имеется данных утверждать наличие эффузивной фации, отвечающей варисскому циклу магматизма на Северном Кавказе. Правда, в этом отношении еще недостаточно изучены «немые» толщи среднего и верхнего карбона, да и геологическая история Северо-Западного Кавказа в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя была настолько сложна, что восстановить полную картину магматизма мы сейчас, пожалуй, не в силах из-за происшедшей эрозии ряда палеозойских и более поздних формаций, особенно в зоне Главного хребта.

Для интрузий варисского интрузивного цикла характерно отсутствие основных и ультраосновных пород как самостоятельных членов естественной ассоциации, отвечающих определенным этапам формирования комплекса. Вместе с тем имеются совершенно убедительные факты, свидетельствующие о большой роли явлений ассимиляции, гибридизма и контаминации, которые приводят к образованию основных пород в соответствующих местных условиях.

Для среднепалеозойских интрузий в целом, и особенно для наиболее поздних и наиболее кислых дифференциатов, характерен калиевый тип пород, что, помимо текстурного и общепетрографического облика, резко отличает эти палеозойские интрузии от нижнепалеозойских сложных ассоциаций пород, кислые члены которых являются существенно натриевыми.

III. Верхнепалеозойский магматический цикл представлен в интрузивной фации интрузиями гранодиоритов, красных гранитов и аляскитов, в отдельных случаях сопровождаемых пегматоидными и сиенитовыми телами.

Сложная крупноблоковая структура Северо-Западного Кавказа, с основными структурными линиями северо-западного и северо-восточного направлений, позволяет наметить относящиеся к этому же верхнепалеозойскому циклу магматизма его экструзивные и эффузивные фации. К экструзивной (сравнительно глубокого уровня) фации могут быть отнесены жильные гранит-порфиры, гранофиры (иногда именуемые кера-



Фиг. 3. Диаграмма состава магматических пород верхнего палеозоя Северо - Западного Кавказа
1 — гранитоиды (Сахрай и Даховская); *2* — лавовые изменения и вулканические выбросы района Малой Лабы (Кутан); *3* — экструзии жерловой фации р. Малой Лабы (Кутан)

тофирами) Кубани, Джаланкола, Худеса, а также дайки кварцевых порфиров рек Большой и Малой Лабы, причем имеется полное основание рассматривать кварцевые порфиры Малой Лабы по геологическим условиям залегания и текстурно-структурным признакам как жерловую фацию. К эффузивной фации этого цикла могут быть отнесены измененные дациты (кератофиры), липариты и различные туфы рек Малой и Большой Лабы, а также порфириты, порфиры, туфолавы и другие вулканогенные образования, переслаивающиеся с песчаниками и сланцами нижней перми.

Породы этого магматического цикла в своих различных фациях имеют общие специфические черты химизма, в том числе и специфические акцессорные минералы, что в общем позволяет достаточно четко отделить гранитоиды этого комплекса от гранитоидов других магматических циклов.

Для подтверждения общих характерных черт, определяющих петрографический облик верхнепалеозойского магматизма, в табл. 3 даны химические составы, а в табл. 4 — пересчеты по методу А. Н. Заварицкого анализированных образцов и проб из изученных нами пород этого магматического цикла в интрузивной, экструзивной и эффузивной фациях.

Диаграмма (фиг. 3) химического состава пород верхнепалеозойского цикла для экструзивной (жильные гранит-порфиры и жерловинные образования) и эффузивной фаций (включая и туфы) дает результаты поразительно сходные. Вместе с тем обращает на себя внимание, что начальная стадия эффузивного вулканизма отличалась несколько более основными и более натриевыми породами.

К геологическим данным, подтверждающим приуроченность анализированных пород к единому (верхнепалеозойскому) магматическому циклу, относятся факты переслаивания пород эффузивной фации с осадочными отложениями нижней перми и частью верхнего карбона. Породы экструзивной и тем более интрузивной фаций появляются, естественно, в более

Таблица 3

Химический состав изверженных пород верхнепалеозойского магматического цикла (в вес.%)

Фации и породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	P_2O_5	Примечание
Интрузивная фация													
гранодиорит даховский	64,58	0,52	15,64	1,39	3,64	0,09	2,38	3,04	2,17	4,75	Сл.	0,12	
гранодиорит Сахрая	60,72	0,62	15,57	1,71	3,40	0,07	3,13	2,91	2,04	4,08	»	0,12	
гранит Сахрая	70,83	0,29	14,57	1,54	0,82	0,03	0,53	1,72	2,65	4,51	0,04	0,12	
аляскит даховский	74,48	0,09	12,85	1,40	0,47	0,02	0,13	0,56	3,41	5,42	–	0,09	
аляскит Индыша	77,02	0,10	11,75	0,43	0,34	0,03	0,63	0,91	3,68	3,64	0,06	0,10	Sr следы
гранодиорит Индыша	61,24	0,85	14,40	2,44	3,18	0,14	2,85	3,28	2,79	4,20	–	0,46	Sr нет CO_2 1,24 H_2O^{+110} 2,72
Экструзивные фации													
А. Жильные гранит-порфиры	72,56	0,27	13,90	0,22	1,72	0,10	0,61	0,86	3,88	4,40	–	–	По П. И. Лебедеву
кварцевый кератофир Джаланкола													
то же, Худеса	73,19	0,26	14,13	0,56	1,30	0,03	0,52	1,00	3,52	4,10	–	–	FeS_2 0,51 Cl 0,03
» Эльбруса	76,02	0,11	12,31	1,33	–	–	0,39	0,40	3,85	3,95	–	–	FeS_2 1,89 Cl 0,04
Б. *Жерловая фация*													
кварцевый порфир Малой Лабы № 78	66,40	0,60	15,61	1,36	2,27	0,05	1,26	1,28	4,07	3,96	0,08	0,35	
эффузивы Лабы, палеодацит Малой Лабы № 115	67,21	0,46	15,59	2,54	1,35	0,04	1,48	1,32	5,86	1,54	0,29	0,61	Ранние излияния
Вулканические выбросы													
обломки № 95	63,44	0,22	19,75	2,27	0,50	0,09	0,42	1,04	3,90	3,07	0,07	0,25	
цемент зеленый, XIX	54,96	0,20	22,75	2,45	1,29	0,13	1,59	1,48	0,99	6,76	0,22	0,33	
туф, XIV	61,84	0,42	16,65	2,84	2,55	0,01	2,95	1,36	4,11	2,80	0,06	0,33	
туф липаритовый, XV	68,88	0,16	16,55	1,46	0,57	0,05	0,55	0,48	3,06	4,64	0,10	0,20	

Таблица 4

Числовые характеристики изверженных пород верхнепалеозойского магматического цикла (*по методу* А. Н. Заварицкого)

Фации и породы	*a*	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*a'*	*c'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a*/*c*
Интрузивная фация													
гранодиорит даховский	11,7	3,7	10,7	74,1	44,2	37,7	18,4	–	41,1	0,5	10,3	+21,2	3,1
гранодиорит Сахрая	10,9	3,4	13,9	71,8	35,5	39,5	25,0	–	43,7	0,7	35,5	+18,3	3,1
гранит Сахрая	12,1	2,1	5,9	79,9	32,7	13,4	53,9	–	46,6	0,3	20,2	+33,9	6,0
аляскит даховский	14,7	0,6	2,4	82,3	64,6	8,1	27,4	–	49,1	–	48,6	+33,9	24,6
Экструзивные фации													
А. Жильные гранит-порфиры													
кварцевый кератофир Джаланкола	14,6	1,0	4,2	80,2	42,2	23,4	34,4	–	57,3	0,3	3,1	+32,2	14,8
кварцевый кератофир Худеса	13,2	1,2	5,1	80,5	33,3	15,4	51,3	–	56,0	0,3	10,3	+33,4	11,0
кварцевый *кератофир Эльбруса*	13,6	0,4	3,0	83,0	34,8	21,7	43,5	–	59,6	0,1	34,7	+38,4	34
Б. *Жерловая фация*													
кварцевый порфир Малой Лабы № 78	14,6	15,6	8,52	75,32	40,0	24,6	34,9	–	61,0	0,7	14,3	+19,88	9,3
эффузивы Лабы, палеодацит Малой Лабы № 115	14,9	1,5	8,4	75,2	40,5	29,3	30,2	–	85,6	0,5	25,4	+19,1	9,9
Вулканические выбросы													
обломки № 95	13,0	1,2	14,0	71,8	17,5	4,9	77,7	–	65,6	0,3	13,6	+16,4	11
цемент зеленый, XIX	12,3	1,9	21,6	64,2	16,5	13,0	70,5	–	18,2	0,3	10,3	+1,9	6,5
туф, XIV	13,0	1,7	15,5	69,8	30,6	31,9	37,5	–	68,7	0,5	14,8	+11,9	7,6
туф липаритовый, XV	13,1	0,6	10,0	76,3	18,0	8,7	73,3	–	50,5	0,1	12,0	+25,8	22

приподнятых блоках, где осадочный верхний палеозой сейчас денудирован, тогда как интрузивная фация формировалась на более глубоких уровнях и, вероятнее, в толщах более древних пород. Мы имеем основание утверждать, что интрузии красных гранитов прорывают отложения нижнего палеозоя и магматические образования каледонского цикла (Даховский массив, индышские граниты). Учитывая, что среди нижнепермских конгломератов встречаются гранитоиды, типичные для комплекса Главного хребта и каледонского цикла, но не встречены красные граниты (типа даховских красных гранитов и аляскитов, а также Индыша и Эшкакона), мы можем со значительной долей уверенности говорить, что интрузии красных гранитов формировались в верхнем палеозое (верхний карбон—пермь).

Приведенная характеристика верхнепалеозойского магматизма приводит нас к двум общим важным заключениям.

1. Разновозрастные ассоциации изверженных пород отличаются спецификой вещественного состава. Эта черта выступает значительно резче при анализе металлогении, связанной с этими ассоциациями, но этот вопрос в настоящей статье не затрагивается.

2. Нижнепалеозойский и верхнепалеозойский магматические циклы представлены в отдельных структурных единицах (блоки с движениями разных знаков) или интрузивной, или эффузивной фацией. Сравнение между собой пород интрузивной и эффузивной фаций единого магматического цикла дает нам основание говорить об аналогии петрографических типов пород (с отдельными вариациями и отклонениями) и о единстве специфических признаков вещественного состава, включая акцессорные примеси и условия распространения пород обеих фаций во времени и пространстве.

ПРОЦЕССЫ ГРАНИТИЗАЦИИ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЮ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Сузив понятие гранитизации до процесса, при котором твердая порода превращается в гранитную без перехода в расплавленное состояние, мы можем легче проследить роль такого процесса в формировании изверженных пород палеозоя в пределах складчатой зоны Северного Кавказа.

При рассмотрении явлений гранитизации необходимо иметь в виду и противоположный, но неразрывно связанный с образованием гранитов *в определенных условиях процесс — процесс «базификации»* гранитной магмы, в результате которого образуются основные и средние породы краевых оторочек гранитных массивов.

Большое значение для уяснения характера процесса формирования того или иного гранитного массива имеют также, как указывал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, явления эндоморфизма краевых частей массивов и жил: мелкозернистость краевых фаций, зоны закалки, апофизы от массивов во вмещающие породы, постепенность или резкость перехода пород массива к вмещающим породам в текстурном и в металлогеническом отношениях и другие признаки.

Подробный материал по описанию переходов между гранитными массивами разных комплексов и вмещающими породами дан мной в специальной работе [5]. В настоящей статье сгруппированы все подмеченные особенности таких переходов.

Гранитоиды уруштенского (каледонского) комплекса. В указанной работе [5] приведены материалы, характеризующие крупную роль фельдшпатизации (альбитизации) в формировании гранитных тел и в преобразовании вмещающих толщ.

1. В пределах тоналитовых тел протекали процессы альбитизации, причем сохранились реликты, указывающие на первоначальный состав пород этой группы (полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз андезитового ряда, хлоритизированный амфибол). При альбитизации происходит развитие свежего, несдвойникованного альбита со всеми переходами к реликтовому андезину, сопровождающееся обильным образованием специфического стронцийсодержащего цоизита.

2. Вмещающие породы представлены двумя толщами разной степени метаморфизованности: а) толща амфиболитовых сланцев, гранатовых амфиболитов, слюдистых и слюдисто-гранатовых сланцев; б) толща зеленых «сланцев», состоящая из собственно кварцево-хлоритовых сланцев и эффузивов спилит-диабазового и кератофирового ряда.

Первая, более древняя толща залегает в ядре древней антиклинали Передового хребта и в отдельных зонах подвергнута альбитизации с образованием за счет первоначальных пород порфиробластовых гнейсов. В последних главенствующую роль играют крупные, до 2—3 см в поперечнике, большей частью сравнительно округлые порфибласты свежего, несдвойникованного альбита, содержащие включения амфибола, граната и слюды.

Сильное развитие фельдшпатизации (альбитизации!) наблюдается и в более верхней толще, но здесь она приводит в итоге к образованию мелкозернистых гнейсовидных гранитоидов со всеми переходами от сланцев к этим гранитоидам как по текстуре, так и по вещественному составу. Среди пачек таких альбитовых гранито-гнейсов метасоматического происхождения и альбит-мусковитых с цоизитом сланцев встречаются отдельные пласты — «ксенолиты» недогранитизированных зеленых «сланцев».

Все эти наблюдения, изложенные в работе 1950 г., показывают, что явления фельдшпатизации широко развиты в толще пород антиклинальной структуры Передового хребта, где происходило формирование ультраосновных, основных и гранитных пород каледонского цикла. При этом фельдшпатизация сводилась исключительно к альбитизации.

Вместе с этим необходимо отметить, что Уруштенский комплекс включает и более поздние, чем тоналиты, интрузии натриевых гранитов, натриевых (альбитовых) аляскитов, обильную серию пегматитов (образующих поля пегматитовых жил) со специфической минерализацией, а также обильную жильную серию аплитов.

Аляскиты, пегматиты и аплиты в полевошпатовой части представлены исключительно свежим, часто полисинтетически сдвойникованным (аляскиты) кислым плагиоклазом без указаний, в виде реликтовых минералов, на существенно иной первичный состав породы, впоследствии, возможно, альбитизированной.

Наряду с этим по левобережью р. Малой Лабы были обнаружены массив натриевых гранитов и отдельные их жилы, залегающие непосредственно в толще зеленых сланцев и эффузивов, с образованием скарновых залежей, несущих разнообразную минерализацию. Изучение контактовой зоны (левый берег р. Малой Лабы в 2,5 км выше устья р. Уруштен) показало, что граниты в краевой части становятся мелкозернистыми и резко контактируют с зелеными сланцами с захватом их мелких отторженцев.

От гранитного массива в сланцы отходят апофизы мощностью до 1,5 м. Приконтактовый гранит имеет микропегматитовое строение, причем подсчеты под микроскопом дают следующий состав гранофира: Q=45%, *Pl*=55% (в объемных процентах), что при плагиоклазе, содержащем 10% анортита, позволяет считать, что гранофир имеет состав: Q=45%, *Ab*==50%, *An*=5%. Признаков, указывающих на альбитизацию породы, имевшей ранее иной состав, в шлифах не наблюдалось.

Подобные факты приводят к выводу, что наряду с широким и сильным развитием фельдшпатизации (альбитизации) среди вмещающих пород и ранних гранитоидных образований, с превращением сланцев метаморфической толщи (зеленые сланцы) и сланцев сильно метаморфизованной нижней свиты (амфиболиты, слюдисто-гранатовые сланцы и т. д.) в конечном счете в гранитоподобные породы (гнейсо-граниты), т. е. наряду с наличием процесса гранитизации, имеют место и магматические гранитоиды, представленные интрузиями тоналитов, натриевых гранитов и аляскитов с пегматит-аплитовой жильной серией.

Можно думать, что процессы фельдшпатизации, проявившиеся в антиклинальной структуре Передового хребта, в зоне формирования магматических интрузий были определенным этапом длительного формирования комплекса в целом, происходившим после интрузии тоналитов, но до или одновременно с внедрением аляскитов, пегматитов и апплитов комплекса.

Среднепалеозойский интрузивный комплекс. В предыдущих работах приведены результаты наших исследований, которые позволили расчленить среднепалеозойские гранитоиды на следующие типы интрузий, отвечающие отдельным фазам формирования комплекса.

1. Сложнопостроенные морфологически единые массивы батолитового[1] типа, сложенные гранодиоритами, гранитами, их порфировидными разностями с крупными вкрапленниками кали-натриевого полевого шпата, с диоритами краевой оторочки.

2. Интрузии двуслюдяных серых гранитов с серией пегматитов и аплитов и гидротермальными кварцевыми жилами со специфической минерализацией.

3. Интрузии аляскитов, сопровождаемые аплитами и гидротермальными жилами, со значительной ролью карбонатов.

Есть основания предполагать, что малые интрузии краевой части зоны Передового хребта типа интрузий хр. Магишо, горы Ахцархва и горы Ятыргварта более или менее одновозрастны со среднепалеозойскими интрузиями комплекса Главного хребта, но что в формировании их участвовали лишь граниты, аналогичные интрузивной фазе серых двуслюдяных гранитов зоны Главного хребта.

Формирование интрузивной фазы гранодиоритов, давшей сложнопостроенные, но морфологически единые массивы, представляло длительный процесс, сопровождающийся неоднократными автометаморфическими изменениями пород массивов. Точно так же и контактные взаимоотношения у гранитоидов этой фазы с вмещающими породами сложны, так как их характер зависел и от состава вмещающих пород, и от наложения изменений, связанных с последующими этапами формирования комплекса.

[1] Термин «батолит» применяется с ограничением его обычного понимания. Здесь имеются в виду крупные интрузивные тела с расширением книзу, наблюдаемым в естественных разрезах, и без экстраполяции такого расширения на большие глубины.

В случае наличия нормальных (не тектонических) контактов массивов батолитового типа с вмещающими породами типа амфиболитов (пород с существенным содержанием железо-магнезиальных и кальциевых минералов), что наблюдалось в разрезе массива по р. Малой Лабе, граниты и гранодиориты постепенно переходят к контакту в диориты, с появлением их мелкозернистой краевой фации.

Эти наблюдения говорят о базификации гранодиоритов в контакте с амфиболитами и скорее подкрепляют предположение о магматическом образовании гранодиоритов батолитовых тел с контаминацией их в краевых частях за счет ассимиляции вмещающих пород.

Вместе с тем на примере этих батолитовых тел гранитоидов достаточно убедительно было показано явление последующей фельдшпатизации — микроклинизации, чему была посвящена специальная статья [4]. Специфика K-Na полевого шпата порфировидных гранитов, сходная со спецификой K-Na полевого шпата из гидротермальной жилы, была показана в моей более поздней статье [7]. Этот несомненный факт фельдшпатизации (микроклинизации) вмещающих сланцев — развитие в них порфировых «вкрапленников» кали-натриевого полевого шпата, аналогичных вкрапленникам самих гранитов, является, по Риду [30], как уже было выше показано, одним из наиболее убедительных фактов, говорящих в пользу метасоматического происхождения «гранитных массивов — путем «гранитизации» осадочных пород без их переплавления.

В противоположность такому выводу в моих работах [5, 6] было показано, что формирование массива представляет длительный и сложный процесс и что фельдшпатизация (микроклинизация) как пород массива, так и ближайшей периферии из вмещающих пород является одним из последних этапов формирования этих массивов, уже после известной их консолидации. Этот факт фельдшпатизации, вероятно, был более или менее одновременен фазе внедрения аляскитовых гранитов.

Таким образом, считая, что в основе формирования гранитоидов первой, гранодиоритовой фазы комплекса Главного хребта являются магматические породы, мы в то же время доказывали, что в формировании этого комплекса имел место этап фельдшпатизации (микроклинизации), связанный с эволюцией магматического очага, давшего разные интрузии комплекса.

В отличие от интрузии первой, гранодиоритовой фазы, сформировавшей сложнопостроенные массивы, интрузии серых двуслюдяных гранитов имеют свою специфику во взаимоотношениях с вмещающими породами, не говоря уже о специфике их вещественного состава. Сами интрузии (Кти Тебердинская) представляют пример очень однородных, без ксенолитов массивов с резкими контактами с вмещающими сланцами и апофизами порфирового сложения, отходящими от гранита в сланцы. Развитие в контактовой зоне таких минералов, как андалузит, силлиманит, биотит, турмалин и др., говорит о высокой активности магмы двуслюдяных гранитов в противоположность интрузиям батолитового типа, в контактной зоне которых главным образом развиты процессы хлоритизации, фельдшпатизации и мусковитизации, что в известной мере связано с наложенным воздействием этапа микроклинизации.

Наряду со сказанным о магматическом происхождении двуслюдяных гранитов необходимо отметить, что в предшествующей работе [5, с. 110, 116 и 151] приведен материал, доказывающий, что с этими же интрузиями

связана гранитизация вмещающих сланцев, прослеживаемая в ореоле интрузивных тел. При изучении гранитизированных пород удается наблюдать постепенные переходы почти неизмененных сланцев и амфиболитов к гранито-гнейсам, по составу и специфическим свойствам породообразующих минералов аналогичным гранитам, но с сохранением текстур замещенных пород и их слабо измененных «ксенолитов».

Нами описан также случай воздействия гранитов на крупное тело «габброидов», залегающих в кровле гранитного массива, где отчетливо наблюдается ряд минеральных новообразований, по специфическим свойствам аналогичных минералам из интрузии серых гранитов. В частности, это относится к регенерации свежего, со специфическими константами амфибола и свежего K-Na полевого шпата (анортоклаз), которые развиваются среди «палеотипных» измененных минералов [5, табл. IV, фиг. 3].

Все приведенные ранее [5] факты, а также изложенные в настоящей статье позволяют считать, что массивы двуслюдяных гранитов комплекса Главного хребта образовались магматическим путем, причем их внедрение сопровождал «фронт мигматизации», который обусловил гранитизацию вмещающих сланцев и амфиболитов подвижными компонентами магмы. Гранитизирующие агенты вряд ли сильно отличались по составу от исходной магмы, о чем говорит изучение лейкократовых слоев — инъекций их в сланцах.

Мелкие тела аляскитов прорывают порфировидные граниты и имеют на р. Кочерга активные контакты с крупными отторженцами мраморизованных известняков через переходную узкую зону габбро-диоритов и геденбергитовых скарнов. Фактический материал, приведенный в нашей более ранней работе [7, с. 121—123], позволяет считать, что в данном случае граниты образовались не путем замещения известняков, а имело место внедрение магмы с ассимиляцией известняков, в результате которой в пограничной зоне образуются тонкозернистые габбро-диориты, постепенно сменяющиеся в сторону гранитов разностями более крупнозернистыми и более кислого состава. В этой же контактовой зоне происходит концентрация таких элементов, как железо и марганец, содержащихся и в гранитах и в известняках в крайне незначительном количестве.

В сланцах, вмещающих Кочергинскую интрузию гранитов, наблюдаются частые жилы аляскитового гранита и пегматитов, генетически связанных с аляскитами. Все это скорее говорит о магматическом способе образования аляскитовых гранитов. Вместе с тем в сланцах, вмещающих аляскитовые граниты, нами констатирован четко выраженный процесс фельдшпатизации (микроклинизации) — образования вкрапленников (порфиробластов) микроклина метасоматическим путем. Образование такого выделения микроклина с захватом отдельных минералов сланца можно объяснить только метасоматическим путем, без переплавления породы. Этот пример говорит также, что хотя массивы аляскитов образовались из магмы, но внедрение этой магмы сопровождалось проникновением подвижных ее компонентов в сланцы, что приводило к фельдшпатизации и в известной мере к гранитизации последних. Наблюдаются примеры, иллюстрирующие метасоматическое развитие K-Na полевого шпата в гранодиоритовых породах, с преобразованием их в порфировидные граниты.

Все до сих пор приведенные примеры относятся к интрузиям уруштенского (нижнепалеозойского) комплекса и к комплексу гранитов Главного хребта (среднепалеозойского), формирование которых, на основе суммы

геологических и петрографических данных, подробно разобранных в моей[1] работе [5], происходило в абиссальных условиях.

Малые интрузии, развитые в краевой части структурной зоны Передового хребта, близ границы ее с зоной продольных депрессий, отделяющих зону Главного хребта, представлены в общем сложной ассоциацией пород. Но здесь необходимо отметить два случая контактов гранодиорит-гранитовых тел с породами субстрата.

1. Когда наблюдается непосредственный контакт гранитов с амфиболитами и змеевиками уруштенского комплекса, он оказывается обусловленным тектоническими причинами: породы вмещающие и породы интрузии в контакте сильно милонитизированы и в отношении изменения состава не оказывают друг на друга никакого влияния (граниты хр. Ахцархва).

2. Нормальные интрузивные контакты сопровождаются ассимиляцией вмещающих пород, с образованием оторочки из габбро-диоритов, монцонитов и кварцевых диоритов, постепенно переходящих в гранодиориты центральных частей массива (интрузии р. Местык — гора Ятыргварта). То же подтверждается значительным развитием ксенолитов вмещающих пород среди пород краевой зоны при отсутствии их в гранодиоритах центральной части. Комплекс малых интрузий отличается рядом специфических особенностей, позволяющих приписывать им гипабиссальное образование. Соответствующие факты и наблюдения приведены в нашей прежней работе [5].

Специфика гипабиссальной обстановки формирования интрузий в условиях сравнительно пониженного давления и малого объема интрузивных масс способствовала достаточно быстрому удалению подвижных компонентов магмы в породы субстрата. Эти же факторы, специфичные для гипабиссальной обстановки,— сравнительно быстрое охлаждение магмы и отдача летучих — обусловили «сохранение следов неравномерности магматического расплава на известных стадиях гомогенизации магмы, ассимилировавшей породы субстрата» [5, с. 265]. Для этих интрузий не всегда имели место условия, необходимые для реакционного взаимодействия выкристаллизовавшейся фазы с остаточным расплавом до полного выравнивания состава породы. В результате в породах краевых частей наблюдаются такие ассоциации минералов, как пироксен, обрастаемый амфиболом, зонарный плагиоклаз, анортоклаз и кварц.

Наряду с этим известная переработка вмещающих пород путем проникновения подвижных частей магмы происходит и в этом случае; и эта переработка до некоторой степени может быть уподоблена «гранитизации», хотя в конечном итоге и не приводит к образованию пород, в какой-то мере похожих на граниты. Во многих случаях характер контактных изменений зависит от взаимодействия вещества вмещающей среды и внедряющейся магмы. Эту зависимость легче проследить для случаев резкой границы между гранитом и вмещающей породой (когда четко отграничивается изверженная порода от вмещающей) при наличии интрузивных отношений между ними. Следующие примеры иллюстрируют такое различие.

1. Контакт аляскитового гранита с известняками на р. Кочерга (Се-

[1] В оригинале статьи имеется несколько микрофотографий, которые здесь не воспроизведены по техническим причинам.— *Прим. ред.*

веро-Западный Кавказ). В контакте образуется зона мощностью до 1,5 м габбро-диорита, диорита как эндоморфное изменение гранита с развитием в экзоконтакте геденбергитового скарна. Результаты химических анализов, приведенные в табл. 5, свидетельствуют, что в гранитах и известняках р. Кочерга такие элементы, как Fe, Mn и Mg, практически отсутствуют, а в эндоморфной оторочке гранита они играют главенствующую роль. Описание этого контакта приведено в нашей прежней работе [5, с. 119—121].

2. Контакт порфирового гранита верхнепалеозойского (?) возраста из Аттургольского массива на Горном Алтае с мощной пачкой песчаников и сланцев свидетельствует об отсутствии эндоморфных изменений гранита на контакте с существенно кварцевыми песчаниками, несмотря на интрузивный характер контакта.

Рассмотрение двух разных примеров резких контактов интрузий гранитоидов с вмещающими породами отличного и близкого состава показывает, что в первом случае контакт гранита с известняками, выраженный резким переходом от массива к известняку, осуществляется через зону контаминации краевой части гранита до габбро-диорита, с постепенным уменьшением зернистости породы к контакту; в другом случае резкий контакт между гранитами и контактно измененными песчаниками не сопровождается образованием контаминированных пород в краевой зоне гранитного массива. Но в обоих случаях контакт между изверженной породой и вмещающими резкий.

Воздействие гранитов на вмещающие породы сказывается и за пределами непосредственного контакта, оно отражается и на минералогическом и на химическом составе, а также на структурах пород.

Изменение вмещающих пород, близких по составу к гранитам (граниты—кордиерито-скаполитовые роговики Атуургола), связано с проникновением летучих компонентов, выделяющихся из магмы при ее кристаллизации. Судя по содержанию таких компонентов, как FeO, MgO и CaO, в гранитах и кордиеритовых роговиках и учитывая образование в контактной зоне жилоподобных скарнов, естественно думать, что гранитная магма, поглощающая породы субстрата, явилась причиной образования скарновых мраморов, т. е. породы, существенно отличающейся по составу и от вмещающих пород, и от гранитов. Такое сравнение составов контактирующих пород подтверждает, что из магмы происходил вынос ряда компонентов, причем в ближайшей периферии интрузии концентрировались главным образом соединения железа, магния и кальция. Концентрация Fe и Mn, как показано выше, имеет место и в контакте аляскитов р. Кочерга с известняками, хотя обе эти породы практически не содержат Fe и Mn. В данном случае такую концентрацию, скорее всего, можно объяснить своеобразной отгонкой Fe и Mn из гранитной магмы к контактам при ее кристаллизации, возможно, в результате газового переноса.

Вместе с тем естественнее связывать уже отмеченные явления фельдшпатизации сланцев (микроклинизации) на значительном удалении от аляскитовых гранитов (р. Кочерга, Северо-Западный Кавказ) с формированием тех же аляскитовых гранитов. Изучение контактовой зоны аляскитов р. Кочерга оправдывает вывод, что здесь проявляется различная подвижность компонентов гранитной магмы.

Рассмотрение этих двух примеров, во всяком случае, приводит к выводу, что в данных случаях нет оснований говорить о метасоматическом образовании гранитов. Наоборот, возникает предположение, что гранит-

Таблица 5

Химический состав некоторых гранитов и контактных пород Кавказа и Горного Алтая (в вес.%)

Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$H_2O^{+110°}$	$H_2O^{-110°}$	Сумма
468	68,36	0,54	15,58	2,37	0,64	0,02	1,18	2,22	3,98	4,36	0,49	1,10	100,84
472 *	75,84	0,28	4,81	1,45	4,46	0,18	5,00	5,45	0,52	0,26	0,98	0,14	99,88
413	77,37	0,15	12,31	0,98	0,09	Сл.	0,09	0,46	2,93	4,92	0,14	0,75	100,19
469	47,68	2,38	17,26	1,68	9,04	0,18	7,26	9,00	3,16	1,42	0,20	1,22	100,48
153	47,20	Нет	1,23	3,38	21,28	2,60	1,78	21,50	Сл.	Сл.	0,72	0,55	100,24
153а	Не опр.	Не опр.	0,08		Сл.	Сл.	0,58	55,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

468 — порфировый гранит, р. Атуур-гол, Горный Алтай: кварц — 40,2, микроклин — 36,1, олигоклаз — 15,4; биотит — 6,2, титанит — 1,5, роговая обманка — 0,4, акцессорные — 0,3; 472 — приконтактовый роговик, там же: кварц, биотит, мусковит, кордиерит, турмалин, скаполит, эпидот, апатит, пирротин, халькопирит, арсенопирит и единичный титанит; 413 — аляскит, р. Кочерга, Северо-Западный Кавказ: плагиоклаз — 13—15% *An*, кварц, хлоритизированный биотит, микроклин, биотит, мусковит, акцессорные и пр.; 469 — габбро-диорит (эндоморфное изменение гранита), там же: хлорит, серпентин, плагиоклаз (*Olg*), роговая обманка, биотит; 153 — зона скарна, там же: марганцовый геденбергит; 153а — мраморизованный известняк, там же: кальцит, редко пирит.

* Роговик содержит 0,51 S.

ная магма, ассимилировавшая породы субстрата, служила источником вещества, образующего как диориты, кристаллизирующиеся из контаминированной магмы, так и постмагматические залежи «скарнов», а также ряд других минеральных новообразований во вмещающих породах, вплоть до порфиробластов микроклина на некотором удалении от интрузии.

Изучение верхнепалеозойского магматизма Северного Кавказа дает чрезвычайно ценный материал для познания петрогенезиса отдельных групп изверженных пород. В настоящей статье не ставится задача дать освещение всех тех проблем, которые возникают из изучения верхнепалеозойского магматизма Северного Кавказа в его различных фациальных проявлениях, и с точки зрения сопоставления с другими магматическими комплексами этой области, что является целью отдельной работы. Остановимся лишь очень кратко на общей характеристике контактных изменений интрузивных пород этого комплекса.

Интрузивные проявления гранитоидов верхнего палеозоя в зависимости от приуроченности к той или иной структурной подзоне Передового хребта сейчас вскрыты эрозией на различных уровнях глубинности. Более приподнятые блоки Даховского и Эшкаконского массивов дают примеры относительно постепенных переходов гранодиоритовых интрузивов к вмещающим амфиболитам и сланцам нижнего палеозоя, с контаминацией приконтактовых гранитоидов до кварцевых диоритов и с преобразованием амфиболитов в гнейсовидные диориты с полосчатой унаследованной структурой. Более молодые аляскиты, прорезающие гранитоиды первой фазы, имеют с ними обычно резкие интрузивные контакты.

Особенно интересны соотношения развитых в бассейне р. Кубани выше г. Карачаевска, верхнепалеозойских интрузий, формировавшихся в несколько последовательных интрузивных фаз разного вещественного состава. Верхнепалеозойские интрузии, представленные последовательно внедрявшимися гранодиоритами, пегматоидными гранитами и аляскитами, образуют мелкие штоки и дайки с резко отграниченными контактами от вмещающих пород. Вмещающие породы, представленные сланцами, амфиболитами, серпентинитами и древними (нижнепалеозойскими) кислыми интрузиями, сильно изменены контактным воздействием верхнепалеозойских интрузий. Но это контактное воздействие, особенно интенсивное в ореоле интрузивных тел, сказывается в ороговиковании вмещающих сланцев и амфиболитов, не вызывая их гранитизации, что в значительной мере обусловлено объемом интрузивных даек и их фациальным положением.

ИТОГИ РАССМОТРЕНИЯ ЯВЛЕНИЙ ГРАНИТИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Рассмотрение проявлений магматизма палеозойского времени на Северо-Западном Кавказе показывает, что формирование некоторых разновозрастных комплексов пород включает интрузивные, экструзивные и эффузивные фации. Породы разных фаций одного комплекса по общему типу, а в особенности по специфике состава достаточно сходны между собой (уруштенский комплекс натриевых гранитоидов и верхнепалеозойский комплекс красных гранитов). Эти наблюдения уже позволяют пред-

полагать магматическое происхождение главных типов пород (в том числе и гранитов) этих комплексов, при участии процессов загрязнения интрудирующих магм ассимилируемыми породами субстрата.

Формирование разновозрастных интрузивных комплексов происходило в несколько последовательных фаз. Изучение контактных зон, в особенности для интрузий гипабиссальной фации, краткие результаты которого приведены выше, показывает, что главная роль в формировании массивов гранитных и других пород принадлежала магматическим процессам, при одновременном большом преобразующем воздействии на вмещающие породы внедряющейся магмы и выносимых из нее наиболее подвижных частей. Подвижные компоненты выносятся во вмещающие породы чаще всего непосредственно из магматических масс, интрудированных до места консолидации. В некоторых случаях их поднятие в верхние части земной коры представляет некоторый этап эволюции магматического очага, располагающегося на глубине, под вмещающими массами.

Наиболее часто наблюдается количественно ограниченный процесс фельдшпатизации, связанный непосредственно с интрузивными телами. В значительно больших масштабах фельдшпатизация, приводящая к глубокому преобразованию ранее сформированных магматических пород и их вмещающих осадочных и метаморфических толщ, вплоть до образования гранитовидных пород, вероятно, связана (как это вытекает из вышеприведенного) с самостоятельным этапом эволюции очага. При этом нижнепалеозойские ассоциации пород, для которых натриевый состав вообще специфичен, испытывают фельдшпатизацию в виде альбитизации. Для среднепалеозойских интрузий этап фельдшпатизации выражен микроклинизацией, и все преобразования связаны с процессом калиевого метасоматоза при участии кремнекислоты (порфировидные гранитоиды комплекса Главного хребта за счет микроклинизации диоритов, гранодиоритов и вмещающих сланцев).

В условиях абиссальной фации явления фельдшпатизации, в особенности обусловленные самостоятельным этапом формирования комплекса, могут быть рассматриваемы как типичное проявление гранитизации, так как при этом происходит превращение твердых пород в гранитовидные без перехода в расплавленное состояние.

В условиях гипабиссальной обстановки, при наличии более низкого давления и малого объема интрузивных масс, явления фельдшпатизации развиты в сравнительно небольшой степени, и степень преобразования вмещающих пород метасоматическим путем подвижными компонентами магмы весьма далека от превращения их в граниты. Пример верхнепалеозойской серии гранитных пород в их гипабиссальных интрузивной и экструзивной фациях показывает, что явления фельдшпатизации не сопровождают внедрение этих гранитов. Контактные явления сводятся к перекристаллизации и ороговикованию вмещающих пород.

Резюмируя изложенное выше, можно сказать, что образование гранитных пород в составе естественных ассоциаций горных пород разного возраста, выделяемых нами в интрузивные комплексы, связано главным образом с кристаллизацией их из магмы, состав которой специфичен для разновозрастных комплексов.

Явления гранитизации, т. е. метасоматического преобразования пород субстрата гранитизирующими агентами в гранитоподобные породы, имеют подчиненное значение по сравнению с магматическими процессами и

наибольших масштабов достигают в условиях абиссальной обстановки формирования интрузивных комплексов, имея своим источником магматические массы.

Одним из «убедительных» доводов, ставящим под сомнение магматическое образование гранитов, служит недоумение, каким образом гранитные массы могут заполнить занимаемые ими объемы, подчас громадные. Единственное объяснение этому гранитизаторы видят в метасоматическом способе образования гранитов путем замещения (обменных реакций) осадочных толщ земной коры гранитизирующими агентами неопределенного состава и неопределенной физической природы. Магматисты, оспаривая такое объяснение, в свою очередь, предлагают гипотезу обрушивания кровли и ее постепенной ассимиляции, что согласно существующим мнениям не соответствует ассимилирующей способности гранитной магмы по отношению к породам близкого состава.

В связи с этим следует сказать, что о свойствах гранитной магмы мы имеем представление только по кислым лавам, которые вряд ли тождественны по своим свойствам гранитным магмам интрузивной фации (с точки зрения активности в условиях высокого давления и разнообразного, подчас, несомненно, высокого, в них содержания таких подвижных компонентов, как щелочи, фтор, бор, углекислота и др.). На примере отдельных интрузивных фаз даже одного интрузивного цикла Северо-Западного Кавказа (комплекс Главного хребта) можно наблюдать разную степень активности гранитных интрузий по отношению к вмещающим породам (сравнить, например, воздействие интрузий серых гранитов и интрузий аляскитов на вмещающие породы!).

Учитывая, что физико-химическая природа взаимодействия гранитной магмы с вмещающими породами в условиях абиссальной и гипабиссальной обстановки еще не освещена в достаточной степени экспериментальными исследованиями, правильнее придерживаться взгляда, что заполнение гранитами пространства происходит в результате взаимодействия активной магмы с вмещающими породами при их структурной тектонической подготовленности. Это подкрепляется наблюдающимися геологическими фактами: мелкозернистые краевые оторочки, оплавленные ксенолиты пород кровли, часто не сохраняющих того положения в пространстве, которое им полагалось бы занимать в случае метасоматического преобразования вмещающей их среды.

Дискуссия о магматическом или немагматическом происхождении гранитных массивов, длящаяся около 100 лет, в значительной мере обусловлена тем, что наряду с известными нам, сейчас протекающими геологическими процессами мы не в состоянии непосредственно наблюдать глубинный процесс формирования интрузий. Отсутствие такого вполне доказательного фактического материала, порождая бесконечные споры, подкрепляемые каждой спорящей стороной, казалось бы, очень убедительными доводами, отодвигает на очень далекое будущее действительно правильное решение проблемы. При этом надо отметить, что спорящие направления часто разноречивы, так как, изучая отдельные области развития гранитов разного возраста, разного структурно-фациального положения, они могут быть более или менее правы в трактовке происхождения изученных ими гранитов, но при перенесении на граниты других областей эти выводы могут оказаться ошибочными. К примеру говоря, в таком положении можно оказаться, перенося выводы, полученные при изучении

архейских гранитов платформенных областей, на палеозойские или мезозойские граниты складчатых зон.

Проблема происхождения гранитов и многие другие сложные вопросы петрогенезиса и рудообразования быстрее и с большим успехом могут быть выяснены, если при наших исследованиях магматизм той или иной геоструктурной области будет изучен в его историческом развитии, с учетом влияния среды, т. е. вмещающих толщ.

Изучение магматических комплексов, представляющих ассоциации близких по возрасту структурно-территориально сопряженных изверженных пород, обладающих общей спецификой состава и единством происхождения, представляет собой совершенно необходимый путь исследования, который может пролить свет на ряд сложных вопросов петрогенезиса.

Изучение магматических серий пород, в том числе и гранитоидного состава, в эффузивной, экструзивной, гипабиссальной интрузивной и абиссальных фациях — это логически правильное использование того неоспоримого факта, что магма близкого к гранитам состава образуется в земной коре. Последнее неоспоримо доказывается наличием сейчас или недавно действовавших вулканов с их лавовыми излияниями липаритов, риолитов и дацитов.

Наконец, в решении вопросов петрогенезиса, в том числе и вопроса о происхождении гранитов, большую роль должен сыграть эксперимент — моделирование предполагаемых для глубин земной коры природных процессов. Современные технические возможности допускают это.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ЗНАЧЕНИИ АССИМИЛЯЦИИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ГОРИЗОНТА СТАНОВЛЕНИЯ МАГМ В ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ДЛЯ ХИМИЗМА ИНТРУЗИЙ

Изучение разновозрастных интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа показывает, что роль ассимиляции вмещающих пород горизонта становления магмы в интрузивные породы для вещественного состава интрузий различна в зависимости от специфики интрудирующей магмы, ее массы и фациального положения интрузивного тела.

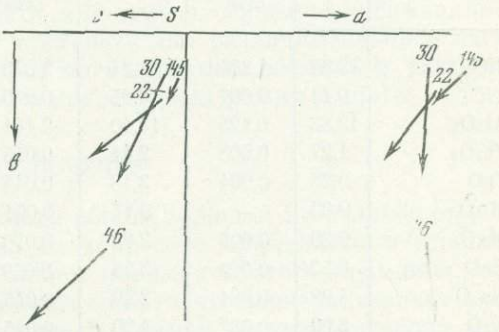
Изучение контактов показывает, что роль ассимиляции, приводящей к контаминации интрудирующей магмы, вполне наглядна для глубинных условий формирования крупных интрузий. В зависимости от объема интрузивной массы контаминированными оказываются более или менее мощные периферийные зоны, в случае наличия вмещающих пород, легче ассимилируемых гранитами (амфиболиты, карбонатные породы и др., но, например, не кварцевые песчаники).

В гипабиссальных условиях мелкие тела гранитоидов обычно менее контаминированы, хотя и здесь в каждом конкретном случае играет роль соотношение состава вмещающих пород и интрудировавшей магмы.

Хотя вышесказанным намечается существенное значение ассимиляционных процессов для интрузий, особенно глубинной фации и особенно краевых зон интрузивных масс, все же вся совокупность данных по изучению палеозойского магматизма Северного Кавказа позволяет с полной определенностью утверждать, что разновозрастные интрузии как различных интрузивных комплексов, так и отдельных интрузивных фаз единого комплекса имеют специфические особенности состава, отнюдь не обуслов-

ливаемые ассимиляцией тех вмещающих пород, среди которых они залегают.

Рассматривая площади крупного размера, такие, как структурные зоны Главного хребта и Передового хребта на Северном Кавказе, мы видим, что в пределах этих зон среди одних и тех же вмещающих пород сейчас встречаются, во-первых, многофазные интрузии разного состава, например гранодиориты — граниты — калиевые аляскиты комплекса Главного хребта для зоны Главного хребта, и, во-вторых, специфичные по составу разновозрастные комплексы магматических пород, например интрузии



Фиг. 4. Диаграмма состава магматических пород, внедрившихся в толщу роговиков и амфиболитов нижнего палеозоя (бассейн р. Кубани)

обр. 145 — жильный гранит-порфир нижнего палеозоя; обр. 46 — гранодиорит верхнего палеозоя; обр. 22 — пегматоидный гранит верхнего палеозоя; обр. 30 — автометаморфизованный бесслюдистый аляскит верхнего палеозоя

натриевых гранитоидов Уруштенского комплекса и кали-натриевых гранитоидов комплекса малых интрузий в зоне Передового хребта.

Достаточно ярким примером такой независимости состава интрузий от состава вмещающих пород горизонта их становления в породы служат мелкие интрузии нижнепалеозойских и верхнепалеозойских гранитоидов одного из притоков р. Кубани.

Здесь на небольшой площади (около 1 км^2) среди сланцев и амфиболитов нижнего палеозоя выходят многочисленные тела существенно натриевых гнейсированных гранитов нижнего палеозоя и последовательных интрузий нормальных по структуре гранодиоритов, гранитов и аляскитов верхнего палеозоя, являющихся существенно калиевыми. Верхнепалеозойские гранитоиды отличаются от нижнепалеозойских, помимо характера щелочей их полевого шпата, рядом других специфических особенностей.

В табл. 6 приведены результаты химических анализов разновозрастных интрузивных пород, залегающих сейчас в аналогичной по составу вмещающей толще. На фиг. 4 дана диаграмма их составов по методу А. Н. Заварицкого. Числовые характеристики этих пород, полученные путем пересчета по методу А. Н. Заварицкого, даются в табл. 7.

Приведенные данные иллюстрируют специфику вещественного состава мелких гранитных тел разного возраста, внедрившихся в толщу сланцев и амфиболитов нижнего палеозоя. Особенно четко эта специфика выделяется при сравнении разновозрастных комплексов, отличающихся и структурно, и по вещественному составу (сравнить аляскитовые гнейсированные граниты нижнего палеозоя и аляскиты верхнего палеозоя).

Приведенные для небольшой площади данные о специфике состава разновозрастных гранитов, а также обзор материалов, имеющихся в нашей работе [5] о химизме интрузивных комплексов и их размещении

Таблица 6

Химический состав гранитоидов, залегающих в виде мелких интрузивных тел по притоку р. Кубани, выше г. Карачаевска (в вес.%)

Окислы	Нижнепалеозойские		Верхнепалеозойские					
	Обр. 145/50		Обр. 46/50		Обр. 22/50		Обр. 30/50	
	вес.%	молекулярные количества	вес.%	молекулярные количества	вес.%	молекулярные количества	вес.%	молекулярные количества
SiO_2	75,88	1,264	61,24	1,019	75,06	1,250	77,02	1,282
TiO_2	0,11	0,001	0,85	0,010	0,33	0,004	0,10	0,001
Al_2O_3	12,83	0,125	14,40	0,141	12,76	0,125	11,75	0,115
Fe_2O_3	1,27	0,008	2,44	0,015	0,65	0,004	0,43	0,003
FeO	0,28	0,004	3,18	0,044	0,94	0,012	0,34	0,005
MnO	0,02	—	0,14	0,001	0,02	—	0,03	—
MgO	0,20	0,005	2,85	0,070	0,69	0,017	0,63	0,015
CaO	0,52	0,009	3,28	0,059	0,99	0,018	0,91	0,016
Na_2O	4,98	0,081	2,79	0,045	2,75	0,044	3,68	0,060
K_2O	2,99	0,032	4,20	0,045	5,43	0,057	3,64	0,038
$H_2O^{-110°}$	0,12	—	0,44	—	0,22	—	0,12	—
$H_2O^{+110°}$	0,56	—	2,72 *	—	0,61	—	0,79	—
P_2O_5	0,06	—	0,46	—	0,08	—	0,10	—
BaO	0,00	—	Нет	—	0,04	—	0,06	—
SrO	—	—	»	—	Сл.	—	Сл.	—
							C=0,47	
Сумма	99,82	—	100,23	—	100,57	—	100,07	—
Аналитик	П. Н. Ниссенбаум				Д. Н. Князева			

* CO_2 — 1,24%.

Таблица 7

Числовые характеристики гранитоидов р. Кубани (по методу А. Н. Заварицкого)

Образец	a	c	b	s	f'	m'	a'	c'	n	t'	φ	Q	a/c
145/50	14,8	0,4	2,0	82,8	65	16	19	0	71	0,1	50	35,6	37
46/50	12,7	3,6	10,8	72,8	49	45	0	5	50	1	19	16,7	3,5
22/50	13,1	1,2	3,2	82,2	40	35	24	0	44	0,3	16	37,3	11
30/50	12,9	1,0	1,7	84,5	35	60	4	0	61	0,1	23	42,1	12,9

в разных структурных зонах Северного Кавказа, позволяют сделать вывод, что гранитные интрузии определенной геоструктурной зоны не являются производными какой-то единой постоянной гранитной магмы, приобретающей те или иные специфические черты в зависимости от ассимиляции ею вмещающих пород горизонта становления магмы в породу, как это утверждает в своей работе Х. М. Абдуллаев [1], а что разновоз-

растные гранитные интрузии имеют специфические особенности вещественного состава пород и рудопроявлений, зависящие от специфики внедряющихся магм, отображающей периодически-поступательный процесс развития магматизма в глубинных частях земной коры. Такой вывод *нисколько не исключает значения ассимиляционных процессов, т. е. влияния* среды на состав изверженных пород; не следует только эту среду представлять себе исключительно в виде того геологического разреза, который *вскрыт эрозией и сейчас доступен наблюдению, так как вмещающими* породами для интрудирующей магмы будут являться также породы более глубоких горизонтов, где и магма, вероятно, более активна по отношению к вмещающим породам. В частности, как отмечалось выше, ассимиляционные процессы будут по-разному протекать для различных фаций магматических комплексов и для порций магмы разных объемов и различной активности (содержание летучих, температурный режим и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прежде чем перейти к некоторым общим выводам по изложенным материалам, остановлюсь несколько на вопросе о применимости принципа актуализма в петрографии и о нашем понимании этого принципа. Спор о происхождении гранитов, ведущийся со времени Вернера, зависит в значительной мере от того, что, во-первых, прямой актуалистический метод в данном случае, как и по отношению ко многим другим геологическим проблемам, неприменим и, во-вторых, от того, что решение проблемы еще пока недостаточно освещено экспериментальным моделированием. Тем не менее стоит отметить, что лайелевский актуалистический подход к геологическим явлениям, в частности к таким, как действие вулканов и излияние лав, позволил в свое время отвергнуть фантастические представления ученых XVIII в. об осадочном происхождении гранитов. Передовое значение работ Лайеля было в свое время подчеркнуто Энгельсом [1], писавшим, что «лишь Лайель внес здравый смысл в геологию, заменив внезапные, вызванные капризом творца, революции постоянным действием медленного преобразования Земли».

Следует сказать, что хотя общепринято актуализм связывать с Лайелем, но точного определения этого термина и даже самого упоминания его Лайелем в «Основных началах геологии» [2] не встречается. Тем не менее считается, что этот принцип, известный с XVIII в., разработан Лайелем. Вместе с этим следует указать, что академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, сознавая глубокую важность принципиального отношения к значению современных геологических процессов для геологов, еще в 1923 г. писал: «Принцип актуализма есть не что иное, как выражение того, что ключ к объяснению прошлого — в изучении настоящего, что для изучения так называемых переворотов в истории Земли нет надобности прибегать к гипотетическим, особенно и к тому же сверхъестественным, силам, так как достаточно для этого и современных факторов, лишь бы предоставить им достаточно продолжительный промежуток времени; суммирование мелких действий в течение значительного промежутка времени может произвести очень значительный эффект. Интересно, что на необходимость изучения

[1] *Энгельс Ф.* Диалектика природы. М.: Госполитиздат, 1950, с. 9.
[2] *Лайель Ч.* Основные начала геологии. 1866. Т. 1.

геологических процессов для объяснения минувших геологических переворотов указал еще в 1736 г. М. В. Ломоносов (в сочинении „О слоях земных“)» [1].

Вместе с тем Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отмечал: «...на почве принципа актуализма, который может считаться одним из наиболее важных успехов в геологии, вырос униформизм, или единообразие, т. е. учение, по которому все геологические явления совершались всегда не только по тем же законам, но, так сказать, и тем же темпом, как и теперь. Такого же принципа придерживалось и возникшее в 1807 г. Лондонское геологическое общество: им же руководствовался и Лайель, который не только не допускал существования в прежние эпохи сил, отличных от ныне действующих, но даже отрицал возможность большей интенсивности той или иной из них в какой-нибудь минувший период истории Земли» [21, с. 16].

Советские геологи в итоге подготовки к совещанию по осадочным породам и в ходе самого совещания внесли ясность в понимание актуализма и ценности этого метода для геологии.

В решении совещания по осадочным породам и осадочным полезным ископаемым 1952 г. указано, что «актуализм» в понимании Лайеля (униформизм) неприемлем для советской геологической науки. Метод сравнения настоящего с прошлым, являющийся обычным рабочим методом и в работах русских геологов часто обозначающийся как метод актуализма, должен быть сохранен как один из важных приемов историко-геологического исследования.

Учитывая итоги прошедшей на совещании по осадочным породам дискуссии, советские геологи для познания прошлого обязаны привлекать знания о современных, сейчас идущих геологических процессах, и это будет актуалистическим подходом к природным явлениям; но вместе с тем наше мировоззрение, основанное на марксистско-ленинской методологии, обязывает нас резко выступить против униформизма (постоянство геологических явлений) и основой своего понимания геологической истории земной коры признать принцип поступательного ее развития. При таком подходе к актуализму, естественно, отбрасываются все неясности в его понимании и трактовке, которые зиждятся на отсутствии точного определения этого термина в его первоначальном употреблении.

Возвращаясь к проблеме происхождения гранитов, следует дополнительно сказать, что неспособность теории кристаллизационной дифференциации объяснить образование громадных масс гранитов за счет дифференциации основной базальтовой магмы привела к различным понятиям о существовании двух и больше магм разного состава, но главным образом базальтовой и гранитной.

Не рассматривая здесь существующих представлений о строении земной коры на глубоких уровнях и о физической природе более или менее всеми геологами признаваемых оболочек «сиаль» и «сима», я считаю возможным на основании изучения магматизма палеозоя Северного Кавказа и некоторых других складчатых областей СССР высказать соображения, наиболее отвечающие наблюдаемым геолого-петрографическим фактам, о вероятных путях образования палеозойских гранитов в этих геологических структурах геосинклинального типа.

Прежде всего проведенное расчленение палеозойских изверженных

[1] *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Введение в геологию [21, с. 14, 15].

пород на три магматических разновозрастных комплекса, представленные разнообразными последовательными дифференциатами, позволяет видеть резкое различие между комплексами по типам пород, входящих в них, и по их количественным соотношениям.

Нижнепалеозойский интрузивный комплекс, представленный главным образом основными и ультраосновными породами, меньше тоналитами и совсем в небольшом количестве кислыми дифференциатами (граниты, аляскиты, пегматиты и аплиты), может более или менее обоснованно рассматриваться как серия дифференциатов глубинной магмы, по составу близкой к базальтам, остаточные продукты дифференциации которой в виде небольших тел натриевых гранитов и аляскитов были интрудированы после внедрения ранних дифференциатов — габбро-амфиболитов, ультраосновных пород и тоналитов. Формирование нижнепалеозойского магматического комплекса отображает направленное развитие глубинного магматического очага, развивавшегося в нижнепалеозойское время в пределах каледонской геосинклинальной структуры Кавказа.

Что же касается среднепалеозойских и верхнепалеозойских гранитных и гранодиоритовых интрузий, также формировавшихся в несколько интрузивных фаз, то соотношения гранитных пород и «базифицированных» частей их краевых оторочек никак не укладываются в представление о дифференциации магмы основного состава.

Естественно, возникает вопрос: как образовалась магма, по составу близкая к гранитной, в результате глубинной дифференциации которой, отображающей ее направленное развитие, в более высокие горизонты интрудировали магмы различной кислотности и с различным содержанием щелочей, но в общем относящиеся к гранитному типу?

В этом отношении наиболее вероятной причиной образования гранитной магмы являются процессы переплавления (анатексис) сложной серии осадочных пород и залегающих среди них древних магматических образований в условиях прогибающихся геосинклинальных зон, возможно, с дополнительными местными источниками тепловой энергии (например, радиоактивность). Такие примерно взгляды высказывали ранее Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Эскола, Седерхольм и др.

Высказанное соображение о палингенном происхождении ассоциаций гранитных пород, не включающих значительных масс основных пород как часть, «закономерно» связанную с гранитами «кровным» родством, находится в большем соответствии с геологическими фактами и общими соображениями, чем представление об ювенильных, изначально существующих очагах гранитной магмы.

Пересчеты среднего химического состава (по Кларку) осадочной толщи земной коры, несомненно не отображающего истинного состава всей толщи осадочных пород, не позволяют вывести из этого среднего состава стройный ряд возможных дифференциатов, так как и в целом этот состав не отвечает составу какой-либо магматической породы, что в свое время было подчеркнуто Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. Вместе с тем ряд произведенных мной возможных вариантов такого пересчета позволяет думать, что наряду с преобладанием пород от ряда гранодиорит — диорит до габброидов средний состав осадочной толщи допускает возможность выплавления из нее в значительных размерах (до 15—20%) расплава, по составу близкого к гранитной эвтектике.

Резюмируя вышесказанные соображения о происхождении сущест-

венно гранитных интрузий среднего и верхнего палеозоя складчатой зоны, можно повторить слова Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, высказанные им в 1910 г. и уже приводившиеся мной в более ранней статье [26, с. 111—144] о том, что «...источником, откуда получаются начиная с архейской эры изверженные породы, является твердая земная кора, отдельные участки которой, периодически расплавляясь, дают начало магмам, которые или непосредственно соответствуют прежним древним типам изверженных пород, или приводятся к ним путем дифференциации». Но, как показывают наши материалы, этот процесс развития магматизма не является результатом простого периодического переплавления одних и тех же пород; магматические явления разных эпох качественно и количественно специфичны, и некоторые черты этой специфики, выражающей поступательное развитие магматизма в земной коре, начинают, правда еще не четко, вырисовываться.

Явления природы многообразны, поэтому процесс образования гранитов нельзя втиснуть ни в рамки одной кристаллизационной дифференциации, ни гранитизации, что фактически и признается даже в дискуссионных статьях, разбиравшихся в начале этой работы. Только дальнейшее развитие экспериментальных работ в условиях, приближающихся к природной обстановке, и углубленное, всестороннее геолого-петрографическое изучение развития магматизма во времени, в условиях как геосинклинальных структур, так и платформ, приведут к разрешению многих проблем петрогенезиса, часть из которых была затронута здесь.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Х. М.* Генетическая связь оруденения с интрузиями.— Ташкент: Изд-во АН УзбССР, 1950.
2. *Афанасьев Г. Д.* О древних интрузивных циклах Северо-Западного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1946, т. 4, № 5.
3. *Афанасьев Г. Д.* Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 4.
4. *Афанасьев Г. Д.* Явления микроклинизации в гранитодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 3.
5. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 69.
6. *Афанасьев Г. Д.* О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогенетическими обобщениями.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
7. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые данные о петрографическом значении полевых шпатов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 6.
8. *Афанасьев Г. Д.* О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4.
9. *Баклунд Х.* Проблема гранитизации.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
10. *Белянкин Д. С.* К интерпретации Ильменского петрографического комплекса.— Геол. вестн., 1926, № 1/3.
11. *Белянкин Д. С.* К вопросу о современном состоянии и перспективах учения о магмах и магматических горных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
12. *Белянкин Д. С., Турцев А. А.* К изучению гранито-диабазовых контактов на восточном побережье и островах Онежского озера.— Изв. Политехн. ин-та, 1925, № 29.
13. *Боуэн Н.* Магмы.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
14. *Дэли Р. О.* Изверженные породы и глубины земли. М.: ОНТИ, 1934.
15. *Коржинский Д. С.* Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1946.

16. *Коржинский Д. С.* Факторы равновесия при метасоматозе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 3.
17. *Куплетский Б. М.* Обзор современных взглядов на происхождение гранитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1942, № 3.
18. *Лебедев П. И.* Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками.— Тр. Северо-Кавказск. науч.-иссл. ин-та, 1930, № 75.
19. *Лебедев П. И.* Вопросы химизма, связанные с происхождением гранитов (концепции первой половины XIX столетия).— В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
20. *Лебедев П. И.* Академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг как теоретик петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1947.
21. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Введение в геологию. Пг.: Научн.-хим.-техн. изд-во, 1923.
22. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Успехи петрографии в России. Пг.: Изд-во Геол. ком., 1923.
23. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Проблемы магмы. Статья 1-я.— Учен. зап. ЛГУ, 1937, вып. 3, № 17.
24. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Спорные вопросы систематики и номенклатуры изверженных пород.— Докл. АН СССР. Нов. сер., 1938, вып. 21, № 3.
25. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Проблемы магмы. Статья 2-я.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 1; Он же. Избранные труды. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. I.
26. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Об основных проблемах петрогенезиса.— Изв. СПб. политехн. ин-та. Отд-ние техники, естествознания и математики, 1910, вып. 14, вып. 1.
27. *Ниггли П.* Проблемы образования гранитов.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
28. Проблемы образования гранитов. Сб. 2. Переводные статьи под ред. Н. И. Соустова. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. (В сборнике помещены следующие статьи: Р. Перрен и М. Рубо. О гранитной проблеме. 1949; П. Лападю-Арг. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. 1945; Баддингтон. Происхождение гранитных пород северо-западного Адирондака. 1948; Н. Боуэн. Гранитная проблема и метод многократных предубеждений. 1948; Х. Рид. Граниты и граниты. 1948.)
29. *Рестолл Р.* Проблема гранита.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
30. *Рид Х.* Размышления о граните.— Там же.
31. *Судовиков Н. Г.* Метасоматические граниты.— Вестн. ЛГУ, 1950, № 10.
32. *Erdmannsdörfer O. H.* Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insobesondere Zweiglimmer-graniten. Beiträge zur Min. und Petr., Heidelberg, 1948.
33. *Sarma N. L., Agrawal Y. K.* A note on the rapakivi structure in the epidiorite and injection gneiss of Dhanbad area.— Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. India, 1950, vol. 22, N 1.

УДК 552.321 : 553.2

ПРОБЛЕМА ГРАНИТОИДОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СВЯЗАННОЙ С НИМИ МЕТАЛЛОГЕНИИ [1, 2]

ВВЕДЕНИЕ [3]

При изучении природных процессов, зарождающихся на недоступных для непосредственного наблюдения глубинах, нужно в целях правильного понимания этих процессов не упускать из виду взаимосвязей магмы с вмещающими породами в месте ее зарождения, на путях перемещения

[1] Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
[2] Доклад в значительной мере дополняет статью того же автора, опубликованную к открытию совещания [5].
[3] Статья дана с незначительными сокращениями.— *Прим. ред.*

и в месте становления ее в изверженные породы. Мы обязаны учитывать для определенного отрезка геологической истории, на фоне общего развития магмообразования в земной коре, возникновение магматизма, его развитие и затухание.

Качественная специфика периодически возобновляющегося магмообразования, наличие противоречивых тенденций, характерных для магмы,— расплава и твердой среды вмещающих пород — также существенны для проблемы магматической петрографии. Вместе с тем не следует отрывать эти процессы от общей геологической обстановки, в которой они совершаются. Такая сложность изучения магматических процессов позволяет все же выдвинуть ведущую задачу — изучение связей полезных ископаемых с изверженными породами, разрешение которой может обеспечить дальнейший прогресс передовой советской петрографии. Петрографические исследования еще недостаточно ориентированы на оказание практической помощи развитию минерально-сырьевой базы. Долгом петрографов является активная разработка пограничной области знания между петрографией и учением о рудных полезных ископаемых эндогенного происхождения.

В настоящее время делается попытка обсудить некоторые результаты изучения проблемы образования гранитов и наметить главнейшие задачи, стоящие перед петрографами на пути к ее разрешению. Проблема происхождения гранитов освещается в этом докладе с общим геологическим развитием земной коры и формированием рудных и неметаллических полезных ископаемых.

Сказанным определяются узловые вопросы этой проблемы, требующие самого серьезного внимания со стороны петрографов.

1. Взаимосвязи гранитоидных пород с изверженными породами другого состава, выявленные на основе геолого-петрографического изучения развития магматизма определенных геологических структур.

2. Закономерности формирования гранитоидных пород в пределах отдельных отрезков геологического времени, с учетом зависимости от условий среды, в которой эти породы формировались.

3. Наличие генетических связей эндогенного оруденения с гранитоидными магмами.

4. Происхождение гранитоидов с точки зрения известных к настоящему времени фактов и теоретических предположений.

Поскольку некоторые из этих узловых вопросов за последние три года мной детально освещены в печати с разборами фактического материала и подробным изложением литературных данных, в настоящем докладе ряд разделов излагается в конспективной форме.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНИТОВ

Вопрос о происхождении гранитов, тесно связанный с общей проблемой петрогенезиса и с общепланетарной проблемой дифференциации вещества Земли, еще далек от своего разрешения. Это объясняется неполнотой геолого-петрографических наблюдений, недостаточным знанием истории геологического развития отдельных областей, недостатком фактов, даваемых геофизическими исследованиями, и, наконец, тем, что эксперименты с расплавами пока не выходят из круга «сухих» систем.

Зарубежные петрологи Ниггли, Боуэн, Рид, Баклунд и другие высту-

пили в последние годы (1942—1947) с итоговыми статьями[1], в которых, используя в основном опыт иностранных же петрографов, освещают современное состояние проблемы гранитов.

В статьях Боуэна не приводится убедительных, точно сформулированных аргументов ни в пользу магматического происхождения гранитов, ни против теории гранитизации.

Рид, говоря о фельдшпатизации, используя при этом труды петрографов французской школы, а также работы Харкера, Гольдшмидта, Андерсона, Рейнольдс, Спенсера, считает, что теория магматизма не в состоянии объяснить образование порфирокласт (и вкрапленников) калиевого полевого шпата в гранитах, в ксенолитах среди этих гранитов и, наконец, во вмещающих сланцах. Если осадочное происхождение включений (ксенолитов) доказать можно, то никто не может доказать магматического происхождения содержащих их порфировидных гранитов.

Проблема гранитов, включающая ряд таких сложных вопросов, как «проблема пространства», источник происхождения и способ перемещения гранитного вещества в земной коре, ставит целью анализ природных явлений, недоступных непосредственному наблюдению. В то же время имеются такие явления, как, с одной стороны, излияния огненно-жидких расплавленных лав гранитного состава, а с другой — фельдшпатизация осадочных твердых пород без их переплавления, с образованием пород, приближающихся к гранитам.

Рассматривая зарубежные работы, мы убеждаемся, что они не могут помочь нам в решении проблемы гранитов в целом, поскольку высказываемые в них суждения недостаточно аргументированы точными наблюдениями и фактами. Большинство зарубежных авторов не учитывают поступательного развития процессов, происходящих в земной коре, в том числе и процессов магматизма и меняющейся роли среды в ее взаимодействии с различными магматическими массами.

Взгляды советских петрографов на происхождение гранитов прежде всего и полнее всего отражены в работах академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга — последовательного сторонника магматического происхождения гранитов.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в одной из своих последних работ [15], в разделе «Кризис магмы», указывает, что со стороны метаморфических процессов (инъекционный метаморфизм) и процессов ассимиляции имеется угроза самому существованию интрузивной магмы. При этом он отмечает, что в результате процессов двойного обмена могут получаться породы, в общих чертах тождественные тем или иным магматическим породам, но такие случаи Ф. Ю. Левинсон-Лессинг объясняет возможностью конвергенции в процессах петрогенезиса.

Академик Д. С. Белянкин, признавая возможность участия магматических расплавов в образовании интрузии, вместе с тем учитывал большую роль летучих производных магмы. Он придавал большое значение изучению контактных процессов. Обоснованные теории о соотношении магматизма и метаморфизма, в том числе и процессов гранитизации, с учетом глубинности протекания этих процессов, высказали в последнее время В. А. Николаев и Н. А. Елисеев. Среди советских геоло-

[1] В нашей стране названные работы стали широко известны после выпуска двух переводных сборников «Проблемы образования гранитов» (см. [27, 28] в предыдущей статье).— *Прим. ред.*

гов убежденным сторонником метасоматического происхождения большинства гранитов является Н. Г. Судовиков. Интересные данные о гранитах архея Восточной Сибири опубликованы Н. В. Фроловой. Естественно, что представления этих исследователей, формировавшиеся на основе материала из областей с чрезвычайно интенсивным проявлением метаморфических процессов (докембрий Карелии и Восточной Сибири), не позволили им четко отграничить интрузивные образования гранитоидов магматического происхождения от тесно с ними связанных фельдшпатизированных и мигматизированных (гранитизированных) толщ, вмещающих интрузии.

Вопрос о магматическом или немагматическом происхождении гранитных пород связан с более общей проблемой — дифференциации вещества земной коры. Наиболее распространенные космогонические гипотезы допускают, что независимо от первичного происхождения земного вещества к моменту начала геологической истории Земли вещество земной коры дифференцировалось в схеме на «сиаль» и «сима» в наружных частях коры. Термодинамические условия земной коры этого начального периода пока недостаточно расшифрованы. Несомненно, архей дал наибольшие массы гранитных пород, частью в виде явных интрузий, частью в виде пород сложного происхождения (связанного с наложением процессов глубинного метаморфизма).

Вопросы магматизма, имеющие отношение к космогоническим проблемам, были частично затронуты в моей статье 1953 г. [5].

В настоящей статье основное внимание уделяется Земле.

Послеархейские образования гранитных масс приурочены в основном к областям горных складчатых сооружений, и периодичность их проявления тесно связана с тектоническими процессами.

Конкретное рассмотрение эволюции последокембрийского магматизма и образования послеархейских гранитных интрузий в последние годы проведено мной на примере Северо-Кавказской складчатой и некоторых других областей. Это позволило прийти к следующим главнейшим выводам о соотношении между магматическими и метасоматическими процессами при формировании гранитоидных пород в этих областях.

Изучение развития магматизма в пределах складчатой зоны Северного Кавказа в историческом разрезе показывает, что: 1) гранитоидные массивы не образовались на месте, а интрудировали; 2) формирование некоторых разновозрастных комплексов включает интрузивные и эффузивные, а также экструзивные фации пород гранитоидного состава; 3) формирование разновозрастных интрузивных комплексов протекало в течение длительного времени, в несколько последовательных фаз, существенно отличавшихся особенностями состава гранитоидов и характером их взаимодействия с вмещающими породами; 4) условия формирования интрузий — фациальная их принадлежность, объем интрузивных масс и специфика их вещественного состава — определяют наличие гранитизации и масштабы ее проявления.

В условиях абиссальной фации формирования интрузивных комплексов явления фельдшпатации (с привносом кремнекислоты) могут рассматриваться как типичное проявление гранитизации. При этом сохраняются унаследованные текстуры пород, подвергающихся гранитизации, чем и объясняется постепенность перехода гранитов в гранито-гнейсы и гнейсы аналогичного состава.

Рассматривая вопросы генезиса гранитоидов, П. Н. Кропоткин и В. С. Коптев-Дворников большое значение придают ассимиляции вмещающих пород внедряющейся магмой аляскитового состава, палингенной по происхождению, создающей гибридные породы — гранодиориты и др. Эти положения находятся в противоречии с описываемыми ими фактами.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ МАГМАТИЗМА НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-КАВКАЗСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Прежде чем перейти к рассмотрению имеющихся материалов по магматизму Северного Кавказа, считаю необходимым остановиться на понятиях, формулировки которых я давал в предыдущих работах [1, 3].

О комплексах, фазах и фациях магматических пород

Для выяснения петрогенезиса весьма важен вопрос об ассоциациях магматических пород, связанных единством происхождения. Еще в 80-х годах прошлого столетия Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [12] дал определение и применил в конкретной работе термин «петрографическая формация», означающий совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы, включая и связанные с ней пегматитовые жилы и рудные и иные месторождения (диабазовая формация, гранитовая формация и др.).

Понятие «петрографическая провинция» в первоначальном ее толковании [16] означало области, в которых изверженные породы, относящиеся к определенному типу извержения, имеют общие черты химического и минералогического состава, отличные от таковых пород в других областях.

Большинство крупнейших отечественных и зарубежных петрографов всегда учитывали и придавали большое значение сообществам изверженных горных пород, обычно усматривая общность происхождения пород, слагающих такие ассоциации.

Термин «комагматические породы» (или области) означает изверженные породы (или области их развития), отличающиеся особенностями, указывающими на общность их происхождения. Тот же смысл имеют и понятия «штамм», «кровное родство» и др.

Считая, что эти проблемы являются сейчас одними из главнейших в петрографии, я полагаю необходимым повторить формулировки понятий «магматический комплекс», «фаза» и «фация» магматических пород, данные мной в предыдущих работах.

Под м а г м а т и ч е с к и м к о м п л е к с о м понимается совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза. Понятие «магматический комплекс» является по сути дела более широким, чем «петрографическая формация», так как оно включает различные, от основных до кислых, дифференциаты, последовательно интрудирующие в течение длительного магматического цикла.

Ф а з а м и комплекса мы называем отдельные этапы проникновения закономерно меняющейся по составу магмы, поступающей под влиянием

возобновляющихся тектонических импульсов в верхние структурные этажи в течение определенного цикла тектогенеза, т. е. в отдельные этапы возобновления магматической деятельности, отражающие фазы изменения магматического источника, общего для комплекса в целом.

Под фацией магматических пород понимается совокупность пород, образующих геологические тела определенной формы, специфические особенности которых вызваны условиями формирования их в зависимости от пространственного положения по отношению к поверхности земной коры и к контактам с боковыми породами.

Магматизм Северного Кавказа

В соответствии со схемой геоструктурного расчленения северного склона Главного Кавказского хребта, предложенной В. Н. Робинсоном, могут быть выделены следующие основные структурные зоны этой области, ориентированные в северо-западном направлении и характеризующиеся развитием специфических проявлений магматизма. Размещение магматических комплексов разного возраста в структурных зонах схематически показано на карте [1]; в таблице дана возрастная схема расчленения магматических пород Северного Кавказа.

Зона Передового хребта. Антиклинальная структура Передового высокогорного хребта сложена в центральной части высоко метаморфизованными породами типа слюдистых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранатовых кристаллических сланцев. По северной периферии зоны Передового хребта высоко метаморфизованные породы ядра структуры сменяются толщей относительно слабо метаморфизованных зеленокаменных пород.

Нижнепалеозойский комплекс. К антиклинальной структуре Передового высокогорного хребта приурочен нижнепалеозойский комплекс магматических пород, представленный в эффузивной фации диабазами, спилитами, альбитофирами и альбитизированными порфиритами, а в интрузивной — последовательной серией: габбро-амфиболиты, серпентиниты, тоналиты, натриевые граниты и натриевые аляскиты. Интрузии сопровождаются жильной серией гранит-порфиров, пегматитов и аплитов, приуроченных часто к вмещающим породам.

Для кислых членов комплекса характерны натриевый облик и специфика породообразующих минералов интрузий и контактно измененных вмещающих пород, вытекающая из этой особенности.

С формированием интрузий этого комплекса в абиссальных условиях связаны процессы натриевого метасоматоза, приведшие к образованию своеобразных пород — альбит-олигоклазовых кварцевых диоритов. В пегматитовых и мощных кварцевых жилах, производных от интрузий натриевых гранитов, широко распространены апатит, стронциевый цоизит, бариевый целестин, рутил, мусковит и другие минералы. Скарновые залежи в контактной зоне натриевых гранитов содержат большое количество апатита, ильменита и в меньшем количестве магнетит, гематит и другие минералы.

Нижнепалеозойский комплекс пород распространен главным образом в пределах структурной зоны Передового хребта. В других структурных

[1] См. карту на стр. 92—93.— *Прим. ред.*

Магматические комплексы Северного Кавказа [1]

Комплекс	Интрузивная фация (средние глубины)		Гипабиссальная фация		Эффузивная фация
	интрузивные фации	жильные образования	интрузивные фации	жильные образования	
Кайнозойский	Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты	Аплиты, пегматиты	Лакколиты Пятигорья		Базальтоидные дайки, андезиты, дациты, липариты
Мезозойский	Лейкократовый комплекс Порфировые граниты Тырныауза	Делленитты, витрофиры (?)	Липариты(?), витрофиры(?), делленитты(?), кератофиры(?)		Кератофиры, диабазы
Верхнепалеозойский	Аляскиты	Гидротермальные жилы, аплиты, пегматиты	Кварцевые порфиры жерловой фации, гранит-порфиры	Гидротермальные жилы	Палеолипариты, палеодациты, палеоандезиты
	Пегматоидные граниты	Аплиты, пегматиты			
	Гранодиориты Диориты	Жильные Жильные			
Гранитов Главного хребта	Аляскиты	Гидротермальные жилы, аплиты, карбонатизированные пегматиты, жильные аляскиты	Аляскиты (прожилки)	Гидротермальные жилы	
	Двуслюдяные граниты	Гидротермальные жилы, аплиты, пегматиты, апофизы, жильные граниты	Граниты Гранодиориты, габбродиориты (интрузии малых, до средних глубин; возможен более молодой возраст)	Гидротермальные жилы, жилы кварцевых диоритов	?
	Микроклинизированные граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, габбродиориты	Спессартиты (?), *гранодиориты*			
Нижнепалеозойский	Na аляскиты, Na граниты Тоналиты, ультрабазиты, габбро-амфиболиты	Гидротермальные жилы, аплиты, пегматиты, лейкократовые Na граниты, жильные апофизы	Na гранит-порфиры	Аплиты, пегматиты	Кварцевые кератофиры, кератофиры (альбитофиры), альбитовые порфириты, альбитовые *диабазы*, спилиты

[1] Приводимое в настоящем докладе расчленение магматических пород на разновозрастные магматические комплексы и отнесение их к определенному возрасту уточнены проведенными после совещания исследованиями. В частности, гранитоиды комплекса Главного хребта обоснованно могут быть отнесены также к верхнему палеозою, а граниты и делленитты Тырныауза — к кайнозою. Лейкократовый комплекс Тырныауза, вероятнее всего, является производным уруштенского комплекса, подвергнутым переработке кайнозойскими гранитами.

зонах Северного Кавказа встречаются фрагменты этих относительно древних магматических образований. В перевальной зоне Главного хребта (верховья рек Аксаута, Марухи и др.) к этой же серии пород могут быть отнесены так называемые тектониты.

Верхнепалеозойский комплекс. Структура Передового хребта имеет сложное тектоническое строение, обусловленное разрывами как в направлении линейной ориентированности зоны, так, по-видимому, и в направле-

нии, близком к перпендикулярному. Сложность дифференциальных движений вдоль главных направлений разрывов привела к тому, что в северной подзоне обнажаются в различных блоках различные фации последующих внедрений гранитоидных пород верхнего палеозоя.

К этому комплексу мной отнесены интрузии красных гранодиоритов и гранитов с прорывающими их телами красных, реже серых лейкократовых гранитов и более поздних аляскитов в бассейнах рек Белой, Сахрая, Эшкакона и Малки. К этому же магматическому комплексу относятся эффузивы палеолипаритового и палеодацитового состава, сопряженные с красноцветными конгломератами и углистыми песчаниками и с нижнепермскими сланцами рек Малой и Большой Лабы, Аксаута и Теберды.

В структурно опущенных блоках с развитием верхнепалеозойских эффузивов вдоль региональных разломов, отделяющих северную подзону от южной, вместе с сериями эффузивов ассоциируются неккоподобные тела дацитового и гранит-порфирового состава (по рекам Малой и Большой Лабе, Бескесу и др.), местами пористые, с обильными лепешкообразными включениями внешне отличных пород. Эти гипабиссальные образования, вероятнее, рассматривать как корни вулканических излияний — жерловые образования, заполняющие протяженные трещины в земной коре.

В бассейне р. Кубани известен ряд мелких интрузий гранитного, аляскитового и гранит-порфирового состава, которые можно рассматривать как гипабиссальные интрузивные тела относительно (по сравнению, например, с интрузией р. Эшкакон) неглубокого залегания и только что вскрытые эрозией.

Для верхнепалеозойских магматических образований разной фациальной принадлежности и связанных с ними постмагматических жильных производных характерна специфическая минерализация, прослеживаемая и в интрузивных и в эффузивных фациях, а также в гидротермальных производных. Интрузии верхнего палеозоя в отличие от нижнепалеозойских не сопровождаются в больших масштабах метасоматическими новообразованиями за счет фельдшпатизации, обусловленной интрузиями.

Магматические образования представлены и в интрузивной и в эффузивной фациях. Последовательность формирования интрузий обычная — от более основных пород (диориты) к кислым (аляскиты). Для эффузивной фации, несмотря на повторяемость извержений вулканических продуктов различного состава (от андезитов до липаритов), все же вероятнее, что извержения начались с кислых лав. Если считать последними порциями магмы, завершающей вулканическую деятельность, те штокообразные тела, которые представляют корни излияний, то можно думать, что последние этапы вулканической деятельности сопровождались подъемом вязкой магмы дацитово-риолитового состава (граниты, гранит-порфиры).

Малые интрузии среднего (?)—верхнего (?) палеозоя. Следует сразу оговориться, что смысл выделения малых интрузий, с моей точки зрения, вызывается главным образом особенностями фациального их положения. Я не стою на точке зрения фетишизации металлогенической роли малых интрузий как формации с совершенно неопределенными границами по вещественному составу и оторванной от других, близких по возрасту проявлений магматизма.

По южной периферии Передового хребта, близ сочленений этой структуры с промежуточной зоной продольных депрессий, древние толщи, в том числе и нижнепалеозойские магматические породы, прорваны гипабиссальными телами — малыми интрузиями. К этому комплексу малых интрузий относятся массивы гор Ятыргварта, Магишо, Закан, Карабек, сел. Верхняя Теберда и др.

Малые интрузии формировались в гипабиссальных условиях, и этим определяются специфические особенности их структуры и минералогического состава. Сравнительная быстрота кристаллизации и удаление летучих привели в ряде случаев к сохранению следов неравновесности состава.

По химическим особенностям и особенностям породообразующих минералов эти интрузии сходны с некоторыми разновидностями гранитов Главного хребта. Малый объем интрузивных масс и большая роль ассимиляционных процессов сказались на особенностях структур и вещественного состава этих интрузий по сравнению с таковыми гранитоидов комплекса Главного хребта. По источнику происхождения (имея в виду магматический очаг) малые интрузии нельзя отрывать от близких по возрасту крупных интрузий. Можно лишь предполагать их своеобразие вследствие специальной направленности дифференциации в отшнуровавшихся локальных очагах на более высоких уровнях по отношению к общему источнику.

Зона Главного хребта. В пределах зоны Главного хребта могут быть выделены две подзоны — подзона Северного склона и перевальная подзона.

В антиклинальной структуре подзоны Северного склона развит комплекс гранитоидов Главного хребта, интрудировавший в толщу метаморфических пород, включающих фрагменты магматических пород и кристаллических сланцев нижнего палеозоя. Все обоснования для определения возрастных границ, расчленения на фазы формирования и выявления фациальной принадлежности интрузий этого комплекса изложены достаточно подробно в моей работе [3].

Формирование этого комплекса происходило в три интрузивные фазы. Более ранняя, гранодиоритовая фаза создала крупные, морфологически единые, но сложные по составу массы гранодиоритов с краевыми фациями до диоритов и габбро-диоритов.

Последующие интрузивные фазы привели к формированию массивов: а) двуслюдяных гранитов, сопровождаемых собственной лейкократовой жильной серией, и б) аляскитовых гранитов, также сопровождающихся пегматитами, аляскитами и гидротермальными жилами.

Интрузии первой фазы и частью вмещающие породы в глубинных условиях подверглись наложению калиевого метасоматоза (микроклинизация), что привело к преобразованию части гранитоидов первой фазы и вмещающих их породы в порфировидные граниты и порфировидные гнейсо-граниты.

Наиболее активными с точки зрения взаимодействия с вмещающими породами были интрузии двуслюдяных гранитов: с ними связаны биотитизация, турмалинизация и мигматитизация вмещающих пород. В результате произведенных выше исследований выяснилось, что кали-натриевый полевой шпат из различных по времени формирования интрузий этого

комплекса существенно отличается от кали-натриевого полевого шпата нижнепалеозойских интрузий.

Характерно отсутствие в пределах интрузивных тел гранитной и аляскитовой фаз меланократовой жильной серии типа лампрофиров. В гранодиоритах встречено всего два случая жильных, целиком измененных (карбонатизированных) бескварцевых пород типа тонкозернистых диоритов. В то же время во вмещающих породах южной периферии Мало-Лабинского участка развития гранитоидов этого комплекса достаточно широко проявлены жилы спессартитового состава. Поэтому петрографам необходимо уточнить время появления лампрофиров и доказать общность магматического источника для лампрофиров и тех или иных фаз гранитоидов. Это потому важно, что многие авторитетные специалисты считают соотношения лампрофиров и гранитов определяющими генезис гидротермального оруденения.

В перевальной подзоне широко развиты метаморфизованные породы типа габбро-амфиболитов, прорванные пластовыми интрузиями олигоклазовых гранодиоритовых и альбитовых гнейсов (так называемые тектониты), петрографически сходных с нижнепалеозойскими интрузиями Передового хребта. В этой подзоне развиты также мелкие тела свежих гранодиоритов и гранитов, а также жильные тела габбро-диабазового состава, которые, возможно, являются мезокайнозойскими магматическими образованиями.

С меланократовыми дайками этой подзоны (мезокайнозой?) связана сульфидная минерализация (медные колчеданы, пирротины, залегающие иногда в самих изверженных телах).

Мезозойские и кайнозойские проявления магматизма Северного Кавказа. Сложность структурного развития Северного Кавказа привела к тому, что западнее р. Кубани магматические образования мезокайнозоя в широком масштабе не проявились, но к востоку от нее они неоднократно наблюдались и описывались разными исследователями.

Характеристика магматизма мезокайнозоя основана главным образом на литературных материалах (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белянкин, А. П. Герасимов и др.), и данные по этому вопросу мной опубликованы.

Попытка обобщить материал по гранитным породам Тырныауза, района горы Тепли и по кератофирам р. Хулама не позволила подметить общие особенности разобщенных кислых пород, обычно относимых к мезозою [1].

Для гранитов Тырныауза, прорывающих мукуланскую свиту, характерна большая активность магмы, внедрение которой сопровождалось ассимиляцией карбонатных пород и их скарнированием. Интрузия гранитов сопровождается жилами липаритов (делленитов) и витрофиров. С. П. Соловьев высказал соображения о синхронности интрузий Баксана с экструзиями Пятигорья.

Контактово-метаморфические процессы, обусловленные тырныаузскими гранитами, весьма специфичны. В скарнах, связанных с этими гранитами, в отличие от нижнепалеозойских скарнов нет накопления фосфора и титана и, наоборот, концентрируются элементы, характерные для производных малых интрузий и двуслюдяных гранитов комплекса Главного хребта.

[1] В настоящее время мной опубликованы новые данные о расчленении магматических пород Северного Кавказа [6, 7].

К кислым эффузиям юрского возраста Д. С. Белянкин и А. П. Лебедев относят кератофиры р. Хулама, Черекско-Чегемского района, первоначально описанные Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и позднее В. В. Будянским как ортоклазовые порфиры.

Кайнозойская группа изверженных горных пород Северо-Кавказской складчатой области гораздо более четко обособляется от изверженных пород других возрастов; она представлена разностями, более ясно очерчиваемыми по составу и последовательности образования, чем мезозойская серия. К этому комплексу относятся широко известные гипабиссальные образования лакколитов Пятигорья, а также эффузивы Эльбруса и Казбека. В этой же ассоциации пород нами рассматриваются неоинтрузивные породы Теплинского района, относимые Д. С. Белянкиным к кайнозою.

А. П. Герасимов считает, что внедрение лакколитов произошло, во всяком случае, в послечокракское время; на основании косвенных данных он считает весьма вероятным послеакчагыльский возраст интрузий лакколитов, что, вероятно, совпадает с началом вулканической деятельности Эльбруса, давшей липаритовые туфы.

Работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга по лавам Центрального Кавказа и последующие работы многих исследователей (С. П. Соловьев и др.) позволяют думать, что излияния кавказских вулканов начались с липаритовых лав, сменились дацитовыми и закончились массовыми излияниями андезитов. По данным новейших исследований вулкана Кабарджин, проведенных В. И. Влодавцем, после излияния андезитовых лав произошел прорыв лав базальтоидного состава, но с весьма характерным общим повышенным содержанием щелочей и, в частности, калия. Неоинтрузивные граниты известны в бассейне р. Урух, в районе ледников Сангути и Донисар, а также в некоторых других местах. По описаниям Д. С. Белянкина, Л. А. Варданянца, М. И. Иициксона и других исследователей, молодые интрузии представлены гранодиоритовыми и гранитными породами в глубинной фации и близки к дацитам и андезитам в поверхностной фации. Несмотря на некоторые различия в химизме этих типов изверженных пород кайнозоя, все они обладают и общими специфическими чертами, присущими комплексу в целом, что говорит о едином источнике их происхождения. Менее ясно это для неоинтрузивных пород Теплинского района.

Естественно, что различная геологическая обстановка формирования отдельных групп в условиях разной фациальности (экструзии Пятигорья — лавы Эльбруса и т. д.) накладывает свой отпечаток, так как ассимиляция магмой вмещающих пород горизонта становления ее в изверженные породы более скажется на гипабиссальных магматических телах, чем на поверхностных лавах. Для кайнозойского комплекса характерна повышенная щелочность пород, особенно пород экструзивной фации, о чем свидетельствуют роговая обманка щелочного облика и пироксен с примесью эгириновой частицы. Характерно, что в экструзивных образованиях с высоким содержанием SiO_2 наблюдается обычно присутствие амфибола и пироксена, что правильнее объяснить гипабиссальными условиями сравнительно быстрой кристаллизации магмы, ассимилировавшей материал боковых пород.

Выводы по истории магматизма Северного Кавказа. На примере Северного Кавказа видно, что за время от верхнего докембрия до кайнозоя

включительно в пределах этой складчатой структуры неоднократно возобновлялась магматическая деятельность, приведшая к формированию по крайней мере четырех разновозрастных магматических комплексов, отличающихся специфическими особенностями состава пород и сопровождавшей их минерализации.

Итоги рассмотрения в таком историческом аспекте развития магматизма в пределах Северного Кавказа позволяют сказать, что формирование разновозрастных (послекембрийских), отличающихся по вещественному составу магматических комплексов обусловлено не периодическим проникновением магматических масс в верхние структурные этажи земной коры из одного постоянно действующего ювенильного источника, а развитие магматических очагов, периодически возникающих в глубоких частях земной коры.

Изученный материал послужил основанием для выделения двух типов естественных ассоциаций магматических комплексов, происхождение которых различно:

1) ассоциация основных и кислых пород, существенно натриевых по составу, проявляющаяся и в эффузивной и в интрузивной фациях; эта ассоциация включает в интрузивной фации ультраосновные серпентинизированные породы;

2) ассоциация, состоящая в интрузивной фации главным образом из пород гранодиоритового и гранитового состава — до габбро-диоритов и габбро; последние появляются в результате локальных процессов ассимиляции и контаминации гранитной магмы основным материалом ассимилируемых пород; в эффузивной фации эта ассоциация характеризуется значительным развитием кислых эффузивов (липаритов, дацитов), количественно все же подчиненных излияниям, по составу близким к андезитам и меньше к андезито-базальтам.

Помимо особенностей магматизма, обусловленных общим ходом развития земной коры в этих складчатых областях и отражающихся наряду с влиянием интрудируемой среды на специфике вещественного состава, существенную роль в формировании тех или иных конкретных магматических тел играют геологическая обстановка горизонта становления магмы в изверженные горные породы и, естественно, объем магматических масс. Эта совокупность условий определяет фациальность положения магматических тел.

В частности, явления мигматитизации, а также фельдшпатизации (гранитизации), сопровождающие внедрение гранитной магмы, имеют существенное значение в глубинных условиях формирования крупных масс магмы гранитного состава, в то время как гранитные интрузии более высоких уровней, а тем более экструзивные или эффузивные образования почти не изменяют вмещающих пород в этом направлении.

Сделанные на основе геолого-петрографического изучения Северного Кавказа (с привлечением материалов по другим территориям, лично изученным автором) выводы о закономерностях развития магматизма в этой области одновременно свидетельствуют и о сложности процессов его развития. Многообразие факторов, влияющих на особенности образующихся ассоциаций пород (качественные различия разновозрастных комплексов, влияние вмещающих пород, термодинамическая обстановка перемещения магматических масс и их становления в породы и т. д.), все же позволяет подчеркнуть примат магмы в формировании гранитоид-

ных пород послеархейских складчатых областей. При этом родоначальные магмы, образующие различные комплексы пород, как поднимающиеся из глубинных зон литосферы (включающие ультраосновные породы и габброиды), так и магмы палингенные, возникающие за счет локального анатексиса сиалической оболочки, в силу законов, пока не обнаруженных, но объединяемых под общим названием «магматической дифференциации», расщепляются на ряд последовательных дифференциатов в направлении от более основных к более кислым разностям. Периодичность качественно различного магмообразования, свидетельствующая об отсутствии постоянно действующего ювенильного источника магмы, приводит в схеме к формированию трехчленной серии гранитоидов — гранодиориты, граниты, аляскиты. Для серий, включающих ультраосновные породы, предшествующими дифференциатами являются гипербазиты и габбро-амфиболиты.

Такова эмпирически наблюдаемая закономерность. Эта схема в ряде случаев осложнена появлением особых типов пород (сиениты, сиенит-диориты, ущелоченные разности, метасоматиты и др.). Выяснение причин, обусловливающих магматическую дифференциацию в указанном направлении и появление специфических типов пород, а также причин той или иной последовательности их внедрения требует большой полевой и экспериментальной работы.

Металлогенические особенности магматизма Северного Кавказа. Металлогения, связанная с нижнепалеозойским магматизмом. Вулканогенные толщи, состоящие из зеленокаменных пород — альбитофиров, натриевых кератофиров, диабазов, спилитов и сланцев, содержат месторождения колчеданных руд, аналогичные многим другим таким же месторождениям мира и притом — что весьма знаменательно — относящиеся примерно к одному отрезку времени геологической истории.

Источник рудного вещества этих месторождений может, видимо, быть двояким: 1) сами эффузивы и 2) интрузии натриевых гранитов с пиритизированными дайками лейкократовых альбит-порфиров.

Имеются и кварцевые жилы с галенитом и пиритом, соответственно метаморфизованные, залегающие в приконтактовом ореоле интрузии и содержащие примеси, характерные для колчеданных руд. Для кислых интрузий характерна геохимическая специфика в виде постоянного присутствия Sr, Ti, P и ограниченного — ряда редких элементов. Эта специфика проявляется и в интрузивных телах (натриевый плагиоклаз, наличие стронция в породообразующих минералах), в пегматитах (стронциевый цоизит и другие минералы эпидотовой группы, стронциевый апатит, бариевый целестин) и в гидротермально-пневматолитовых образованиях (стронциевый апатит, минералы эпидотовой группы со стронцием, карбонаты стронция и меньше бария, рутил и др.). Наконец, контактовые скарновые месторождения характеризуются также развитием ильменита, стронциевого апатита и других специфических минералов.

Выявленные типы минерализации пегматитовых, контактово-метасоматических и гидротермальных образований связаны с интрузиями и находятся обычно в небольшом удалении от них. Внедрения каких-либо магматических негранитных пород между внедрением интрузий гранитов и появлением рудоносных дериватов не обнаружено. В данном случае можно считать, что главнейшие проявления минерализации генетически связаны с формированием гранитной фазы комплекса.

Металлогения гранитоидов Главного хребта. Здесь наиболее четко проявлена минерализация, связанная с гранитной и аляскитовой фазами. Гранодиориты и порфировидные гранитоиды вызывают изменения иного типа. С интрузией двуслюдяных гранитов связаны гидротермальные жилы, залегающие в кровле гранитной интрузии на расстоянии около 1000 м по вертикали. Граниты, расположенные в одной структуре с рудными жилами, в прикровлевых участках содержат те же рудные минералы, обнаруживаемые в искусственных шлихах. Кварц-шеелитовое оруденение с сульфидами, находящееся в структурно-территориальной связи с малыми интрузиями, но уже в зоне Передового хребта в виде полиметаллических и шеелитовых жил, сечет породы кровли малых интрузий, однако при этом не обнаружено случаев пересечения такими жилами самих интрузивных тел. Возраст оруденения определенный: а) жилы не переходят в отложения триаса; б) в основании красноцветных конгломератов нижней перми установлены рудные минералы лишь во вторичном залегании.

Металлоносность других магматических комплексов — верхнепалеозойского и кайнозойского — здесь не рассматривается. Отметим только, что она специфична и проявляется в связи с магматическими образованиями различных стадий (интрузии, экструзии и эффузии — лавовые потоки кислой магмы).

В отношении полиметаллического оруденения, связанного с верхнепалеозойским комплексом, следует отметить, что апикальные части мелких интрузий в тектонически опущенных участках зоны развития этих гранитоидов обычно подвергнуты эпимагматической минерализации, что находит свое выражение в обильной пиритизации и образовании небольших участков, обильных по содержанию минералов каолиновой группы, ассоциирующихся с другими, более редкими минералами. Вместе с тем внутри гранитного массива встречены небольшие линзообразные залежи галенита с сопутствующим ему сфалеритом.

В несколько иных тектонических условиях залегают недалеко расположенные рудные полиметаллические жилы. Эти рудные жилы и обильно развитые там гранит-порфиры верхнего палеозоя, несомненно, происходят из одного источника. Об этом свидетельствует их тесная пространственная ассоциация, наличие обильных сульфидов в качестве минералов-примесей (в том числе и галенита) в гранит-порфирах. Данных, указывающих, что внедрение лампрофиров происходило здесь между внедрением даек гранит-порфиров и рудоносных жил, для этого участка нет.

Приведенные материалы позволяют считать доказанной генетическую связь разных типов оруденения с активными интрузивными массами. Из сказанного с полной определенностью вытекает вывод о специфической минерализации, связанной с кислыми магмами разновозрастных магматических комплексов. О том же говорит и специфическая минерализация, проявляющаяся в разновозрастных эффузивах, обусловленная в одних случаях поствулканическими процессами, в других — обогащением рудными минералами самих эффузивных пород. Например, можно ставить вопрос о связи колчеданов со спилито-кератофировой формацией (альбитофиры, натриевые кератофиры). С другой стороны, некоторые молодые эффузивы (например, кайнозойские эффузивы Средиземноморья) обогащены редкими элементами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере Северного Кавказа мной схематично показаны узловые вопросы проблемы гранитов, подчас перерастающие в проблемы более широкие. Сделанные выводы безусловно требуют обсуждения и детального сравнения с магматизмом и металлогенией других складчатых зон. При таком сопоставлении достоверных фактов можно будет обнаружить общие закономерности развития магматизма в земной коре в послеархейское время.

Прежде чем резюмировать основные положения доклада, целесообразно остановиться на возможной аналогии магматизма Северного Кавказа с магматизмом других районов и кратко на существующих представлениях о генетических связях оруденения с магматическими породами.

Итоги петрографического изучения ряда территорий Урала и Центрального Казахстана, изложенные в работах Е. А. Кузнецова, Н. А. Сирина, Е. Е. Захарова, В. С. Коптева-Дворникова и других ученых, позволяют думать, что подмеченные на Северном Кавказе закономерности развития магматизма проявляются и на этих территориях.

Вместе с тем, на мой взгляд, схема формирования гранитоидных комплексов Центрального Казахстана, изложенная В. С. Коптевым-Дворниковым, страдает нечеткостью и некоторыми противоречиями. Остается неясным, что понимает он под «фазой» комплекса и что представляет сам «магматический комплекс». В частности, вызывают недоумение дайки второго этапа жильной фазы комплексов: они связываются в одно целое с гранитоидными интрузиями, а происходят из независимого, подлежащего, глубинного источника. Это тем более непонятно, что разнообразие пород комплекса объясняется гибридизацией лейкократовой магмы, возникшей как эвтектоидная выплавка пород сиаля.

На Урале гранитоиды развиты (не учитывая при этом щелочных и сиенитовых пород) в составе двух четко разделяющихся комплексов — микроклиновых гранитов осевой полосы и плагиогранитов габбро-перидотитовой формации. Возрастное положение этих различных гранитоидов еще недостаточно уточнено, но тем не менее весьма вероятно, что развитие магматизма здесь подчинено примерно тем же закономерностям, какие наблюдаются для близких по возрасту магматических комплексов других складчатых областей, в частности для палеозойских комплексов Северного Кавказа.

Я уже отмечал [5] основной недостаток металлогенических построений, заключающийся в отрыве их от изучения постулируемого источника эндогенного оруденения — магматических горных пород. Наши ведущие специалисты утверждают наличие таких связей, однако не проводят той обязательной предварительной работы, которую настойчиво рекомендовал академик С. С. Смирнов,— всестороннего изучения магматических комплексов.

В частности, с одной стороны, чрезмерное увлечение Х. М. Абдуллаева гипотезой ассимиляционной специализации магм за счет вмещающих пород горизонта становления интрузий сближает его воззрения с точкой зрения Сулливана о том, что первоисточником вещества для рудных месторождений, связанных с послеархейскими гранитами, являются те осадочные и вулканогенные породы, при гранитизации которых на месте их залегания образуются гранитные тела.

С другой стороны, как известно, советские исследователи, признающие и доказывающие генетические связи оруденения с интрузиями и обычно находящие конкретные доказательства этого для скарновых, пегматитовых месторождений, при рассмотрении вопроса о гидротермальных полиметаллических месторождениях уклоняются от доказательства таких связей. Они считают, что такая связь возможна, если, подобно Хьюлину, придерживаться взгляда, что в ходе интрузивного процесса гидротермальные жилы образуются после лампрофиров, секущих уже сформировавшиеся гранитные интрузии.

Такое решение вопроса, что лампрофиры и гидротермальные рудные жилы происходят от независимого, лежащего под гранитами глубинного источника (В. С. Коптев-Дворников) или что основные порции рудоносных растворов формировались в глубинных «корневых частях рудоносного магматического комплекса» (С. С. Смирнов, Ф. И. Вольфсон), на самом деле не является доказательством связи гидротермальных месторождений с интрузиями, а приближается к точке зрения Хьюлина о подкоровом происхождении гидротермальных месторождений. При таких соотношениях лампрофиров, гранитов и оруденения мы в самом лучшем случае можем говорить лишь о парагенетических связях между интрузиями и оруденением, а это не поможет выработке критериев и созданию прогнозных карт. Вопрос о связи так называемых малых интрузий и оруденения требует прежде всего уточнения самого понятия «малые интрузии» и их взаимосвязей с другими проявлениями магматизма в данной структурной зоне, включая и развитие магматических очагов. Иначе логика опять заставит нас углубляться в неизведанные области, не выявляя связей с конкретными магматическими телами.

Резюмируя изложенное в этом докладе, а также в ряде моих статей за последние годы, можно высказать следующие основные положения.

1. Изверженные породы складчатых областей образуют закономерные разновозрастные ассоциации — магматические комплексы, приуроченные к определенным геоструктурным зонам.

2. Магматические комплексы формируются путем проникновения в верхние структурные этажи последовательных дифференциатов глубинной магмы, расщепление которой происходит благодаря совокупности сложных физико-химических процессов, нами еще не разгаданных, называемых собирательно «магматической дифференциацией».

3. Пример Северо-Кавказской складчатой области позволяет (если новые данные не внесут уточнения в возраст интрузий Главного хребта) наметить от кембрия до кайнозоя включительно не меньше четырех качественно различных разновозрастных магматических комплексов, что свидетельствует об отсутствии постоянного ювенильного источника магмы и, наоборот, говорит о периодичности магмообразования в земной коре.

4. На примере Северо-Кавказской складчатой области вырисовываются две главные серии магматических пород: а) серия, включающая дифференциаты от ультраосновных пород до относительно небольших, но активных интрузий натриевых гранитов; б) серия гранодиорит — гранит — аляскит с краевыми базифицированными оторочками за счет ассимиляции вмещающих пород, происшедшая за счет анатексиса и гомогенизации разнородных пород сиаля.

5. Формирование кислых членов интрузивных комплексов приводит к образованию трехчленной серии последовательных интрузий (гранодио-

рит — гранит — аляскит), сопровождаемый жильными сериями и выделением подвижных и летучих компонентов в окружающую среду.

6. Эндогенное рудообразование — контактово-метасоматическое, эпимагматическое, пегматитовое и гидротермальное — достаточно определенно генетически связано с интрузивными массами, относительно абиссальными. В условиях гипабиссальной фации гидротермальные месторождения связаны с интрузиями парагенетически. Некоторые кислые магматические, в том числе и эффузивные, породы вследствие эпимагматической и собственно магматической обогащенности являются носителями ценных рудных полезных ископаемых.

7. Важнейшими факторами эндогенного рудообразования являются: а) потенциальная и вместе с тем специфическая металлоносность магм различных геологических эпох; б) воздействие среды формирования интрузий в виде прямого обогащения магмы отдельными компонентами или их возможного своеобразного катализирующего действия; в) термодинамическая обстановка формирования изверженных пород из магмы (фациальная обстановка, объемы изверженных масс), определяющая длительность взаимодействия магмы со средой и прогрев ее: сюда же, в частности, следует отнести скорость кристаллизации и формы отделения, а также концентрации летучих компонентов; г) структурная подготовленность участков земной коры: наличие благоприятных структур регионального значения (складчатость, разломы) и локальных структур (трещиноватость).

8. Главнейшими критериями, определяющими возможные генетические связи металлоносности и магматических комплексов, являются: а) наличие тектонических структур и магмопроявлений; б) возрастная близость и геологический возраст магматических комплексов и проявлений оруденения; в) структурно-территориальная сопряженность рудных проявлений и магматических комплексов; г) специфика вещественного состава магматических пород и рудных проявлений с учетом акцессорных минералов и элементов примесей, а также изотопного состава отдельных образований.

Некоторые задачи

Основное внимание петрографам необходимо обратить на разработку проблемы «Генетические связи полезных ископаемых с магматическими породами» и на выявление критериев, определяющих эти связи. В решении этой проблемы большое народнохозяйственное значение имеет петрография, как наука, способная оказать помощь расширению минерально-сырьевой базы СССР. Решение этой основной проблемы должно опираться на глубокое петрографо-структурно-геохимическое изучение разновозрастных магматических комплексов из областей с различной историей геолого-структурного развития, и в первую очередь на примере важнейших рудоносных районов.

Совершенно необходимо возобновить издание серии «Петрография СССР», для которой должны быть созданы сводные работы по различным геологическим районам. В создании таких сводных работ должны принять участие как коллективы петрографов центральных научных учреждений, так и петрографы, работающие в филиалах Академии наук СССР, в республиканских академиях и в территориальных управлениях различных министерств.

Необходимо максимальное расширение петрографических исследований с целью, во-первых, восполнить недостаточную петрографическую изученность, а во-вторых, решить основные теоретические и практические проблемы петрографии на примере уже изученных районов.

Серьезное внимание петрографы должны уделить глубокому, всестороннему изучению вещества изверженных горных пород и связанных с ними производных контактового и гидротермального происхождения. При этом должны найти применение все современные методики, включая изучение изотопного состава.

Одной из важнейших задач советской петрографии является уточнение ее геологических проблем — механизма интрузий, морфологии эффузивных образований, фаций магматических пород, их формаций и провинций и т. д. Существенное значение для достижения этой цели будет иметь разработка методов петрографо-структурного анализа. При этом следует обратить сугубое внимание на выяснение в разных областях, с разной геологической историей, последовательности внедрения магматических производных, связанных с единым источником, и, в частности, на положение в общем магматическом процессе жильных пород и рудных месторождений различного генезиса.

Должно быть максимально увеличено количество определений абсолютного возраста магматических пород из разных районов. Для реализации этого необходимо расширить объем работ существующих лабораторий, *а также создать новые, как в центре, так и на периферии.*

Уверенность в надежности выявленных факторов, позволяющих делать выводы о закономерностях развития магматизма в различных геологических районах, имеет существенное значение для сопредельных наук — геохимии, геофизики и даже для космогонии. Поэтому петрография, разрабатывая конкретные народнохозяйственной важности проблемы о связях магматизма и полезных ископаемых, не должна упускать из виду и другие теоретические проблемы, требующие углубленного изучения на базе достижений определенных наук: дифференциацию, последовательность формирования магматических комплексов, в частности эффузивных серий, метаморфизм и т. п.

Необходимо всячески стимулировать развитие экспериментальных исследований с моделированием условий, близких к природным (давление, температура, летучие). В частности, необходимо воспроизвести моделирование гидрохимических процессов для расшифровки роли метасоматизма в явлениях петрогенезиса и рудообразования. Важная проблема петрографии — магматическая дифференциация — в значительной мере определяется способностью силикатных расплавов к ликвации. Целесообразно вернуться к исследованию этого вопроса экспериментальным путем.

Коллективное обсуждение на местах наиболее изученных и показательных петрографических объектов — лучший способ добиться единства взглядов петрографов по многим дискуссионным вопросам. С этой целью необходимо организовать экскурсии под руководством наиболее компетентных специалистов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 4.
2. *Афанасьев Г. Д.* О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.

3. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. петрогр., 1950, вып. 69, № 38.
4. *Афанасьев Г. Д.* О роли гранитизации в формировании гранитоидных массивов некоторых складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 4.
5. *Афанасьев Г. Д.* К проблеме гранита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1.
6. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые очередные проблемы магматизма Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 5.
7. *Афанасьев Г. Д.* Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 4.
8. *Варданянц Л. А.* Материалы по неоинтрузиям Горной Осетии.— В кн.: Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. 1938, вып. 1.
9. *Герасимов А. П.* Кристаллические породы северных лакколитов Пятигорья.— Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1937, вып. 93.
10. *Коптев-Дворников В. С.* К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов: (На примере Центрального Казахстана).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4.
11. *Лебедев А. П.* Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. петрог., 1950, вып. 113, № 33.
12. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Олонецкая диабазовая формация.— Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей, 1888, вып. 19; То же.— В кн.: Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избр. труды. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 3.
13. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Об основных проблемах петрогенезиса.— Изв. СПб. политехн. ин-та, 1910, вып. 14; То же.— В кн.: Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избр. труды. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 1.
14. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Вулканы и лавы Центрального Кавказа.— Изв. СПб. политехн. ин-та, 1913, вып. 20; То же.— В кн.: Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избр. труды. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 1.
15. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Проблемы магмы. Статья первая.— Учен. зап. ЛГУ, 1937, вып. 3, № 17; То же.— В кн.: Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избр. труды. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 1.
16. *Judd J. W.* On the gabbros and basalts of Tertiary age in Scotland and Ireland.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1886, vol. 42.
17. *Sullivan C. J.* Ore and granitization.— Econ. Geol., 1949, vol. 44, N 4.

УДК 553.212

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ИЗУЧЕНИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА [1, 2]

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Базитовый магматизм в истории развития земной коры играет существенную роль. Поэтому инициатива А. П. Лебедева, поставившего вопрос о проведении симпозиума по базитам, была поддержана его товарищами и ближайшими учениками. Петрографический комитет включил в свой план проведение этого совещания.

Как многие аспекты петрологии, базитовая проблема в настоящее время приобрела, помимо собственно петрологического значения, также и общегеологическое.

Достаточно хорошо известно, что с базитовым магматизмом связаны многие полезные ископаемые эндогенного происхождения — сульфидные никелевые месторождения, ассоциирующиеся с дифференцированными интрузиями основной магмы, медноколчеданные руды, ассоциирующиеся

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3.

[2] Расширенное вступительное слово на открытии симпозиума по базальтоидному магматизму 10—12 декабря 1968 г. в ИГЕМ АН СССР.

с породами базальтоидно-кератофировой магмы складчатых областей, и др.

Познание базальтоидного магматизма — одна из основ решения проблемы о строении и составе земной коры и об ее соотношениях с так называемой мантией Земли.

Современные геофизические и экспериментальные данные позволяют однозначно считать, что выделение в нижней части земной коры (при предполагаемом ограничении коры снизу поверхностью Мохоровичича) «базальтового» слоя и ограничивающей его сверху «поверхности Конрада» не имеет надежных оснований.

Большие успехи имеются в области изучения конкретных базальтоидных формаций: траппы Сибирской платформы, Индии, Южной Африки, Южной Америки, Антарктиды и других регионов описаны в монографиях отечественных и зарубежных петрографов; спилит-диабаз-кератофировые формации как древних, так и молодых складчатых областей также достаточно хорошо изучены в пределах Урала, Кавказа, Аппалачей и других горноскладчатых регионов. Однако многие геолого-петрологические и геохимические аспекты базальтоидной проблемы еще совершенно недостаточно выяснены. В частности, необходимо уточнить соотношение базальтоидных пород с породами щелочно-базальтоидного и ультрабазитового рядов. Кроме того, проблема базальтоидного магматизма по существу неотделима от проблемы о родоначальных магмах в истории эволюции земной коры.

В настоящее время особенно назрела необходимость в подходе к проблеме базитового магматизма с позиций магматической геологии. Здесь имеется в виду синтез данных петрологии, радиогеологии, тектоники, геофизики и геохимии, относящихся к магматическим, большей частью комплементарным сериям пород.

Представляется возможным высказать некоторые общие соображения в этом плане.

1. Базитовый магматизм, обусловленный эндогенными причинами, неоднократно проявлялся в различной структурной обстановке, во всяком случае с середины протерозоя. Более древние формации базитов как складчатых областей, так и платформенных участков сильно метаморфизованы.

2. В первом приближении базальтоидный магматизм в геологической истории нашей планеты можно подразделить на два типа: а) связанный с формированием подвижных зон, проходящих стадию геосинклинального развития; б) базальтоидный магматизм платформ и щитов.

3. Сохранившиеся от эрозии и выходящие на современную поверхность эффузивно-экструзивные образования складчатых зон представлены сериями диабазовых и кератофировых пород. Глубинные формации этого типа представлены габброидно-плагиогранитными ассоциациями пород.

4. Среди платформенных базальтоидных формаций известны: а) глубинные стратифицированные интрузивные формации типа мончегорского комплекса, Сёдбери, Бушвельд, Воронежского массива; б) долерит-трахиандезитовые комплексы преимущественно силловой фации. Они известны в пределах щитов в виде разновозрастных магматических серий. К ним, в частности, относится траповая формация Сибири.

Нужно подчеркнуть следующие особенности этих природных ассоциаций: если брать ассоциации в целом, то собственно базальтоидными и габброидными породами в этих ассоциациях сочетаются также переходные кислые, сиенитовые и трахитоидные породы. Это особенно отчетливо видно

на примере диабаз-кератофировых серий складчатых зон и силло-вулканогенных ассоциаций долерит-трахитоидного состава платформенных областей.

Обращаясь к повторяемости базальтоидных формаций в геологической истории, можно привести следующие известные факты.

По данным Мак Доугалла и Компстона [26], долериты Гвианского щита (север Южно-Американского континента) имеют Rb-Sr возраст 1700—1800 млн. лет. Авторы считают эти долериты петрографическим подобием долеритов Южной Африки, Антарктиды и Тасмании.

В работе Праема и др. [29] указано, что K-Ar возраст долеритов Гвианского щита дал две группы цифр — 1700 млн. лет и пермо-триасовый — 230 млн. лет.

По данным Мелфи и др. (1967 г.), базальты из кернов в бассейне р. Параны (Южная Бразилия) показали верхнеюрский возраст — 140 млн. лет. Диабазы и базальты, рассмотренные в статье Амарел и др. [20], в большей части, вероятно, представляют щелочную ветвь. Среди диабазов и базальтов, видимо, имеются и юрские и меловые образования. Платформенные долериты Южной Африки, Тасмании, Антарктики и платформенной Лабино-Малкинской зоны Северного Кавказа дают идентичные цифры возраста — 180—170 млн. лет, а трахитоидно-андезитовые вулканогены из этих ассоциаций — 160—150 млн. лет. Маймеча-Котуйский сложно дифференцированный комплекс по данным K-Ar метода относится к пермским образованиям (по В. И. Гоньшаковой — 250—270 млн. лет). Долериты (траппы) Норильска показывают K-Ar возраст 220—240 млн. лет. В отношении возраста траппов Сибири надо считаться: 1) с разновозрастностью их, 2) с возможностью контаминации радиогенным аргоном за счет прорываемого ими докембрийского кристаллического фундамента.

Глубинные интрузивные комплексы Монче-Тундры, Седбери, Бушвельд, Воронежского массива, несмотря на разброс цифр, вероятнее, относятся к периоду, датируемому 1800—2000 млн. лет.

Соотношения альпинотипных гипербазитов (серпентиниты) в настоящей статье не затрагиваются; это особая тема. Однако можно сказать, что геологическая их позиция в большинстве случаев неясна, а определения абсолютного возраста противоречивы и сопровождаются методическими трудностями.

Уже в 1966 г. автором были опубликованы цифры K-Ar возраста для серпентинитов Кавказа, Пакистана, Урала, обычно резко отличающиеся от их геологической позиции. Добавлю лишь, что, по данным Харта, серпентиниты из желоба Пуэрто-Рико имеют возраст <8 млн. лет. Нодули оливинитов в лаве излияния 1801 г. (Гавайские острова) дали возраст 3 млрд. лет. По нашим данным, серпентиниты подводного Карлсбергского хребта (Индийский океан) показали 700 млн. лет.

К ГЕОХИМИИ БАЗИТОВ

Существенным является углубление и расширение исследований по распространению в базитах ^{87}Sr как основы для суждений о петрогенезисе базальтоидных пород.

По-видимому, существенную пользу для решения проблем петрогенезиса может принести выявление различий в изотопном составе кислорода в разных горных породах и оболочках нашей планеты.

Еще недостаточно ясна картина возможных причин изотопного фракционирования кислорода при тех или иных процессах. Полученные за последние годы (10-летие) цифры не всегда сопоставимы из-за различий применяемой методики или положенного в основу стандарта. Однако уже сейчас становится ясным, что по сравнению с кислородом океанических вод наименее обогащен изотопом ^{18}O кислород ультраосновных пород и ахондритовых метеоритов.

Для дунитов $\delta^{18}O/^{16}O=5{,}2-5{,}8$ (в ‰) гранитные породы имеют: $\delta^{18}O/^{16}O$ – для плагиогранитовой ветви – 7,8; $\delta^{18}O/^{16}O$ – соответственно гранитов – 8,5–9, но кварц из них обычно имеет $\delta^{18}O/^{16}O$ от 9,5 до 10.

Вместе с тем биотит из магматических гранитоидов дает $\delta^{18}O/^{16}O=4{,}7-5{,}2$.

Базальты, трахиты обычно имеют $\delta^{18}O/^{16}O=6{,}0-6{,}5$, т. е. содержание в них ^{18}O меньшее, чем в гранитах, но большее, чем в биотитах из гранитов.

Вместе с тем известно, что кислород современной атмосферы сильно обогащен тяжелым изотопом ^{18}O (по А. П. Виноградову, кислород атмосферы содержит 0,2039 атомн.% ^{18}O, а морская вода – 0,1995 атомн.% ^{18}O).

Осадочные породы (карбонатные и кремнистые) наиболее обогащены ^{18}O, в то время как, по данным И. Д. Донцовой, содержание ^{18}O в кислороде эндогенных карбонатитов заметно меньше, чем в ультрабазитах.

Все это показывает, что предстоит еще большая работа по изучению нового фактического материала и геологическому осмысливанию вариаций изотопного состава кислорода в горных породах.

Данные вариаций изотопного состава серы сульфидов из разных групп пород и руд также еще не позволяют сделать вполне определенные выводы о процессах петрогенезиса и рудогенезиса. Однако некоторые тенденции вариаций изотопного состава серы установлены. Метеоритная сера характеризуется постоянным отношением изотопов ^{32}S и ^{34}S, которое колеблется около 22,22. Наблюдается некоторое изменение (повышение) содержания тяжелого изотопа ^{34}S в рудах различного состава, возраста и в различной геологической обстановке.

Месторождения, однотипные по связи с глубинными дифференцированными интрузиями базальтовой магмы и по приуроченности к древним щитам (Сёдбери, Монче-Тундра, Воронежский массив) с возрастом интрузий около 1900 млн. лет, имеют весьма близкое отношение изотопов ^{32}S и ^{34}S. Для сульфидов из этих трех докембрийских медно-никелевых платформенных месторождений $\delta\,^{34}S$ равны соответственно (‰): +0,17; +0,16 и +0,15.

Сера сульфидов платформенных Cu-Ni месторождений, но триасового возраста (типа Норильск, Талланах) имеет $\delta\,^{34}S=+0{,}8$, т. е. более обогащена тяжелым изотопом ^{34}S.

Некоторые вариации различий изотопного состава серы сульфидов усматриваются из сравнения данных по девонским и юрским колчеданным рудам Большого Кавказа. $\delta\,^{34}S$ серы сульфидов Бескесского и Урупского месторождений $= +0{,}31$, а для юрского Филизчайского $\delta\,^{34}S=+0{,}36$.

Сравнение накопленных данных по распространению стабильных и радиогенных изотопов в земных горных породах и метеоритах свидетельствует скорее о парагенетических соотношениях вещества нашей планеты и известного нам метеоритного материала.

Выявление петрохимической и геохимической специфики разновозрастных и приуроченных к разным структурным элементам земной коры

магматических комплексов и входящих в них базитовых формаций является повседневной задачей будущих исследований базальтоидных формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

К ВОПРОСУ О МАТЕРИНСКИХ МАГМАХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ С УЧАСТИЕМ БАЗИТОВ

Зарождающиеся на глубине магматические очаги являются источником родоначальной магмы, которая, поднимаясь, поступает на различные уровни верхней оболочки Земли, претерпевая на этом сложном пути дифференциацию различных типов.

Мы можем приблизиться к представлению о составе родоначальной магмы того или иного комплекса, если будет доказана комагматичность пород или формаций, слагающих магматические комплексы, и учтены вероятные объемы дифференциатов.

Формулировка понятия «магматический комплекс» давалась мной в 1950 г. Конкретная формация изверженных пород отвечает формированию производных промежуточного магматического очага в условиях единой фации.

Магматический комплекс обычно включает несколько конкретных комагматических формаций. По-видимому, достаточно общепризнанным является представление, что современная земная кора (безотносительно, ограничивается ли она снизу поверхностью Мохо или простирается глубже), гетерогенная по составу, формировалась в течение геологической истории Земли за счет глубинных частей верхней ее оболочки.

В табл. 1 представлены данные по содержанию в среднем в составе земной коры SiO_2, TiO_2, MgO, Na_2O, K_2O по Кларку, Вашингтону, Ранкама [15] и А. П. Виноградову [8]. По соображениям, изложенным ранее, в табл. 1 приведены данные для ограниченного числа окислов. Имеющиеся подсчеты, касающиеся Al_2O_3, FeO, CaO, не противоречат тенденциям, выявленным для содержаний рассматриваемых окислов. По расчетам Кларка, Вашингтона, Ранкама, содержания указанных окислов весьма близки, а в отношении Si, Mg почти идентичны. В той же таблице приведены данные о содержании тех же компонентов в среднем составе андезитов по Дэли. Как видно из табл. 1, данные по андезитам и по составу земной коры достаточно близки.

Оценка А. П. Виноградовым [8] среднего состава земной коры отличается от данных других авторов (Кларка, Вашингтона, Ранкама, Дэли), видимо, вследствие того, что при исчислении среднего состава земной коры им условно принят ее состав из двух частей кислых пород и одной части основных.

Поскольку наши знания о количественной роли комагматов в составе родственных серий пород — магматических комплексов еще крайне недостаточны, остановимся на некоторых примерах, имеющих отношение к этой проблеме.

В работе Дэли [21] рассматривается вопрос о количественных соотношениях пород разного состава в пределах определенных закартированных геологических регионов. В идеале для такой количественной оценки надо: 1) расчленить магматизм данной территории на магматические комплексы, состоящие из комагматических пород и их ассоциаций,

Таблица 1

Средний состав земной коры (в %) по содержанию некоторых окислов

Автор	SiO_2	TiO_2	MgO	Na_2O	K_2O
Кларк					
магматические породы (95%)	59,83	0,79	3,74	3,37	3,05
сланцы (4%)	58,10	0,65	2,44	1,30	3,24
песчаники (0,75%)	78,33	0,25	1,10	0,45	1,31
известняки (0,25%)	5,19	0,06	7,89	0,65	0,33
Среднее	59,77	0,77	3,74	3,25	2,98
Вашингтон					
магматические породы	59,09	1,05	3,49	3,84	3,13
Ранкама [15]	59,3	0,73	3,46	3,21	3,11
Дэли					
средний состав андезитов	59,6	0,77	2,75	3,58	2,04
А. П. Виноградов [8]					
ультраосновные породы	40,7	0,05	43,1	0,77	0,44
основные породы	*51,4*	*1,50*	*7,5*	*2,61*	*0,99*
средние (диориты, андезиты)	55,8	1,33	3,6	4,85	2,76
кислые породы	*77,1*	*0,40*	*0,93*	*3,77*	*4,01*
Среднее земной коры, по А. П. Виноградову	62,1	0,75	3,11	3,37	3,00

и 2) учесть разную степень вскрытости и денудированности плутонических и вулканических составляющих разновозрастных комплексов.

Приводимые Дэли материалы ответа на эти вопросы не дают. Однако по разделу экструзивно-эффузивных пород, распространенных в Тихоокеанских Кордильерах, им приводятся сведения, позволяющие в первом приближении судить о количественных соотношениях пород щелочноземельного ряда разного состава. Для этого типа (эффузии, экструзии) пород вероятнее предположить их близкое возрастное положение и относительно одинаковую степень денудированности. Из общей площади 14 000 км² закартированных экструзивно-эффузивных пород на долю риолитов, андезитов и базальтов приходится 13 200 км². Риолиты занимают 3200 км², андезиты — 6000 км² и базальты — 4800 км².

Если допустить, что объемы магматических масс пропорциональны их площадям, то из табл. 2 можно видеть, что породы риолитовой магмы комплементарны породам базальтовой магмы, а средний состав риолитов и базальтов с паем, соответственным площадям их распространения, почти тождествен составу андезитов.

В том же разделе о распространенности изверженных пород Дэли, касаясь количественной роли щелочных пород, пишет [21, с. 48]: «...щелочные типы, несмотря на то что включают более половины названных разновидностей изверженных пород, являются случайными продуктами планеты, извержения которой в подавляющем большинстве случаев были щелочноземельного характера. Этим фактом нельзя пренебречь в любой теории петрогенезиса».

Таблица 2

Площади распространения и средний состав андезит-риолит-базальтовой ассоциации пород Тихоокеанских Кордильер по Дэли [21]

Группа пород	Площадь распространения, км²	SiO_2	TiO_2	MgO	Na_2O	K_2O
Андезиты	6000	59,59	0,77	2,75	3,58	2,04
Риолиты	3200	74,04	0,18	0,32	3,88	3,75
Базальты	4800	49,06	1,36	6,17	3,11	1,52
Среднее из базальтов и риолитов, пропорционально площадям		59,04	0,88	3,84	3,41	2,41

Нельзя, конечно, согласиться с Дэли, что щелочные породы — случайные продукты извержений планеты. Появление этих очень важных в практическом и теоретическом (петрогенезис) отношении пород вполне закономерно для определенных условий эволюции исходных расплавов и геологической обстановки кристаллизации последних.

Полифазный габбро-плагиогранитный таннуольский интрузивный комплекс, по Г. В. Пинус [14], представляет комплементарный ряд пород, возникший из единого магматического очага. Этим исследователем показано, что из 6590 км² площади, сложенной породами таннуольского комплекса, 1324 км² (20%) образовано породами основного состава (диориты, габбро и более основные в небольших объемах); 4362 км² (66,4%) площади занято гранодиоритами и кварцевыми диоритами, и только 903 км² (13,6%) учтенной площади падает на долю гранитов, адамеллитов. Г. В. Пинус сделал попытку выяснить состав родоначальной магмы, давшей эту серию комагматов. Он отдавал себе отчет в том, что составы горных пород отнюдь не тождественны составу магм, из которых они кристаллизовались, но в какой-то мере приближаются к нему.

Использовав диаграмму В. Н. Лодочникова и математически обработав химические анализы, Г. В. Пинус показал, что состав родоначальной магмы близок к составу кварцевого диорита и что неправильно рассматривать породы тоннуольского комплекса как дифференциаты базальтовой магмы. Однако он здесь же высказал предположение об образовании родоначальной магмы для комплекса путем смешения базальтовой магмы с гнейсовой толщей протерозоя. Такая глубинная ассимиляция исходной базальтовой магмой гнейсов фундамента с превращением исходной магмы в магму диоритового состава также требует более развернутых доказательств.

В табл. 3 приведены данные по диабаз-кератофировым колчеданоносным комплексам девонских и юрских структурно-формационных зон Большого и Малого Кавказа.

На примере девонского и юрского контрастных по составу диабаз-кератофировых комплексов отчетливо видна близость среднего состава пород этих комплексов, отвечающего с большим приближением среднему составу земной коры и среднему составу андезитов по Дэли (см. табл. 1, 2). С большей степенью вероятности диабазы и кератофиры этих разновозрастных комплексов можно рассматривать как комплементарные дифференциаты материнской магмы андезитового состава. Для среднего состава юрского диабаз-кератофирового комплекса заметно слабое повышение роли SiO_2 и K_2O и, наоборот, некоторое снижение TiO_2, MgO и Na_2O.

Таблица 3

Средние содержания (в %) некоторых окислов в диабаз-кератофировых и базальтоидно-трахиандезитовых комплексах Кавказа [6]

Структурно-формационные зоны	Абсолютный возраст, млн. лет	SiO_2	TiO_2	MgO	Na_2O	K_2O
Лабино-Малкинская субплатформенная						
андезито-трахитовые формации (I_2)	155–160	59,6	0,74	2,3	4,13	2,42
долеритовая формация (I_{1-2})	170–180	53,55	0,84	3,06	3,41	1,12
Складчатые зоны Северного Кавказа						
юрский кератофир-диабазовый комплекс						
кератофиры	155–160	66,0	0,23	1,36	3,6	0,9
диабазы	Не опр.	52,7	0,46	4,7	3,1	0,9
Среднее		59,1	0,35	3,1	3,3	0,9
верхнедевонский диабаз-кератофировый комплекс						
кератофиры	350–360	67,93	0,47	1,96	4,10	0,74
диабазы	*Не опр.*	52,7	0,63	5,46	4,28	0,54
Среднее		58,2	0,57	4,20	4,20	0,61

Базальтоидно-трахиандезитовый магматизм юрского возраста субплатформенной структурной зоны Северного Кавказа, охарактеризованный в табл. 3, требует дальнейшего изучения и уточнения возможной комагматичности с этим комплексом формации гранодиорит-гранит-порфиров маринского типа.

Чрезвычайно интересны в общегеологическом и петрологическом отношении древние глубинные стратифицированные интрузии типа Бушвельд и Сёдбери. Обычно как единую формацию базальтоидного типа рассматривают совокупность основных и ультраосновных членов этих стратифицированных интрузий — нориты, габбро, пироксениты, гортонолиты и другие, количественно менее существенные породы.

Однако *единство геологической обстановки, близкий возраст позволяют* учитывать возможность комагматичности с базальтоидной серией и кислых членов этих сложных комплексов.

В работе Николайзена и др. [28] приведены результаты определения возраста Rb-Sr методом при $\lambda_{^{87}Rb}=1{,}39$ по слюдам из красных гранитов Бушвельд и по слюде из пегматоидного пироксенита Rustenberg'a. Авторы на основании своих исследований принимают возраст массива — 1950+150 млн. лет.

Возраст монацитов по отношениям $^{207}Pb/^{206}Pb$, $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{206}Pb/^{238}U$ колеблется в основном в диапазоне 1900—2000 млн. лет.

Галениты из рудопроявлений в доломитовой серии Трансваальской системы большинства месторождений показали возраст порядка 2450 млн. лет (по изотопам свинца).

Таблица 4

Средние содержания некоторых окислов в основных группах пород Бушвельдского массива (в вес.%)

Петрографические группы	SiO_2	TiO_2	MgO	Na_2O	K_2O
Ультраосновные породы	44,3	0,34	20,0	0,36	0,12
Основные породы (нориты, габбро)	51,8	0,35	8,5	1,50	0,40
Кислые породы	72,5	0,32	0,25	3,40	4,10
Приближенное среднее, пропорционально мощности слоев	58,03	0,34	6,5	2,05	1,60

В работах Ломбарда [27], Дэли [21], Дю-Тойта [17] приводятся данные о строении и петрографическом составе стратифицированного интрузива Бушвельд.

В меру известных мне опубликованных данных стратифицированный интрузив Бушвельд по мощности частей разреза, сложенных разными петрографическими сериями от всего разреза, может быть представлен следующим образом (в %): 1) ультраосновные породы ~7; 2) основные породы (нориты, габбро) ~60; 3) кислые породы (красные граниты, гранофиры) ~33.

В табл. 4 приведены средние данные по содержанию некоторых окислов в этих трех группах пород, а также высчитано приближенное среднее для всего интрузива с учетом мощности соответствующих «пластов» в разрезе интрузива. Осредненные данные и в этом случае свидетельствуют о тенденции приближения среднего состава пород бушвельдского комплекса к среднему составу земной коры и среднему составу андезитов (диоритов). Такая тенденция среднего типа пород, образующих разнотипные и разновозрастные магматические комплексы,— тенденция приближения к среднему составу андезитов и всей земной коры в целом — свидетельствует скорее в пользу андезитового (диоритового) состава родоначальных магм, периодически возникающих на уровнях первичной генерации расплава.

Грин и Рингвуд [9] на основе экспериментального изучения поведения при высоких температурах и давлениях препаратов, отвечающих, по их мнению, составам высокоглиноземистого толеита, базальтового толеита, андезита и дацита, обнаружили, что в сухих условиях при давлениях 27—30 кбар наименьшая температура ликвидуса наблюдается у андезитов, а не у более кислых дацитовых или риодацитовых пород. Отсюда они делают вывод, что на глубинах 100—150 км фракционная кристаллизация базальта и базальтового андезита, выражающаяся в отделении граната и пироксена, должна приводить к возникновению жидкого фракционата, состав которого будет приближаться к андезиту. На основании этих исследований они предлагают предварительно обоснованную модель происхождения пород известково-щелочного ряда. На основе модели предполагается механизм выделения базальтов и андезитов при фракционном плавлении эклогитов в сухих условиях и выделения дацита—риодацита (гранодиорита и адамеллита) при фракционном плавлении эклогитов в присутствии воды.

По гипотезе авторов, образование пород известково-щелочного состава за счет вещества мантии происходит в две стадии. В первую стадию в результате фракционного плавления мантии пиролитового состава возникает пересыщенная базальтовая магма, которая поднимается в верхние горизонты и подвергается фракционированию на глубине не более 20 км. Эти базальты впоследствии превращаются в эклогиты, что является уже началом второй стадии. Эклогиты погружаются в мантию, где их фракционное плавление приводит к возникновению андезитовых и более кислых расплавов известково-щелочного ряда. Эти расплавы затем входят в состав вновь образующейся сиалической коры.

Такой процесс становления андезитовой магмы в результате фракционированного плавления гипотетического пиролита достаточно сложен. С учетом того, что средний состав земной коры по большинству расчетов, а также средний состав пород многих магматических комплексов приближаются к составу андезита, исходные магмы такого состава реалистичнее получать на уровнях магмообразования (100—150 км) в результате анатексиса гетерогенной среды, мало отличающейся по среднему составу от среднего состава земной коры в понимании большинства геофизиков и геохимиков.

Все сказанное позволяет считать, что проблема базитов, важная в практическом и теоретическом отношении, должна разрабатываться во всех деталях их геологии, петрологии, геохимии и минерагении, с учетом вхождения собственно базитовых формаций в состав магматических комплексов, включающих также комагматичные формации кислых и трахиандезитовых пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Р. Н.* Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку. Изд-во АН АзССР, 1963.
2. *Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. В.* О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Сев. Кавказ).— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2.
3. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В.* Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3.
4. *Афанасьев Г. Д., Куцев Ю. С., Шанин Л. Л.* Калий-аргоновое датирование пород, вмещающих отдельные рудопроявления по материалам Сев. Кавказа и Иртышской зоны смятия (Алтай). Комис. по опред. абс. возр. геол. форм. при ОНЗ АН СССР. М.: Наука, 1966.
5. *Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7.
6. *Афанасьев Г. Д.* Петрографо-металлогенетические особенности диабаз-кератофировых и базальтоидно-трахитовых комплексов в свете радиологических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 5.
7. *Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мнацаканян А. Х.* Новые данные о геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении по материалам Армянской ССР, 1961 г.— Докл. АрмССР, 1961, т. XXXIII.
8. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
9. *Грин Т. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. М.: Мир, 1968.
10. *Годлевский М. Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
11. *Годлевский М. Н.* Никеленосные провинции СССР.— Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 75.
12. *Козлов Е. К., Юдин Б. А., Докучаева В. С.* Основной и ультраосновной комплекс Монче-Волчьих-Лосевых тундр. М.: Наука, 1967.

13. *Курбанов Н. К., Элотник-Хоткевич А. Г., Романов В. И., Зульфугаров С. Б., Исаев Б. М., Ханкин Г. И., Бабаева А. И.* Особенности колчеданно-полиметаллического оруденения южного склона Большого Кавказа на примере Филизчайского месторождения.— Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 75.
14. *Пинус Г. В.* К вопросу о генезисе магмы, формирующей породы габбро-плагиогранитной магматической формации: (На примере Тувы).— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород: Сборник к 100-летию со дня рождения Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
15. *Ранкама К.* Изотопы в геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1956.
16. *Рубинштейн М. М., Буадзе В. И.* О возрасте рудовмещающей толщи Худесского медноколчеданного месторождения.— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 6.
17. *Дю Тойт А. Л.* Геология Южной Африки. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
18. *Уокер Ф., Польдервааарт А.* Долериты Карру Южно-Африканского Союза. М.: Изд-во иностр. лит., 1950.
19. *Ферсман А. Е.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 2.
20. *Amaral G., Cordani U. G., Kawashita K., Reynolds J. H.* Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brasil.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, vol. 3, N 2.
21. *Daly R. A.* Bushveld igneous complex of the Transvaal.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1938, vol. 39.
22. *Donald Garlick G.* Oxygen Isotope fractionation in igneous rocks.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, vol. 1, N 6.
23. *Taylor H. P., Jr., Epstein S.* Relationship between O^{18}/O^{16} rations in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks, pt 1. Principles and experimental results.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, N 4.
24. *McDougall J.* Determination of the age of basic igneous intrusion by the potassium-argon method.— Nature, 1961, vol. 190, N 24.
25. *McDougall J., Rüegg N. R.* Potassium-argon dates on the Serra Geral formation of South America.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, vol. 3.
26. *Heier K. S., Compston W. J., McDougall J.* Thorium and uranium concentrations and the isotopic composition of strontium in the differentiated Tasmanian dolerites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1965, vol. 29.
27. *Lombaard B. V.* On the differentiation and relationships of the rocks of the Bushveld complex.— Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr., 1934, vol. XXXVII.
28. *Nicolaysen L. O., Villiers de J. W. L., Burger A. J., Strelow F. W. E.* New measurements relating to the absolute age of the Transvaal system and of the Bushveld igneous complex.— Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr., 1958, vol. LXI.
29. *Priem H. N. A., Hebeda E. H., Nalm B., Verschure K. H.* Isotopic age determinations of Surinam rocks. 3. Proterozoic and Permo-Triassic basalt magmatism in the Guiano Shield.— Geol. en mijnbouw, 1968, vol. 47, N 1.
30. *Strauss C. A., Truter F. C.* The Bushveld granites in the Zaaiplaats Tin Mining Area.— Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr., 1945, vol. XLVII.

УДК 552.321.1

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА И ГЕНЕЗИСА ГРАНИТОИДОВ СРЕДНЕЧЕШСКОГО ПЛУТОНА [1]

Среднечешский плутон занимает площадь 3000 км^2 и расположен в середине Чешского массива в зоне развития глубинного разлома, носящего название среднечешского линеамента и разделяющего Чешский массив на два блока существенно различного строения. Северо-западный, Тепельско-Баррандиенский блок сложен верхнепротерозойскими (ассинтскими по Машке и Зоубеку) пелито-граувакковыми породами,

[1] Опыт корреляции магматических и метаморфических пород. М.: Наука, 1977.— В соавт. с М. М. Аракелянц, О. А. Богатиковым, А. М. Борсуком, М. Паливцовой.

подвергшимися слабому метаморфизму. На них лежат неметаморфизованные осадки нижнего палеозоя. Юго-восточный блок, напротив, представлен доассинтскими сильно метаморфизованными породами глубинных фаций метаморфизма (зона молданубикума) [14].

Слабо метаморфизованные вулканические породы верхнепротерозойского возраста, представленные спилит-кератофировой формацией, присутствуют в центральной части Среднечешского плутона в качестве реликтов и свидетельствуют, что глубинный разлом, разделяющий Чешский массив, существовал уже в протерозое [12].

Многие исследователи Чешского массива считают, что во время варисского тектогенеза глубинный разлом залечивается гранитоидами Среднечешского плутона, представляющими последовательные фазы внедрения единого дифференцированного магматического расплава [13]. Сами гранитоиды Среднечешского плутона прослеживаются на расстояние около 100 км, и область их распространения достигает 40 км в поперечнике. Наблюдаются, однако, отдельные участки, на которых ширина зоны развития гранитоидов, ограниченной на северо-западе слабо метаморфизованными породами Баррандовой структуры, а на юго-востоке глубоко метаморфизованными породами молданубикума, уменьшается до 2 км (местность Клатовы).

В пределах так называемой островной зоны Среднечешского плутона, сложенной слабо метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами верхнепротерозойского возраста — аналогами осадочно-вулканогенных формаций Тепельско-Баррандиенского блока, обнаруживается максимальный гравиметрический градиент. Геофизические данные свидетельствуют, что гранитоиды юго-западной части плутона распространены на глубину до 8 км, а северо-восточной — всего лишь на 1—2 км. Марек и Паливцова проследили несколько продольных и поперечных к зоне распространения гранитоидов разломов, из которых часть была активной до внедрения интрузивов, а часть проявляла активность синхронно с их внедрением [10].

Возрастные границы плутона устанавливаются на том основании, что осадочные породы девона, находящиеся в контакте с отдельными разновидностями гранитоидов, претерпели контактовый метаморфизм, а конгломераты пермо-карбона трансгрессивно перекрывают гранитоиды, слагающие северо-восточную оконечность плутона, и содержат гальку «ржичанского» типа гранитоидов, считающегося самым молодым. Таким образом, формирование значительной массы гранитоидов плутона происходило после девона и до верхнего карбона. Однако некоторые исследователи приводят соображения в пользу того, что отдельные разновидности гранитоидов, в том числе дурбахиты г. Табор и так называемые бенешовские граниты, сформировались в доварисское время.

Одна из загадок строения Среднечешского плутона состоит в характере контактов гранитоидов, слагающих северо-западную и юго-восточную его окраины. В пределах северо-западного блока контакты гранитоидов со слабо метаморфизованными верхнепротерозойскими породами Баррандовой структуры резкие, типично интрузивные, со всеми присущими этому типу контактов особенностями. В юго-восточной части, где гранитоиды Среднечешского плутона контактируют с доассинтскими катазональными метапорфиритами молданубикума, напротив, наблюдается постепенный переход от собственно интрузивных пород через мигматиты

к глубоко метаморфизованным гнейсам и кристаллическим сланцам молданубикума.

Чешские геологи различают 22 типа гранитоидов, слагающих плутон. Возрастные и генетические соотношения между этими типами не всегда ясны. Петрографические особенности пород плутона хорошо изучены чешскими геологами и описаны во многих научных публикациях [4—6, 10].

Все разнообразие гранитоидных пород Среднечешского плутона может быть сведено к четырем основным группам, или ассоциациям.

Первая группа — монцонит-сиенитовая — объединяет породы, обладающие повышенной щелочностью и более высоким по сравнению с другими гранитоидами содержанием фемических минералов. Это — монцониты, сиениты, монцодиориты, гранодиориты и мелаграниты, некоторые из них по минеральному и химическому составу близки к чарнокит-мангеритовой ассоциации. Общее название всех пород первой группы, принятое в чехословацкой геологической литературе,— «дурбахиты».

В пределах Среднечешского плутона дурбахиты развиты лишь на его юго-восточной окраине (массивы Таборский и Чертовобременский), в зоне контакта с глубоко метаморфизованными породами молданубикума.

Дурбахиты, слагающие массив Чертово Бремя, контактируют не только с мигматитами и гнейсами так называемой пестрой серии молданубикума, но и с реликтами кровли, сложенной верхнепротерозойскими (или даже ордовикскими?) осадочными породами. Это единственный случай в пределах всего Среднечешского массива, когда на основании геологических данных может быть установлена нижняя возрастная граница дурбахитов. Во всем массиве различаются темные дурбахиты, развитые в зоне контакта с молданубикумом, нормальные (северо-западная часть массива) и светлые, слагающие отдельные локальные участки. Состав пород варьирует от кварцевых сиенитов и монцонитов до мелагранодиоритов и гранитов. Состоят дурбахиты из биотита, светлого амфибола, олигоклаза, кварца и порфировидных выделений кали-натриевого полевого шпата. Из акцессорных минералов наиболее распространены титанит, апатит, циркон и монацит. Характерны ориентированное расположение удлиненных минералов и слабо выраженная гнейсовая текстура.

Дурбахиты нормального типа однородны по составу, контакты их с верхнепротерозойскими—нижнепластовыми породами «островной зоны» имеют отчетливо интрузивный характер. Переход от темных дурбахитов к нормальным и светлым осуществляется постепенно. Типичный дурбахит представляет порфировидную породу, состоящую из микроклина, андезина (An_{35}), кварца, существенно магнезиального амфибола типа актинолита и небольшого количества клинопироксена. В редких случаях в основной массе породы присутствует ромбический пироксен (гиперстен). Из акцессорных минералов часты апатит, циркон, титанит и монацит. Во всех дурбахитах наблюдается ориентированное расположение кали-натриевых полевых шпатов. В большинстве случаев отчетливо выражена гнейсовая текстура.

Другой массив дурбахитов в пределах Среднечешского плутона расположен близ г. Табор, также в зоне контакта с глубоко метаморфизованными породами молданубикума. Краевая (приконтактовая) часть массива сложена порфировидными кварцевыми сиенитами с крупными выделениями биотита. Для дурбахитов Таборского массива характерно присутствие ромбического пироксена типа гиперстена. Плагиоклаз отвечает

по составу андезину—лабрадору (An_{46-55}), кали-натриевый полевой шпат представлен анортоклаз-микропертитом. Роговая обманка развивается, как правило, по пироксенам. В породах всегда присутствует кварц, количество которого варьирует от 3 до 30%. Из акцессорных минералов распространены апатит, циркон, титанит, рутил, ортит, турмалин, магнетит и ильменит. Важно отметить, что Фрейвальд и Якеш [6], изучавшие Таборский массив в последние годы, считают, что он представляет собой более древнее (доварисское) магматическое тело, переработанное в процессе тектогенеза, испытав ретроградный метаморфизм. По набору микроэлементов (см. Л. В. Таусон и др.[1]) дурбахиты отвечают группе щелочных базальтов.

Дурбахиты, петрологически очень близкие к только что описанным, слагают крупные массивы (Тржебический, Иглавский) уже за пределами Среднечешского плутона. Расположены они на восточной окраине Молданубского блока симметрично по отношению к дурбахитовым массивам Среднечешского плутона. Встречаются более меланократовые разновидности дурбахитов, слагающие мелкие тела среди гнейсов молданубикума, обычно в ассоциации со светлыми мигматитами, ортогнейсами, гранитогнейсами и небулитовыми лейкократовыми гранитами. С темными дурбахитами нередко пространственно ассоциируют специфические ультрамафические породы, богатые магнезиальным биотитом (иногда это анхимономинеральные биотиты). Интересно отметить, что породы, очень близкие по петрографическим признакам к указанным, обнаруживаются в виде ксенолитов в гранулитах молданубикума. Дурбахиты, встречающиеся в виде апофиз в гнейсах молданубикума, заметно огнейсованы. При этом директивные направления в текстуре дурбахитов повторяют ориентированные текстуры гнейсов молданубикума. Характерная особенность этой группы пород состоит в отчетливо выраженной щелочности при резком преобладании K_2O над Na_2O, а также в относительно высоком содержании MgO (табл. 1). В минеральном составе (табл. 2) эта особенность проявлена обилием кали-натриевого полевого шпата (до 47—51%), порфировидными выделениями ромбического пироксена типа гиперстена, магнезиальной роговой обманкой и обогащенным магнием биотитом, а также плагиоклазом состава An_{46-55}. Роговые обманки дурбахитов отличаются от роговых обманок гранодиоритов и тоналитов, слагающих плутон, не только повышенным содержанием MgO, но и пониженными количествами Al_2O_3, суммарного железа, K_2O и Na_2O (табл. 3).

Вторая группа пород, слагающих Среднечешский плутон, объединяет габбро, тоналиты и гранодиориты. Наиболее распространенные среди них типы — так называемые сазавский тоналит и блатенский гранодиорит — слагают среднюю, наибольшую по объему часть плутона. Сазавский тоналит по химическому и минеральному составу почти точно отвечает классическим тоналитам из массива Адамелло в Тироле. Это среднезернистые породы, состоящие из идиоморфных кристаллов зонального плагиоклаза, небольшого количества кварца, располагающегося в интерстициях между плагиоклазом, ярко-зеленой или буроватой роговой обманки и густоокрашенного биотита. Плагиоклазы резко зональны. Центральная часть их нередко отвечает по составу An_{80-90}, средние зоны — An_{47-50},

[1] *Таусон Л. В. и др.* — В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород. М.: Наука, 1977.

Таблица 1

Химический состав пород Среднечешского плутона (в вес.%)

№ п/п	Название породы *, место отбора	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	Сумма
	I. Группа дурбахитов														
1	Кварцевый меласиенит, г. Табор (П-142)	59,91	0,86	13,85	0,75	4,36	0,09	5,84	3,72	2,04	7,43	0,67	0,17	0,15	99,84
2	То же, Мезиржичи (П-141)	56,86	0,85	14,12	1,47	4,57	0,12	7,28	4,50	2,48	5,15	0,75	1,36	0,39	100,00
3	Кварцевый меламонцонит, Носетин (П-139)	57,58	0,72	13,94	3,30	4,24	0,10	6,22	3,98	2,14	5,57	0,87	1,14	0,23	100,03
4	Сиеногранит, Вепице(П-65)	64,17	0,78	13,30	1,27	2,93	0,07	4,22	2,68	2,64	6,28	0,72	0,87	0,02	99,95
	II. Группа габбро-тоналитов-гранодиоритов														
5	Габбро, Пецерады (П-40), пироксен-амфиболовое	48,93	1,08	14,94	3,15	5,63	0,12	8,48	13,08	1,93	1,08	0,33	0,82	0,25	99,83
6	Кварцевое габбро, Поповице (Д-118)	51,81	0,20	16,06	2,81	5,19	0,17	7,14	13,10	1,60	0,26	0,05	1,30	0,17	99,86
7 **	То же, Поповице	51,86	0,53	15,44	1,49	5,56	0,12	7,82	12,45	1,60	0,92	1,62	0,06	0,02	99,49
8	Тоналит, Мрач (П-60)	57,13	0,58	17,38	2,41	5,28	0,16	3,18	7,00	3,03	2,46	0,20	0,96	0,14	99,90
9	То же, Мрач	58,13	0,58	16,83	1,33	6,34	0,14	3,30	7,10	3,21	2,33	0,19	1,01	Не обн.	100,49
10	Тоналит, Пожары (П-112)	63,71	0,54	15,46	1,63	4,24	0,14	2,52	5,18	3,53	1,84	0,35	0,84	0,21	100,18
11	То же, Пожары	59,37	0,76	16,83	0,80	6,22	0,11	2,61	4,13	3,51	3,39	0,21	1,18	Не обн.	99,52
12	Гранодиорит, Тужице (П-77)	61,73	0,97	15,95	1,23	4,13	0,09	3,54	3,20	3,36	4,12	0,29	0,81	0,09	99,91
13	То же, Балатна, (П-70)	67,93	0,47	15,59	1,47	1,50	0,06	1,67	2,83	3,38	4,24	0,19	0,56	0,10	99,99
14	Гранит, Высокий Хлумец (П-64)	60,12	1,10	14,70	1,20	3,80	0,09	4,14	3,60	3,12	6,28	0,63	0,95	0,13	99,86

Таблица 1 (окончание)

№ п/п	Название породы *, место отбора	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	Сумма
	III. Группа гранодиоритов-гранитов														
15	Кварцевый лейкодиорит («трондъемит»), Пожары (П-111)	71,14	0,30	14,58	0,65	1,94	0,05	0,83	3,98	3,80	1,68	0,30	0,50	0,14	99,89
16	То же, Пожары (23-чс)	70,47	0,29	15,09	0,47	2,44	0,04	0,78	3,77	3,54	1,65	0,08	0,49	0,04	99,50
17	Гранит, Родетице (П-136)	69,71	0,23	15,17	1,83	1,31	0,08	0,56	3,19	3,36	3,64	0,22	0,58	0,23	100,06
18	Гранит, Доубек (П-24)	71,63	0,23	14,43	0,52	0,78	0,03	0,46	1,61	3,71	5,45	0,19	0,32	0,37	99,73
19	Гранит, Семице (П-132)	73,80	0,12	14,32	1,05	0,67	0,02	0,41	1,05	3,41	4,55	0,07	0,99	0,11	99,97
	IV. Группа контаминированных мелкозернистых гранитоидов														
20	Гранодиорит, Мрач (П-59)	69,00	0,43	15,75	1,00	1,93	0,05	1,24	2,33	3,32	3,78	0,18	0,71	0,14	99,86
21	То же, Мрач	68,01	0,46	15,28	0,84	2,99	0,07	1,52	2,56	3,63	4,23	0,18	0,64	Не обн.	100,41
22	Гранодиорит, Непомук	52,10	0,60	13,21	1,45	3,13	0,08	4,00	2,77	2,91	6,72	0,65	1,64	0,42	99,86
23	Гранит (бенешовский), Длоуге Поле	64,75	0,27	13,25	0,11	2,87	0,12	2,46	2,47	2,94	5,86	0,30	0,32	0,09	99,91

* Название пород по Штрекайвену.

** Анализы 7, 9, 10, 21 выполнены в Лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитик Е. И. Ломейко), анализы 22—23 взяты из работы Паливцовой, остальные выполнены в лаборатории ЧСАН (аналитик Халуш).

Таблица 2

Количественный минеральный состав пород Среднечешского плутона * (в объемн.%)

№ п/п	Плагиоклаз	Кали-натриевый полевой шпат	Кварц	Амфибол	Биотит	Мусковит	Пироксен	Акцессорные	Сумма
				I. Группа дурбахитов					
1	10,3	51,0	5,3	Нет	8,9	Нет	21,4	3,1	100
2	15,9	32,0	4,1	18,6	26,6	»	Нет	2,8	100
3	24,2	25,2	10,7	13,9	22,2	»	»	3,8	100
4	13,4	47,6	18,9	5,6	13,3	»	»	1,2	100
				II. Группа габбро-тоналитов-гранодиоритов					
5	31,5	1,1	1,4	50,2	Нет	Нет	14,7	1,1	100
6	44,7	Нет	4,1	47,4	»	»	Нет	3,8	100
7	35,0	1,8	8,9	51,4	»	»	2,9	Сл.	100
8	51,3	1,3	13,9	21,1	10,9	»	Нет	1,5	100
9	56,1	3,5	10,7	20,4	9,1	»	»	0,2	100
10	53,3	Нет	26,1	4,7	15,0	»	»	0,9	100
11	63,3	»	12,9	3,9	19,5	»	»	Сл.	100
12	40,8	22,4	18,9	1,6	14,3	»	»	2,0	100
13	42,3	13,0	23,9	0,4	12,9	»	»	1,5	100
14	29,2	27,1	24,3	0,6	16,4	»	»	2,4	100
				III. Группа гранодиоритов-гранитов					
15	52,8	7,4	31,3	Нет	7,5	0,2	Нет	0,7	100
16	73,7	4,7	13,7	»	7,6	0,3	»	Сл.	100
17	21,6	33,0	39,6	1,8	3,7	Нет	»	0,3	100
18	35,3	33,5	26,4	Нет	4,5	»	»	0,3	100
19	28,3	26,5	35,4	»	3,6	5,3	»	0,9	100
				IV. Группа контаминированных мелкозернистых гранитоидов					
20	33,4	10,9	31,6	Нет	16,4	0,3	Нет	1,4	100
21	53,2	6,4	27,1	»	12,1	1,2	»	Сл.	100
22	38,0	14,0	38,0	»	16,0	2,0	»	»	100
23	32,0	32,0	22,0	»	12,0	Нет	»	»	100

* 1—23 см. табл. 1.

а краевые — An_{18-22}. Небольшое количество кали-натриевого полевого шпата представлено микроклином. Роговая обманка отличается повышенной железистостью (в сравнении с дурбахитами), более высокими содержаниями глинозема и щелочей. Из акцессорных минералов наиболее часто встречаются апатит, циркон, титанит и ортит.

Блатенский гранодиорит отличается от сазавского тоналита меньшим количеством плагиоклаза и роговой обманки, которая во многих случаях вовсе отсутствует, бо́льшим — кали-натриевого полевого шпата и кварца. В плагиоклазе увеличивается в среднем содержание альбитовой составляющей.

Таблица 3

Химический состав роговых обманок из (в

Из какой породы, место взятия	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
Из дурбахита, массив Чертово Бремя, Каменне Долы	55,0	0,46	2,98	1,73	1,13	0,35
Из дурбахита, массив Чертово Бремя, Вепице	52,31	0,54	2,94	3,82	8,77	0,34
Из гранодиорита, Козаровице	47,93	0,94	7,26	4,76	11,74	0,43
Из тоналита, Мрач	44,60	1,36	8,39	5,77	13,83	0,46
Из гранодиорита, Родетице	44,20	1,17	7,26	6,02	13,00	0,86

Количественные соотношения между породообразующими минералами, из которых состоят гранодиориты и тоналиты центральной части плутона, сильно варьируют, обусловливая большое количество разновидностей, связанных, однако, постепенными переходами. Контакты гранодиоритов центральной части плутона с верхнепротерозойскими осадочными породами «островной зоны» носят ярко выраженный интрузивный характер, а прорываемые ими породы в зонах экзоконтактов превращены в кордиеритовые, андалузитовые и даже силлиманитовые и корундовые роговики. В отдельных местах пелитовые породы на контакте с тоналитами заметно фельдшпатизированы. Контакты же тоналитов с метабазитами спилит-кератофировой формации «островной зоны» местами постепенны. Под влиянием гранитоидов вулканогенные породы превращаются в диоритоподобные, в ряде случаев мало отличающиеся от магматических диоритов. С тоналитами и гранодиоритами пространственно тесно ассоциируют габбро, характерной особенностью которых является присутствие амфибола (см. табл. 1, 2). Важно отметить, что по составу и свойствам эти амфиболы близки к амфиболам тоналитов и гранодиоритов.

В области контакта плутона с верхнепротерозойскими слабо метаморфизованными породами Тепельско-Баррандиенского блока развита ассоциация гранодиоритов, объединяемая нами в третью группу — гранодиоритов-гранитов. Эта ассоциация отличается пониженным содержанием темноцветных минералов, среди которых резко преобладает биотит. Часты порфировидные текстуры. Некоторые породы из этой ассоциации связаны постепенными переходами с гранодиоритами и тоналитами центральной части плутона. Типичные представители этой группы — пожарский гранодиорит и ржичанский гранит.

Пожарский гранодиорит (иногда его называют трондъемитом) представляет однородную светлую среднезернистую породу, состоящую из значительного количества плагиоклаза и кварца и небольшого количества кали-натриевого полевого шпата (иногда он вовсе отсутствует) и биотита. Плагиоклаз представлен зональным олигоклаз-андезином, кали-натриевый полевой шпат — ортоклаз-микропертитом. Из акцессорных минералов развиты апатит, циркон и сфен.

Ржичанский гранит светлый, обычно порфировидный. Состоит из

гранитоидов Среднечешского плутона
вес.%)

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O+	H_2O-	F	Сумма
17,56	11,0	0,58	0,34	–	1,75	–	0,25	100,13
16,42	11,54	0,59	0,43	0,28	1,84	0,04	0,19	100,05
11,98	11,50	0,77	1,00	–	1,54	–	0,19	99,99
9,78	11,41	0,94	1,29	–	1,62	–	0,10	99,55
12,06	11,51	1,19	0,75	0,27	1,73	0,06	0,14	100,22

анортоклаз-микропертита, олигоклаза, иногда образующего каймы вокруг кали-натриевого полевого шпата, кварца и биотита. Из акцессорных минералов наиболее часты апатит, циркон и сфен. Иногда в породе присутствуют мусковит и турмалин. Ржичанский гранит считается самой молодой интрузивной фазой Среднечешского плутона. Именно ржичанские граниты отчетливо прорывают отложения верхнего протерозоя—нижнего палеозоя, а галька их обнаруживается в конгломератах пермокарбона.

Наконец, в последнюю, четвертую группу объединены гибридные гранитоиды, значительно контаминированные веществом вмещающих пород. Это биотитовые или биотит-мусковитовые, обычно мелкозернистые гранитоиды, иногда содержащие кордиерит.

Таким образом, с юго-востока на северо-запад (от границы с молданубикумом к Тепельско-Баррандиенскому блоку) намечается определенная зональность в распределении главных типов гранитоидов Среднечешского плутона — от более основных с повышенной щелочностью к более кислым известково-щелочным, от существенно пироксеновых и амфиболовых к биотитовым. Если в юго-восточной части преобладают меланократовые и щелочные гранитоиды из группы дурбахитов, а в центральной — средние типы (тоналиты и гранодиориты), то в северо-западной и северо-восточной частях наблюдается общее покисление пород и широкое развитие лейкократовых разновидностей.

В Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР, а также в близких по профилю лабораториях ЧССР было проведено радиологическое датирование главных типов гранитоидов Среднечешского плутона (табл. 4). Измерения производились по мономинеральным фракциям, выделенным из породы. В ряде случаев удалось получить радиологические даты по нескольким сосуществующим минеральным фазам из одной и той же породы. Определения, произведенные по сосуществующим биотиту и амфиболу, биотиту и мусковиту, дали хорошо согласующиеся значения («трондъемит» Пожары, биотит-амфиболовый топалит Мрач, двуслюдяной гранит карьера Семице). Значение возраста, полученное по кали-натриевому полевому шпату из тоналитов Мрач (320 млн. лет), оказалось несколько заниженным по сравнению с цифрами, полученными

Таблица 4. Результаты определения абсолютного возраста пород Среднечешского плутона

Проба	Порода, место взятия	Материал	Содержание			Возраст, млн. лет	Лаборатория, автор
			K, %	$Ar_{рад}$, нг/г	$\frac{Ar_{рад}, \%}{^{40}Ar_{общ}}$		
	I. Группа дурбахитов						
П-142	Кварцевый меласиенит, г. Табор	Биотит	6,37±0,06	160,5±2,5	80; 85	340±12	ИГЕМ
П-139	Кварцевый меламонцонит, Носетин	»	6,48±0,06	165,5±2,5	74; 80	344±12	ИГЕМ
П-65	Сиеногранит, Вепице	»	6,53±0,06	171,5±2,5	78; 80	354±12	ИГЕМ
П-64	Гранит, Седлчаны	»	7,08±0,06	182,0±2,5	86; 90	346±12	ИГЕМ
	Сиенит, г. Табор	Биотит-пироксеновая фракция				343	Шмейкал (ЧССР)
41-чс/72	Дайка гранит-аплита, прорывающая монцониты, карьер близ г. Табор	Мусковит				425±9 (Rb-Sr)	ИГЕМ
	II. Группа габбро-тоналит-гранодиоритов						
П-40	Габбро, Пецерады	Амфибол	0,78±0,03	19,3±0,7	54; 55	334±20	ИГЕМ
Д-118	Кварцевое габбро, Поповице	»	0,28±0,02	7,2±0,5	37; 47	348±32	ИГЕМ
П-112	Тоналит, Пожары	Биотит	7,09±0,06	177,5±2,5	76; 77	338±11	ИГЕМ
П-112	То же	Амфибол	0,63±0,03	16,4±0,8	63; 55	348±22	ИГЕМ
П-60	Тоналит, Мрач	Биотит	7,21±0,07	181,0±2,5	29; 87	338±11	ИГЕМ
П-60	То же	Амфибол	0,91±0,04	22,6±0,8	52; 64	336±20	ИГЕМ
П-60	»	Полевой шпат	3,62±0,04	84,8±1,8	74; 82	320±12	ИГЕМ
П-77	Гранодиорит, Тужице	Биотит	7,43±0,07	193,0±3,0	83; 87	350±12	ИГЕМ
П-69	То же, Блатна	»	6,81±0,06	179,5±2,5	81; 85	354±12	ИГЕМ
	То же, Гораждовице	»				353	Шмейкал (ЧССР)
	III. Группа гранодиоритов-гранитов						
П-136	Гранит, Радетице	Биотит	4,11±0,04	112±2,0	80; 82	362±12	ИГЕМ
	То же, Пржибрам	»				370	Шмейкал (ЧССР)
П-24	Гранит, Доубек	»	7,61±0,07	191,5±3,0	86; 88	340±11	ИГЕМ
	Гранит, Своетице	»				344±15	Дубански (ЧССР)
	То же	»				345±20	То же
П-59	Гранодиорит, Мрач	»	7,32±0,06	183,0±2,5	83; 83	336±11	ИГЕМ
	То же					335±18	Дубански (ЧССР)
П-132	Гранит, Семице, близ г. Писек	»	6,58±0,06	165,0±2,5	83; 85	338±11	ИГЕМ
	То же	Мусковит	8,22±0,07	205±3	82; 87	336±11	ИГЕМ
	»	»				336±11 (Rb-Sr)	ИГЕМ
23-чс	Жила пегматита, рвущая гранит, Семице	»	7,98±0,06	196±3	81; 84	332±10	ИГЕМ
	То же					336±6 (Rb-Sr)	ИГЕМ

по биотиту и амфиболу из той же породы (338—336 млн. лет). Это обстоятельство указывает на целесообразность использования для радиологического датирования только слюд и амфиболов.

Помимо K-Ar определений по трем пробам мусковитов были проведены определения возраста Rb-Sr методом. Так, по мусковиту из лейкократового гранита карьера Семице близ г. Писек K-Ar методом было получено значение 336±11 млн. лет. По этому же мусковиту и сосуществующему с ним биотиту K-Ar методом соответственно получено 336±11 и 338±11 млн. лет. По мусковиту из пегматита в том же карьере Rb-Sr методом получено 333±6 млн. лет, а K-Ar методом по тому же мусковиту — 332±10 млн. лет. Хорошая сходимость возрастных значений, полученных одним методом по нескольким сосуществующим минералам и двумя методами по одному и тому же минералу, свидетельствует о надежности приводимых радиологических дат.

Результаты радиологического датирования определенно указывают на то, что формирование большей части гранитоидов Среднечешского плутона происходило в узком временном интервале, отвечающем раннему карбону (336—360 млн. лет). Методами радиологического датирования однако, не удается дифференцировать во времени образование последовательных фаз плутона (если такой процесс в действительности происходил). Даже в том случае, когда временные взаимоотношения между двумя типами гранитоидов ясны (наличие ксенолитов тоналитов в трондъемитах), радиологические даты, полученные по этим двум типам гранитоидов, практически тождественны (тоналиты сазавского типа 336±20, 338±11, 348±22; трондъемиты пожарского типа 338±11) [7].

Rb-Sr методом по мусковиту из гранит-аплитов, отобранных в карьере близ г. Табор, была получена цифра 425±9 млн. лет, резко отличающаяся от карбоновых значений возраста, характеризующих главную массу гранитоидов Среднечешского плутона. Дайка гранит-аплита, по которой получен этот возраст, прорывает дурбахиты краевой части плутона, очевидно, еще более древние. Петрографические и минералогические особенности дурбахитов, приведенные выше, резко отличают их от остальных групп гранитоидов, слагающих плутон, а даты 425 млн. лет свидетельствуют, что образование дурбахитов, вероятно, произошло задолго до внедрения основной массы варисских гранитоидов.

Паливцова на основании петрографического и структурного исследований дурбахитов указывала на близость этих пород к щелочно-базальтоидным вулканическим комплексам [11]. Об этом свидетельствуют и данные по изучению геохимии микроэлементов в дурбахитах [2]. Несомненно вероятным следует считать предположение, сводящееся к тому, что дурбахиты представляют собой древние (допалеозойские?) вулканические или субвулканические породы кали-базальтового ряда, многократно измененные впоследствии процессами метаморфизма. Группа дурбахитов в соответствии с этим предположением отражает один из этапов эволюции древнего, допалеозойского субстрата, близкого по своей природе к молданубикуму [9].

Формирование пород, слагающих Среднечешский плутон, по-видимому, началось задолго до нижнего карбона и представляло сложный полихронный процесс последовательной смены магматических формаций разного состава. Внедрение гранитоидного расплава в раннем карбоне обусловило глубокий метаморфизм вмещающих их пород, принадлежащих

к более ранним магматическим формациям, и привело к аргоновому «омоложению» более древних магматитов, т. е. к выравниванию радиологических дат. В настоящее время необходимо считаться с двумя равновероятными гипотезами о происхождении всей ассоциации пород Среднечешского плутона.

Один из возможных вариантов варисской истории плутона сводится к следующему.

К нижнему карбону кристаллический субстрат Среднечешского массива, состоящий из глубоко метаморфизованных пород молданубикума, испытал поднятие и региональный регрессивный метаморфизм (диафторез) в условиях амфиболитовой фации.

Дифференциальное плавление кристаллического субстрата привело к появлению анатектического расплава гранитоидного состава (мобилизата). Дальнейшая эволюция анатектического расплава происходила на фоне устойчивого воздымания юго-восточной части Среднечешского массива, благодаря чему эволюционирующий расплав вместе с субстратом перемещался из зон, где господствуют условия высоких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма, в зоны низкой ступени амфиболитовой фации. Северо-западный блок Среднечешского массива, отделенный от интенсивно воздымающегося юго-восточного блока среднечешским линеаментом, сохранял более устойчивое положение. Гранитоидный мобилизат в северо-западном блоке Среднечешского плутона внедрялся в верхние структурные этажи по системе разломов, оперяющих среднечешский линеамент, частично «залечивая» эти разломы. В пределах северо-западного (Тепельско-Баррандиенского) блока внедрившийся гранитоидный расплав пришел в контакт со слабо метаморфизованными верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими породами.

В юго-восточном блоке в настоящее время выделена на поверхности область анатектического гранитообразования. Именно здесь мы обнаруживаем переход от гранитоидов типа дурбахитов через мигматиты к глубоко метаморфизованным породам молданубикума, представлявшим в варисское время метаморфический субстрат, в котором происходило дифференциальное плавление. Если в северо-западном блоке мы имеем варисские гранитоиды, образовавшиеся из перемещенного в верхний структурный этаж палингенно-магматического расплава, то в юго-восточном блоке в настоящее время выведены на поверхность граниты in situ, находящиеся в изофациальных отношениях с вмещающими их породами молданубикума.

Второй, столь же вероятный вариант сводится к идее перекристаллизации древнего субстрата и его реоморфизма, которые обусловили наблюдаемые взаимоотношения пород плутона в зоне варисской активизации. Структурные особенности этих пород, интерпретированные нами как признаки их магматического происхождения, возможно, унаследованы от перекристаллизованного субстрата и отражают его первично-магматическую природу. Небольшой разброс возрастных значений, полученных K-Ar методом, может свидетельствовать в пользу этого предположения.

Дальнейшие комплексные геолого-геохронологические и петролого-геохимические исследования могут внести много нового в понимание закономерностей развития магматизма в пределах срединных массивов, классический пример которых представляет собой Среднечешский плутон.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* К проблеме гранита.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Наука, 1963.
2. *Таусон Л. В., Паливцова М., Козлоев В. Д., Цимбальникова А.* Первые результаты геохимического изучения гранитоидов Среднечешского плутона.— В кн.: Ежегодник Сибирского ин-та геохимии. Новосибирск: Наука, 1974.
3. *Benes K.* Rettuinship of the fabric of granitoid bodies to the fabric of their mantle.— Čas. miner. a geol., 1968, sr. 13, N 1.
4. *Dudec A., Matejovská O., Suk M.* Gföhl orthogneiss in the Moldanubicum of Bohemian and Moravia.— Krystalinikum, 1974, N 10.
5. *Frejvald M.* Structural characteristics of charnockitic granitoids of the Tabor Massif and adjacent Moldanubicum (southeastern part of the Central Bohemian Pluton).— Čas. miner. a geol., 1971, vol. 16, N 4.
6. *Frejvald M., Jakes P.* Táborsky masiv — priklad enese hornin charnockitového charakteru na jihovýchodním okraji stredoceshéno plutonu (M — 33—90 — C).— Zpr. geol. výzk., 1965; 1966.
7. *Jelínek J.* O vyvrelinach metamorfovaního území mezi Ondrejovem s Sazavou.— Vestn. Ustred. ustavu geol. CSR, 1949, sv. 24.
8. *Krubicka J.* Petrologiché studie ze severovýchozního okraje stredoceského plutonu.— Sb. Stát. geol. úst., 1948, sv. 15.
9. *Losert J.* On the volcanogenous origin of some Moldanubian leptynites.— Krystalimikum, 1971, N 7.
10. *Palivcová M.* The Central Bohemian Pluton — a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation.— Krystalinikum, 1965, 3.
11. *Palivcová M., Stovícková N.* Volcanism and plutonism of the Bohemian Massif from the aspect of its segmented structure.— Krystalinikum, 1968, 6.
12. *Röhlich P., Stovícková N.* Die Tiefenstörungstektonik und deren Entwicklung in zentralen Teil der Böhmischen Masse.— Geologie, Berlin, 1968, Jg. 17.
13. *Stovícková N.* Hlubinna zlomivá tektonika a její vztav k endogennim geologickým procesum. Praha: NCSAV, 1973.
14. *Zoubek V.* Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas.— Freiberg. Forschungsh., 1965, Bd. 190.

III. ПРОБЛЕМЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ

УДК 550.93

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД [1]

ВВЕДЕНИЕ

Ясное представление о возрасте магматических комплексов и последовательности формирования отдельных членов, слагающих эти закономерные ассоциации магматических пород, является основой для решения многих проблем петрогенезиса и рудообразования, связанного с магматическими процессами.

Близость образования во времени химически сходных типов пород, являющихся вместе с тем по обстановке формирования различными геологическими телами (интрузиями, экструзиями, эффузиями), может свидетельствовать об общем магматическом источнике для этих разнофациальных проявлений магматизма единого тектоно-магматического цикла.

Выявление синхронности разнофациальных магматических образований поможет разработке критериев в отношении структур, текстур, особенностей минералов и сопровождающих процессов, составляющих совокупность признаков, по которым можно судить о степени глубинности формирования интрузий.

На основе определения возраста магматических пород может быть разработана и хронологическая их шкала, что в отдельных случаях будет способствовать выявлению возраста метаморфизованных толщ. Используя эту методику, можно выявить и время метаморфизации осадочных толщ, а по сингенетичным минералам — время их отложения.

В последние годы благодаря возрастным исследованиям выявилась возможность суждений о наложенных процессах, испытанных породой.

Академик В. И. Вернадский одним из первых оценил огромное научное и практическое значение радиоактивных методов определения возраста геологических образований. Основную задачу радиогеологии он видел в установлении абсолютного летоисчисления геологических явлений, базирующегося на процессе радиоактивного распада и накопления в минералах и породах конечных продуктов распада — свинца, гелия — в количествах, являющихся функцией времени.

Современные успехи физики и математики в области изучения строения атома показали, что объекты геологии (горные породы, минералы), которые можно изучать визуально (простым глазом и под микроскопом), состоят из частиц, эволюция которых обнаруживается лишь методами физики и радиохимии.

[1] *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1959, № 9.

Одновременно с теми изменениями, которые испытывают горная порода и минерал в течение геологического развития Земли, эволюционируют отдельные элементы — атомы вещества.

В этой эволюции атомов вещества земной коры открывается новый, очень важный мир геологических фактов. На характере строения атомов отражаются и в них запечатлены возраст, т. е. время образования минерала, и их метаморфизм, что весьма существенно для понимания эволюции магматизма.

Мы находимся в самом начале нового этапа развития геологии, и в свое время это, безусловно, приведет к новому расцвету науки о Земле. Современный этап развития геологии и петрологии характерен тем, что сейчас явно намечается необходимость переоценки значения некоторых установившихся представлений.

Классические гипотезы в области петрогенезиса, исходящие из представления о постоянно существующей ювенильной магме, о наличии в земной коре двух магм и о генезисе разнообразных пород путем дифференциации разных типов этой магмы, колеблются под давлением новых геологических фактов, экспериментальных данных и геофизических наблюдений. В ортодоксальные идеи магматистов внедряются факты, свидетельствующие о длительности эволюции гранитоидных массивов, не обязательно являющихся продуктами кристаллизации при одноактном внедрении расплавленной магмы. Все более ясным делается значение метасоматических процессов, сопровождающих магматические явления, в формировании гранитоидов. Основной причиной разногласий среди геологов, а частью и неверных их построений является то, что истинная последовательность процессов, зафиксированных в породах, часто остается невыясненной. Именно с этих позиций для геологов важно воспринять методы абсолютного возраста и все то, что достижения современной физики позволяют понять в эволюции вещества земной коры.

Нам важно знать не возраст породы или руды сам по себе, а важно положение руды или той породы, с которой она связана, во времени и пространстве; это единственный путь к созданию обоснованных теорий петрогенезиса и к практическому применению научных выводов.

Несомненно, что прогресс геологии в дальнейшем будет основываться на строго установленных геологических фактах с широким применением исследований в области изотопной геологии, а также на тесном контакте в виде совместных работ геологов с геофизиками и, наконец, на проведении экспериментов по синтезу пород и минералов при высоких температурах и давлениях с участием летучих.

Более однозначные мнения, чем сейчас, были бы достигнуты в отношении генезиса щелочных пород, гранитов и связи оруденения с конкретными интрузиями, а также более правильного понимания геологической истории развития отдельных регионов, если бы однозначно была доказана последовательность во времени и пространстве той сложной гаммы процессов и перемещений, которые испытывает вещество магматических образований за длительный период своего существования. В этом отношении существенную помощь может оказать одно из направлений изотопной геологии, а именно изучение абсолютного возраста.

Понятие «абсолютный возраст» не всегда означает, что определенная цифра возраста является возрастом минерала. Практика примерно пятилетнего периода достаточно широкого применения методики определения

абсолютного возраста показала, что за время своего существования, исчисляемого миллиардами лет, порода могла подвергаться воздействиям, которые приводят к искажению истинных соотношений между материнским веществом и продуктами его распада. Такие изменения соотношений *возможны и для урано-свинцового и для калий-аргонового методов*; эта сторона дела мало изучена в отношении рубидий-стронциевого метода.

При систематических и сопряженных с петрографическими работами геохронологических исследованиях и при комбинировании разных методов эти нарушения могут быть обнаружены и учтены для другой цели — выяснения времени и характера метаморфизма, претерпеваемого породой. Надо учесть также, что любой радиологический метод дает нам возраст *определенного минерала, а в породе, как известно, могут быть и неодно*временно образовавшиеся минералы.

Исходя из опыта, можно с уверенностью говорить, что методы абсолютного возраста пригодны для датировки и расчленения магматических образований в том случае, если последние не подвергались перекристаллизации при последующем метаморфизме или частичному нарушению кристаллических решеток слагающих их минералов, когда те или иные составляющие мигрировали из комплекса радиоактивных элементов и продуктов их распада. Исследования последнего времени у нас и за рубежом доказывают возможность определять время метаморфизации осадочных толщ, что иногда имеет существенное значение для геологических построений. Наконец, начатые в 1955 г. в СССР исследования глауконитов показали, что радиологические методы определения возраста могут быть использованы для датировки осадочных пород преимущественно платформенных областей, так как кристаллическая решетка глауконита менее устойчива по отношению к метаморфизму, главным образом к термальному фактору.

Работы последних лет позволяют ряду исследователей сделать вывод, что шкала абсолютного летоисчисления, предложенная Марблом, нуждается в уточнении в том смысле, что отдельные геологические системы в абсолютном летоисчислении должны рассматриваться имеющими на 7—10% больший возраст [2, 5, 6]. Дальнейшие исследования по разработке геохронологической шкалы должны уточнить истинную продолжительность геологических периодов.

Особенно существенны для практической геологии начатые и уже полученные первые обнадеживающие результаты датирования процесса рудообразования по минералам, возникающим в связи с формированием рудных месторождений.

О ГЛАВНЕЙШИХ МЕТОДАХ

Свинцовый метод основан на распаде элементов рядов урана, актиноурана и тория, в результате которого в радиоактивных минералах накапливаются стабильные изотопы ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb. Определив изотопный состав выделенного из минерала свинца и зная содержание его в минерале, а также содержание урана и тория, можно произвести вычисление возраста по отношениям $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$, $^{207}Pb/^{206}Pb$, $^{208}Pb/^{232}Th$.

Вычисление возраста по этим четырем отношениям стало возможным *только после применения масс-спектрометрических определений изотоп*ного состава свинца.

В 40—50-х годах в Советском Союзе было получено довольно много данных по свинцовому методу. Работа проводилась в основном в Радиевом институте им. В. Г. Хлопина, в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР. Исследования в этих институтах доказали, что наиболее достоверными и надежными являются те данные свинцового метода, которые по всем указанным выше отношениям в пределах точности опыта показывают одинаковые значения. Однако в ряде случаев вычисления, сделанные по различным отношениям, расходятся, что в основном вызвано миграцией материнских веществ и продуктов их распада. По полученным результатам можно считать, что из радиоактивных минералов, в частности и из уранитов, легче мигрирует свинец, чем материнское вещество, что и является основной причиной занижения данных по возрасту.

Аргоновый метод определения возраста основан на распаде изотопа калия, при котором распад ядра ^{40}K происходит путем захвата электрона из окружающей его электронной оболочки. В результате захвата ядром ^{40}K электрона образуется аргон с массой 40. Аргоновый метод приобретает с каждым годом все большее значение для геологии, так как он может быть использован для определения абсолютного возраста на широко распространенных минералах.

При вычислении возраста минералов по накопленному в них радиогенному аргону необходимо знать как константу К-захвата, так и константу его β-распада. В лабораториях Советского Союза до последнего времени использовалось значение константы К-захвата, равное $6{,}02 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$, полученное в Лаборатории геологии докембрия АН СССР, и значение для константы β-распада ^{40}K, равное $4{,}9 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$, являвшееся средним значением из многих определений, выполненных различными авторами [5].

В последнее время ряд лабораторий начинают применять значение $\lambda_K = 5{,}50 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$ и $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$.

В исследованиях Геофизической лаборатории Карнеги (отчет лаборатории за 1956 и 1957 гг.) константа К-захвата λ_K принималась равной $0{,}557 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$, а λ_β — равной $4{,}72 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$, что отвечает величине разветвления $\lambda_K/\lambda_\beta = 0{,}118$. Поэтому значения возраста, получаемые в лаборатории Карнеги, несколько выше, чем возрасты, получаемые при константах λ_K и λ_β, принятых в СССР до последнего времени [11].

Для выяснения природы аргона, выделенного из калиевых минералов, определяется его изотопный состав. Аргон радиогенного происхождения должен целиком состоять из ^{40}Ar, и в нем должны отсутствовать более легкие массы ^{38}Ar и ^{36}Ar, характерные для аргона воздушного происхождения. Как показал опыт, выделенный из калиевых минералов аргон в основном радиогенного происхождения. Примесь воздушного аргона в древних минералах составляет 1—2%, в молодых 5—10% общего содержания радиогенного аргона, а в некоторых случаях даже больше. Основное количество воздушного аргона попадает в пробу газа за время опыта по его выделению из минералов. Чтобы избежать ошибок при определении возраста, необходимо проверить изотопный состав аргона в каждой исследуемой пробе.

Здесь следует, однако, указать, что масс-спектральный контроль не всегда является исчерпывающим критерием надежности полученных данных, так как в таких минералах, как, например, кварц, берилл и некоторые плагиоклазы, может содержаться избыточный ^{40}Ar, окклюдирован-

ный минералами в процессе их кристаллизации. В этом случае приходится прибегать к другим критериям [1]. На слюдах получены результаты, хорошо согласующиеся со значениями возраста, выявленными свинцовым методом по уранинитам и монацитам. По данным различных лабораторий, для определения возраста полевые шпаты менее пригодны. В небольшом числе случаев на слюдах были получены завышенные значения возраста, что можно объяснить унаследованием породой или пегматитом более древней слюды. Этот вопрос нельзя, однако, считать изученным должным образом, и на него в дальнейшем следует обратить особое внимание.

Стронциевый метод основан на радиоактивности изотопа ^{87}Rb, содержание которого в рубидии составляет 26,5%. В результате распада ^{87}Rb в минералах накапливается радиогенный ^{87}Sr. Чтобы установить возраст минералов по стронциевому методу, необходимо знать содержание как рубидия, так и радиогенного стронция. Наиболее быстрое и надежное определение указанных выше изотопов может быть проведено методом изотопного разбавления. Этот метод основан на том, что в анализируемое вещество вводится строго установленное количество элемента с изотопным составом, отличным от изотопного состава этого элемента в зеленой коре. Тогда, зная количество введенного в качестве индикатора стабильного изотопа, можно по изменению изотопного соотношения в смеси вычислить и содержание интересующего нас элемента в исследуемой пробе. В настоящее время стронциевый метод разрабатывается в ряде научных учреждений Советского Союза.

Обращаясь к перспективности охарактеризованных методов определения абсолютного возраста для целей геологии, стоит сказать, что наиболее перспективными в настоящее время являются калий-аргоновый и рубидий-стронциевый методы: при их комбинированном применении они дают сопоставимые, достаточно надежные цифры.

Детальное изучение калийсодержащих минералов (слюд, полевых шпатов) с точки зрения их геологического положения и парагенезиса наложения последующих процессов, наряду с исследованием их возраста различными методами, основанными на радиоактивном распаде элементов, необходимо максимально расширить. Требуется также более широкое проведение экспериментальных исследований, сопровождаемых детальным оптическим и рентгеноструктурным изучением исследуемых минералов; это даст возможность судить о значении перестройки структуры минералов для потерь радиогенного аргона.

В 1955 г. [2] мной отмечались осложнения при определении абсолютного возраста, связанные с недостаточной точностью употреблявшейся методики определения калия (наличие рубидия, гидратация и окисление слюд при подготовке к химическому анализу и т. д.), в особенности при малых его количествах, что для достаточно древних пород может приводить к значительным отклонениям цифры абсолютного возраста. Тогда же было показано значение того, что во многих гранитоидах порфировидные вкрапленники кали-натриевого полевого шпата, являющиеся порфиробластовыми (метасоматическими) образованиями, имеют более молодой возраст, чем тот субстрат, по которому они развивались. Иными словами, кроме методических причин, намечалось объяснение расхождения цифр возраста в связи с неодновременностью формирования отдельных минералов в гранитоидных породах.

Дальнейшие исследования калий-аргоновым методом минералов и пород различного геологического возраста и размещающихся в различных геологических структурах показали, что наряду с неодновременностью образования в породе отдельных минералов имела место миграция аргона, протекавшая по-разному из различных минералов в связи с последующим влиянием более молодых магматических масс.

Для определенных участков Северного Кавказа, например консолидированных к моменту внедрения изученных пород и позднее не испытавших наложенного влияния более молодых магматических масс, цифры возраста и мусковита, и пертитизированного микроклина из одной и той же пегматитовой жилы оказались идентичными (190 млн. лет) и соответствующими геологическим данным об их возрасте.

Эти жесткие массивы Кавказа интрудированы мелкими интрузиями диоритов и анортоклазовых гранитов, трансгрессивно перекрываются триасом, с образованием базального конгломерата из обломков того же диорита. Возраст валовой пробы диорита оказался равным 220 млн. лет, а полевошпатовой фракции из него — 215 млн. лет. Полевошпатовая фракция из гранитов краевой части, с наличием материала вмещающих пород, захваченного при внедрении интрузии, дала цифру возраста 215 млн. лет. В данном случае ясно, что геологически посленижнепалеозойские, но дотриасовые интрузивные породы и их полевошпатовая фракция явно не претерпели «омоложения» по полевому шпату.

Галька пегматоидных микроклиновых гранитов из конгломератов триаса, петрографически идентичная верхнепалеозойским жильным гранитам других мест Кавказа, оказывается, имеет возраст 210 млн. лет. Следовательно, в триасовые конгломераты попали действительно дотриасовые, а не юрские граниты, как это могло бы получиться при определении возраста микроклина, потерявшего 20—25% радиогенного аргона вследствие пертитизации.

Наряду с такими данными, казалось бы позволяющими с полным доверием относиться к цифрам абсолютного возраста, полученным как по слюдам и полевым шпатам, так и по валовой породе, имеется серия неоднократно повторенных измерений, свидетельствующая о влиянии наложенных геологических процессов на сохранность радиогенного аргона в минералах, что, омолаживая минерал, не позволяет судить о времени его образования. Но эти же цифры при одновременном глубоком геолого-петрографическом изучении объектов исследования могут помочь определить время наложения того или иного геологического изменения породы, связанного с привносом вещества или с физическими процессами.

Проведенные исследования показали, что во всех случаях явного воздействия наложенных высокотемпературных процессов и слюда и калиевый полевой шпат теряют какую-то часть радиогенного аргона, при этом в случае сравнительно высокотемпературного воздействия слюда, по-видимому, в значительно большей степени сохраняет аргон, чем калинатриевый полевой шпат.

Почти 100%-ная миграция накопленного аргона происходит, вероятно, в случае высокотемпературного и длительного прогрева, обусловленного близким расположением внедрившейся магмы; например, нижнепалеозойские гнейсы из контактного ореола третичной интрузии, оказалось, имеют близкий с ней возраст (60 млн. лет). То же происходит с ксенолитами древних гранитов.

Сказанное выше свидетельствует, что калий-аргоновый метод, с использованием в качестве объекта для исследований одного какого-нибудь минерала без глубокого знания петрологии и геологии изучаемых объектов, не может быть применен как рядовой, для любых случаев пригодный метод стратифицирования изверженных образований складчатых областей со сложной историей развития магматизма [9].

Вместе с тем применение калий-аргонового метода для получения большого количества цифр, при параллельном глубоком петролого-геологическом изучении изверженных образований, несомненно, позволит и обоснованно расчленить по возрасту магматические породы с их производными, и в ряде случаев выяснить последовательность и характер петрогенетических процессов.

Можно считать, что значение цифры возраста, полученное из хорошо усредненной, даже валовой, пробы породы при достаточной точности измерения радиогенного аргона и количества калия, позволит правильно ориентироваться в вопросе о принадлежности породы к определенной геологической системе. Это следует из того, что разновозрастность минералов и наложенные процессы, способствующие миграции аргона, чаще связаны с эволюцией единого интрузивного комплекса, длительность чего редко превышает 50—60 млн. лет, а это в общем случае дает уже достаточное для некоторых геологических построений обоснование, не достигаемое часто обычными геологическими методами.

Искажения возраста, связанные с наложением влияния магматических масс новых интрузивных циклов, обычно проявляются в специфической геологоструктурной обстановке, сопровождаемой специфическими петрографическими явлениями, что всегда может быть обоснованно выявлено при детальных геолого-петрографических исследованиях. В этих случаях калий-аргоновый метод, не давая истинного возраста породы, помогает уловить характер проходивших процессов.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ОТДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ СОВЕТСКОГО СОЮЗА И ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН [1]

Докембрийские образования Балтийского и Украинского кристаллических массивов

Исследования по определению возраста кристаллических пород докембрия Украинского и Балтийского массивов длительное время проводятся лабораториями Академии наук УССР, Радиевым институтом, Институтом геохимии и аналитической химии, Лабораторией геологии докембрия АН СССР и Всесоюзным научно-исследовательским геологическим институтом [10].

Изучению подвергались разные минералы различными методами. Трудность расчленения кристаллических пород докембрия общепонятна.

В результате больших усилий перечисленных выше исследовательских учреждений кристаллические породы докембрия расчленены на несколько возрастных групп (в млн. лет):

---

[1] Приводимые ниже цифры вычислены на основе $\lambda_k = 5{,}50 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$ и $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$.

Балтийский щит		*Украинский массив* [1]	
Рапакиви	1620–1640	Уманские граниты	1450
Карелиды	1640–1870	Рапакиви »	1650–1750
Беломориды	1710–2020	Токовские »	1800?
Катархеи (?)	1820–3250	Гнейсы, кристаллические сланцы	2000

Для слюд докембрия Балтийского массива в лаборатории Э. К. Герлинга рубидий-стронциевым методом получен ряд цифр, хорошо совпадающий с данными калий-аргонового метода [5, 6].

Урал. Первые же исследования калий-аргоновым методом абсолютного возраста (Л. Н. Овчинникова и др.) геологических формаций Урала дали очень интересные цифры (в млн. лет):

Магматические формации

1. Докембрийский этап

Рапакиви Бердяуша	1060
Шагирский массив	1200

2. Среднепалеозойский этап (каледониды)

Тагильский, Кушвинский, Покровский, Калдинский, Ауэрбаховский, Магнитогорский массивы	365–385

3. Верхнепалеозойский этап (герциниды)

Верх-Исетский, Муразино-Алабашевский, Ильменогорский массивы	245–290

4. Мезозойский этап (?)

Туфобрекчия базальта (Елкино)	167
Липарит (Кушмуринское буроугольное месторождение, верхний триас)	164

По данным Л. Н. Овчинникова, с этими эпохами магматизма синхронизируются метаморфические изменения вмещающих пород. В частности, серицитовые сланцы Северного, Красногвардейского, Ясьвинского колчеданных месторождений имеют возраст 320—340 млн. лет, отвечающий возрасту каледонских массивов Урала.

Выделенные Л. Н. Овчинниковым метаморфические образования верхнепалеозойского этапа дают более сложную картину. Вероятно, здесь имело место наложенное воздействие верхнепалеозойского метаморфизма на породы, измененные среднепалеозойским метаморфизмом.

Кавказ. В пределах Большого Кавказа в разных структурных его зонах имеются магматические и метаморфические формации четырех крупных этапов сложного магматизма (в млн. лет):

1. Породы, вмещающие уруштенский магматический комплекс (кристаллические сланцы)	Больше 400
2. Уруштенский магматический комплекс (средний палеозой)	375–320
3. Герцинские интрузии	255–190
4. Мезозойский магматизм	150–100
5. Третичный магматизм	90–15
6. Четвертичный магматизм (лавы, экструзии липаритов – андезитов).	

В пределах этих возрастных групп обнаруживается весьма сложная картина формирования отдельных интрузивных массивов, их жильных

[1] В работах Н. П. Семененко приводится более дробное деление докембрия Украинского щита, с некоторыми отличиями в цифрах возраста.

серий, а также явлений метаморфизма, метасоматизма и связанного с ними оруденения [2, 3].

Изучение осадочных образований Кавказа, проведенное за последнее время, выявило интересные факты:

1) в области развития молодого магматизма (юрского и третичного) филлиты силлура—девона, оказалось, систематически имеют возраст 160—170 млн. лет; эти цифры показывают возраст метаморфизма, испытанного сланцами, и они усложнены неполной миграцией более древнего радиогенного аргона;

2) выяснилось, что юрские флишевые аргиллиты Северо-Западного Кавказа имеют возраст во всех случаях 240—260 млн. лет; это возраст терригенного палеозойского материала, не испытавшего наложенного метаморфизма;

3) глаукониты мела из неметаморфизованных отложений дали цифры 80—70 млн. лет, а монтмориллонитовые глины из трахитовых туфов эоцена — 70 млн. лет.

Совокупность данных определения абсолютного возраста магматических, осадочных и метаморфических пород Кавказа позволяет внести коррективы в имеющиеся представления о геологии Кавказа и его рудных богатствах.

Средняя Азия. По данным А. Я. Крылова, Д. И. Щербакова и др., среди магматических пород Средней Азии пока могут быть выделены (в млн. лет):

1. Каледониды Терскей-Алатау, Таласский Алатау и др. . . . . 365—330
2. Герциниды кураминского комплекса, шайданские граниты . . . . . 300—190

Центральный Казахстан. Большинство цифр для гранитоидов Центрального Казахстана ложится в диапазон 320—375 млн. лет. Большая часть из них геологами считается раннегерцинскими (C_2?) и меньшая — девонскими (D_2?). Четыре цифры, также относящиеся к раннегерцинским, ложатся в пределах 290—300 млн. лет.

Забайкалье. По материалам Е. И. Доломановой подтвердилось отнесение гранитов этой области к мезокайнозою с возрастом от 85 до 128 млн. лет.

Дальний Восток. По данным Н. И. Полевой, в Приморье выявлены (в млн. лет) [8]:

1. Палеозойский магматизм — шмаковский, гродековский, вознесенский граниты . . . . . 320—215
2. Раннемезозойский магматизм — Бикин, Соотухе, Кошкарово . . . . 170—140
3. Кайнозойский магматизм . . . . . 115—30

По материалам Е. К. Устиева, возраст изверженных пород Охотско-Колымской области (реки Анмандикан, Грейша, Алан-Су) попадает в диапазон 250—295 млн. лет.

Изученные в Дагестанском филиале АН СССР изверженные породы Чукотского полуострова относятся к кайнозойскому этапу магматизма, так как все они показали возраст в пределах от 40 до 110 млн. лет.

Зарубежные страны. В странах Запада, главным образом в США, исследования в области определения абсолютного возраста также развиваются успешно.

В США одновременно с нашими наблюдениями было отмечено, что в результате воздействия наложенных процессов или неодновременности образования минералов имеет место отклонение соотношений материнского вещества и продуктов его радиоактивного распада, ведущее к искажению цифр абсолютного возраста или к их различиям в зависимости от примененного материала и метода. Ряд результатов таких исследований опубликован в отчете директора Геофизической лаборатории Карнеги за 1956—1957 гг.

Определения возраста по слюдам гранитов западных штатов (системы Кордильер, Аризоны, Колорадо, Вайоминг и др.) калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами в большинстве случаев дали хорошую сходимость цифр. Определение возраста пород по слюдам из области Сёдбери также дало интересные цифры по калий-аргоновому и рубидий-стронциевому методам, подтвердившие предполагаемую последовательность магматических образований и хорошую сходимость цифр по обоим методам.

Интересны также цифры, полученные при исследованиях цирконов из молодых и древних гранитов, в сопоставлении их с цифрами по рубидий-стронциевому и калий-аргоновому методам, полученными для слюд тех же пород Шварцвальда, Вогез и Канады. Из этих цифр видно, что достоверность данных, получаемых урано-свинцовым методом, по цирконам менее надежна, так как различные изотопные соотношения дают подчас значительно расходящиеся возрасты.

На XI Генеральной ассамблее Международного геодезико-геофизического союза в 1957 г. на Вулканологической ассоциации ряд докладов был посвящен абсолютному возрасту [4].

Олдрич, Тилтон и Дэвис доложили об исследованиях, проведенных в Институте Карнеги. По мнению этих исследователей, цифры по U-Pb и Th-Pb методам определения возраста цирконов, монацитов и колумбит-танталитов настолько сильно варьируют, что возможность использования этих минералов ставится под сомнение [11].

Голдич, Баадэгаард и Ниир в докладе «Исследования возраста по ^{40}Ar-^{40}K методу» привели такие данные: в группе неизмененных гранитов и гранито-гнейсов с возрастом, колеблющимся от 500 до 2500 млн. лет, полевой шпат обнаружил постоянный недостаток аргона в размере 36% по отношению к слюдам. В тех областях, где на первичную кристаллизацию не наложен метаморфизм, практически возможна датировка и по полевому шпату, и по слюде. Повторные анализы измельченного полевого шпата (40—60 меш) не обнаружили потери аргона за 4—12 месяцев. Было доказано, что стильпномеланы не пригодны для определения возраста.

По Харлею («Информация об измерении возраста по Ar-K и Rb-Sr»), сравнение определений возраста по калий-аргоновому и рубидий-стронциевому методам дает общее совпадение. Несогласие связано скорее с эффектами метаморфизма, чем с присутствием избыточного аргона, выветриванием или аналитическими ошибками. Фаул и Тилтон («Возраст некоторых «герцинских» гранитов в Европе») определили возраст гранитных пород в «цепи герцинид» из района Осло, Шварцвальда, Вогез, Альп и Центрального массива. Были определены отношения U/Pb, Th/Pb и Pb/Pb на выделенном цирконе и K/Ar и Pb/Sr в биотите. Результаты определения по циркону во всех случаях имели внутренние

расхождения и показали, что решетка этих цирконов после кристаллизации была нарушена. Таким образом, возраст этих пород не может быть удовлетворительно определен только изучением одних цирконов.

По рубидий-стронциевому и калий-аргоновому методам возраст анализированных биотитов совпадал и во всех случаях давал цифры около $345 \pm 5 \cdot 10^6$ лет. Стратиграфический возраст этих пород определенно довестфальский (досреднекарбоновый), обычно их относят к динанту (нижний карбон). Однако, если принять шкалу Холмса, измерения показывают возраст среднего силура. Следовательно, заключает автор, либо шкала времени неверна, либо ошибочно стратиграфическое определение. Здесь я должен заметить, что изученная слюда, возможно, отвечает более ранней магматической породе, и эти граниты ею контаминированы.

Интересные данные получены Вассербургом по возрасту серии Гленарм, слюды из пегматитов которой и из метаморфических пород дают согласные возрасты, равные 350 млн. лет.

Принимая во внимание лишь определения возраста горных пород, в Советском Союзе общее количество которых превышает 2—3 тыс., преимущественно калий-аргоновым методом, все же следует сказать, что многие территории, особенно в восточной части Советского Союза, слабо затронуты такими исследованиями, например обширная часть траппового вулканизма, наши кимберлиты. Магматические формации Алтая, Кузнецкого Алатау, Саян-Хингана также ждут применения к ним методики определения абсолютного возраста.

Выделение этапов развития магматизма на территории нашей страны с помощью методики собственно геологической и с применением определения абсолютного возраста позволит подойти к решению и общегеологических проблем, и проблем петрорудогенезиса.

Даже имеющиеся к настоящему времени цифры и выделенные на их основе этапы развития магматизма в разных структурных областях СССР показывают, что в формировании и таких древних складчатых областей, как Урал, и таких молодых, как Кавказ, побережье Тихого океана, принимают участие комплексы магматических и метаморфических пород нескольких тектоно-магматических циклов. Относительно молодые складчатые области, например Кавказ, да, пожалуй, и Приморье, в течение длительного времени, порядка 500 млн. лет, являлись областями периодически возникавшего активного магматизма.

Одной из задач дальнейших петрологических исследований, несомненно, явится сравнительное изучение эволюции магматизма во времени для определенных геоструктурных единиц и сопоставление близких по возрасту магматических комплексов для разных структур.

Такие сравнительные исследования, сопряженные с изучением металлогенических особенностей магматических комплексов и их геохимии, несомненно, будут положены в основу петрологических обобщений по эволюции на территории СССР и по выяснению генезиса магматических и метаморфических пород, а также ассоциирующихся с ними рудопроявлений. Многие проблемы геологии, в частности проблема строения земной коры, найдут надежную опору в применении методики определения абсолютного возраста [10].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Амирханов Х. И., Гурвич И. Г., Сардаров С. С.* Масс-спектрометрический ускоренный метод определения абсолютного возраста геологических образований по радиоактивному распаду ^{40}K в ^{40}Ar.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 4.
2. *Афанасьев Г. Д.* Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 4.
3. *Афанасьев Г. Д.* О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород K-Ar методом.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6.
4. *Влодавец В. И.* Деятельность Международной ассоциации вулканологов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 11.
5. *Герлинг Э. К.* Аргоновый метод определения возраста и его применение для расчленения докембрийских образований Балтийского и Украинского щитов.— Геохимия, 1956, № 5.
6. *Герлинг Э. К., Полканов А. А.* Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита.— Геохимия, 1958, № 8.
7. *Овчинников Л. Н., Шур А. С., Панова М. В.* Об абсолютном возрасте некоторых изверженных метаморфических и осадочных образований Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 10.
8. *Полевая Н. И.* Абсолютный возраст некоторых магматических комплексов СССР по данным аргонового метода.— Геохимия, 1956, № 5.
9. *Старик И. Е.* Роль вторичных процессов при определении возраста пород радиоактивными методами.— Геохимия, 1956, № 5.
10. Труды пятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (19—23 мая 1956 г.). М.: Изд-во АН СССР, 1958.
11. *Aldrich L. T., Wetherill G. W., Davis G. L., Tilton G. R.* Mineral age measurement. Annual Rept. Director Dept. terestrial magnetism, 1956—1957. Washington: Carnegie Inst., 1957.

УДК 550.93

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА В АБСОЛЮТНОМ ЛЕТОИСЧИСЛЕНИИ ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРИЙ СССР НА АПРЕЛЬ 1964 Г. С УЧЕТОМ ЗАРУБЕЖНЫХ ДАННЫХ [1, 2]

Публикуемая геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении является уточненным и более детальным вариантом шкалы, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций в 1960 г. (табл. 1).

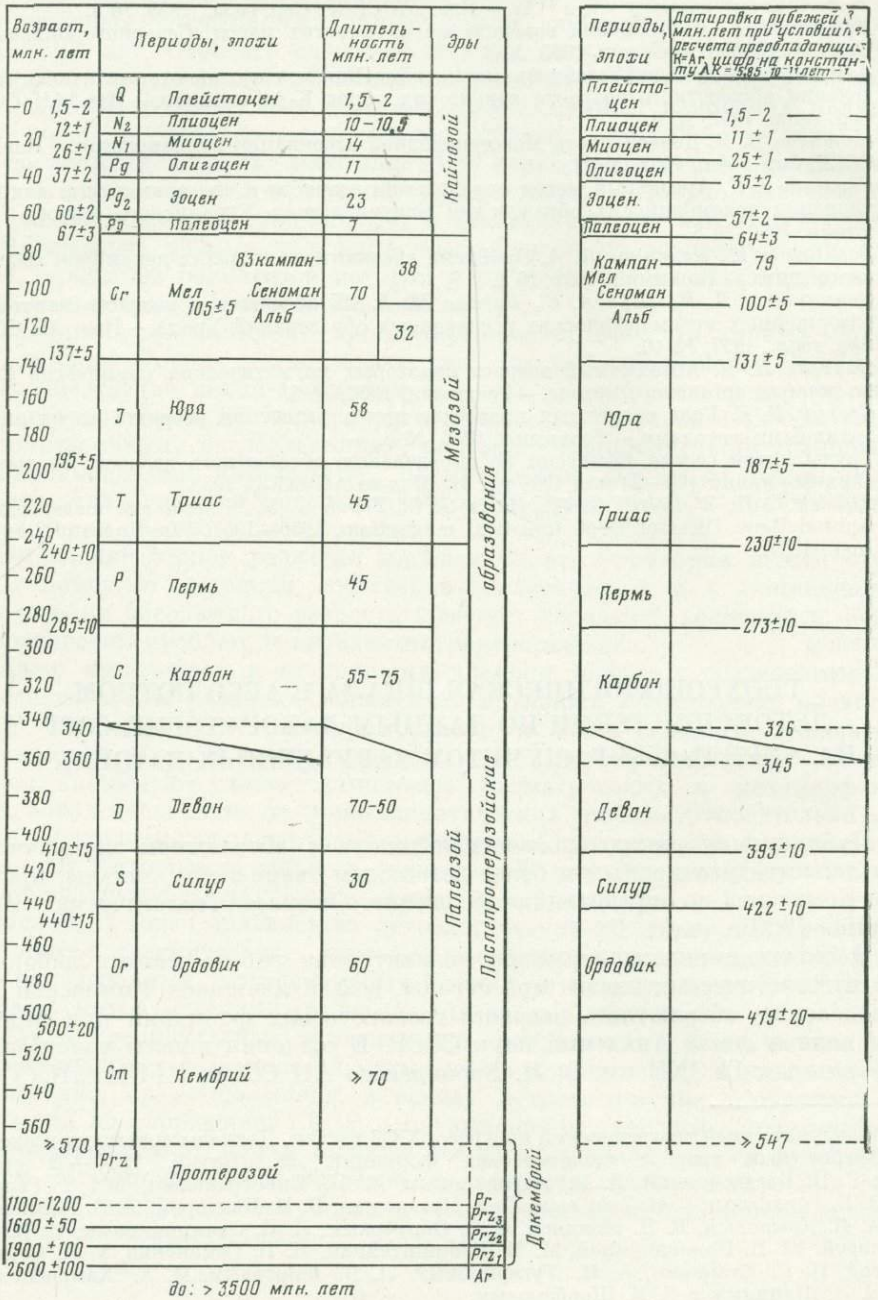
В создании шкалы отражена коллективная работа многих лабораторий и геологических институтов страны, возглавлявшаяся Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при отделении наук о Земле Академии наук СССР. В создании шкалы участвовали лаборатории ГЕОХИ им. В. И. Вернадского АН СССР, ИГЕМ АН СССР,

[1] Международный геологический конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов, Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964.— В соавт. с Г. П. Багдасаряном, Л. И. Боровиковым, А. П. Виноградовым, М. А. Гаррис, Э. К. Герлингом, С. И. Зыковым, Г. А. Казаковым, Б. М. Келлером, Л. В. Комлевым, А. Я. Крыловым, В. К. Моничем, С. В. Обручевым, Л. Н. Овчинниковым, Н. И. Полевой, Ю. И. Половинкиной, М. М. Рубинштейном, Н. П. Семененко, Т. П. Семеновой, И. Е. Стариком, А. И. Тугариновым, Л. В. Фирсовым, И. Х. Хамрабаевым, Л. Л. Шаниным и Д. И. Щербаковым.

[2] Статья печатается без таблицы опорных точек к геохронологической шкале по данным на апрель 1964 г. Таблицу см. в цитированном оригинале.— *Прим. ред.*

Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР

Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным на апрель 1964 г.; преимущественно по данным K=Ar метода $\lambda K = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; Rb=Sr цифры основаны на $\lambda Rb = 1{,}47 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$



МГУ, Радиевого института им. В. Г. Хлопина, Лаборатории геологии докембрия АН СССР, ВСЕГЕИ, геологических институтов Украинской, Армянской, Грузинской, Казахской и Узбекской академий наук СССР, Уральского и Башкирского филиалов АН СССР, Северо-Восточного комплексного института СО АН СССР, Казахского института минерального сырья (КазИМС).

Критический анализ и обобщение накопленного в лабораториях СССР материала и опубликованных в мировой литературе данных были поручены членам Комиссии Г. Д. Афанасьеву и М. М. Рубинштейну. Подготовленный ими перечень опорных точек и проект шкалы были детально обсуждены на заседаниях Комиссии. На Г. Д. Афанасьева и М. М. Рубинштейна было возложено также составление и редактирование объяснительной записки к шкале.

Проект шкалы 1964 г. утвержден на заседаниях Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР 1—2 апреля 1964 г.

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ В АБСОЛЮТНОМ ЛЕТОИСЧИСЛЕНИИ 1964 Г.

Введение

Приступая к составлению настоящей записки, авторы отчетливо представляли сложность поставленной перед ними задачи. Опыт прошедшего десятилетия работы радиологических лабораторий всего мира показал, что восстановление истории геологического развития Земли — датирование отдельных этапов этого развития по горным породам и минералам — сопровождается многими трудностями. Главным осложняющим обстоятельством является то, что большинство минералов и горных пород за время их длительного (миллионы и миллиарды лет) существования подвергались á priori влиянию последующих геологических событий. Естественна поэтому возможность нарушения равновесных отношений между радиоактивным элементом и продуктами его распада. Из сказанного очевидно, что наряду с радиологической работой по датированию геологических объектов лаборатории выполнили большой объем методических исследований, ставивших своей задачей выяснение надежности того или иного метода, пригодности для геохронологических исследований того или иного минерала.

Многое еще предстоит исследовать, но все же к настоящему времени выяснилась принципиальная возможность составления шкалы в абсолютном летоисчислении, несмотря на сложности, связанные с воздействием на геологические объекты последующих процессов.

Эта возможность осуществима лишь при проведении комплекса геолого-радиологических исследований. Минералого-петрографо-геологическое исследование обеспечивает контроль и учет изменений, претерпеваемых тем или иным минералом, а следовательно, и выбор более надежных объектов радиологического исследования.

Используя различные радиоактивные элементы — U, Th, K, Rb и изучая их соотношения с накопившимися продуктами распада ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{40}Ar, ^{87}Sr соответственно, радиологи имеют возможность оценить надежность того или иного значения абсолютного возраста, полу-

ченного тем или иным методом для минералов, сохранность радиогенных продуктов в которых изучена экспериментально.

К сожалению, разработка многих проблем в этой области еще не завершена, однако уже сейчас можно сделать ряд выводов.

1. Наиболее надежными значениями возраста для одновременно образовавшихся минералов являются близкие или тождественные значения, получаемые параллельно всеми тремя основными методами — ураноториево-свинцовым, калий-аргоновым и рубидий-стронциевым.

2. Осложняющим обстоятельством является недостаточная точность определения констант распада $^{87}Rb(\lambda_{Rb})$ и $^{40}K(\lambda_K$ и $\lambda_\beta)$. До сих пор радиологические лаборатории всех стран используют различные константы. В СССР для λ_K принято значение $0{,}557 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$, для λ_β — $4{,}72 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$, для λ_{Rb} — 1,39 и $1{,}47 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$. Во многих (но не во всех) лабораториях США и Англии для λ_K принято $0{,}585 \cdot 10^{-10}$ лет а для λ_{Rb} — 1,39 и $1{,}47 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$. При сравнении значений абсолютного возраста, публикуемых в разных странах, приходится учитывать различия в принятых константах распада для ^{40}K и ^{87}Rb.

3. Выявлено, что при применении калий-аргонового метода наиболее предпочтительным материалом для определений возраста в общем случае являются слюды. Достаточно надежно можно использовать и такие калийсодержащие минералы, как глауконит, кали-натриевый полевой шпат (санидин) из пород, находившихся за время своего существования в условиях, не способствующих потере радиогенного аргона. Данные K-Ar метода можно во многих случаях контролировать данными Rb-Sr метода, так как факторы, определяющие миграцию аргона и стронция, различны.

4. Наиболее широко в настоящее время применяется K-Ar метод, что обусловлено в первую очередь широким распространением калийсодержащих минералов в большинстве горных пород, слагающих земную кору.

Калий-аргоновый метод, при котором для более надежной датировки используются главным образом слюды, подобно Rb-Sr и U-Pb методам, базируется, естественно, на породах магматогенного происхождения. Однако геологическая позиция многих конкретных интрузивных пород в подавляющем большинстве случаев не может быть установлена с необходимой точностью. Прямые факты прорыва фаунистически охарактеризованных осадочных толщ интрузиями и перекрывание этих же интрузий более молодыми фаунистически охарактеризованными слоями в узком интервале геологического времени — уникальный случай. Поэтому для определения истинной геологической позиции магматического тела привлекается обильный дополнительный геолого-петрографический материал, позволяющий во многих случаях приходить к однозначному выводу. Нельзя забывать также о неточности местных биостратиграфических шкал, основанных на флористических данных.

Все эти схематически охарактеризованные сложности интерпретации радиологических данных при большом количестве накопленных фактов не мешают в конечном итоге подойти к достаточно надежной датировке геологических рубежей в абсолютном летоисчислении.

Для дальнейшей детализации шкалы, особенно в той ее части, которая отражает возраст различных подразделений докембрия и палеозоя, большим затруднением является нахождение достаточно надежных геологических опорных точек. Не все точки, приводимые в прилагаемом

перечне[1], являются опорными в полном смысле этого понятия, но они должны были учитываться при датировке рубежей как заявленные отдельными лабораториями. При утверждении шкалы обнаружилось несколько противоречивых данных в отношении датировки рубежей между пермью—карбоном и между карбоном и девоном. Особенно это касается рубежа карбон—девон, что и отражено на шкале. В соответствующем разделе записки излагаются факты, позволяющие сохранить двойственную оценку возраста этого рубежа.

В настоящей записке, как правило, первичный авторский материал (геологические и радиологические данные) не приводится. В подробном списке перечислены опубликованные источники, в которых читатель может найти все исходные данные для той или иной опорной точки. Дополнительные значения абсолютного возраста, доложенные на Комиссии при обсуждении шкалы, сопровождаются необходимыми исходными данными. Первичный материал привлекается также при обсуждении выявившихся противоречий, это поможет в будущем прийти к более правильной и однозначной интерпретации имеющихся фактов.

К положительным особенностям шкалы 1964 г. надо отнести то, что она основывается на данных, полученных по 222 точкам. Шкала Комиссии 1960 г. и шкалы Калпа и Холмса основывались на значительно меньшем числе опорных точек.

Плиоцен (1,5—2—12±1 млн. лет)

Абсолютное датирование границы между плиоценом и плейстоценом весьма сложно. Во всех прежних геохронологических шкалах возраст этой границы принимался равным 1 млн. лет на основании данных, полученных для нижнеплейстоценовых и позднеплиоценовых эффузивных образований Сьерры-Невады и Калифорнии. Однако, поскольку возраст биотита из игнимбритов самых верхов плиоцена Нальчикского района Северного Кавказа оказался несколько большим 3 млн. лет, а возраст анортоклаза из туфа и возраст базальта нижнего плейстоцена Олдувея в Танганьике 1,4—1,8 млн. лет, имеются достаточные основания для отнесения границы между плиоценом и плейстоценом к 1,5—2 млн. лет, конечно считая необходимой проверку этого значения в дальнейшем.

Более определенным является значение абсолютного возраста нижней границы плиоцена, равное 12±1 млн. лет. Оно основано на данных возраста 11,2—12,6 млн. лет, полученных по биотитам из туфов Калифорнии и Невады, датируемых по фауне млекопитающих нижним плиоценом и низами нижнего плиоцена—верхами верхнего миоцена, а также на определении возраста нижнесарматского перлита Закарпатья (14,2 млн. лет).

Миоцен (12±1—26±1 млн. лет)

Имеющиеся материалы не позволяют подразделять миоцен на основании геохронометрических данных. Можно отметить лишь, что значения порядка 14—16 млн. лет относятся, по-видимому, к верхнему, а 18—21 млн. лет — к среднему миоцену. Для нижнего миоцена по глауконит-

[1] См. примечание 2 на с. 195.— *Прим. ред.*

там верхов майкопской свиты Предкавказья, нижнего земоррия Калифорнии и бурдигала Австралии получены значения возраста, варьирующие в пределах 23—26 млн. лет, а для биотита из туфа Небраски, располагающегося в самых верхах нижнего миоцена,— значение 24 млн. лет. Санидин из туфа Орегона, датирующийся верхами верхнего олигоцена, показал возраст 27 млн. лет.

Таким образом, наиболее вероятным значением возраста для нижней границы миоцена следует признать 26±1 млн. лет. Этому не противоречат и данные для постсреднеолигоценовых магматических образований Мэрисвейла (штат Юта).

Олигоцен (26±1—37±2 млн. лет)

При установлении абсолютного возраста нижней границы олигоцена должны быть приняты во внимание значения возраста биотита (34 млн. лет) и санидина (35 млн. лет) из нижнего олигоцена Невады и Техаса и верхнеэоценовых щелочных пород Грузии и Армении: биотита из пегматоидов Вакисджвари (37 млн. лет), щелочных эффузивов Базумо-Памбакской области (37 млн. лет) и тежсарских нефелиновых сиенитов (38 млн. лет). На этом основании границу олигоцен—эоцен следует датировать в 37±1 млн. лет.

Эоцен (37±1—60±2 млн. лет)

Абсолютный возраст среднеэоценовых глауконитов Калифорнии, Парижского бассейна и Тургая, определенный калий-аргоновым методом, варьирует в пределах 44—54 млн. лет; с этим согласуются данные для глауконита из киевского яруса Белоруссии и района Курской магнитной аномалии. Результаты определения возраста среднеэоценовых интрузий и лав Армении, а также биотита из постсреднеэоценового карбонатита Монтаны составляют 40—52 млн. лет. По глауконитам нижнего эоцена Австрии, Техаса и Нью-Джерси получены значения возраста 54—61 млн. лет, тогда как возраст глауконитов палеоцена Англии, Калифорнии и Приаралья оказался равным 60—70 млн. лет. Для позднепалеоценового уранинита Колорадо получено значение возраста 61 млн. лет, а для биотита эффузивного происхождения из палеоценового глауконитового песчаника Калифорнии — 63 млн. лет. По совокупности этих материалов абсолютный возраст границы нижний эоцен—палеоцен оценивается в 60±2 млн. лет.

Палеоцен (60±2—67±3 млн. лет)

При определении возраста нижней границы палеоцена необходимо принять во внимание, кроме приведенных выше данных для палеоценовых образований (60—67 млн. лет), результаты определения возраста постмаастрихтского—досреднеэоценового гранодиорита Ямайки. Возраст содержащегося в нем биотита, определенный калий-аргоновым методом, 70 млн. лет, а рубидий-стронциевым — 64 млн. лет. Для сфена из этой же породы получено значение возраста 64 млн. лет по отношению $^{206}Pb/^{238}U$. Возраст глауконита из датского яруса Дагестана оказался равным 70 млн. лет. Совокупность всех этих данных, несмотря на то

что значения возраста в пределах 66—70 млн. лет были получены также для биотитов и санидинов из маастрихтских бентонитов Канады, свидетельствует, что возраст границы палеоцен—даний не меньше 67±3 млн. лет.

Мел (67±3—137±5 млн. лет)

Для мелового периода имеется значительное количество опорных определений возраста, преимущественно по глауконитам. Значения возраста глауконитов сенона варьируют в пределах 73—91 млн. лет. При этом из отдельных ярусов сенона лучше всего охарактеризован в геохронометрическом отношении кампан, для которого имеется несколько значений возраста, полученных как по глаукониту из нижнего кампана—ганновера (85 млн. лет), так и по биотиту и санидину из бентонита верхнего кампана Канады (77 и 81 млн. лет), и по биотиту из липаритового порфира Азербайджана низов кампана—верхов сантона (86 млн. лет). В этой связи кампан можно достаточно уверенно датировать 83±2 млн. лет. Значения возраста, полученные для сеномана, характеризуются более заметным разбросом — от 90 до 104 млн. лет. Однако наименьшее из этих значений, полученное для глауконита из Нижней Ушицы в Белоруссии, возможно, является заниженным (практически то же значение возраста было получено и для глауконитов турона и коньяка ФРГ). Остальные значения возраста сеноманских образований таковы: 96 млн. лет — по санидину из верхнесеноманского туфа Колемана в Канаде, 101 млн. лет — для биотита из бентонита Каш-Крик в Калифорнии, 104 млн. лет — для биотита из бентонита Милл Крик в Канаде.

Приведенные данные свидетельствуют, что значения в 101—107 млн. лет, полученные для глауконитов альба и верхов апта Северного Кавказа и ФРГ, требуют дополнительной проверки. Также требуют дополнительного подтверждения результаты определения возраста монацита из постальбского батолита Южной Калифорнии (116 млн. лет) и биотита из среднеальбского туфа в Гудзон-Хоп Британской Колумбии (122 млн. лет) в связи с тем, что значение абсолютного возраста, определенного по монациту (Южная Калифорния), в первоисточнике [98] обосновывается только общим отношением Pb/U, Th, а биотит из Гудзон-Хоп хлоритизирован [97]. В итоге наиболее реальной является оценка возраста границы между сеноманом и альбом в 105±5 млн. лет.

Для установления абсолютного возраста нижней границы мела мы располагаем данными по глауконитам и биотитам. Возраст валанжинского глауконита Московской области 125 млн. лет, а для глауконитов портланда Англии и ФРГ и волжского яруса Московской области получены значения 131—142 млн. лет. Кроме того, имеются следующие значения возраста: 134 млн. лет — для биотита из посткимериджского батолита Шаста Бэлли в Калифорнии и 143 млн. лет — для биотитов из постсреднеюрских—донижнемеловых гранитоидов шарахадинского комплекса Восточной Монголии. Очевидно, наиболее вероятное значение возраста границы между мелом и юрой приходится на интервал 135—140 млн. лет, в связи с чем ее можно принять равной 137±5 млн. лет.

Юра (137±5—196±5 млн. лет)

В отношении датировки рубежей юры имеются противоречивые данные, допускающие различные толкования. Для обоснования одной из существующих точек зрения на возраст рубежей юры М. М. Рубинштейн приводит личные данные [53, 54] и данные других исследователей [43]. Эти данные позволяют М. М. Рубинштейну наметить значение абсолютного возраста границы байос—бат на основании результатов определения возраста биотитов постбайосских—донижнемеловых (предположительно, по М. М. Рубинштейну, батских) интрузивов Западной Грузии — 167—174 млн. лет (Келасурского, Гумистинского и Хевского), а также постнижнеюрского Шахтаминского гранодиоритового массива Забайкалья — 167 млн. лет и постнижнеюрского — доксфордского диорита гор Талкитна (Аляска) — 177 млн. лет. Кроме того, М. М. Рубинштейном учтены несколько меньшие значения возраста, полученные по валовым пробам верхнебайосских гипабиссальных пород (159—164 млн. лет). В итоге возраст границы байос—бат, по мнению М. М. Рубинштейна, должен приходиться на интервал времени 160—170 млн. лет; с большой долей вероятности он может быть оценен в 165±5 млн. лет.

К числу нижнеюрских образований, по М. М. Рубинштейну, относятся риолит Кударского района Бурятской АССР (188 млн. лет) и «оловянный» гранит о-ва Биллитон в Индонезии, для биотита которого было получено то же значение возраста (188 млн. лет). Некоторые исследователи считают также нижнеюрским посткарнийский—добайосский Гуичонский батолит Британской Колумбии, по биотиту которого получено значение возраста 195 млн. лет. Учитывая, что возраст биотита из диабазового силла верхов триаса Нью-Джерси 204 млн. лет, причем для валовой пробы породы было получено еще большее значение — 209 млн. лет, возраст границы юра—триас может быть принят равным 195±5 млн. лет.

Согласно другой интерпретации имеющихся данных, обосновываемой Г. Д. Афанасьевым и другими исследователями [5, 8, 10], предлагаемая М. М. Рубинштейном датировка рубежа юра—триас в 195±5 млн. лет не вытекает из значений возраста, характеризующих заявленные опорные точки. В частности, вызывает сомнение отнесение к опорным данным возраста биотита (и валовой пробы породы из эндоконтакта) диабазового силла в верхнем триасе Нью-Джерси [84, 85] по следующим соображениям. Силл — это межпластовая интрузия, и не исключена возможность внедрения ее «в верхи триаса» в послетриасовое время. Затем оказалось, что одновозрастный, по Калпу, базальт Уотчунг имеет возраст 81 млн. лет. Калп почему-то считает, что этот базальт потерял 60% радиогенного аргона.

Появление биотита на контакте диабазового силла может быть объяснено обогащением калием контактной зоны за счет вмещающих пород. В таком случае возможен и захват биотитом, а также и самой породой силла, особенно в приконтактовой зоне, при их кристаллизации радиогенного аргона, уже накопившегося в материале триасовой толщи. Кстати, возраст центральной части силла 147 млн. лет. При любой иной трактовке верхний триас должен быть древнее 204 млн. лет и даже древнее 209 млн. лет, не считая возможных потерь аргона, допускаемых для валовой пробы породы. Однако ни для Калпа, ни для М. М. Рубинштейна

это не явилось основанием для «удревнения» рубежа юры—триаса по сравнению с предлагаемым значением 195±5 млн. лет, которое при современном объеме фактов может быть принято. Также впредь до получения более точных данных может быть признан возраст рубежа байос—бат в 165±5 млн. лет.

Но в таком случае не может быть признан «батским» возраст абхазских гранитных интрузий — Келасурской и Гумистинской, так как они практически одновозрастны с основными вулканогенами байоса, которые интрудированы этими гранитами. Выявленные к настоящему времени общие закономерности развития магматизма, а также конкретный петрологический материал по Абхазии позволяют думать, что между формированием байосской вулканогенной толщи и интрузиями существенно калиевых гранитов рек Келасури и Гумисты происходили другие геологические события — формирование плагиогранит-порфировых интрузий и интрузий диоритов в частности. Интервал времени, необходимый для реализации таких событий, оценивается минимум в 15—20 млн. лет. Возможность такой интерпретации, а следовательно, и более «молодого» возраста келасурских гранитов вытекает также из исследований проб абхазских интрузий, проведенных в других лабораториях (ИГЕМ АН СССР, геологические институты Башкирского и Дагестанского филиалов АН СССР и др.). В 1961 г. на киевской сессии Комиссии [6] докладывались данные по возрасту абхазских интрузий, причем для биотитовых гранитов Гумисты по данным ИГЕМ было получено значение 161 млн. лет, а по данным Дагестанского филиала АН СССР для того же биотита — 140 и 147 млн. лет.

В 1963 г. в ИГЕМ были проведены методические исследования гидратизированных биотитов [8]. При этом выяснилось, что слюды абхазских интрузий (Гумисты и Келасури) после предварительной тренировки при 125° С дают значения возраста 144 и 154 млн. лет, т. е. близкие к полученным в Дагестанском филиале АН СССР [7]. Позднее в лаборатории Башкирского филиала АН СССР были проведены определения возраста этих интрузий [9]. Биотит из гранита р. Гумисты, по данным М. А. Гаррис, имеет возраст 142 млн. лет, а биотит р. Келасури — 158 млн. лет[1].

Все это заставляет считать необходимым продолжение исследований противоречивых данных, подобных охарактеризованным выше.

Следует также указать, что посткарнийский возраст Гуичонского батолита (учитывая измененность биотита) не обязательно означает его внедрение на границе триаса и юры. Однако за неимением других данных полученное для батолита значение возраста 195±5 млн. лет может быть оставлено в качестве датирующего границу триаса и юры.

Триас (195±5—240±10 млн. лет)

Для триаса имеется пока очень мало геохронометрических данных. Для биотит-амфиболовой фракции диорита горы Ятыргварта на Северном Кавказе, перекрываемого нижним триасом, в ИГЕМ АН СССР получен возраст 240—250 млн. лет, а для биотита из тениз-коржунульских анорто-

[1] В лаборатории Геологического института Армянской АН СССР в 1964 г. Г. П. Багдасарян получил по биотитам из гранитов р. Гумисты значение 168 млн. лет, а по биотитам из гранитов р. Келасури — 178 млн. лет.

клазовых гранит-порфиров Центрального Казахстана, секущих базальты и относимых к пермо-триасу, в лабораториях АН Казахской ССР и КазИМСа определен возраст 252 млн. лет. Для валовых проб санидиновых трахилипаритов Семейтау в Восточном Казахстане, входящих в состав туфовой толщи, датируемой по флористическим данным верхней пермью—нижним триасом, получено значение 255 млн. лет.

Кварцевый ортофир семейтауской свиты из стратотипичного разреза г. Семейтау, по данным лаборатории Башкирского геологического института, имеет возраст 220 млн. лет. Таким образом, данные лаборатории КазИМСа как будто бы указывают на то, что возраст границы триас—пермь должен быть больше 250 млн. лет, тогда как по данным ИГЕМ АН СССР и Башкирского филиала АН СССР это значение должно быть значительно меньшим. Учитывая недостаточную определенность стратиграфического положения семейтауской толщи и базальтов Тениз-Коржункульской мульды, соответствующие данные возраста можно отнести и к перми, в связи с чем граница триас—пермь может пока датироваться в 240±10 млн. лет.

Этому выводу противоречат данные ВСЕГЕИ о возрасте порядка 240—250 млн. лет биотита из гранитных массивов серии Пиа-Биок Северного Вьетнама, которые считаются посткарнийскими—доверхненорийскими. Если согласиться с тем, что абсолютный возраст карнийского яруса действительно больше 240 млн. лет, то это повлечет за собой необходимость значительно увеличить значения возраста для границы триас—юра, для чего нет убедительных оснований.

Пермь (240±10—285±10 млн. лет)

Много неясностей связано с абсолютным датированием перми. Для считающихся постнижнепермскими образований Норвегии (циркон из нордмаркита и биотит из гранита) и ГДР (циннвальдит из грейзена) получены значения порядка 260—270 млн. лет; возраст нижнепермского риолита Саксонии, определенный аргоновым методом по породе, 260 млн. лет, возраст риолита сел. Кутан (Северный Кавказ) 252 млн. лет. Биотит с возрастом 267 млн. лет из доказанного постсреднекарбонового или предположительно допермского Койташского интрузива определен в Узбекистане. Глауконит р. Индиги (Тиман) показал большее значение возраста нижней перми — 274 млн. лет.

Для образований, относимых к нижней перми либо к самым верхам карбона, имеется ряд значений, варьирующих в пределах 285—305 млн. лет. Так, например, для биотита постнижневестфальского—допермотриасового гранита Дартмур в Корнуэле (вероятно, нижнепермского) калий-аргоновым методом получен возраст 283 млн. лет [82, 92, 112]. Эвернден [86] определил возраст того же биотита в 265 млн. лет; по возрасту (288 млн. лет) уранинит Гивор Майн связывается с гранитами дартмурского типа (также 288 млн. лет).

Слюды гранитоидов калбинского комплекса (C_3-P_1) Юго-Западного Алтая и Калбы имеют возраст 283 млн. лет. По биотиту из тосканита верхов верхнего карбона Австралии калий-аргоновым методом определен возраст 290 млн. лет, а по биотиту из туфов Брассак (верхи карбона) рубидий-стронциевым методом получен возраст 288 млн. лет. Одновременно во ВСЕГЕИ по валовой пробе порфира из нижней перми Чехосло-

вакии определен возраст 297 млн. лет. Для порфира кызылкиинской свиты (P_1) Прибалхашья во ВСЕГЕИ получено 297 млн. лет, а в лаборатории Башкирского филиала АН СССР — 267 млн. лет. Для биотита из считающегося верхнепермским трахилипаритового порфира Восточного Казахстана в лаборатории Геологического института АН Казахской ССР получено значение 304 млн. лет. Средний возраст для 10 слюд из гранитов Аппалачей, пермских по Фаулю [95], равен 270 млн. лет (K-Ar метод) и 260 млн. лет (Rb-Sr метод).

Особо необходимо отметить результаты геохронометрического исследования лейкократовых гранитов Центрального Казахстана, считающихся по возрасту пермскими. Для интрузии Акчатау получены исключительно хорошо сходящиеся с геологическими данными значения порядка 290—300 млн. лет по биотиту, браннериту и монациту. Но мусковит и монацит из массива Ортау дали 250—260 млн. лет. В целом материалы по интрузивам Казахстана, относимым к перми, дают значения от 260 до 300 млн. лет. Полученное в последнее время Rb-Sr изохронным методом [22] значение от 273 до 283 млн. лет в общем согласуется с другими данными. Для биотита из гранитного валуна в нижнепермском конгломерате Северного Кавказа у сел. Кутан K-Ar методом получено значение 286 млн. лет. Естественно, что при решении вопроса о предпочтении того или иного значения возраста необходимо учитывать весь радиологический материал по совокупности точек, предложенных для датирования той или иной геологической системы. Совокупность всех данных позволяет принять для границы пермь—карбон значение возраста 285±10 млн. лет.

Карбон (285±10—340—360 млн. лет)

К настоящему времени накопилось большое количество результатов определения возраста K-Ar методом карбоновых и верхнедевонских пород. 36 точек, предложенных различными исследователями в качестве опорных, достаточно четко датируют нижнюю и верхнюю границы карбона. Расчленение самой каменноугольной системы не может достаточно прочно опираться на имеющиеся данные, так как большинство из них представлено материалами по интрузиям, для которых установлена только нижняя возрастная граница.

Верхняя граница карбона на основании конкретных фактов датируется 285 млн. лет. Нижняя граница карбона (C_1-D_3), по мнению составителей объяснительной записки (Г. Д. Афанасьева и М. М. Рубинштейна), принятому Комиссией, на настоящем этапе геохронологических исследований может иметь двойную датировку.

По материалам Г. Д. Афанасьева, Г. П. Багдасаряна, М. А. Гаррис и И. Х. Хамрабаева [5, 9] и на основании интерпретации ими всех остальных данных граница карбон—девон датируется значением в 340 млн. лет.

Интерпретация имеющихся фактов позволяет М. М. Рубинштейну определять возраст этого рубежа в 360 млн. лет.

Рассмотрим факты, положенные в основу этих двух выводов.

Для обоснования возраста рубежа девон—карбон в 340 млн. лет имеются следующие факты:

1) возраст относящихся к C_1-D_3 Убино-Белореченского и Тигирекского массивов на Алтае по биотиту, согласно Н. И. Полевой [43], датируется в 336±10 млн. лет;

2) биотит из гранитов досредневизейского возраста Суундукского массива (Южный Урал), по данным М. А. Гаррис [5, 10], имеет возраст 324±10 млн. лет;

3) биотит из бентонитов формации Чаттануга штата Теннесси (верхний девон) имеет возраст, согласно Фаулю, определенный K-Ar методом, 355 млн. лет, а Rb-Sr методом — 385 млн. лет;

4) черные сланцы из той же формации Чаттануга, по Коббу и Калпу [77], имеют возраст, определенный U-Pb методом, 350 млн. лет; позднее Кобб [76], пересматривая первичные данные, пришел к выводу, что возраст формации Чаттануга находится в пределах 320—350 млн. лет, а Калп в своем выступлении на симпозиуме принял для возраста формации Чаттануга 340 млн. лет;

5) биотиты из гранитов Казахстана (массивы Амантау, Сары Адыр), имеющих постфранский и дотурнейский (досокурский) возраст, дали следующие значения возраста, определенные K-Ar методом: Р. Н. Соболев [62], лаборатория МГУ — 355 млн. лет; Л. Л. Шанин [10], лаборатория ИГЕМ (из пяти определений) — 354 млн. лет; М. А. Гаррис [9], лаборатория Башкирского филиала АН СССР — 350 млн. лет;

6) по Эвердену [88], биотит из риолитов верхнего девона Австралии (Виктория) — 358 млн. лет;

7) субщелочные габброиды (субвулканические тела, рвущие низы и перекрываемые фаменскими известняками), по данным ИГЕМ [8],— 343 млн. лет;

8) слюды из граносиенитов (Северный Кавказ, водораздел рек Марухи и Зеленчука) и лампрофиры того же геологического положения, что и граносиениты, ИГЕМ [8] 340 млн. лет;

9) биотит-амфиболовые фракции из валунов изверженных пород, заключенных в верхнедевонских (дофаменских) конгломератах р. Зеленчука (Северный Кавказ), а также из диорита, по данным М. А. Гаррис [9],— 350 млн. лет. Биотит-амфиболовые фракции из плагиогранита (оттуда же) 340 млн. лет.

По совокупности этих данных и наличию конкретных фактов возможный «максимум древности» дофаменских слоев (валуны диорита) определяется в 350 млн. лет, и отсюда вытекает, что граница девона и карбона с достаточной достоверностью может быть датирована значением 340 млн. лет. Все остальные приведенные для верхнедевонских образований значения возраста логично укладываются в рамки послефранских, дотурнейских или скорее дофаменских образований.

Имея в виду факты, обосновывающие нижнюю и верхнюю границы карбона в 285—340 млн. лет, можно рассмотреть имеющийся материал по датировке самой каменноугольной системы.

Большая часть приведенных в списке опорных точек или характеризует минимальный возраст того либо иного подразделения карбона, или находится в пределах широкого интервала геологических границ. Однако все эти значения, за немногими исключениями, не выходят за пределы указанной датировки границ карбона. Можно считать, что средний карбон охватывает промежуток времени от 320 до 300 млн. лет. Об этом свидетельствует возраст биотита из Малаво [93], определенный Rb-Sr мето-

дом,— 326 млн. лет, а также возраст глауконита из верейского горизонта среднего карбона — 308 млн. лет [43].

Средний возраст по одиннадцати валовым, следовательно несколько омоложенным, пробам пород эффузивов, переслаивающихся с известняками визе, по данным Уральского филиала АН СССР [40], равен 303 млн. лет. Возраст верхнепалеозойских гранитоидов Урала, Шварцвальда, Вогез попадает в пределы карбона, датируемые 340—285 млн. лет.

В работе Л. Н. Овчинникова [37] среднее из определений возраста одиннадцати проб слюд верхнего палеозоя Урала — 302 млн. лет. Противоречат рассмотренным выше обоснованиям границ карбона значения, относящиеся к трахитам Кирсы, Южного Урала и диоритам горы Магнитной. Лаборатория Уральского филиала заявила эти точки как опорные [41]. Трахитовые порфиры Кирсы залегают, по данным Уральского филиала АН СССР, на конгломератах, содержащих гальки визейских известняков. К-Ar методом определен возраст трахитов (по породе в целом) — 345 млн. лет. Полученная цифра, по-видимому несколько «омоложенная», должна датировать по крайней мере средний карбон, так как верхняя возрастная граница трахитов геологически не установлена. Однако карта—схема с условиями залегания потока трахитов и пятнами конгломератов, составленная в Уральском филиале АН СССР, позволяет учитывать возможность и других соотношений между конгломератами и трахитами. Она позволяет также считаться и с возможностью залегания конгломератов на трахитах.

Кварцевые диориты горы Магнитной (скв. 801, глубина 222 м) по валовой пробе породы дали значение 354 млн. лет, которое, по-видимому, меньше истинного. Серицит показал возраст 370 млн. лет. Считается, что граниты горы Магнитной рвут и контактно изменяют визейские известняки [23]. Эти данные, показывающие, что средний карбон должен быть не моложе по крайней мере 360 млн. лет, противоречат другим приведенным данным. Противоречит этому также абсолютный возраст доверхнедевонского сибайского серицита (360 млн. лет).

После ознакомления с каменным материалом и шлифами горных пород по кернам буровых скважин горы Магнитной Г. Д. Афанасьев считает целесообразным подвергнуть ревизии представления о геологической позиции интрузий горы Магнитной. До сих пор специфические плагиогранитные с ортоклазом интрузии горы Магнитной (габбровый ряд) относились к среднему палеозою, и возраст их неоднократно определялся Л. Н. Овчинниковым. Однако эти интрузии резко отличаются от герцинских микроклин-биотит-олигоклазовых интрузий. По Н. В. Струве [64], граниты Магнитогорска секутся дайками микроклиновых гранитов. И. А. Морозевич считал граниты и диориты магнитогорского комплекса более древними, чем нижнекарбоновые известняки.

Нельзя не отметить при этом данные, приведенные в сводной работе Л. Н. Овчинникова [37]: гранитоиды, связываемые с габброидным комплексом Урала, дают возраст по валовым пробам (среднее из 13) 364 млн. лет; интрузии среднего палеозоя из 10 определений (по валовым пробам пород) дают значение 346 млн. лет.

Геологическая позиция для многих членов сложного и специфического магнитогорского комплекса недостаточно ясна. Прежде всего неясно, одинаковы ли соотношения с фаунистически охарактеризованными известняками карбона у изверженных пород, переслаивающихся с ними, и у

интрузий диоритов и плагиогранитов, вскрытых скважинами в пределах горы Магнитной.

В работе З. Г. Поповой [50] указывается, что возраст известняков горы Магнитной, который А. Н. Заварицкий ранее считал визейским, позднее относился то к верхнетурнейскому, то к турнейско-визейскому. З. Г. Попова [50] приводит новые данные о нижнем карбоне Магнитогорского синклинория. Наиболее полный разрез турнейского яруса вскрыт скв. 707. Возраст черных известняков с прослоями аргиллитов, вскрытых на глубине 520—507 м, по ее мнению, остается неясным. На глубине 506—486 м в черных битуминозных известняках обнаружена богатая микрофауна. По сообществу фораминифер и водорослей эти слои относятся к зоне с Quasiendothyra kobeitusane основания турнейского яруса. На глубине 382—293 м в известняках встречаются фораминиферы, характерные для верхнего турне. Выше, по З. Г. Поповой, залегают вулканогенные отложения. Интересной особенностью разреза скв. 707 (по материалам, просмотренным Г. Д. Афанасьевым) является то, что в нем наблюдается перемежаемость перекристаллизованных известняков с неизмененными известняками (с микрофауной) и изверженными породами андезитового или трахиандезитового состава. Некоторые магматические тела в разрезе представлены полнокристаллическими мелкозернистыми разновидностями.

На глубине 535 м под гранатовым скарном вскрыта обломочная порода преимущественно из обломков эффузивов. На вопрос о том, связан ли гранатообразование (скарнообразование) на глубине 530 м с воздействием гранитов и диоритов магнитогорского комплекса, на основании материалов скв. 707 ответить нельзя.

Совершенно необходимо определение абсолютного возраста так называемых плагиопорфиров с глубины 156 м, «роговика» с глубины 219 м и атачита с глубины 547 м. Эти данные помогут суждению о том, каков действительный возраст турнейских образований в абсолютном исчислении, так как по диоритам (валовые пробы), непосредственно не контактирующим с известняками турне, определять возраст послевизейских образований вряд ли возможно.

Известные Г. Д. Афанасьеву материалы по скв. 801 начинаются с глубины 79,5 м типичными гранофировыми плагиогранитами магнитогорского комплекса. Анализировавшаяся на возраст валовая проба диорита с содержанием калия 0,99% взята с глубины 222,4 м. Взаимоотношения гранитов и диоритов с известняками турне и визе по этой скважине неизвестны.

В работах Л. Н. Овчинникова [36, 37] возраст визейских трахилипаритов горы Магнитной с содержанием калия 3,14 и 3,09% определен соответственно в 305 и 315 млн. лет, а возраст трахилипарита турнейского яруса Зеленстроя Магнитогорска с содержанием калия 4,32% — в 285 млн. лет; для трахилипарита правого берега [р. Урал] с содержанием калия 1,98% получен возраст 325 млн. лет.

В работе Г. Б. Ферштатера [66] на меридиональном разрезе в районе горы Магнитной показано строение Куйбасовского массива. Интересно, что в центральной части разреза буровой скважиной 808 (номер скважины неясен) вскрыта сверху примерно 100-метровая пачка мраморов, скарнов и руды, а ниже — около 600 м по пироксен-плагиоклазовым порфиритам, отнесенным автором к франскому ярусу верхнего девона. Ниже идут

породы гранитоидного состава. О вещественном составе мощной франской толщи Г. Б. Ферштатер ничего не пишет, поэтому остается неясным, какие изменения происходят с нею в связи с интрузией гранитоидов и *каковы пути образования скарнов на расстоянии* до 600 м по вертикали от апикальной части гранитного массива.

Из всего сказанного следует, что вопрос о геологической позиции эффузивных и интрузивных членов магнитогорского комплекса и об их абсолютном датировании требует специальных исследований.

Не попадают в рубежи карбона 340—285 млн. лет следующие данные лабораторий Казахстана: нижнекарбоновый гранит Жиланды-Кусакского массива с возрастом 351 млн. лет и несколько отличающийся возраст андезито-дацитовых порфиров Бугалы, Центрального Казахстана, относимых к среднему карбону и показавших возраст 330 млн. лет (по биотиту).

Предлагая датировать границу карбон—девон значением порядка 360 млн. лет, М. М. Рубинштейн [55—59] исходит из того, что значения возраста, получаемые аргоновым методом по биотитам магматических пород (конечно, при отсутствии аналитических ошибок и при правильном определении геологического положения изучаемого объекта), не могут *быть завышенными. В то же время достаточно часто получаются* заниженные значения возраста, особенно по валовым пробам горных пород, в частности эффузивов, а также по глауконитам.

Возраст посттурнейских гранитов Шварцвальда (Вембах, Триберг и др.) в среднем 324 млн. лет [100], поствизейских гранитов Вогез (Лак Бланк, *Нацвийе и др.)* — 328 *млн. лет [100], постнижневизейских гранитов* Центрального массива Франции — 331 млн. лет [100], посткульмского габбро Гарца — 342 млн. лет [88], постнижнекарбоновых гранитных массивов Саксонии и Чехословакии (Айбеншток, Кирхберг, Карловы Вары и др.) — 343 млн. лет [15, 123].

Полностью согласуются с этими данными и результаты определения возраста биотитов из среднекарбоновых андезито-дацитовых порфиритов Бугалы (Центральный Казахстан) — 330 млн. лет [51, 52].

В этом аспекте приведенные выше значения возраста постнижневизейских образований Урала (трахитовый порфир Кирсы 345±10 млн. лет, *кварцевый диорит горы Магнитной 354±10 млн. лет и серицит горы* Магнитной 360±10 млн. лет) с учетом аналитических погрешностей определения не представляются завышенными[1]. Кстати, значение возраста 360 млн. лет было получено [39] также для биотита из поствизейского гранита Веленце (Венгрия).

Для биотита из риолита Снобс-Крик верхов верхнего девона Австралии было получено значение возраста 365 млн. лет [89], для биотита из пегматита Коровихинского массива Горного Алтая, постэйфельского—доверхнетурнейского возраста,— 364 млн. лет [48], для биотита из постживетского и дофаменского гранита Джельтау в Казахстане — 375 млн. лет [60, 61], а для биотита из постэйфельского гранита Межевского массива Юго-Западного Алтая — 382 млн. лет (Н. И. Полевая). Исходя из этих данных, М. М. Рубинштейн датирует границу карбон—девон в 360 млн. лет.

---

[1] *Определения проводились по породе, и здесь естественно ожидать получения «омоложенных»* значений. Учитывая это, трудно согласиться с логичностью вывода о датировке рубежа девон—карбон в 360 млн. лет, когда для поствизе принимается возраст более 360 млн. лет.— *Прим. ред.*

Таким образом, одной из важнейших задач дальнейших исследований в области уточнения геохронологической шкалы является выявление новых и проверка существующих опорных точек в целях правильного датирования границы карбон—девон, для которой пока оставляется двойная датировка — 340—360 млн. лет.

Девон (340—360—410±10 млн. лет)

Особых расхождений геохронологических данных, полученных для девона, не наблюдается, может быть, потому, что среди них мало таких, которые характеризовали бы короткие отрезки девона. Значения возраста для верхне- и среднедевонских образований колеблются в основном в пределах 360—380 млн. лет (возраст глауконита воронежских слоев Курской магнитной аномалии 366 млн. лет, серицита из постэйфельского—доверхнедевонского колчеданного Сибайского месторождения Южного Урала 370 млн. лет, биотита из постживетского—фаменского джельтауского гранита в Казахстане 375 млн. лет, биотита из постнижнедевонского гранодиорита Устаныджал в Восточном Казахстане 388 млн. лет и др.). Фауль [95] приводит ряд значений возраста раннедевонских интрузий Аппалачей; при этом Rb-Sr методом среднее значение определяется в 368 млн. лет, а K-Ar методом — в 406 млн. лет.

Доэйфельский, по М. А. Гаррис [5], мусковит из пегматита Мариинско-Андреевской интрузии имеет возраст 373 млн. лет. При определении возраста границы девон—силур необходимо принять во внимание следующие данные: 403 млн. лет — для санидина и биотита из бентонитов Гаспе Канады, располагающихся в середине кобленца, и для биотита из поственлокского—доверхнедевонского гранита Критаун в Шотландии (Rb-Sr методом получены несколько меньшие значения); 408 млн. лет — по биотиту постлудловского (считающегося даунтонским) адамеллита Шэп в Вестморленде; 413 млн. лет — по биотиту из Онинской диоритовой интрузии Западного Саяна, являющейся поственлокской; 415 млн. лет — по биотиту из постсилурийских щелочных интрузий ишимского комплекса Центрального Казахстана. К этому надо добавить значение в 420 млн. лет, полученное для додевонского гранита Каунитц в Чехословакии.

Отсюда следует, что вероятным возрастом для границы девон—силур следует признать 410 млн. лет, оценив интервал неопределенности в ±10 млн. лет, поскольку меньшее значение возраста 410 млн. лет получено для считающегося доверхнедаунтонским гранита Хидениус на Шпицбергене. Кроме того, значение возраста в 422 млн. лет было получено для постлудловского гранита Кале в Мэйне.

Силур (410±10—440±15 млн. лет) —ордовик (440±14—500±20 млн. лет)

Абсолютное датирование силура представляет значительные затруднения из-за отсутствия достаточно надежных данных, относящихся к собственно силуру. По сути дела фактический материал ограничивается значением 427 млн. лет, полученным для глауконита нижнего силура Огайо, и значениями 430 млн. лет [30, 38] и 405 млн. лет [9] для биотита Боровского массива в Северном Казахстане, считающегося постордовикским. Для цирконов из вулканических пеплов среднего ордовика Алабамы и Теннесси получены в среднем значения 446 млн. лет по $^{206}Pb/^{238}U$ отноше-

нию и 465 млн. лет по $^{207}Pb/^{235}U$ отношению. Для аутигенного биотита из граптолитового сланца нижнего ордовика Южного Урала получено 450 млн. лет, а для глауконита низов среднего ордовика Эстонии — 467 млн. лет.

В то же время биотит и санидин из бентонитов верхнего карадока Швеции показали большие значения возраста (462 и 475 млн. лет), а биотит из постсреднеордовикского плагиогранита Горного Алтая — 452 млн. лет. Все это позволяет оценить в грубом приближении границу силур—ордовик в 440±15 млн. лет.

Значения возраста 490 млн. лет [30, 31] и 480 и 440 млн. лет [9] для биотитов и амфиболовой фракции криккудукских гранитоидов Северного Казахстана, считающихся среднеордовикскими, объясняются, по-видимому, сложной историей развития этого комплекса. Имеются и «удревняющие» ордовик значения: 492 млн. лет по глаукониту тремадока Польши и 500 млн. лет по мусковиту постсреднеордовикских гранитоидов Тетфорда в Канаде. Судя по материалам Ламберта и Милса и высказываниям этих авторов [112] о том, что не исключена возможность внедрения ультрабазитов в твердом состоянии (граниты залегают в ультрабазитах), возраст гранитоидов Тетфорд (Канада) не является бесспорно постсреднеордовикским. Возраст шведского кольма (верхний кембрий) по $^{207}Pb/^{235}U$ отношению определен равным 500 млн. лет.

Интрузивный комплекс Вичита в Оклахоме — доверхнекембрийского возраста. Возраст анализировавшегося циркона из пегматита — 550 млн. лет по $^{207}Pb/^{206}Pb$ отношению. Однако циркон из риолитов Вичита, непосредственно перекрываемых верхним кембрием [120], по $^{206}Pb/^{238}U$ имеет возраст 505 млн. лет. Значения возраста, определенные аргоновым и стронциевым методами, для более древних, чем риолит, интрузий габбро — 530 млн. лет.

Если учесть, что низы среднего кембрия по глаукониту Соляного кряжа [5] имеют возраст 530 млн. лет, то вероятность поднятия границы кембрия и ордовика не исключена. Вообще для уточнения рубежей силура—ордовика и кембрия требуется провести большую дополнительную работу.

При наличии известных фактов пока условно принимается датировка границы ордовик—кембрий в 500±20 млн. лет.

Кембрий (500±20—570 млн. лет)

В связи с датировкой верхней границы кембрия выше уже приводились данные по определению возраста глауконитов и щелочной эффузивной породы из низов среднего кембрия Соляного кряжа (Пакистан) — 530 млн. лет. Для глауконитов нижнего кембрия Ленинградской области, Белоруссии и Оленекского поднятия определен возраст в 542—553 млн. лет, для биотита из постнижнекембрийского сиенит-диорита Кузнецкого Алатау — 566 млн. лет [43].

Для глауконитов из ляминаритовой и ашинской серий, относимых уже к протерозою (венд), получены значения в 590 и 596 млн. лет.

Учитывая, что для стратиграфических подразделений кембрия в основном пока имеются значения возраста, определенного по глаукониту, мы можем с известной условностью датировать границу кембрия с протерозоем в 570 млн. лет (или несколько больше).

Докембрий

Изученность докембрийских образований с биостратиграфических и радиологических позиций настолько еще недостаточна, что создать более или менее детально расчлененную, единую в планетарном масштабе шкалу докембрия не представляется возможным. Поэтому Комиссия рекомендовала ряду авторских коллективов создать местные региональные шкалы докембрия в абсолютном летоисчислении, увязанные с его местным расчленением по биостратиграфическим, петрологическим, тектоническим и фациальным признакам.

Для сводной геохронологической шкалы Комиссия приняла рекомендованное Межведомственным стратиграфическим комитетом расчленение докембрия. Межведомственный стратиграфический комитет рассмотрел в 1963 г. все имеющиеся геологические и радиологические данные по возрастному расчленению докембрия. В постановлении Межведомственного стратиграфического комитета от 12 апреля 1963 г. рекомендовано:

1) сохранить в стратиграфической шкале докембрия два главных подразделения — архей и протерозой;

2) признать, что важнейшие рубежи, которые можно выделить в докембрии по абсолютному возрасту, приурочиваются к 550±50 [1], 1000–1200, 1550–1600, 1900–2000 и 2500–2700 млн. лет;

3) считать, что рифей и синий входят в протерозой.

С учетом этого постановления XII сессия Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР приняла следующие основные положения по расчленению докембрия.

Верхней границей докембрия принимается рубеж 570±20 млн. лет; это — граница между нижним кембрием с остатками скелетных организмов и протерозоем, лишенным органической жизни или содержащим только примитивные формы (строматолиты).

Весь известный в настоящее время докембрий делится, согласно постановлению Межведомственного стратиграфического комитета, на два крупных подразделения — протерозой и архей.

Протерозой подразделяется на три части — верхний (поздний), средний и нижний (ранний). Поскольку длительность верхнего протерозоя (PrZ_3) оценивается в 1000 млн. лет, а Межведомственный стратиграфический комитет утвердил рубеж с возрастом 1100–1200 млн. лет, Комиссия считает целесообразным выделить из состава PrZ_3 самостоятельный отрезок докембрия длительностью 500–600 млн. лет, эквивалентный по длительности другим подразделениям протерозоя.

В районах платформенного развития верхний протерозой представлен нормально-осадочными отложениями, получившими название рифея или синия. В этих толщах на основании остатков примитивной органической жизни производятся дальнейшие стратиграфические подразделения, получившие свою абсолютную датировку.

Границей верхнего и среднего протерозоя на основе решений Межведомственного стратиграфического комитета принимается рубеж 1600±50 млн. лет. Для большинства районов развития докембрия в СССР

[1] Комиссия по определению абсолютного возраста при Отделении наук о Земле АН СССР на заседании 1—2 апреля 1964 г. признала целесообразным принять датировку этого рубежа в 570 млн. лет.

это — время платформенного развития, накопления кластических осадков и проявления кислого наземного вулканизма.

Во многих районах мира существенное геологическое значение имеет рубеж внутри верхнего протерозоя, датируемый 1200±100 млн. лет, который целесообразно считать нижней границей дополнительно выделяемого наиболее молодого подразделения докембрия.

Средний протерозой охватывает интервал от 1600±50 до 1900± ±100 млн. лет. Это — время перехода древних складчатых поясов в платформу, время образования позднеорогенных и посторогенных интрузий (щелочных, ультраосновных и кислых, в том числе рапакиви) и время воздымания континентов.

Границей между средним и нижним протерозоем принимается рубеж 1900±100 млн. лет. Это — эпоха главной протерозойской складчатости, интенсивного гранитообразования (синорогенные граниты), эпоха регенерации архейских гранитоидов, интенсивного проявления анатексиса, калиевого метасоматоза и чарнокитизации, разнообразного мигматитообразования и образования полимигматитов.

Накопленные суперкрустальные эффузивно-осадочные толщи подвергаются прогрессивному региональному метаморфизму. Рубеж 1900± ±100 млн. лет хорошо проявлен и на других континентах земного шара.

Время от 2000 до 2600±100 млн. лет (нижний протерозой) характеризуется развитием нижнепротерозойской геосинклинали, накоплением в ней осадочных и эффузивных (спилитовых и кератофир-спилитовых) толщ, проявлением начальных фаз складчатости и метаморфизма.

Границей нижнего протерозоя и архея является рубеж 2600± ±100 млн. лет. Это — время заложения нижнепротерозойской геосинклинали, начало прогибания ее и накопления в ней нижнепротерозойских толщ на размытой и выветрелой поверхности архейских образований.

К архею относятся образования с абсолютным возрастом выше 2600—2700 млн. лет. Среди них установлены различные гнейсы, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты, граниты и плагиограниты, мигматиты. Многие из этих пород в протерозойское время подверглись регенерации, перекристаллизации, омоложению и, несмотря на ясную геологическую позицию, показывают более «молодой», протерозойский абсолютный возраст. Среди более древних образований Балтийского и Украинского щитов намечаются рубежи около 3500 млн. лет. В частности, некоторые ксенолиты амфиболитов среди мигматитов (Украина) сохраняют свой древний возраст 3300 млн. лет, играя роль «бронированных реликтов». Это — возраст их метаморфизма, а возраст их накопления должен быть еще более высоким.

Архей при дальнейшем его изучении, по-видимому, можно будет разделить на два или три подразделения, но в настоящее время для этого еще нет надежных оснований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В новой геохронологической шкале 1964 г. значительно более детально датирован третичный период; удалось также выявить некоторые рубежи для мелового периода.

Длительность геологических периодов более или менее равнозначна. По-прежнему силурийский период получается наиболее коротким.

Возможно, что недостаточная геологическая изученность не позволяет четко отбить контакты силура с девоном и ордовиком.

Все опорные точки достаточно точно попадают в датированные интервалы новой шкалы. При самом ее создании, как видно из изложенного, новая шкала включает некоторые противоречия и элементы неопределенности в отношении датировки ряда рубежей. Поскольку эти противоречия сформулированы, задача дальнейшего уточнения и детализации геохронологической шкалы становится предельно ясной. Но эта задача потребует большой творческой и совместной работы геологов и радиологов.

Геологи и радиологи должны повысить точность своих определений с учетом многообразия причин, влияющих на оценку геологической позиции и абсолютного возраста тех природных объектов, которые будут изучаться в качестве реперных для геологической шкалы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста горных пород К-Ar методом.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6.
2. *Афанасьев Г. Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
3. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые геологические результаты исследований абсолютного возраста горных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 9.
4. *Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Богдасарян Г. П., Кнорре К. Г., Рубинштейн М. М., Студеникова З. В.* Итоги геохронометрических исследований магматических горных пород Кавказа.— В кн.: МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
5. *Афанасьев Г. Д., Богдасарян Г. П., Гаррис М. А., Хамрабаев И. Х.* Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 11.
6. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л.* Труды X сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
7. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л.* О геологической интерпретации радиологических данных по определению абсолютного возраста горных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1.
8. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л., Шеина И. П.* Случаи неравновесных отношений Ar и K в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 1.
9. *Афанасьев Г. Д., Гаррис М. А.* Сообщение на заседании Комиссии 1—2 апреля 1964.
10. *Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. В.* О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2.
11. *Афанасьев Г. Д., Шанин Л. Л., Гольцман Ю. В., Носкова В. Г.* О реперных пробах для абсолютной геохронологической шкалы и некоторых принципах ее разработки.— Тр. IX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
12. *Багдасарян Г. П.* О возрасте некоторых интрузий Армении по данным геологических исследований и радиологических определений (аргоновым методом).— Тр. VII сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
13. *Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.* Исследования по разработке геохронологических реперов к шкале абсолютного геологического времени (по материалам Армянской ССР).— В кн.: Международный геологический конгресс, XXII сессия: Доклады советских геологов. Абсолютный возраст. М.: Наука, 1964.
14. *Бобров В. А., Полевая Н. И., Спринцсон В. Д., Тихомиров Н. И.* Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным.— Сов. геология, 1963, № 3.

15. *Виноградов А. П., Тугаринов А. И.* Некоторые опорные определения абсолютного возраста (к мировой геохронологической шкале).— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.
16. *Гаррис М. А.* Материалы к геохронологической шкале СССР, выраженной в абсолютном летоисчислении.— Тр. IX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
17. *Гаррис М. А.* Сообщение для заседания Комиссии. Апрель 1964 г.
18. *Гаррис М. А., Дядин Н. Н., Закирова Ф. С.* Предварительная геохронологическая шкала докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы.— Тр. IX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
19. *Гаррис М. А., Дядин Н. Н., Денисенко А. Е., Лозовая Л. С., Попов Ю. Н., Соловьева И. Н.* Новые данные к геохронологической шкале Урала.— Тр. XI сессии. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
20. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 10.
21. *Герлинг Э. К.* Современное состояние аргонового метода определения возраста и его применение в геологии. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
22. *Горохов И. М.* Rb-Sr возраст гранитов Бектау-Ата Центрального Казахстана. 1964.
23. *Заварицкий А. Н.* Гора Магнитная и ее месторождения железных руд.— Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1912, вып. 122.
24. *Иванов А. И., Ляпичев Г. Ф., Замятин Н. И.* К вопросу об абсолютном возрасте каледонских интрузий хр. Чингиз (Восточный Казахстан).— Тр. IX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
25. *Иванов А. И., Ляпичев Г. Ф., Замятин Н. И.* Абсолютный возраст анортоклазовых гранит-порфиров из Тениз-Коржункульской мульды (Центральный Казахстан).— Тр. IX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
26. *Иванов А. И., Монич В. К., Замятин Н. И., Нурлибаев А. Р.* Абсолютный возраст щелочных пород ишимского комплекса в Центральном Казахстане.— Тр. IX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
27. *Иванов А. И., Монич В. К., Замятин Н. И., Нурлибаев А. Р.* Абсолютный возраст гранитных интрузий южной части Центрального Казахстана.— Бюл., 1961, вып. 4.
28. *Иванова Т. Н., Полевая Н. И., Владимирский Г. М., Дорофеева Э. Ф., Орлов Д. М., Станкевич Е. К., Унксов В. А.* Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т. 58.
29. *Казаков Т. А.* Сообщение на апрельской сессии Комиссии, 1964.
30. *Комлев Л. В.* Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического времени.— В кн.: МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
31. *Комлев Л. В., Герлинг Э. К., Жиров К. К.* О возрасте редкометальной интрузии Акчатау по данным гелиевого метода для монацитов.— Тр. VI сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
32. *Комлев Л. В., Данилевич С. И., Иванова К. С., Зыков С. И., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д., Филиппов М. С.* О возрасте некоторых редкометальных гранитных интрузий Центрального Казахстана.— Геохимия, 1957, № 8.
33. *Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Крюкова Н. Ф., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д.* Абсолютный возраст группы герцинских гранитных плутонов Центрального Казахстана.— Тр. VII сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
34. *Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Крюкова Н. Ф., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д., Совоненков В. Г.* Возраст гранитной интрузии Бектау-Ата в Северном Прибалхашье (Центральный Казахстан).— Тр. VII сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
35. *Комлев Л. В., Филиппов М. С., Кучина Г. Н., Крюкова Н. Ф.* Абсолютный возраст гранитных интрузий Кокчетавского поднятия в Северном Казахстане.— Тр. VII сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
36. *Овчинников Л. Н.* Уральские материалы к абсолютной геохронологической шкале.— Тр. XI сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
37. *Овчинников Л. Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала.— Тр. I Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1963.

38. *Овчинников Л. Н., Гаррис М. А.* Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья.— В кн.: МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
39. *Овчинников Л. Н., Панова М. В., Дунаев В. А.* Сопоставление абсолютного возраста палеозойских эффузивов Урала с биостратиграфическими данными.— Тр. IX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
40. *Овчинников Л. Н., Панова М. В., Шангареев Ф. Д.* Абсолютный возраст некоторых геологических образований Венгрии.— Тр. XX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
41. *Овчинников Л. Н., Панова М. В., Шангареев Ф. Д.* Предварительное сообщение на заседании Комиссии по опред. абсол. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
42. *Полевая Н. И.* Шкала абсолютной геохронологии.— Докл. АН СССР, т. 134, № 5.
43. *Полевая Н. И.* Материалы для составления последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии.— Тр. IX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
44. *Полевая Н. И., Казаков Г. А.* Новые данные по геохронологии позднего докембрия.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 1.
45. *Полевая Н. И., Казаков Г. А., Мурина Г. А.* Глаукониты как индикатор геологического времени.— Геохимия, 1960, № 1.
46. *Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спринцсон В. Д.* Новые данные для уточнения последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии.— Тр. X сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
47. *Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спринцсон В. Д., Казаков Г. А.* Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций.— В кн.: МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
48. *Полевая Н. И., Тихомиров Н. И.* Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным: Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
49. *Полевая Н. И., Спринцсон В. Д., Изох Э. П., Ле-дин-хыу, Нгуэн вэн Тьен.* Первые данные об абсолютном возрасте магматических пород Северного Вьетнама.— В кн.: Международный геологический конгресс: Доклады советских геологов. Абсолютный возраст. М.: Наука, 1964.
50. *Попова З. Г.* Некоторые новые данные о нижнем карбоне Магнитогорского синклинория.— Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 1.
51. *Розенкранц А. А., Семенова Т. П., Ковалева В. В.* К вопросу об абсолютном возрасте молодых эффузивов Северо-Восточного Прибалхашья.— Тр. XI сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.
52. *Розенкранц А. А., Семенова Т. П., Монич В. К., Ковалева В. В.* Геохронологические данные для континентальных образований верхнего палеозоя в Казахстане.— В кн.: Международный геологический конгресс: Доклады советских геологов. Абсолютный возраст. М.: Наука, 1964.
53. *Рубинштейн М. М.* К пересмотру абсолютной геохронологической шкалы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 5.
54. *Рубинштейн М. М.* Абсолютная геохронологическая шкала.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. минерал.-петрогр., 1961, т. 11.
55. *Рубинштейн М. М.* Некоторые вопросы дальнейшего уточнения и детализации абсолютной геохронологической шкалы.— Тр. XI сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
56. *Рубинштейн М. М.* Об аргоновом «удревнении» биотитов и использовании этих минералов для целей абсолютной геохронологии.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол., 1963, т. XIII (XVIII).
57. *Рубинштейн М. М., Гельман О. Я.* О необходимости унификации значений констант радиоактивного распада ^{40}K, используемых при расчете абсолютного возраста.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 6.
58. *Рубинштейн М. М., Григорьев И. Г., Гельман О. Я., Лашхи Б. А., Узнадзе Э. Д., Хуцаидзе А. Л., Чикваидзе Б. Г.* Материалы к составлению абсолютной геохронологической шкалы— Тр. IX сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
59. *Рубинштейн М. М., Чикваидзе Б. Г., Хуцаидзе А. Л., Гельман О. Я.* К использованию глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород аргоновым методом.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12.

60. *Сатпаев К. И., Монич В. К., Иванов А. И., Ляпичев Г. Ф., Семенова Т. П.* Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол. наук (54), 1963, вып. 3.
61. *Сатпаев К. И., Монич В. К., Иванов А. И., Ляпичев Г. Ф., Семенова Т. П.* Основные итоги геохронологического изучения магматических и металлогенических формаций Казахстана.— В кн.: Международный геологический конгресс: Доклады советских геологов. Абсолютный возраст. М.: Наука, 1964.
62. *Соболев Р. Н.* Сообщение на заседании Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1964.
63. *Старик И. Е.* Ядерная геохронология. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
64. *Струве Н. В.* Магматизм и история развития Магнитогорского краевого прогиба.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 16.
65. *Фауль Г.* Возраст и распространение герцинской системы в Европе и Азии.— Тр. X сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
66. *Ферштатер Т. Б.* Основные черты интрузивного комплекса Магнитогорского рудного поля.— В кн.: Тр. I Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1963.
67. *Фирсов Л. В.* Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4.
68. *Хамрабаев И. Х., Аскаров Ф. А., Магдиев Р. А.* Абсолютный возраст некоторых массивов Западного Узбекистана по данным предварительных определений калий-аргоновым методом.— В кн.: Тр. XI сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
69. *Adams J. A. S., Osmond J. K., Edwards G., Henle W.* Absolute dating of the Middle Ordovician.— Nature, 1960, vol. 188, N 4751.
70. *Aldrich L. T., Wetherill G. W., Davis G. L., Tilton G. R.* Radioactive ages of micas from granitic rocks by the Rb-Sr and K-Ar methods.— Trans. Amer. Geophys Union, 1958, vol. 39, N 6.
71. *Baadsgaard H., Folinsbee R. E., Lipson J.* Potassium-argon dates of biotites from Cordilleran granites.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, N 5.
72. *Baadsgaard H., Lipson J., Folinsbee R. E.* The leakage of radiogenic argon from sanidine.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, vol. 72, N 1.
73. *Bassett W. A., Kerr P. F., Schaeffer O. A., Stoenner R. W.* K-Ar ages, Marysvale, Utah-Tertiary volcanic rocks.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1906, vol. 71, N 12, pt 2.
74. *Chubb L. J., Burke K.* Age of the Jamaican granodiorite.— Geol. Mag., 1963, vol. 100, N 6.
75. *Clark D. L.* U-Pb age determination and Upper Devonian biostratigraphy.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, N 1.
76. *Cobb J. C.* Dating of black shales.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 2.
77. *Cobb J. C., Kulp J. L.* U-Pb age of the Chattanooga shale.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 2.
78. *Cobb J. C., Kulp J. L.* Isotopic geochemistry of uranium and lead in the Swedish kolm and its associated shale.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, vol. 24, N 3/4.
79. *Curtis G. H., Evernden J. F., Lipson J.* Age determination of some granitic rocks in California by the potassium-argon method.— Geol. Surv. Bull., 1086 — D. Geophys. Abstr., 1959, vol. 175.
80. *Curtis G. H., Lipson J., Evernden J.* Potassium-argon dating of Pleistocene intrusive rocks.— Nature, 1963, vol. 178, N 4546.
81. *Curtis G. H., Savage D. E., Evernden J. F.* Critical points in the Cenozoic. Geochronology of rock systems.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 2.
82. *Dodson M. H., Miller J. A., York D.* Potassium-argon ages of Dartmoor and Shap granites using the total volume and isotopic dilution techniques of argon measurement.— Nature, 1961, vol. 190, N 4778.
83. *Eckelman W. R., Kulp J. L.* Uranium-lead method age determination. Pt. II. North-American localities.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 68, N 9.
84. *Erickson G. P., Kulp J. L.* Potassium-argon measurements on the Palisades sill, New Jersey.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, N 4.
85. *Erickson G. P., Kulp J.* Potassium-argon dates on basaltic rocks.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 2.
86. *Evernden J. F.* The first results of research of the dating of Tertiary and Pleistocene rocks by the radiogen argon method.— Proc. Geol. Soc., 1959, N 1565.
87. *Evernden J. F., Curtis G. H., Lipson J.* Potassium-argon dates for Tertiary rocks of California, Nevada and Gulf coast.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, vol. 69, N 12, pt 2.

88. *Evernden J. F., Curtis G. H., Obradovich J., Kistler R.* On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method.— Geochim. et cosmochim. acta, 1961, vol. 23, N 1/2.
89. *Evernden J. F., Richards J. R.* Potassium-argon ages in Eastern Australia.— J. Geol. Soc. Austral., 1962. vol. 9, pt 1.
90. *Fairbairn H. W., Hurley P. M., Pinson W. H., Cormier R. F.* Age of the granitic rocks of the Nova Scotia.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 4.
91. *Faul H.* Geologic time scale.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 5.
92. *Faul H.* Some paleosoic dates in Main, Western Europe and Southern United States.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art 2.
93. *Faul H.* Age and extent of the Hercynian complex.— Geol. Rdsch., 1962, Bd. 52, H. 2.
94. *Faul H., Elmore P. L., Brannock W. W.* Age of the Fen carbonatite (Norway) and its relation to the intrusives of the Oslo region.— Geochim. et cosmochim. acta, 1959, vol. 17, N 1/2.
95. *Faul H., Stern T. W., Thomas H. H., Elmore P. L. D.* Ages of intrusion and metamorphism in the Northern Appalachians.— Amer. J. Sci., 1963, vol. 261, N 1.
96. *Folinsbee R. E., Baadsgaard H., Lipson J.* Potassium-argon time scale.— In: Rept XXI Sess. Intern. Geol. Congr., Norden. Copenhagen, 1960. Pt III. Pre-quaternary absolute age determination.
97. *Folinsbee R. E., Baadsgaard H., Lipson J.* Potassium-argon dates of Upper Cretaceous ash falls, Alberta, Canada.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 2.
98. Geochronology of Rock Systems. Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 2.
99. *Hamilton F., Harland W. R., Miller J. A.* Isotopic ages from some Spitzbergen rocks.— Nature, 1962. vol. 195, N 4847.
100. *Holmes A.* A revised geological time-scale.— Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1960, vol. 17, N 3.
101. *Hurley P. M., Boucot A. J., Albee A. L., Faul H., Pinson W. H., Fairbairn H. W.* Minimum age of the Lower Devonian slate near Jackman Maine.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959. vol. 70, N 7.
102. *Hurley P. M., Cormier R. F., Hower J., Fairbairn H. W., Pinson W. H.* Reliability of glauconite for age measurement by K-Ar and Rb-Sr methods.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1960, vol. 44, N 11.
103. *Hurley P. M., Fairbairn H. W., Pinson W. H.* Intrusive and metamorphic rock ages in Maine and surrounding areas.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, vol. 69, N 12, pt. 2.
104. *Hurley P. M., Fairbairn H. W., Pinson W. H., Faure G.* K-A and Rb-Sr minimum ages for the Narragansett Basin.— Geochim. et cosmochim. acta, 1960, vol. 18, N 3/4.
105. *Koenigswald G. H. R., Gentner W., Lippolt H. J.* Age of the basalt flow at Olduvai East Africa.— Nature, 1961, vol. 192. N 4804.
106. *Kulp J. L.* Geological time-scale.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, vol. 70, N 12, pt. 2.
107. *Kulp J. L.* The geological time-scale.— In: Rept XXI Sess. Intern. Geol. Congr., Norden. Copenhagen, 1960. Pt III. Prequaternary absolute age determination.
108. *Kulp J. L.* Geologic time scale.— Science, 1961, vol. 133, p. 3459.
109. *Kulp J. L.* Potassium-argon dating of volcanic rocks.— Bull. volcanol., 1963, t. XXVI.
110. *Kulp J. L., Cobb J. C., Long L. E., Miller D. S.* The geological time-scale.— Nature, 1959, vol. 184, N 4688.
111. *Kulp J. L., Long L. E., Griffin C. E., Miller A. A., Lambert R. St., Giletti B. J., Webster R. W.* Potassium-argon and rubidium-strontium ages of some granites from Britain and Eire.— Nature, 1960, vol. 185, N 4712.
112. *Lambert R. St., Mills A. A.* Some critical points for the Paleozoic time scale from the British Isles: Geochronology of rock systems.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 2.
113. *Leakey L. S. B., Evernden J. F., Curtis G. H.* Age of bed I. Olduvai gorge, Tanganjika.— Nature, 1961, vol. 191, N 4787.
114. *Lipson J.* Potassium-argon dating of sedimentary rocks.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, vol. 69, N 2.
115. *Mayne K. J., Lambert St. J., York D.* The geological time scale.— Nature, 1959, vol. 183, N 4656.
116. *Pinson W. H., Jr.* Some points on the geological time scale from Nova Scotia, and New England.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 2.
117. *Polevaya N. I., Murina G. A., Kazakov G. A.* Utilization of glauconite in absolute dating.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 2.
118. *Pool W. H., Beland J., Wanless R. K.* Minimum age of Middle Ordovician rocks in Southern Quebec.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, vol. 74, N 8.

119. *Rubinstein M. M.* Some critical points of the Post-Gryptozoic geological time scale: Geochronology of rock systems.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 2.
120. *Tilton G. R., Wetherill G. W., Dávis G. Z.*— J. Geophys. Res., 1962, vol. 60, N 10.
121. *Smith D. G., Baadsgaard H., Folinsbee R. E., Lipson J.* K/Ar age of Lower Devonian bentonites of Gaspe, Quebec, Canada.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, N 1.
122. *Tupper W. M., Hart S. R.* Minimum age of the Middle Silurian in New Brunswick Based on K-Ar method.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, N 8.
123. *Winogradow A. P., Tugarinow A. I., Zhirowa V. V., Zykow S. I., Knorre K. G., Lebedev V. I.* Über das Alter der Granite und Erzvorkommen in Sachsen.— Freiberg. Forschungsh., 1959, N 57.

УДК 552.321.6+550 : 93

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ И СЛОЖНОСТЬ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ПО ИХ АБСОЛЮТНОМУ ДАТИРОВАНИЮ [1]

Абсолютное датирование ультраосновных пород имеет специфические особенности, вытекающие из особенностей первичного химического состава этих пород. Чрезвычайно низкое содержание таких элементов, как U, Th, K, Rb, при сложности процесса взаимодействия магмы с вмещающими породами обязывает нас учитывать возможность контаминации ультраосновной магмы материалом вмещающих пород, в том числе радиоактивными элементами и их дочерними продуктами распада. При этом абсолютные содержания таких элементов могут увеличиться незначительно, но соотношения материнских и дочерних элементов в разных частях ультраосновной интрузии могут претерпеть существенные изменения в процессе ее становления.

Поэтому собственно геологические факты имеют существенное значение для определения возраста интрузий ультраосновной магмы. Радиологические данные, согласующиеся с геологическими фактами, позволяют точнее датировать геологическую позицию ультрабазитов. Однако еще большее значение они имеют в этом случае для расшифровки петрогенетических процессов, сопровождавших становление интрузии.

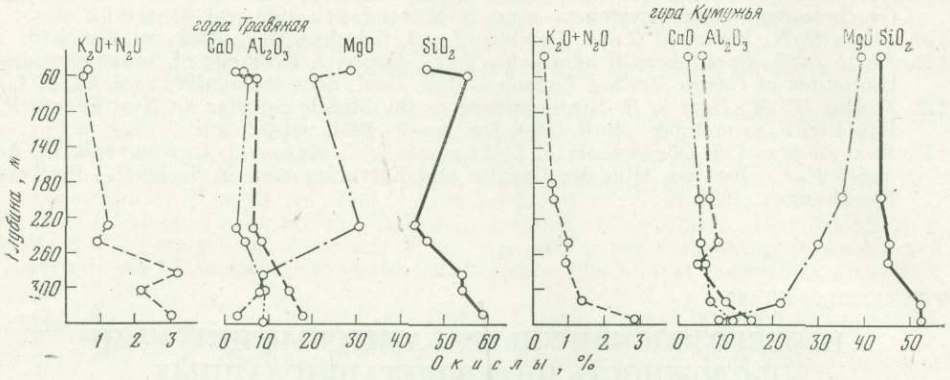
Применение K-Ar датирования к древним ультраосновным породам позволило в ряде случаев констатировать их обогащение радиогенным аргоном по сравнению с вероятным содержанием его, вычисленным на основе геологических соображений об их возрасте.

В этой связи интересно рассмотреть фактические материалы, накопленные при изучении Мончегорского плутона ультрабазитов и некоторых других аналогичных образований.

В итоге длительных и детальных исследований Б. М. Куплетского, Н. А. Елисеева, Э. Н. Елисеева, Е. К. Козлова, В. А. Масленникова и П. В. Лялина в 50-х годах сформировались основные представления о геологии и петрологии ультрабазитовых плутонов Монче-Тундры, Печенги и других на Кольском полуострове.

Ультраосновные породы Мончегорского плутона слагают горы Нюд и Поаз, Сопча, Кумужья и Травяная. Эти выходы ультраосновных пород образуют единое интрузивное тело. Мончегорский плутон подстилается

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3.— В соавт. с И. В. Борисевич.



Фиг. 1. Изменение состава пород плутона Монче-Тундра по вертикали

комплексом кристаллических сланцев кольской серии, по возрасту относимых к архею. По геологическим данным считалось, что вмещающими породами Мончегорского плутона ультраосновных и основных пород, помимо кристаллических сланцев кольской серии, являются габбро хр. Монча и комплекс эффузивно-туфогенных и осадочных пород протерозоя — *свита имандра-варзуга*. Т. Н. Иванова отмечала, что внутри плутона, на южных склонах горы Нюд, располагается горизонт «сёдберитов», являющийся, по-видимому, участком интенсивного изменения эффузивных, туфогенных и осадочных пород протерозойского возраста. Интрузия ультрабазитов прослеживается по ослабленной зоне между археем и протерозоем.

В Печенге мелкие пластовые интрузивные тела целиком залегают *внутри протерозойских толщ свиты печенга-кучин*.

Сходство геохимического состава позволило отнести интрузии Печенги и Монче-Тундры к единому (протерозойскому) этапу магмообразования.

Внутренняя структура Мончегорского плутона характеризуется переслаиванием ультраосновных пород различного состава, в нижних частях обогащенных оливином. Главным фактором формирования интрузий считается *кристаллизационно-кинетическая дифференциация*. Ассимиляция магмой вмещающих пород в лежачем боку интрузии рассматривается как второстепенный фактор.

Таблица 1

Номер пробы	Местоположение	Номер скважины и глубина, м	Порода	SiO_2	TiO_2
66	Гора Травяная	С поверхности	Одегардит	47,80	0,39
108	Там же	Скв. 803, гл. 70,5	Плагиоклазит	64,40	0,10
107	»	Скв. 803, гл. 75,5	Bi-Pl гнейс	64,24	0,28
115	Гора Нюд	«Критический горизонт»	Туфоген	76,24	0,17

* n — коэффициент соотношения щелочей, употребляемый в пересчетах химических анализов по способу А. Н. Заварицкого.

Тем не менее, судя по известным петрологическим данным, роль ассимиляционных процессов и контаминация ультрабазитовой магмы в придонной части плутона за счет материала гнейсо-сланцевой архейской толщи, видимо, значительны. Об этом свидетельствует, в частности, развитие в лежачем боку интрузии мощной пачки (десятки метров) габбро-норитовых пород, многие из которых являются кварц-биотитовыми норитами.

Имеющийся материал по химическим анализам горных пород Мончегорского плутона, к сожалению, несистематичен и не характеризует с достаточной полнотой изменения состава пород, слагающих вертикальные разрезы плутона.

На диаграмме (фиг. 1) показан характер изменений химического состава горных пород плутона по вертикали для Si_2, Al_2O_3, MgO, CaO и щелочей. Если отвлечься от анализов образцов, представляющих реликты вмещающих пород, как, например, биотит-плагиоклазовые гнейсы с глубины 70—75 м из скв. 803 на горе Травяной, прикровлевые ксенолиты горы Нюд («критический горизонт») и одегардит горы Травяной, то можно проследить довольно закономерное изменение указанных окислов по вертикальному разрезу плутона. Нориты контаминированной нижней части интрузии относительно обогащены кремнеземом, известью и глиноземом. Средняя часть разреза интрузии по содержанию кремнезема, глинозема и окиси магния представлена, напротив, типичными ультраосновными породами перидотитового и пироксенитового состава.

В табл. 1 приведены химические анализы пород, резко контрастных по составу с преобладающим петрохимическим типом ультрабазитов, слагающих Мончегорский плутон. Эти породы представляют, видимо, реликты вмещающего субстрата.

Горизонт биотит-плагиоклазовых гнейсов, вскрытый скв. 803 на горе Травяной, является типично гранитной (плагиогранит) породой, существенно натриевой по соотношению щелочей.

Так называемый одегардит (№ 66) горы Травяной и ксенолит туфогенной породы горы Нюд (№ 115) по составу являются типичными членами эффузивных серий зеленокаменных толщ с высоким содержанием Na_2O, но относятся, с одной стороны, к кислым породам типа кератофиров (№ 115), а с другой — к основным, типа диабазов (№ 66).

Таким образом, петрографические данные свидетельствуют о развитии контаминационных явлений в плутоне. В нижних частях интрузии, у лежачего бока, контаминация происходит за счет пород кольской серии, а в верхней части («критический горизонт») — за счет вулканогенно-осадочных толщ свиты имандра-варзуга. Приводимые в опубликованных

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	n *
15,30	3,09	9,17	0,11	7,75	8,36	4,65	0,41	–	94,9
18,63	1,06	0,41	0,02	0,70	5,01	4,35	2,25	0,11	74,0
18,05	1,24	2,72	0,04	1,67	5,53	3,92	1,05	0,07	80,0
10,84	1,04	1,25	Сл.	0,51	1,74	6,19	0,30	0,12	97,0

работах петрографические описания и разрезы плутона в районе горы Нюд, где только и развит так называемый критический горизонт, убедительно свидетельствуют, что «критический горизонт» представляет собой апикальную часть плутона, но никак не его центральную область. Отсюда понятны обилие в этом «горизонте» ксенолитов и норитовый тип пород плутона на этом участке.

РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО МОНЧЕГОРСКОМУ МАССИВУ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

В работе Э. К. Герлинга, Ю. А. Шуколюкова и др. [3] приведено большое количество К-Ar данных по основным и ультраосновным породам Кольского полуострова и Карелии.

Учитывая существующие геологические представления о протерозойском возрасте Мончегорского плутона, Э. К. Герлинг в работе [3] отмечает тем не менее, что К-Ar цифры возраста, полученные для ряда горных пород Кольского полуострова, указывают на то, что последние гораздо древнее протерозоя. Если для ультраосновных пород Печенги были получены цифры около 1800 млн. лет, то цифры для Мончи группировались в основном вокруг значений 2600, 3400 и 4000 млн. лет. По изотопным отношениям рудных свинцов А. П. Виноградов и др. [6] получили для основных пород Мончи значения возраста 2500—2740 млн. лет. Наряду с цифрами порядка 2600—3400 млн. лет, т. е. того же порядка, что и возраст вмещающих пород кольской серии, для некоторых пород Мончи Э. К. Герлингом получены были и значительно более древние цифры. В работе 1962 г. [3] приводится возраст перидотита горы Ниттис (скв. 995, глубина 320 м), равный 6500 млн. лет (содержание K=0,091%), и пироксенита (из той же скважины), равный 6570 млн. лет (содержание K=0,076%). Такой же древний возраст (5200 млн. лет) показал перидотит с глубины 363 м.

Не сомневаясь в правильности геологических данных о внедрении ультрабазитов в кольскую серию сланцев, Э. К. Герлинг высказывает в работе [3] предположение, что полученные наиболее древние возрастные значения относятся к ксенолитам подкорового вещества Земли. В связи с этим возраст Земли не может быть меньшим 6500 млн. лет.

В 1965 г. Э. К. Герлинг с соавторами опубликовал работу [5] «Древнейшие ультраосновные и основные породы Монче-Тундры (Кольский полуостров) и новые данные об абсолютном возрасте подкорового вещества Земли», в которой приводится много новых радиологических данных. Дополнительных геологических фактов по сравнению с 1962 г. [3] в работе Э. К. Герлинга и др. [5] не отмечается, но приводится уже много цифр порядка 7—8 млрд. лет и больше, полученных К-Ar методом для ряда оливиновых ультраосновных пород и ксенолитов так называемого сёдберита в габбро горы Нюд. Полученные данные интерпретируются следующим образом: время формирования интрузий отвечает возрасту придонных норитов и габбро-норитов — 3380 млн. лет, тогда как оливиниты, перидотиты и сёдбериты с возрастом 6000 млн. лет и больше выносились магмой в качестве отторженцев подкорового вещества — мантии Земли.

Сделанные Э. К. Герлингом с соавторами выводы настолько принципиально важны и настолько не соответствуют реальным известным геоло-

Таблица 2

Группа пород	Возраст, млн. лет	K, %	Ar, нг/г	Ar, нмм³/г
Оливиновые ультраосновные породы из нижней части разреза непосредственно над придонными габбро-норитами (среднее)	6750±1000	0,051	220,0	0,123
Пироксениты – среднее из 7 определений (верхняя половина разреза)	~4500	0,023	24,7	0,013
Крупнозернистые пироксениты горы Сопча	4950	0,186	296,0	0,170
Придонные нориты и габбро, среднее из 12 определений	3380	0,195	–	–
Ксенолит габбро-норита в пироксените горы Сопча	4830	0,03	46,1	0,026
«Сёдберит» (пироксен, роговик) в габбро горы Нюд (500–5)	4380	0,04	50,6	0,028
Другой образец (500–1)	6840	0,048	218,0	0,122
Концентрат плагиоклаза из обр. 500–1	7960	0,057	472	0,250
Чистый амфибол (500–1)	5320	0,047	92,3	0,051
Биотит из сульфидной жилы шахты № 4	3300 (Rb-Sr возраст при $\lambda_{Rb}=1,39=2230$)			
Вмещающие породы				
Приконтактовые подстилающие гнейсы, K-Ar метод	2150 (среднее из 4 определений)			
Возраст гнейсов по изотопам свинца по Э. В. Соботовичу и др. [11]	3150			
Прилегающие протерозойские породы имандра–варзуга	1750			
Свинцово-изохронный возраст ультраосновных пород по Э. В. Соботовичу	2900			
Биотит (K-Ar) из диорито-гнейса подошвы по Э. К. Герлингу [4]	2080, 2250			
Rb-Sr изохронный возраст вмещающих пород по Э. К. Герлингу [4]	2700±900			

гическим и некоторым радиологическим фактам, что требуют специального рассмотрения.

В табл. 2 приведены усредненные цифры возраста для различных петрографических групп пород Мончегорского плутона.

Среди приведенных цифр обращают внимание следующие.

1. Наиболее древние значения возраста получены для оливиновых пород, непосредственно залегающих над придонными норитами и габбро-норитами. С другой стороны, древнейшими породами по K-Ar методу оказались «сёдбериты» — ксенолиты роговиков в габбро горы Нюд;

2. Придонные гнейсы кольской серии, подстилающие интрузию ультраосновных пород, показали K-Ar возраст 2150 млн. лет, хотя их возраст из более удаленных участков близок к 3100 млн. лет и по данным K-Ar метода, и по результатам свинцово-изохронного датирования.

3. Свинцово-изохронный возраст ультраосновных пород, включая и образцы перидотитов с K-Ar возрастом 6 млрд. лет, очень хорошо укладывается на суммарную изохрону, уравнение которой соответствует возрасту 2900±200 млн. лет.

Таким образом, налицо противоречивость полученных разными методами цифр, датирующих возраст ультраосновных пород Мончи.

Следует отметить что одно несоответствие, также требующее логического объяснения. В работе Э. К. Герлинга, М. Л. Ященко и И. М. Горохова [4] приводятся данные для биотита из сульфидной жилы в шахте № 4. K-Ar возраст биотита определен в 3390 млн. лет, а Rb-Sr возраст того же биотита равен 2230 млн. лет (при λ_{Rb}=1,39). Среди приводимых Э. К. Герлингом цифр особо интересными, на наш взгляд, являются K-Ar цифры подстилающих гнейсов, которые дали цифру среднюю из четырех — 2150 млн. лет. Нам кажется, что эта цифра ближе всего отвечает времени внедрения интрузии ультраосновных пород, в контакте с которой архейские гнейсы, видимо, потеряли преобладающе большую часть накопленного радиогенного аргона.

Как показывают Э. К. Герлинг, В. А. Масленников и др. [5], значительная часть радиогенного аргона, содержащегося в ультрабазитах Мончи и включенных в них «ксенолитах», связана с минералами непрочно. В частности, авторы пишут: «Все вышеизложенное свидетельствует о том, что в исследованных нами ксенолитах и даже во вмещающих ультраосновных породах часть радиогенного аргона, от 50 до 90%, находится в нарушениях кристаллической решетки и выделяется сравнительно легко. Исключая этот аргон из общего содержания аргона, можно вычислить время, прошедшее с момента формирования породы» [5, с. 29].

В табл. 3 рассматриваемой работы приводятся данные с такими поправками только для трех образцов. При этом пироксенит горы Ниттис (лабораторный № 2716; скв. 995, глубина 320 м) с возрастом 6460 млн. лет изменяет его до 2970 млн. лет, а пироксенит горы Сопчи (№ 2792), с возрастом 5360 млн. лет — до 3070 млн. лет, что совпадает с оценкой возраста свинцово-изохронным методом по Э. В. Соботовичу и др. [11]. Третий случай, отраженный в табл. 3,— это плагиоклаз из так называемого сёдберита (амфиболового роговика) — ксенолита в габбро горы Нюд, значение возраста которого вместо 7960 млн. лет оказывается равным 6780 млн. лет.

После этого следует вывод, что большая часть аргона в исследованных ксенолитах находится в нарушениях кристаллической структуры и что аргон попадает туда за счет длительного пребывания ультраосновных пород на большой глубине в условиях высоких температур и давления, способствующих миграции аргона и калия из минералов. Однако для читателя неясно, почему в этих условиях аргон должен был сохраниться в ксенолитах, захваченных магмой, имеющей температуру не ниже 1000°. Не ясно также, что имеется в виду под названием «ксенолитов подкорового вещества». По-видимому, в их число входят амфибол-плагиоклазовые роговики, так называемые сёдбериты, так как среднее значение возраста около 7000 млн. лет получается именно для «сёдберита» — амфиболового роговика пробы 2825. Однако состав этого «ксенолита» подкорового вещества» ни в коей мере, даже отдаленно, не напоминает ни ультраосновные породы, ни предполагаемое подкоровое вещество.

Эта порода, конечно, не является «сёдберитом» в понимании Кольмана, давшего такое название особой разновидности базальта. По структуре это скорее метаморфическая порода, для которой характерно существенное развитие по измененному пироксену актинолитовой обманки, а также выполнение интерстиций большим количеством довольно кислого (не основнее лабрадора) плагиоклаза. Все это структурно и по составу скорее действительно напоминает приконтактово-измеренный основной эффузив.

Таблица 3

Минерал	Температура прогрева, °С	К, %	$^{40}Ar_{рад}$ нг/г	Количество радиогенного аргона, оставшегося после прогрева, %
Пироксен I	В естественном состоянии	0,12	67,1±1,4	–
»	400		63,0±1,2	93,9
»	600		54,1±1,1	80,6
»	800		27,5±0,6	41,0
Оливин 39	В естественном состоянии	0,06	49,8±1,0	–
»	400		40,3±0,8	80,9
»	600		35,8±0,7	71,9
»	800		19,0±0,6	38,2
Пироксен 39	В естественном состоянии	0,04	17,5±0,5	–
»	600		13,8±0,4	78,8
Оливин 24	В естественном состоянии	0,09	67,8±1,4	–
»	400		63,7±1,3	93,9
»	600		28,7±0,6	42,3
»	800		20,3±0,6	29,9
Плагиоклаз 29	В естественном состоянии	0,20	177,0±2,6	–
»	600		123,9±2,0	70,0
Актинолит-тальковая смесь	В естественном состоянии	0,11	154,2±2,2	–
То же	600		107,8±2,0	69,9
Сёдберит 41	В естественном состоянии	0,08	267,7±4,0	–
»	400		207,0±3,0	77,3
»	600		165,1±2,5	61,7
»	800		112,4±2,2	42,0
Микроклин Черная Салма (из материалов Хуцаидзе [12])	В естественном состоянии	10,98	1722,0	–
То же	600		1663,0	95,6
»	800		1372,0	79,7

Да и положение «сёдберитов» и всего «критического горизонта» в разрезе больше свидетельствует о прикровлевом залегании этих образований. Поэтому нет основания объяснять высокое содержание аргона именно в этом образце его подкоровым происхождением.

Более вероятной причиной может быть накопление аргона в апикальной части интрузии за счет аргона, высвобождающегося из вмещающих пород при экранирующем влиянии кровли. Контактовая перекристаллизация пород кровли (ксенолитов) в таких условиях может сопровождаться захватом радиогенного аргона минералами ксенолита.

Возможность захвата кристаллизующимися ультраосновными породами радиогенного аргона, высвобождающегося при ассимиляции гнейсов кольской серии, отмечалась в нашей работе 1964 г. [2]. В свете фактов, изложенных в работах Э. К. Герлинга и других, такой вывод более вероятен, чем предположение о «подкоровом—мантийном» происхождении отдельных участков ультрабазитов пород и ксенолитов в них.

Одним из авторов настоящей работы (И. В. Борисевич) был собран петрографический материал, характеризующий основные типы горных пород Мончегорского плутона.

В Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР было проведено исследование потерь радиогенного аргона из различных минералов ультраосновных пород Мончегорского плутона, прогретых при 400, 600 и 800° С в течение 6 час. В табл. 3 приведены результаты ступенчатого прогрева отдельных минералов и пород плутона.

Пироксен I выделен из оливиновых норитов, из керна скв. 786, расположенной на северо-западном склоне горы Нюд, с глубины 25 м. В нормальном разрезе зона оливиновых норитов лежит под зоной нормальных норитов и габбро-норитов. Участок, где расположена скв. 786, представляет собой приподнятый тектонический блок, в котором верхняя зона нормальных норитов уничтожена эрозией и на поверхность выведены оливиновые нориты. Порода представляет собой пойкилитовый оливиновый *габбро-норит, состоящий из крупных кристаллов плагиоклаза с включениями* ромбического пироксена и в меньшем количестве оливина. Пироксен ромбический (энстатит 78%; *Ng* 1,694; *Np* 1,681; заметный плеохроизм с нормальной схемой абсорбции). Пироксен 39 и оливин 39 из оливинита, слагающего так называемый пласт 330, который обнажается на поверхности на северо-восточном склоне горы Сопча. Пироксен ромбический (энстатит 87%; *Ng* 1,687; *Np* 1,671); оливин близок к хризолиту (*Ng* 1,706; *Np* 1,676). Плагиоклаз 29 является составляющим минералом крупнозернистого автометасоматически измененного габбро-пегматита. Порода взята из скв. 1195 с глубины 875 м. Плагиоклаз — андезин-лабрадор (в зоне симметричного угасания 010—30°). Оливин 24 выделен из мономинерального оливинита из скв. 904а, расположенной на южном склоне горы Ниттис, с глубины 71 м. Оливин близок к форстериту (*Ng* 1,688; *Np* 1,655). *Все исследованные минералы после прогрева не изменяют* своей оптической характеристики.

Актинолит-тальковая смесь выделена из крупнозернистого амфиболитизированного габбро, из керна скв. 938, расположенной на склоне горы Кумужья, с глубины 410 м. Проба под условным названием «сёдберит 41» представляет собой амфибол-плагиоклазовый роговик, выходящий на поверхность в районе горы Нюд.

Оливины, пироксены, плагиоклазы, как видно из табл. 3, теряют значительную часть радиогенного аргона. Остаточное количество радиогенного аргона в этих минералах свидетельствует о тенденции уменьшения возраста, вычисляемого по K-Ar отношению и приближающегося к 1800—2400 млн. лет. В среднем для трех мономинеральных проб потеря радиогенного аргона после 6 час. прогрева при 600° равна 37%, а при 800° — 64%.

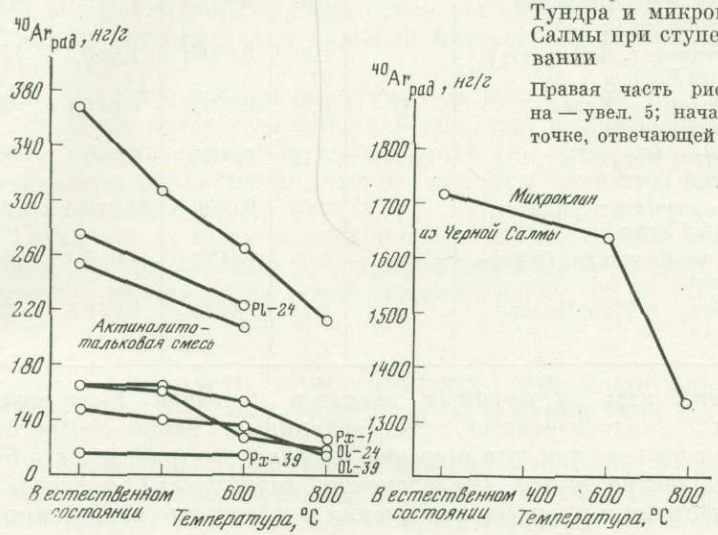
В табл. 3 приведены для сравнения данные по потерям аргона из микроклина[1] при нагреве до 600 и 800° [12]. Микроклин при нагреве в течение 6 час. до 600° потерял 4% ^{40}Ar, а при температуре 800°— 20% ^{40}Ar. Из этого сравнения видно, что оливины и пироксены ультрабазитов Мончи в аналогичных условиях прогрева теряют значительно больше аргона, чем микроклин Черной Салмы. Это и свидетельствует, что преобладающая часть ^{40}Ar находится не в кристаллической решетке оливина и пироксена, а в дефектах и ультрапорах кристалла (фиг. 2).

Нельзя не считаться также с уже упоминавшимся фактом, что приконтактовые вмещающие гнейсы в донной части плутона показали K-Ar

[1] Северная Карелия, пегматитовая жила «Черная Салма».

возраст, равный 2100 млн. лет, в то время как данные свинцового метода для таких пород дают цифру 3100 млн. лет. Естественно связывать K-Ar омоложение гнейсов, вмещающих интрузию ультрабазитов, именно с термальным воздействием последней. Отсюда есть основания заключить, что ультрабазиты интрудировали ~2000 млн. лет назад. Свинцово-изохронный метод показал для ультрабазитов Мончи возраст 2900± ±200 млн. лет. Однако здесь также возможно удревнение свинца за счет ассимиляции вещества архейских гнейсов.

Поскольку сами авторы [5] предполагают, что пироксен — минерал более низкотемпературный по сравнению с оливином — кристаллизовал-



Фиг. 2. Потери ^{40}Ar породами и минералами плутона Монче-Тундра и микроклина Черной Салмы при ступенчатом нагревании

Правая часть рисунка вычерчена — увел. 5; начало координат в точке, отвечающей 1200 нг/г

ся при 1100° С и что магма поступила в камеру плутона в частично раскристаллизованном состоянии, маловероятна возможность сохранения ^{40}Ar в ксенолитах и, наоборот, вполне вероятна возможность локального обогащения газовой фазы ультраосновной магмы аргоном за счет аргона, освобождающегося при прогреве и ассимиляции вмещающих гнейсов.

В ИГЕМ было произведено определение ^{40}Ar (табл. 4) и K в ультраосновных породах заведомо известного геологического возраста из разных районов. Считаясь с тем, что в изученных ультрабазитах содержания K очень малы и содержания ^{40}Ar также не превышают нескольких нанограмм, все же в полученных результатах можно заметить тенденцию к сильному удревнению анализированных ультрабазитов. В частности, эоценовые змеевики Кветты (Пакистан) показали возраст около 1500 млн. лет. Дайка последевонских серпентинитов Северного Кавказа тоже показала возраст ~1000 млн. лет. Таким образом, налицо заведомый факт удревнения ультраосновных пород (при K-Ar датировании), что, несомненно, зависит не только от неточности определения K, но и от захвата ультрабазитами ^{40}Ar при проникновении ультрабазитовой магмы во вмещающие породы, уже накопившие ^{40}Ar. Следует отметить, что древние (Prz?)

Таблица 4

Номер пробы	Порода, место отбора	Геологический возраст	Содержание			Полученный возраст, млн. лет
			K, %	$^{40}Ar_{рад}$, нмм³/г	$^{40}Ar_{рад}$, нг/г	
2812/23	Серпентинит; Кветта, Пакистан	Mz	0,02	0,0014	2,5±0,2	1300
35/60	Серпентинит; Даховский массив, Северный Кавказ	Pz	0,01	0,0013	2,4±0,2	1950
173/59	*Перидотит; р. Пшиш, Северный Кавказ*	Cr	0,92	0,0067	11,8±0,4	182±12
3140	Перидотит; гора Пцицер, Северный Кавказ	Pz	0,01	0,00077	1,4±0,2	1400
1522	Серпентинит; р. Псекенча, Северный Кавказ	»	0,01	0,00054	1,0±0,1	1000
694	Серпентинит; р. Кяфар-Агур, Северный Кавказ	»	0,01	0,00081	1,5±0,2	1400
2132	Серпентинит; р. Худес, Северный Кавказ	D	0,01	0,00048	0,9±0,1	950
206/73	Перидотит; Марун-Кеу, Полярный Урал	Рифей	0,12	0,0045	8,0±0,3	800
321/121	*Плагиоклазовый перидотит; Полярный Урал*	»	*0,05*	*0,0080*	*14,3±0,5*	*2200*
327/136	Кианитовый эклогит; Полярный Урал	»	0,25	0,0062	11,0±0,4	550
351/136	Оливиновое габбро; Полярный Урал	»	0,11	0,0033	5,9±0,5	660

уральские гипербазиты из крупных массивов показали K-Ar возраст, согласующийся с геологическими представлениями. Такое соответствие может быть обусловлено тем, что крупные массивы ультрабазитов в более поздние орогенические эпохи (каледонская, герцинская) подвергались длительному прогреву в процессе вовлечения в повторные геосинклинальные прогибания.

Возвращаясь к Мончегорскому плутону и анализируя распространение абсолютных (без соотношения с калием) количеств радиогенного аргона в различных горизонтах и горных породах интрузии, можно видеть, что ^{40}Ar только участками создает концентрации до 0,2—0,3 нмм³/см³ в породе. Следовательно, содержание аргона с парциальным давлением 1—2 бар в летучей фазе кристаллизующейся ультраосновной магмы вполне возможно, так как общее содержание летучих компонентов в ней вряд ли достигает 3%, а температура ее вряд ли ниже 1100° С. При таком ходе становления интрузии находят геологическое объяснение факты аномально высокого содержания радиогенного аргона в ультрабазитах Мончетундры.

В свете сказанного возникают основания для пересмотра представлений об абсолютном возрасте ультрабазитов Мончи и сближения радиологического и геологического их датирования. *Вероятная оценка абсолютного возраста ультрабазитов Мончи и Печенги близка к цифре 1800—2000 млн. лет при константах распада K и Rb, принятых в лабораториях* СССР, что отвечает геологическим представлениям об их протерозойском возрасте.

Приведенные данные показывают, что геологическая интерпретация радиологических данных, особенно полученных K-Ar методом для ультраосновных пород, требует внимательного анализа достоверных геологических фактов и полного учета экспериментальных и методических исследований.

Последние еще, к сожалению, недостаточно освещают все условия, способствующие нарушениям равновесных отношений между K и Ar в разных минералах и горных породах, что ведет к искажению определяемого возраста минералов.

Особенно осторожно следует подходить к геологической интерпретации данных аргонового метода при применении его к датированию ультраосновных пород, содержащих ничтожные доли процента калия.

Наряду со сложностью интерпретации радиологических данных для целей определения абсолютного возраста интрузии ультраосновных пород, эти данные представляют большой интерес для освещения проблем петрогенезиса.

Из рассмотренных радиологических данных по Мончегорскому плутону отчетливо видна существенная роль для петрогенезиса контаминации магмы при ассимиляции контрастных (по составу) пород в условиях почти закрытой системы, которой является интрузия на глубоких уровнях земной коры.

Точно так же новое освещение в свете этих фактов получает проблема завоевания пространства интрудирующей магмой. В этом отношении есть основания вернуться на новой основе к идеям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Дэли.

О ВОЗРАСТЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЁДБЕРИ, ОНТАРИО (КАНАДА) И БУШВЕЛЬДА

Мончегорский руднопетрологический комплекс имеет определенные черты сходства с комплексами горных пород района месторождений Сёдбери (Канада) и Бушвельда (Южная Африка) в отношении геологической позиции, состава пород и особенностей оруденения.

В настоящей статье делается попытка проведения некоторых параллелей в отношении возраста основных пород этих месторождений.

Изверженный комплекс Сёдбери представлен норитами и микропегматитами (гранофиры). Как часто бывает, одни исследователи объясняют такую ассоциацию дифференциацией на месте залегания, другие считают, что кислые магмы (микропегматиты) внедрились позднее, образовав местами переходные зоны к норитам. Геологическая позиция интрузий Сёдбери определяется их внедрением в метаморфизованные формации докембрия.

Радиологические исследования приводили к противоречивым результатам.

Ранние исследования возраста по рудному свинцу давали цифру 1200 млн. лет. Рубидиево-стронциевый анализ биотита (из норита) давал возраст 1730 млн. лет, что в пересчете на $\lambda_{Rb}=1{,}47\cdot10^{-11}$ год $^{-1}$. Калий-аргоновый возраст по биотиту из норита равен 1770 млн. лет при $\lambda_{K}=0{,}585$. Коносевич, в 1962 г. исследовавший аномальные по изотопному составу свинцы Сёдбери, считает, что свинец отделился от магматического источника 1730 млн. лет назад.

В статье 1964 г. Фора, Фейрбейна и др. [14] авторы дают обзор радиологических исследований в свете новых определений рубидиево-стронциевого изохронного возраста по валовым породам магматического комплекса Сёдбери.

Проанализированные ими пять образцов микропегматита (гранофиры) и переходных пород четко ложатся на изохрону, уравнение которой дает возраст 1630 млн. лет при $\lambda_{Rb}=1{,}47$. Образец норита ложится на изохрону с некоторым отклонением, имея первичное отношение $^{87}Sr/^{88}Sr=0{,}7053$, а не 0,7043. Учитывая к тому же, что Rb-Sr возраст биотита из норита дал цифру 1730 млн. лет ($\lambda_{Rb}=1{,}47$), авторы считают, что нориты внедрились ранее гранофиров примерно на 100 млн. лет.

В табл. 5 приведены цифры возраста для пород Сёдбери (нориты, габбро, гранофиры), полученные в 1960 и 1964 гг. Первая группа показывает значительный разброс цифр. Ближе к истинным, вероятно, будут цифры 1964 г., полученные Rb-Sr изохронным методом по валовой породе для микропегматитов (гранофиры) и норитов.

Геохронологическая изученность бушвельдского комплекса пока очень незначительна. Известные нам по публикациям данные сводятся к следующему.

В работе Шрейнера [16] приведены данные Rb-Sr изохронного метода валовых проб и отдельных минералов из красных гранитов (часто гранофирового характера). По геологическим данным [7] эти граниты несколько моложе неоритов бушвельдского комплекса. Породами комплекса интрудируется свита претория Трансельвальской системы (докембрий), причем лополитоподобный интрузив залегает в мульдообразной структуре. При величине полураспада рубидия $T\ 1/2=5\cdot10^{10}$ лет и константе распада $\lambda_{Rb}=1{,}39$ средний возраст измеренных образцов [16] равен 1900 млн. лет.

В работе Харлея и др. [15] по распределению радиогенного ^{87}Sr в континентальных формациях приводятся данные о возрасте многочисленных объектов, в том числе и о гранофирах бушвельдского комплекса (с ссылкой на работы Шрейнера), возраст которых указывается равным 1800 млн. лет.

Следует иметь также в виду, что сходные ассоциации ультрабазитов и базитов известны в настоящее время и в пределах юго-восточной части Русской платформы, в границах Воронежского структурного элемента.

В табл. 5 сведены данные, полученные разными методами при различных принимаемых константах распада для некоторых горных пород мончегорского, бушвельдского и сёдберийского магматических комплексов. Сопоставление цифр при унифицировании применяемых для расчета констант распада ^{40}K и ^{87}Rb позволяет предполагать наиболее близкой к истине оценку возраста ультрабазитов трех сопоставляемых комплексов в 1800—1900 млн. лет. Это тем более важно, что последние данные [6] свинцово-урано-ториевого метода для Балтийского щита вступают в известное противоречие с данными калий-аргонового метода.

Приведенные радиологические данные, качественно и количественно различные для геологически и геохимически сходных массивов ультраосновных и основных пород Мончи, Сёдбери и Бушвельда, позволяют выразить надежду, что при дальнейшем углубленном изучении и единообразии применяемых радиологических методов абсолютное датирование более однозначно подтвердит близкую синхронность этих аналогичных рудно-петрологических объектов, расположенных в пределах столь удален-

Таблица 5

Геологический объект, порода	Проба	K-Ar возраст		Rb-Sr возраст		Свинцово-изотопно-изохронный возраст
		λ_K=0,585	λ_K=0,557	λ_{Rb}=1,47	λ_{Rb}=1,39	
1. Мончегорский плутон						
а) вмещающие гнейсы	Валовая					3150
б) подстилающие гнейсы (приконтактовые)	»	2040	2150			
в) ультрабазиты	Валовая	6400	6750±1000	–	–	2900
габбро-нориты	»	3200	3380	–	–	–
сульфидная жила	Биотит	3180	3300	2120	2230	–
минимальный возраст мономинеральной фракции (оливин, пироксен) из ультрабазитов после тренировки при 800° в течение 6 час.	Оливин и пироксен из ультрабазитов	1790	1850	–	–	–
2. Ультрабазиты Печенги	Валовая	1720	1800	–	–	–
3. Сёдбери, Онтарио (Фербёрн и другие), норит [13]	Биотит	1700	1790	1565±45	1645	–
Норит	То же	1630	–	1345±40	–	–
»	»	1400	–	–	–	–
Габбро	Биотит	1780	1850	1245±35	–	–
Микропегматит	Биотит	1695	–	1200±35	–	–
То же	То же	1670	–	1275±35	–	–
»	К-полевой шпат	1080	–	1720±50	1800	–
»	То же	–	–	1515±80	–	–
»	»	–	–	1840±90	1930	–
То же, по Фору и другим [14]	Валовая	–	–	2010±105	2110	–
Граниты, интрудирующие субстрат						
микропегматиты	Валовая (изохронный метод)	–	–	1630	1730	
норит	Валовая			1730	1830	
»	Биотит	1730	1820	–	–	–
4. Бушвельд, красные граниты (Шрейнер 16)	Среднее из 9 валовых проб и проб отдельных минералов (биотит, полевой шпат)			1810	1920	–

ных друг от друга кристаллических щитов — Балтийского, Канадского и Южно-Африканского.

Таким образом, идея о планетарности крупных, близко синхронных геологических событий, отвечающих специфическим руднопетрографическим эпохам в истории Земли, находит новое подтверждение в приведенных фактах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л., Шеина И. П.* Случаи неравновесных отношений Ar и K в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 1.
2. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Воларович М. П., Галдин И. Я.* Исследования скоростей упругих волн в ультраосновных породах Мончегорского плутона в условиях высокого всестороннего давления.— Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 5.
3. *Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А., Кольцова Т. В., Матвеева Н. И., Яковлева С. З.* Определение возраста основных пород по K-Ar методу.— Геохимия, 1962, № 11.
4. *Герлинг Э. К., Ященко М. Л., Горохов И. М.* О разработке и применении рубидиево-стронциевого метода определения возраста геологических образований: Междунар. геол. конгр., XXII сессия.— В кн.: Абсолютный возраст географических формаций. М.: Наука, 1964.
5. *Герлинг Э. К., В. А. Масленников* и др. Древнейшие ультраосновные и основные породы Монче-Тундры (Кольский п-ов) и новые данные об абсолютном возрасте подкорового вещества Земли. М.: Наука, 1965.
6. *Виноградов А. П., Тугаринов А. И.* О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.: Наука, 1964.
7. *Дю-Тойт А.* Геология Южной Африки. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
8. *Кожина Т. К.* Геолого-минералогическая характеристика эталонной пробы для методических исследований, связанных с определением абсолютного возраста.— Бюл. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1961, вып. 4.
9. *Карпинская Т. Б., Островский И. А., Шанин Л. Л.* Искусственное внедрение аргона в слюду при высоких давлениях и температурах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 8.
10. *Полканов А. А., Кратц К. О., Шуркин К. А.* Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.: Наука, 1964.
11. *Соботович Э. В.* и др. Определение возраста древних пород свинцово-изохронным изотопно-спектральным стронциевым методом.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 10.
12. *Хуцаидзе А. И.* К вопросу экспериментального изучения диффузии радиогенного аргона в полевых шпатах и слюдах.— Геохимия, 1962, № 1.
13. *Fairbairn H. W., Hurley P. M., Pinson W. H.* Mineral and rock ages at Sudbury-Blind River.— Proc. Geol. Assoc. Canada, 1960, vol. 12.
14. *Faure G., Fairbairn H. W., Hurley P. M., Pinson W. H.* Whole-Rock Rb-Sr age of norite and micropegmatite at Sudbury, Ontario.— J. Geol., 1964, vol. 72, N 6.
15. *Hurley P. M., Hughes H., Faure G., Fairbairn H. W., Pinson W. H.* Radiogenic strontium-87 model of continent formation.— J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, N 13.
16. *Schreiner G. D. L.* Comparison of the $^{87}Rb^{87}Sr$ ages of the red granite of the Buchveld complex from measurements on the total rock and separated mineral fractions.— Proc. Roy. Soc. London A, N 1240, vol. 245, 1958.

УДК 550.93

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА В АБСОЛЮТНОМ ЛЕТОИСЧИСЛЕНИИ [1]

Геохронологические лаборатории Советского Союза на основе анализа мировой литературы подготовили к XXII сессии Международного геологического конгресса в Индии шкалу в абсолютном летоисчислении для фанерозоя. Прошедшие годы показали, что опубликованная шкала, достаточно близкая к шкалам Холмса [16], Калпа [17—19] и других авторов [12, 13] в основном верно наметила датировку главнейших рубежей фанерозоя.

Материалы, положенные в основу уже опубликованных шкал, позволяют высказать важное заключение о планетарности многих геологических событий. В частности, этапы крупного гранитообразования и метаморфизма датируются одними и теми же значениями абсолютного возраста. Это, например, относится к гранитообразованию в конце верхней юры на границе с мелом в связи с новокиммерийской фазой тектогенеза. Эти граниты во всем мире имеют возраст по биотиту 135—140 млн. лет.

Геохронологические шкалы, разработанные на материалах из магматических пород, уже возможностью своего существования показывают планетарность главнейших этапов активизации магматизма в геологической истории Земли. Корреляцию возрастных данных абсолютного датирования осложняют метаморфические процессы локального значения, нарушающие равновесность отношений материнского и дочернего элементов.

Осложняющим обстоятельством для сопоставимости геохронологических данных является применение в разных лабораториях мира различных значений констант распада: λ_K, λ_β для K-Ar метода и ^{87}Rb для Rb-Sr метода.

В настоящее время в лабораториях различных стран для расчета возрастных данных принимаются следующие значения констант распада главнейших радиоактивных элементов: $\lambda_{^{235}U}=9{,}79\cdot10^{-10}$ лет$^{-1}$; $\lambda_{^{238}U}=1{,}537\cdot10^{-10}$ лет$^{-1}$; $\lambda_{^{232}Th}=4{,}99\cdot10^{-11}$ лет$^{-1}$; $\lambda_{^{40}K}$ США: $\lambda_K=0{,}585\cdot10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta=4{,}72\cdot10^{-10}$ год$^{-1}$; Канада: $\lambda_K=0{,}589\cdot10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta=4{,}76\cdot10^{-10}$ год$^{-1}$; СССР: $\lambda_K=0{,}557\cdot10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta=4{,}72\cdot10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_{^{87}Rb}$ в зависимости от уверенности отдельных исследователей принимаются равными или $\lambda_{^{87}Rb}=1{,}39\cdot10^{-11}$ лет$^{-1}$, или $\lambda_{^{87}Rb}=1{,}47\cdot10^{-11}$ лет$^{-1}$.

Кроме значений констант для U и Th, константы других элементов (^{40}K, ^{87}Rb) до сих пор не определены с достаточно убедительной для всех исследователей точностью. Используя доступный нам опубликованный материал по датированию, мы проделали следующую работу. Были выявлены геологические объекты для сосуществующих минералов, у которых параллельно определен был возраст тремя наиболее распространенными методами.

В табл. 1 такие данные приведены для 12 геологических объектов. При этом значения возраста, полученные по отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ (данные автора), $^{207}Pb/U^{235}$, $^{208}Pb/^{232}Th$, $^{207}Pb/^{206}Pb$ приведены без изменения.

---

[1] Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема геохимии и космологии. М.: Наука, 1968.

Данные Pb-Sr метода приведены с использованием $\lambda_{^{87}Rb}=1{,}39$. Для K-Ar данных приведены значения возраста, рассчитанные из двух наиболее употребляемых констант распада ^{40}K.

Из табл. 1 видно, что урано-свинцовые цифры, наиболее определенные с точки зрения констант распада и надежные геохронологически, в большинстве случаев гораздо ближе к значениям возраста K-Ar датирования, рассчитанным по константам $\lambda_K=0{,}557\cdot10^{-10}$ год$^{-1}$. Точно так же к цифрам, полученным U-Pb методом, и к цифрам K-Ar метода при $\lambda_K=0{,}557$, значительно ближе значения возраста, полученные Rb-Sr методом при $\lambda_{^{87}Rb}=1{,}39$.

Исходя из сказанного, мы считаем, что абсолютное датирование крупных рубежей фанерозоя в основном правильно отражено в проекте рекомендаций к мировой геохронологической шкале, одобренных на заседаниях Международной геохронологической комиссии в 1965 г. в Нанси и в 1966 г. в Киеве [6]. Особого обсуждения заслуживают рубежи между силуром и девоном, девоном и карбоном, а также между триасом и юрой.

В советской геохронологической шкале 1964 г. [1, 2] граница между девоном и силуром датировалась, при принятых в СССР константах, в 410±10 млн. лет. Помимо других радиологических данных, в основу датирования этого рубежа легли цифры, полученные K-Ar методом для санидина и биотита из бентонитов Канады, относимых к середине кобленца (нижний девон); среднее из четырех близко сходящихся определений дало 388 млн. лет при $\lambda_K=0{,}585$, что отвечает 430 млн. лет при $\lambda_K=0{,}557$ [22].

В работе Ботоно и Фаллагэ [8] на основе изучения Bb-Sr изохронным методом валовых проб вулканических пород постлудловских и дожединских из Eastport Formation, Eastport, Maine и вулканогенных пород нижнего девона из Hedgehog Formation, Presque Isle, Maine авторы датируют границу S — D в 413 млн. лет при $\lambda_{^{87}Rb}=1{,}39$. Такая датировка рубежа S—D близка к датированию этой границы в проекте рекомендаций к мировой геохронологической шкале и тождественна с датированием этого рубежа в советской геохронологической шкале 1964 г. [1]. Мы считаем целесообразным принять значение для рубежа S—D 410±10 млн. лет.

В статье Мак-Дугалля и др. [21] пересматривается возраст границы между девоном и карбоном, которая в ранее опубликованных шкалах датировалась в 350 млн. лет на основе анализа битуминозных сланцев верхнего девона из формации Чаттануга (Теннесси) и других геологических и радиологических данных.

Приведенные (пересчитанные для целей сопоставления) цифры верхнедевонских эффузивов Австралии [15, 21], полученные как K-Ar, так и Rb-Sr методом по слюдам, а также изохронным Rb-Sr методом (табл. 2) по валовым породам и отдельным минералам из них значительно отличаются от цифр для верхнего девона, принятых за основу для проекта рекомендаций и для советской геохронологической шкалы.

В связи со сказанным нельзя не сделать следующие замечания.

1. K-Ar значения при константе $\lambda_K=0{,}557$ достаточно близки к Rb-Sr значениям возраста при $\lambda_{Rb}=1{,}39$.

2. Возраст отдельных биотитов, определенный обоими методами, тождествен. Среднее из 18 определений K-Ar методом биотитов дает 371 млн. лет. Среднее из двух определений биотитов Rb-Sr методом также дает 371 млн. лет.

Таблица 1

Значение возраста сосуществующих минералов по данным американских радиологов [14] и перечень опорных точек в советской геохронологической шкале 1964 г. [1]

	Местоположение, массив, формация	Минерал	K-Ar, млн. лет		Rb-Sr, млн. лет		U-Pb, млн. лет			Источник *
			λ_K=0,585	λ_K=0,557	λ_{Rb}=1,39	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{208}Pb/^{232}Th$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
1	New Hampshire Redstone,	Биотит	168	176	190	–	–	–	–	Geochronology..., [14]
	Серый конвей гранит	Циркон	–	–	–	187	184	190	140±60	Там же (8)
2	Коннектикут, Pottland Strickland Quarry	Мусковит из пегматита	253	264	–	–	–	–	–	Там же (134)
		Уранинит	–	–	–	268	266	239	250	» (135)
3	Коннектикут, Glaston bury spinelly Quarry	Мусковит	250	261	–	–	–	–	–	Там же (135)
		Самарскит	–	–	–	252	253	266	269	» (100)
	Пегматит	»	–	–	–	257	258	257	292	» (42)
4	Bronchville	Мусковит	369	385	–	–	–	–	–	Там же (135)
	Пегматит	Уранинит	–	–	–	367	365	318	313	» (135)
		Мусковит	366	382	–	–	–	–	–	» (90)
5	Северная Каролина	Биотит	–	–	311	–	–	–	–	Там же (39)
	Mitchell Co, Abernathy Mine	Мусковит	–	–	340	–	–	–	–	» (39)
	Пегматит	Самарскит	–	–	–	282	284	170	400	» (42)
6	Sprue Pine chestnut	Мусковит	385	350	375	–	–	–	–	Там же (8)
	Feat, Mine	Уранинит	–	–	–	370	375	–	420±50	» (8)
	Пегматит	»	–	–	–	385	390	–	400±50	» (8)
7	Tennesse (Nachvill)	Циркон	–	–	–	438	452	–	–	Там же (1)
	Бентонит Среднего	»	–	–	–	453	471	–	–	–
	Ордовика	»	–	–	–	452	483	–	–	–
	Alabama	»	–	–	–	446	478	–	–	
	Bessemmer	»	–	–	–	445	455	–	545±45	
	Wehohoh	Биотит	419	448	475	–	–	–	–	Там же (54)
	Pine Mine	»	420	448	–	–	–	–	–	» (54)
	Среднее		–	448	475	447	467	–	–	

Таблица 1 (окончание)

Номер	Местоположение, массив, формация	Минерал	K-Ar, млн. лет		Rb-Sr, млн. лет		U-Pb, млн. лет			Источник *
			λ_K=0,585	λ_K=0,557	λ_{Rb}=1,39	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{208}Pb/^{232}Th$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
8	Оклахома Quanah Mt	Циркон	–	–	–	520	525	505±15	550±30	Там же (130)
	Пегматит Meers, габбро	Биотит	510±15	532±15	535±30	–	–	–	–	
	Карлтон риолит	Циркон	–	–	–	505±15	485±15	400±40	400±200	
9	Дартмурский гранит	Биотит	270±10	283	292	–	–	–	–	
		Уранинит	–	–	–	288±10	288±10	–	–	
10	Центральный Казахстан, Акчатау	Биотит	287	300	–	–	–	–	–	Афанасьев и др. [1]
	Там же	Браннерит	–	–	–	300	304	295	–	
	»	Монацит	–	–	–	305	300	292	–	
	Бектауата	Биотит	282	295	–	–	–	–	–	
		Валовая порода (изохрона)	–	–	293	–	–	–	–	
		Бломстрандит	–	–	–	290	298	295	–	
		Монацит	–	–	–	248	–	262	–	Афанасьев и др. [1]
11	Теннеси, США, бентонит Чаттануга. Битуминозный сланец	Биотит	340	355	?	–	–	–	–	
	Там же		–	–	–	350	–	–	–	Афанасьев и др. [1]
12	СССР, Горный Алтай, Коровихинский массив	Биотит из пегматита	349	364	–	–	–	–	–	
		Монацит	–	–	–	357	372	–	–	

* Цифры в скобках — порядковый номер в литературном источнике.

Таблица 2

Данные абсолютного датирования верхнедевонских пород Виктории (Австралия) по [21] в пересчете на константы, принятые в настоящей статье

Номер образца	Минерал	Порода	K-Ar возраст при $\lambda_K = 0{,}557$, млн. лет	Rb-Sr возраст при $\lambda_{Rb} = 1{,}39$, млн. лет
842	Биотит	Биотитовый риодацит	379	365
876, 875, 868, 867, 843, 842	Биотиты, среднее из 9 определений	То же	377	–
835, 837, 939, 840, 841	Биотиты, среднее из 7 определений	Невадиты	363	–
840	Биотит	»	375	377
217 w. z. 217 kf. sp. 217 *Pl* 840 w. z. 841 kf. sp. 841 w. z.	Изохрона на основе измерения 6 объектов	»	–	380
213 w. z. 214 w. z. 214 *Pl* 216 w. z.	Изохрона на основе измерения 4 объектов	Биотитовый риодацит	–	386±90

3. Rb-Sr возраст, полученный на основе построенной изохроны, заметно отличается от возраста отдельных минералов. В среднем он близок к 382 млн. лет. Нельзя при этом не обратить внимание, что для группы биотитовых риодацитов возраст, вычисленный из уравнения изохроны, характеризуется большой погрешностью, равной ±90 млн. лет, что составляет около 25%.

4. Ботоно и Фаллагэ обосновывают датирование рубежа между силуром и девоном тем же Rb-Sr изохронным методом (при $\lambda_{Rb}=1{,}39$) в 413 млн. лет. Если согласиться с датировкой рубежа девон—карбон в 380 млн. лет (при $\lambda_{Rb}=1{,}39$), приходится делать парадоксальный вывод о крайне малой продолжительности девонской системы, не превышающей 35 млн. лет, что, конечно, маловероятно.

К сожалению, при исследовании вулканогенов Виктории не было проведено датирование основных вулканогенов, непосредственно переслаивающихся с пластами, содержащими верхнедевонскую рыбную фауну.

В работе Кормье и Кэлли [11] также приводятся новые данные по датированию границы девона и карбона. Они изучили Rb-Sr изохронным методом возраст вулканических пород Fisset Brook формации и нашли, что для Cheticamp area вычисленный возраст по изохроне при $\lambda_{Rb} = 1{,}51 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$ дает возраст 349±15 млн. лет.

Споро-пыльцевой анализ пород Fisset Brook формации и Horton group ранее миссисипианского возраста дает возможность авторам считать, что вулканогены Fisset Brook формации относятся к верхам девона.

Формации, подобные Fisset Brook, встречаются в области Lake Ainslie и на (?) Cape St. Lawrence.

Для вулканогенов области Lake Ainslie изохронным Rb-Sr методом получена цифра 348±20 млн. лет, а для вулканогенов Cape St. Lawrence — 462±25 млн. лет.

Авторы не считают доказанной синхронность вулканогенов Cape St. Lawrence с вулканогенами Fisset Brook формации, относимой ими к верхам девона. Они считают, что данные по вулканогенам Fisset Brook формации из Cheticamp area и Lake Ainslie могут датировать границу девона и карбона и что их данные согласуются с данными Калпа [19] о границе девона и миссисипия.

Однако при этом нельзя забывать, что Кормье и Кэлли [11] использовали константу распада $\lambda_{^{87}Rb}=1{,}51$. При пересчете на $\lambda_{^{87}Rb}=1{,}39$, что более увязывается с U-Pb цифрами для сосуществующих минералов, их цифра для границы девона и карбона окажется равной 380 млн. лет. Поэтому чрезвычайно интересно уточнить геологические соотношения и возраст вулканогенов Cheticamp area, Lake Ainslie, Cape St. Lawrence между собой и в сравнении с данными для границ D—C и S—D из других районов, полученными разными методами, в том числе и U-Pb.

Поскольку для датирования границы девона и карбона имеется много цифр, сконцентрированных около 350 млн. лет (в указанных для каждого метода константах распада!), мы считаем целесообразным пока датировать эту границу значением возраста в 350±10 млн. лет [9, 10].

Перед радиологами всего мира стоит ответственная задача: совместно со стратиграфами наметить ключевые точки с получением материала, отвечающего требованиям прецизионного определения абсолютного возраста тремя основными методами.

В качестве предварительной шкалы может быть принята и рекомендована шкала, одобренная Геохронологической комиссией в 1965 г. в Нанси, с уточнением рубежа между девоном и силуром (табл. 3). На наш взгляд, требуют дальнейшего уточнения границы: докембрий—кембрий, кембрий—ордовик, ордовик—силур, триас—юра. В качестве основы для датирования рубежа триас—юра были в свое время приняты данные по измерению слюд из массива Гуичон (Британская Колумбия). Однако позднее канадскими исследователями [20] для этого массива были получены цифры более древние, не пригодные для датирования границы триаса и юры.

Национальная геохронологическая комиссия Советского Союза считает, что в настоящее время для использования геологами может быть рекомендована геохронологическая шкала главнейших рубежей фанерозоя, составленная с учетом мирового опыта и созданных ранее отдельными учеными шкал (Холмс, Калп и др.). При пользовании этими шкалами необходимо всегда иметь в виду те константы распада для ^{40}K, ^{87}Rb и U, Th, которые были положены в основу расчета цифр, датирующих рубежи. В целях сопоставимости возрастных исследований необходимо создание международных эталонов для K-Ar, Rb-Sr, U, Th-Pb методов. Каждой лаборатории целесообразно создать собственный стандарт, сверенный с международным эталоном. Такой внутренний контроль будет содействовать повышению точности и стабилизации возрастных измерений.

На основе проведенных исследований возможна организация международного сотрудничества по созданию мировой геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении.

Таблица 3

Проект геохронологической шкалы главнейших рубежей фанерозоя в абсолютном летоисчислении при значениях: $\lambda_{^{238}U}=1{,}537\cdot10^{-10}$, $\lambda_{^{235}U}=9{,}78\cdot10^{-10}$, $\lambda_{^{232}Th}=4{,}99\cdot10^{-11}$, $\lambda_K=0{,}557\cdot10^{-10}$, $\lambda_\beta=4{,}72\cdot10^{-10}$, $\lambda_{^{87}Rb}=1{,}39\cdot10^{-11}$

Калп [17]		Калп [18]		Афанасьев и др., [1]		Симпозиум Холмса, [16]		Рекомендуемый проект шкалы	
Система Ярус Отдел	Датирование рубежей	Система Ярус Отдел	Датирование рубежей	Система Ярус Отдел	Датирование рубежей	Система Ярус Отдел	Датирование рубежей	Система Ярус Отдел	Датирование рубежей
Плиоцен	11	Плиоцен	11	Плиоцен	12	Плиоцен	7	Плейстоцен	1,5±0,5
Миоцен	25	Миоцен	23	Миоцен	26	Миоцен	26	Плиоцен	9±3
Олигоцен	40	Олигоцен	35	Олигоцен	37±1	Олигоцен	37	Миоцен	25±2
Эоцен	60	Эоцен	55	Эоцен	60±2	Эоцен	54	Олигоцен	37±2
Палеоцен	70	Палеоцен	70	Палеоцен	65±3	Палеоцен	65	Эоцен	58±4
Мел	135	Мел	135	Мел	137±6	Мел	136	Палеоцен	67±3
Юра	180	Юра	180	Юра	195±5	Юра	190	Мел	137±5
Триас	225	Триас	—	Триас	240±10	Триас	225	Юра	195±5
Пермь	270	Пенсильваний	270	Пермь	285±10	Пермь	280	Триас	230±10
Карбон	350	Миссисипий	350	Карбон	350±10	Карбон	345	Пермь	285±10
Девон	400	Девон	400	Девон	410±10	Девон	395	Карбон	350±10
Силур	440	Силур	430	Силур	440±15	Силур	435	Девон	410±10
Ордовик	500	Ордовик	490	Ордовик	500±20	Ордовик	500	Силур	440±10
Кембрий	600	Кембрий	600	Кембрий	470±20	Кембрий	570	Ордовик	500±15
				Докембрий				Кембрий	570±15
								Докембрий	

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П.* и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г., с учетом зарубежных данных.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964.
2. *Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Гаррис М. А., Хамрабаев И. Х.* Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами. —Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 11.
3. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л., Шеина И. П.* Случаи неравновесных отношений Ar и K в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 1.
4. *Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Крюкова Н. Ф., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д.* Абсолютный возраст группы герцинских гранитных плутонов Центрального Казахстана.— В кн.: Тр. VII сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
5. *Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И., Крюкова Н. Ф., Кучина Г. Н., Михалевская А. Д., Совоненков В. Г.* Возраст гранитной интрузии Бектау-Ата в Северном Прибалхашье (Центральный Казахстан).— В кн.: Тр. VII сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
6. Проект рекомендаций по мировой геохронологической шкале.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 9.
7. *Рубинштейн М. М., Гельман О. Я.* О необходимости унификации значений констант радиоактивного распада ^{40}K, используемых при расчете абсолютного возраста.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2.
8. *Bottono M. L., Fullagar P.* Whole-rock Rb-Sr age of Silurian-Devonian boundary in northeastern North America.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1966, vol. 77, N 10.
9. *Cobb J. C.* Dating of black shales.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art 2.
10. *Cobb J. C., Kulp J. L.* U-Pb age of the Chattanooga shale.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 2.
11. *Cormier R. F., Kelly A. M.* Absolute age of the Fisset Brook formation and the Devonian-Mississippian boundary, Cape Breton-Island, Nowa Scotia.— Canad. J. Earth Sci., 1964, vol. 1, N 3.
12. *Faul H.* Geologic time scale.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 5.
13. *Folinsbee R. E., Baadsgaard H., Lipson J.* Potassium-argon time scale.— In: Rept XXI Sess. Intern. Geol. Congr. Norden; Copenhagen, 1960. Pt III. Pre-Quaternary absolute age determination.
14. Geochronology of North America: Nat. Acad. Sci.— Nat. Res. Council Publ. N 1276. Nucl. Sci. Rept 41, Wash., 1965.
15. *Hills E. Sh.* The Upper Devonian fishes of Victoria, Australia, and their bearing on the stratigraphy of the State.— Geol. Mag., 1931, May, vol. 68, N 803.
16. *Holmes A.* A revised geological time-scale.— Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1960, 17, N 3.
17. *Kulp J. L.* Geological-time-scale.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, 70, N 12, pt. 2.
18. *Kulp J. L.* The geological time-scale.— In: Rept XXI Sess. Intern. Geol. Congr. Norden. Copenhagen, 1960. Pt III. Pre-Quaternary absolute age determination.
19. *Kulp J. L.* Geologic time-scale.— Science, 1961, vol. 133, N 3452.
20. *Leech G. B., Lowdon J. A., Stockwell C. H., Wanless R. K.* Age determinations and geological studies.— Dept Mines and Techn. Surv. Canada, Pap. 63—17, 1963.
21. *McDougall, Compston W., Bofinger V. M.* Isotopic age determination on Upper Devonian rocks from Victoria, Australia: A review estimate for the age of the Devonian-Carboniferous boundary.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1966, vol. 76, N 10.
22. *Smith D. G., Baadsgaard H., Folinsbee R. E., Lipson J.* K-Ar age of Lower Devonian bentonites of Gaspe, Quebec, Canada.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, N 1.

УДК 550.93

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАДИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ [1]

ВВЕДЕНИЕ

Результаты геохронометрических исследований не так давно еще представлялись большинству геологов экзотическими, зачастую сомнительными и уж во всяком случае весьма далекими от использования их в повседневной деятельности. Однако быстрое развитие теории, методики и техники геохронометрических измерений, в первую очередь аргонового метода, обеспечило накопление большого числа возрастных определений, сопоставление их с геологическими фактами и получение уверенности в том, что при вполне надежной расшифровке последовательности геологических образований какого-либо региона и прецизионном проведении аналитических работ по определению $^{40}Ar_{рад}$ и K радиологические данные, как правило, хорошо согласуются с геологическими предпосылками.

В настоящее время надежные цифры изотопных возрастов сплошь и рядом вносят существенные коррективы в построения, основанные на традиционных геологических методах изучения регионов. Поэтому можно с полным основанием утверждать, что выяснение условий формирования, восстановление истории развития и детальное расчленение сложных ассоциаций магматических и метаморфических образований уже немыслимы без широкого использования радиологических данных. Более того, в целом ряде случаев эти данные могут быть использованы и для уточнения стратиграфического положения палеонтологически плохо охарактеризованных (или вообще немых) осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических толщ, а также для непосредственного датирования рудных месторождений.

Однако простое механическое оперирование цифрами изотопных возрастов таит в себе серьезную опасность получения поспешных выводов, в первую очередь потому, что как сами исходные радиоактивные вещества, так и продукты их распада в связи с наложенным воздействием геологических процессов подчиняются сложным законам миграции, еще не расшифрованным полностью.

Поэтому в настоящее время, когда функционирует большое количество геохронометрических лабораторий, получающих огромное количество цифр, нередко публикуемых без исходных данных и без должного критического анализа, необходимо обратить внимание геологов на ряд специфических моментов, которые обязательно должны быть приняты во внимание при использовании геохронометрических данных.

Первое и главное условие получения надежных изотопных цифр возраста зависит от геохронометрических лабораторий. Достаточная прецизионность и стабильность аналитических работ лабораторий обусловливаются многими причинами, основными из которых являются совершенство применяемой аппаратуры, качество реактивов и опыт аналити-

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.— В соавт. с С. Б. Брандтом, М. А. Гаррис, М. М. Рубинштейном.

ков. Для молодых образований существенно присутствие воздушного ^{40}Ar, что при недостаточно высоком вакууме тренируемой системы может влиять на точность определений. Все лаборатории должны стремиться к тому, чтобы итоговый результат — цифра возраста получалась бы с точностью ±2%. Для систематического осуществления самоконтроля аналитических работ каждой лаборатории Комиссия по определению абсолютного возраста создала стандарты по K-Ar методу, которыми снабжены все лаборатории.

В целях сопоставимости цифр, получаемых в разных лабораториях, настало время требовать от лабораторий в ходе проведения определенной серии измерений повторных анализов стандарта.

Все публикуемые цифры K-Ar возраста должны включать исходные данные для K, $^{40}Ar_{рад}$ и содержание $^{40}Ar_{возд}$ в процентах, с указанием лаборатории, проводившей анализ, времени его проведения и аналитических данных по стандарту Комиссии, полученных во время проведения публикуемой серии возрастных определений. Кроме того, обязательно должно быть указано значение $\lambda_{^{40}K}$, по которой рассчитывался возраст. Стоит обратить внимание и на то, что в практике геохронометрических исследований иногда случаются ошибки в определениях калия, особенно когда он присутствует в малых количествах.

Только при соблюдении указанных условий можно выявить действительные расхождения аналитических данных с геологическими, что дает дополнительную информацию об истории горной породы и минерала.

О КОНСТАНТАХ РАДИОАКТИВНОГО ^{40}K И ^{87}Rb РАСПАДА

Этому вопросу посвящена довольно обширная литература [18, 17, 24], подробное рассмотрение которой представляется здесь не только невозможным, но и неуместным. Напомним только, что для расчета абсолютного возраста, определенного аргоновым методом, необходимо использование двух констант распада ^{40}K—K-захвата (λ_K) и β-распада (λ_β), а для расчета возраста по данным стронциевого метода — константы β-распада ^{87}Rb (λ_{Rb}).

Что касается аргонового метода, то почти все исследователи используют значение $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$ [23], тогда как для λ_K принимают обычно либо величину $0{,}557 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$ [34], определенную геохимическим методом, либо значение $0{,}584 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$, установленное счетными методами, но также с некоторой ошибкой [35]. Все эти значения по сути дела равноправны, если учитывать погрешности их определения, но всегда надо знать, какая константа принята для расчета возраста, так как цифры возраста <600 млн. лет, рассчитанные по принятому в СССР значению λ_K, в среднем на 3—4% больше, чем соответствующие цифры, рассчитанные по величине этой константы, используемой американскими авторами. Сопоставимости возрастов, основанных на различных константах, посвящена статья Г. Д. Афанасьева, С. Б. Брандта и др. в этом же номере журнала[1].

Аналогично обстоит дело и со значением константы β-распада рубидия — λ_{Rb}, поскольку в современной литературе значения стронциевого

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.— *Прим. ред.*

возраста рассчитываются обычно либо по значению $\lambda_{Rb}=1{,}39\cdot10^{-11}$ год$^{-1}$, либо по $\lambda_{Rb}=1{,}47\cdot10^{-11}$ год$^{-1}$. Соответствующие цифры возраста в отличие от аргоновых связаны друг с другом линейной зависимостью — при расчете по первому из приведенных значений они на 6% больше.

Имеющиеся фактические данные позволяют отдать предпочтение константе 1,39 с точки зрения лучшего схождения стронциевых возрастов со свинцовыми и аргоновыми возрастами, рассчитанными по $\lambda_K=0{,}557\cdot10^{-10}$ год$^{-1}$ для одних и тех же объектов.

Ввиду того что при употреблении геохимических констант, принятых в СССР для K-Ar и Rb-Sr методов на основе анализа когенетичных минералов [2], цифры возраста, определенные этими методами, сближаются с урано-свинцовыми. Комиссия рекомендует для расчета возраста по K-Ar методу применять $\lambda_{^{40}K}=0{,}557$, а для расчета Rb-Sr возраста $\lambda_{^{87}Rb}=1{,}39$.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ, ПОЛУЧАЕМОЙ С ПОМОЩЬЮ ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ K-Ar МЕТОДОМ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЕОСТРУКТУРНОЙ ОБСТАНОВКИ

При надежной аналитической работе лаборатории получаемая информация строго объективна. Однако длительный опыт применения K-Ar метода к расшифровке геологических проблем со всей убедительностью показывает, что в результате этой информации мы получаем абсолютный возраст (в годах) горной породы (минерала) лишь для объектов, существовавших в сравнительно стабильных условиях, при температурах, не превышающих 200—500° С (для разных минералов температурная устойчивость различна!). Во многих других случаях эта информация свидетельствует о времени, когда порода испытала воздействие наложенного геологического процесса — эндогенного или экзогенного, сопровождавшегося миграцией (полной или частичной) материнского элемента или дочернего продукта распада.

Опыт геохронологических исследований показывает, что, как правило, возрастные данные, полученные для пород и минералов стабильных участков земной коры, достаточно точно датируют время стабилизации, а также этапы наложенной тектоно-магматической активности. Последние сопровождаются узким ареалом омоложения K-Ar данных, отвечающих контактному ореолу той или иной интрузии, внедрившейся в платформенную структуру.

В частности, нам известны сохранившиеся эффузивно-экструзивные образования (базальты, трахиты) Канадского щита (район Иеллоунайфа), где трахит порфировой структуры имеет возраст 1650 млн. лет (K=2,35%, $^{40}Ar_{рад}=0{,}233$ мм^3/г, определение Л. В. Фирсова, 1967 г.). Другой пример — флогопиты Алданского щита. Они устойчиво дают возраст ~1900 млн. лет, а дайки аляскитового гранита, прорывающие те же сланцы,— по валу 1800 млн. лет (данные С. Б. Брандта).

Разработку мировой геохронологической шкалы также целесообразно проводить на материале стабилизированных участков земной коры. Датирование границ геологических систем и их подразделений, с более точными однозначными результатами, надежнее проводить на основе определения радиологического возраста стратифицированных пород, к кото-

рым относятся биотит-сандиновые эффузивы, основные неизмененные эффузивы и осадочные породы, содержащие глауконит.

В условиях платформенного режима сохранность K, Ar, Rb, Sr в стратифицированных отложениях достаточно надежна.

Среди опорных точек советской геохронологической шкалы 1964 г. около 90 отвечают стратифицированным отложениям. Из них 65 представляют опорные точки для диапазона геологического времени от 1 до 150 млн. лет.

Дальнейшую детализацию и уточнение возраста рубежей между геологическими системами и их подразделениями надежнее осуществлять на материале из стратифицированных образований участков земной коры, стабилизированных ко времени их накопления. В частности, новые анализы по глауконитам из отложений тоар—нижний аален (Болгария) дают цифру 160±6 млн. лет. Для глауконита из известняков келловея (г. Враца, Болгария) получен возраст 145±5 млн. лет. Для образцов из глауконитового слоя верхнеальбских отложений получен возраст 106±4 млн. лет. Все эти данные полностью отвечают данным шкалы 1964 г. [7].

Использовать геохронологическую информацию для непосредственно геологических целей (датирование времени образования горной породы) труднее в тех случаях, когда объектом изучения является длительно развивавшаяся складчатая система, подобная, например, Уральской или Кавказской.

Заложение первичной геосинклинали, подобно Кавказской, на раздробленном стабилизированном докембрийском фундаменте сопровождалось в нижнем палеозое складчатостью, магматизмом и метаморфизмом. Последующая эволюция мобильного пояса различна для частных структурно-формационных зон, развивающихся на месте первичной геосинклинали. Краевые структурно-формационные зоны с геосинклинальным режимом со временем, переходя к субплатформенным условиям, стабилизируются. При этом отдельные древние блоки сохраняются в виде жестких срединных массивов.

Геохронометрическая информация, если ее не сочетать с данными петролого-тектонического изучения отдельных структурно-формационных зон и всего мобильного пояса, получается в целом сложной и подчас противоречивой. Это обусловлено неоднократными прогибаниями и разнофациальными условиями метаморфизма отдельных зон.

Аргоновый возраст слюд (особенно мусковита) и неизмененных амфиболов позволяет датировать для наиболее геологически древних свит временем их последнего метаморфизма, предшествовавшего стабилизации структурно-формационной зоны. В частности, в пределах Северо-Кавказской складчатой области этот этап развития отвечает для Лабино-Малкинской зоны 450 млн. лет, для зоны Передового хребта 360—370 млн. лет, для зоны гранитов Главного хребта ~300 млн. лет и для осевой зоны 140—150 млн. лет. Последующие этапы накопления стратифицированных пород и внедрения производных более молодой магматической активности датируются K-Ar методом в близком соответствии с геологическими данными. Например, в пределах Лабино-Малкинской зоны отчетливо датируются ордовикские интрузии с возрастом 450 млн. лет, девонские интрузии с возрастом 360 млн. лет, верхнепалеозойские граниты с возрастом 300 млн. лет, юрские гипабиссальные комплексы с возрастом

180—140 млн. лет и миоцен-плиоценовые интрузии и экструзии с возрастом от 30 до 4 млн. лет. Соответственно в зоне Передового хребта сохранились пермские эффузивы с возрастом 270—250 млн. лет. Такой же фактический материал имеется и для остальных структурно-формационных зон Северного Кавказа.

Зафиксировать геохронологически начальные этапы развития складчатых областей вероятнее в пределах сохранившихся наиболее древних срединных массивов. Данные петрографии, геофизики и радиогеологии позволили Д. С. Штейнбергу и И. Д. Соболеву (устное сообщение) прийти к выводу, что ордовик-позднепалеозойская эвгеосинклиналь Урала развилась на коре «континентального типа». На основе изучения керна из пород срединного массива в районе г. Констанцы (СРР) Г. Д. Афанасьев в 1967 г. опубликовал данные [5], свидетельствующие, что заложение Кавказской геосинклинали происходило не позднее ордовика (450—470 млн. лет) на раздробленном фундаменте из гнейсов докембрия (гнейсы по мусковиту 1700 млн. лет, амфибол-гранитовые кристаллические сланцы по валу 1290 млн. лет).

Во многих случаях (если не было последующей магматической активизации или других искажающих процессов) стратифицированные отложения в пределах стабилизированных структурно-формационных зон также могут быть с успехом использованы для выявления опорных точек, обосновывающих детализацию геохронологической шкалы.

Все сказанное относилось к геохронометрической информации, полученной K-Ar методом. Очевидно, больших успехов в раскрытии истории развития как платформ, так и складчатых областей мы добьемся, если наряду с K-Ar методом для получения геохронологической информации будут применяться хотя бы и в более ограниченных, но все же в отчетливо заметных масштабах Rb-Sr и U-Pb методы.

О НАРУШЕНИЯХ НОРМАЛЬНОГО ОТНОШЕНИЯ МЕЖДУ РАДИОАКТИВНЫМИ И РАДИОГЕННЫМИ ИЗОТОПАМИ

Соотношение количеств материнских и дочерних радиоактивных веществ в изучаемых объектах определяется в конечном счете не только скоростью радиоактивного распада, но и той термодинамической и физико-химической обстановкой, в которой они находились в течение своего существования. В первую очередь это касается температурного режима. Многочисленные экспериментальные исследования, посвященные определению теплот диффузии аргона в различных минералах, показали, что при прогреве различных минералов в одинаковых условиях одни из них легче выделяют аргон, чем другие. Такие калийсодержащие минералы, как, например, слюды, способны в течение длительного геологического времени сохранять аргон в условиях относительно низкотемпературного прогрева (во всяком случае до 250—300° С). Причиной потерь аргона различными минералами является не только термическая диффузия сама по себе, но и перераспределение вещества в кристаллических структурах, которым сопровождаются их фазовые превращения. Вероятно, этим объясняется, в частности, широко распространенное в природе аргоновое «омоложение» микроклина интрузивных пород по сравнению с когенетичными им слюдами. Потере калийсодержащими минералами аргона способствует воздействие на них тектонических напряжений в тех случаях,

когда они приводят к пластическим деформациям кристаллов и полной их перекристаллизации.

Нарушение нормального аргон-калиевого отношения в минералах может происходить не только благодаря потере аргона, но и в результате выноса калия. Этот процесс, наиболее вероятный для слюд, выражается в гидратации и катионном обмене. Отмечены редкие случаи преимущественного выноса калия, приводящие к аргоновому «ударению» биотита. Они интерпретируются констатировавшими их авторами как результат гидратации в гипергенных условиях[1] [9]. Известен также случай замещения ионов калия слюдистых минералов ионами кальция или натрия в гипогенных условиях. Эти факты представляют значительный интерес, и вопрос нуждается в тщательном дальнейшем исследовании с целью выяснения механизма и условий проявления этих процессов.

Rb/Sr отношение в природных условиях также, видимо, может быть в отдельных случаях нарушено. Нарушение может вести к удревнению минералов, так как миграция K и Rb при метасоматическом воздействии, например, натриевых растворов происходит полнее, чем вынос щелочных земель — Ca, Sr. Благодаря этому, в частности, при парагонитизации слюд р. Даут неполно замещенные парагонитом первичные слюды давали возраст 360 млн. лет (K-Ar метод), а при попытке их датирования в лабораториях проф. Йегер (Швейцария) и Г. П. Багдасаряна (АН АрмССР) Rb-Sr методом выяснилось, что содержание нерадиогенного стронция приводит к грандиозной ошибке. Из имеющихся аналитических данных лаборатории Г. П. Багдасаряна, Rb-Sr возраст может быть исчислен до 15 млрд. лет. Это искажение обусловлено преимущественно миграцией (по сравнению с миграцией Ca, Sr) рубидия из парагонитизированной слюды. С другой стороны, приконтактовый флогопит р. Мощевой, возраст которого, определенный в пяти лабораториях K-Ar методом, колеблется между 450—480 млн. лет, по данным Rb-Sr метода (лаборатория проф. Йегер) имеет возраст 340 млн. лет. Причины, повлекшие преимущественную миграцию стронция из этого флогопита, образовавшегося на контакте гранита с серпентинитами, пока недостаточно ясны.

ОБ ИЗБЫТОЧНОМ АРГОНЕ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В первые годы применения аргонового метода определения абсолютного возраста казалось, что радиогенные атомы инертного газа аргона могут легко теряться породами в геологическом времени и поэтому преобладающим явлением должно быть занижение значений возраста. Однако впоследствии выяснилось, что в ряде случаев именно аргоновый метод склонен давать наиболее древние значения возраста. Последний является функцией дроби $^{40}Ar/K$, и экстремальные древние значения возраста могут быть следствием либо выноса калия $\left(\frac{^{40}Ar}{K - \Delta K}\right)$, либо привноса аргона в систему извне $\left(\frac{^{40}Ar + \Delta^{40}Ar}{K}\right)$, либо, наконец, нормальным.

Собственно избыточный аргон может встречаться в горных породах в силу ряда причин. Вообще принято считать, что атмосфера Земли обогащена ^{40}Ar вследствие непрерывной утечки его из пород коры. Налагающиеся на древние толщи процессы вулканизма, метаморфизма, палингенеза, метасоматоза способны мобилизовать содержащийся в них

[1] Наряду с выносом K и Rb в измененном биотите повышается содержание Ca и Sr.

радиогенный аргон и освободить его из первоначально вмещавших структур. Этот аргон не попадает в атмосферу непосредственно, а, мигрируя по трещинам, межфазовым пространствам с растворами, вулканическими газами, проходит длинный путь на места выделения к атмосфере или гидросфере. При этом его судьбы могут оказаться различными.

Аргон может содержаться в сорбированном состоянии в межкристаллитных пространствах горных пород или в газовых пузырьках. Он может быть импрегнирован в кристаллические решетки минералов при их образовании либо содержаться в структурных каналах, или пустотах (бериллы, кордиериты). Так или иначе, все эти формы вхождения энергетически резко отличаются от нормального образования ^{40}Ar из ^{40}K. С точки зрения возможной контаминации избыточным аргоном наиболее «опасны» минералы, не содержащие по структурной формуле калия.

Достаточно давно установлено, что берилл и кордиерит содержат ^{40}Ar, который заведомо не мог образоваться в них за счет ^{40}K, присутствующего в этих минералах в ничтожном количестве. Подробный анализ этого вопроса, на котором мы здесь не имеем возможности останавливаться, отсылая читателя к специальным работам [21, 11, 16], приводит к выводу, что эти минералы могли окклюдировать аргон[1] при кристаллизации, чему способствует особенность их кристаллической решетки — присутствие больших структурных каналов, закупоренных крупными катионами щелочных элементов. Впоследствии значительные количества «избыточного» аргона были обнаружены в пироксенах гранито-гнейсовой формации Беа-Маунтин и в докембрийских ультрабазитах Карелии и Кольского полуострова [13, 14].

Во всех этих примерах гипотеза о захвате «избыточного» аргона не встречает решающих возражений, поскольку дефектность кристаллической структуры пироксенов и оливина в услових локально повышенного парциального давления аргона, очевидно возникающего при переплавлении богатых калием (а следовательно, и аргоном) древних пород, может способствовать захвату этими минералами «избыточного» аргона [8, 16]. По-видимому, и амфиболы содержат изредка по той же причине «избыточный» аргон, в частности так могут быть интерпретированы некоторые цифры аргонового возраста, полученные Л. Н. Овчинниковым и др. (1966 г.) для рифейских и палеозойских роговых обманок Урала.

К. К. Жировым и др. (1967 г.) было убедительно показано существование варьирующего количества аргона в двух разностях нефелина из одного и того же прожилка в Сахариокском щелочном массиве.

С точки зрения гипотезы о связи «избыточного» аргона со структурными пустотами и дефектами кристаллической решетки присутствие этого аргона в нефелине не является неожиданным, тем более что отмечается большее количество избыточного аргона в разновидности нефелина, подвергшейся шпреуштейнизации с выделениями канкринита и содалита.

В настоящее время можно считать твердо установленным, что значения аргонового возраста подавляющего большинства породообразующих минералов либо близки к истинным, либо омоложены. Удревненные значения встречаются реже, и каждый случай обнаружения последних нуждается в тщательном изучении и правильной геологической интерпретации.

---

[1] А также гелий, присутствующий в них в еще большем количестве!

О ПОСТРОЕНИИ ИЗОХРОН И КОНКОРДИЙ

Современная геохронометрия использует методы, позволяющие в ряде случаев содействовать исключению влияния наложенных процессов, приводящих к выносу радиогенных продуктов.

Практика показывает также наличие контаминированности некоторых пород на большой территории изотопами нерадиогенного происхождения. Для исключения этого эффекта также применяется метод изохрон.

К МЕТОДУ РУБИДИЕВО-СТРОНЦИЕВЫХ ИЗОХРОН

Рубидиево-стронциевый возраст τ минерала или породы вычисляется по формуле

$$\tau = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{^{87}Sr_{рад}}{^{87}Rb} \right) = \frac{1}{\lambda} \ln (1 + \operatorname{tg} \alpha) \qquad (1)$$

(λ – постоянная радиоактивного превращения рубидия-87 в стронций-87; ^{87}Rb – современная концентрация). Возраст является функцией не абсолютных концентраций, а их отношения

$$^{87}Sr_{рад}/^{87}Rb = \operatorname{tg} \alpha; \qquad (2)$$

геометрическим местом [точек] образцов, имеющих один и тот же возраст (изохроной), является прямая линия в системе координат $x=^{87}Rb$, $y=^{87}Sr$ (фиг. 1), исходящая из начала координат и подчиняющаяся соотношению $\operatorname{tg} \alpha = \text{const}$.

Минералы 1–4 имеют один и тот же возраст.

Пусть в образце, кроме материнского ^{87}Rb и радиогенного $^{87}Sr_{рад}$, содержится еще примесь нерадиогенного стронция, состоящего из изотопов ^{87}Sr, ^{86}Sr. Требуется отделить по изотопному составу примесный стронций и определить абсолютный возраст. В результате анализов должны быть известны общие концентрации ^{87}Rb, $^{87}Sr_{общ}$, ^{86}Sr. Общий стронций-87 является суммой примесного и радиогенного изотопов:

$$^{87}Sr_{общ} = {}^{87}Sr_{пр} + {}^{87}Sr_{рад},$$

отсюда

$$\frac{^{87}Sr_{рад}}{^{86}Sr} = \frac{^{87}Sr_{общ}}{^{86}Sr} - \frac{^{87}Sr_{пр}}{^{86}Sr}. \qquad (3)$$

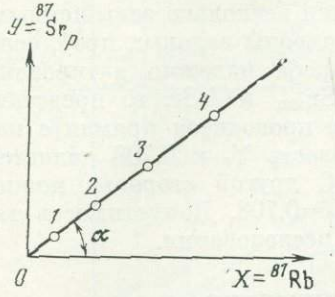
Для получения возраста по формуле (1) нам необходимо знание $\operatorname{tg} \alpha$ (2). Из (3) и (2) имеем

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{^{87}Sr_{рад}}{^{87}Rb} = \frac{^{87}Sr_{рад}}{^{86}Sr} \cdot \frac{^{86}Sr}{^{87}Rb} = \frac{\dfrac{^{87}Sr_{общ}}{^{86}Sr} - \dfrac{^{87}Sr_{пр}}{^{86}Sr}}{\dfrac{^{87}Rb}{^{86}Sr}} = \frac{Y - Y_0}{X}. \qquad (4)$$

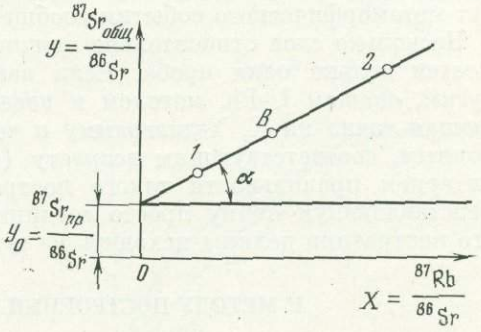
$$\left(\frac{^{87}Sr_{общ}}{^{86}Sr} = Y; \quad \frac{^{87}Sr_{пр}}{^{86}Sr} = Y_0; \quad \frac{^{87}Rb}{^{86}Sr} = X \right).$$

Мы видим, что в случае имеющейся нерадиогенной примеси изохрона $\operatorname{tg} \alpha = \text{const}$ представляет собой в системе координат фиг. 2 прямую линию, отсекающую на оси ординат отрезок, равный $Y_0 = {}^{87}Sr_{пр}/^{86}Sr$.

И наоборот, если в координатной системе фиг. 2 отложены аналитические данные для валовой пробы (В) и, например, для двух слагающих ее минералов 1 (микроклина) и 2 (слюды), то в случае ненарушенного радиоактивного равновесия три изображающие точки согласно (4) расположатся на прямой, отсекающей на оси ординат отрезок Y_0. Изотопный состав примесного стронция Y_0 является характерной величиной. Для метеоритов Y_0=0,699, а так называемый «обыкновенный» стронций (морской воды) — 0,708.



Фиг. 1



Фиг. 2

Рассмотрим теперь влияние эпизодического (мгновенного) метаморфического события, при котором радиогенный стронций $^{87}Sr_{рад}$ мобилизуется и выравнивается между минералами породы. В наших координатах процесс изобразится следующим образом (фиг. 3). В момент образования породы $\alpha - 0$ и изображающие точки валовой (В) и минеральных (1, 2) проб расположатся на прямой, параллельной оси X и отсекающей на оси Y отрезок Y_0, равный, в случае обыкновенного стронция, 0,708 (фиг. 3, *а*). После этого система стала замкнутой, и в ней начались радиоактивная убыль ^{87}Rb и накопление ^{87}Sr. Так как превращение Rb в Sr происходило атом на атом, изображающие точки (1′B′2′) сместятся вдоль линий, наклоненных под углом β=arc tg 1. В момент метаморфизма (фиг. 3, *б*) точки 1′ и 2′ сместятся в 1″ и 2″, а изображающая точка B′ останется прежней. Изохрона, повернувшись вокруг B, станет горизонтальной (1″B2″). После метаморфизма накопление $^{87}Sr_{рад}$ будет продолжаться, но примесный стронций приобретет состав $Y_0' > 0{,}708$.

Современная (фиг. 3, *в*) изохрона валовых проб «*а*» по-прежнему будет отсекать на ординате отрезок Y_0, и ее наклон α_3 будет характеризовать момент первоначального образования породы. Изохрона минералов «*в*» будет проходить через точку B‴ (фиг. 3, *г*), но ее наклон α_2 будет характеризовать время метаморфизма, отрезок отсекающий его на оси ординат, Y_0' будет характеризовать аномальный примесный стронций $Y_0' > 0{,}708$.

Рассмотрим теперь влияние другого эпизодического метаморфического события, при котором все изотопы стронция (^{86}Sr, $^{87}Sr_{общ}$ и $^{87}Sr_{пр}$) от обогащенного им минерала (1) мигрировали к другому (2). Этот процесс изображен на фиг. 4. Пусть к моменту метаморфизма наклон изохроны B2 (фиг. 4, *а*) достиг величины α. При передаче минералом 2 стронция изменится абсолютное количество ^{86}Sr в нем (но не изотопный со-

став Sr!). Поэтому изображающая точка 2 параллельно оси X сместится в точку 2′. Валовая проба (точка B) останется неизменной, а изображающая точка 1 сместится в 1′. Точка 1′ будет левее точки 1, так как знаменатель X уменьшится за счет прибыли ^{86}Sr, и выше точки 1, поскольку минерал 2 обогатится ^{87}Sr. В отличие от предыдущего случая изохрона 1′B2′ лишь в пределе станет горизонтальной. Вообще ее наклон будет неким промежуточным, $\alpha_2 < \alpha_1$. После эпизодического метаморфизма точки 1′B2′ перейдут в 1″B′2″ (фиг. 4, *б*), оставаясь на одной прямой. *Современная изохрона проб B′а будет круче изохроны минералов.* Возраст метаморфического события вообще окажется несколько завышенным.

Несколько слов относительно получения изохроны валовых проб, если имеется только одна проба. Если валовая проба надежно датирована другим, скажем U-Pb, методом и известны $^{87}Sr_{общ}$ и ^{86}Sr, то представляющая точка на X, Y-диаграмму и через нее проводится прямая с наклонным, соответствующим возрасту (1). Близость Y_0 к 0,708 является критерием правильности такого построения. С другой стороны, можно представляющую точку просто соединить с $Y_0 = 0{,}708$. Допустимость такого построения должна исходить из существа исследования.

К МЕТОДУ ПОСТРОЕНИЯ U-Pb «КОНКОРДИЙ»

Изотопы урана-235 и -238 превращаются соответственно в свинец-207 и -208 с разными скоростями: ^{235}U с большей, а ^{238}U с меньшей. Несмотря на это, в равновесной системе значения возрастов

$$\tau_{235} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln\left(1 + \frac{^{207}Pb}{^{235}U}\right) \quad \text{и} \quad \tau_{238} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln\left(1 + \frac{^{206}Pb}{^{238}U}\right)$$

совпадают между собой, являются конкордантными (фиг. 5).

Возьмем систему координат

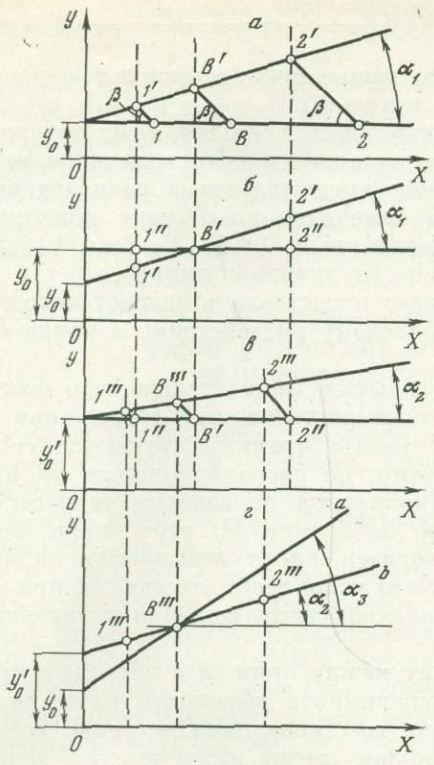
$$Y = \frac{^{206}Pb}{^{238}U}; \qquad X = \frac{^{207}Pb}{^{235}U}.$$

Геометрическое место точек совпадающих значений возрастов τ_{235} и τ_{238} называется кривой «конкордия». Ее уравнения с параметром τ будут

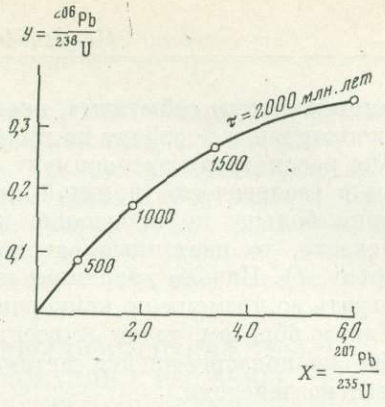
$$X = \frac{^{207}Pb}{^{235}U} = e^{\lambda_{235}\tau} - 1 \quad \text{и} \quad Y = \frac{^{206}Pb}{^{238}U} = e^{\lambda_{238}\tau} - 1.$$

Конкордия не является линией, а изогнута в сторону координаты X, так как $\lambda_{235} > \lambda_{238}$.

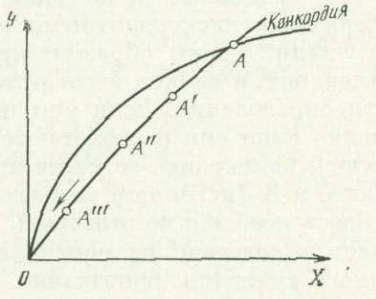
Модель мгновенного эпизодического метаморфического события. Возьмем теперь геологически древний минерал, дающий совпадающие значения возрастов, представленных на конкордии точкой A. Будем извлекать из этого минерала лабораторными средствами (т. е. геологически мгновенно) свинец, оставляя в нем, однако, уран. Если изотопы свинца будут извлекаться пропорционально (конгруэнтно), или, что то же самое, если свинец будет вести себя как единое целое, то представляющая точка на графике (фиг. 6) будет перемещаться по прямой 0A, занимая последовательно положения A′, A″, A‴, и при полном извлечении свинца *совпадает с точкой 0. Таким образом, при нашем мысленном эксперименте*, который Везериллом назван, в порядке гипотезы, «эпизодическим



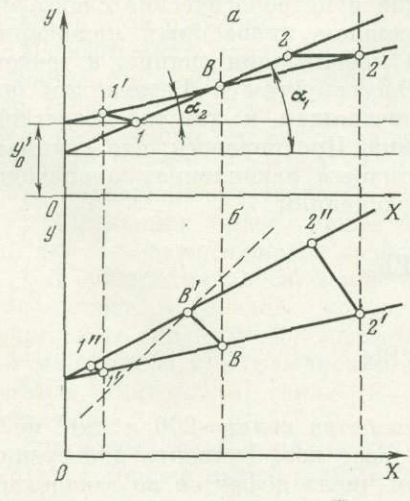
Фиг. 3



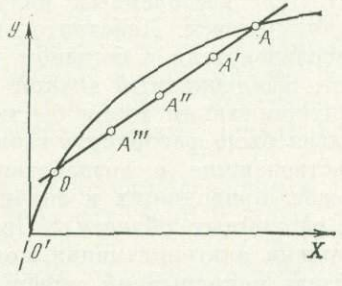
Фиг. 5



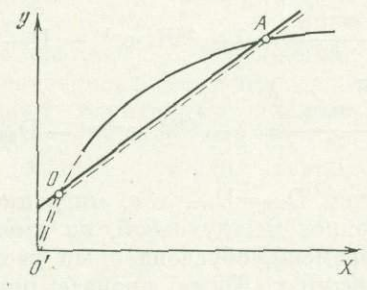
Фиг. 6



Фиг. 4



Фиг. 7



Фиг. 8

метаморфическим событием», представляющие точки отклоняются от кривой конкордии и перейдут на прямую линию 0A.

Мы рассмотрели эксперимент, произведенный сегодня. Если он произведен в геологически древний момент времени и если в течение этого времени больше не произошло никаких вмешательств в радиоактивное равновесие, то изотопные отношения изменятся по отрезку конкордии 00′ (фиг. 7). Начало координат переместится из 0 в 0′. Вообще 0′ будет скользить во времени по конкордии вниз (пунктирная линия).

Таким образом, точка A всегда будет представлять возраст исходной пробы, не подвергавшейся метаморфическому воздействию, а точка 0 — момент воздействия.

Такова модель метаморфического события. Замечательно, что фактически в природе в совершенно различных регионах, при совершенно отличных процессах, происходивших в разное время, встречаются серии минералов с дискордантными возрастами, но располагающиеся на прямой линии. Таким образом, кривая конкордия не зависит от частного применения и может быть отпечатана на бланке. На этот бланк наносятся определения. Если они не расходятся, они укладываются на конкордию. Если они располагаются, как это чаще всего бывает, на прямой, секущей конкордию, то через эти точки проводится секущая и находятся точки 0 и A (истинного возраста).

Здесь необходимо оговорить разницу между прямым и обратным суждением. Следствие из описанного эксперимента выводится нами путем прямого суждения однозначно. Однако, восстанавливая историю, нельзя утверждать, что в геологическом прошлом имело место именно данное эпизодическое метаморфическое событие. Их может быть множество. Единственно достоверным является лишь то, что изотопы свинца не фракционируются. Действительно, применяя конкордию к древним щитам, исследователи в большом числе случаев восстанавливали истинный возраст, изображаемый точкой A, но часто наталкивались на трудности при интерпретации точки 0 — момента «метаморфического удара». Иногда нельзя было распознать геологические и петрологические следы, свидетельствовавшие о воздействии в прошлом мгновенных наложенных процессов, приводящих к значительной мобилизации свинца, в тектонически спокойных областях. Поэтому Вассербургом и Везериллом была предложена альтернативная модель, приводящая к тем же следствиям.

Модель непрерывной диффузии свинца. Предположим, что с момента становления породы наряду с радиоактивным накоплением происходила диффузия дочернего свинца, согласно уравнениям

$$\frac{\partial^{207}\mathrm{Pb}}{\partial t} = \lambda_{235}\,{}^{235}\mathrm{U}_0 e^{-\lambda t} - \mathrm{D}_{207}\,\mathrm{grad}\,{}^{207}\mathrm{Pb}$$

и

$$\frac{\partial^{206}\mathrm{Pb}}{\partial t} = \lambda_{238}\,{}^{238}\mathrm{U}_0 e^{-\lambda_{238} t} - \mathrm{D}_{206}\,\mathrm{grad}\,{}^{206}\mathrm{Pb},$$

причем $D_{206}=D_{207}$, т. е. миграционные свойства свинца-206 и -207 не отличались между собой, но имел место рост коэффициента диффузии D во времени, обусловленный увеличением числа дефектов во вмещающих структурах. Тогда процесс описывается пунктирной кривой (фиг. 8). Эта кривая исходит из начала координат 0′ и затем, не пересекаясь

с конкордией в точке 0, подходит чрезвычайно близко (практически неотличимо) к секущей 0А и пересекает конкордию в точке А.

Следовательно, если действительно происходила непрерывная диффузия свинца, то представляющие точки снова (практически) расположатся на прямой, момент становления снова будет описываться точкой А, но необходимость интерпретации точки 0 отпадает. В последнее время этот вариант конкордии применяется многими исследователями.

НЕКОТОРЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ К РЕШЕНИЮ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ

В тесном и органическом единении с другими науками о Земле изотопная геология в состоянии внести существенный вклад в освещение вопросов состава, строения и истории развития земной коры, происхождения и закономерностей размещения полезных ископаемых, а также истории Земли как планеты.

В настоящее время серьезной задачей являются поиски наиболее древних горных пород. Накопленные геохронометрические данные пока не дают цифр возраста, превышающих 3,5 млрд. лет. Вместе с тем изотопия свинца позволяет оценивать возраст земного вещества в 4,5 млрд. лет. Отсюда возникает задача по выяснению термодинамических условий существования Земли в течение миллиарда лет, предшествовавшего ее геологической истории.

Определение возраста Земли и восстановление всех крупных геологических событий, имевших место с «момента» ее становления как планеты, освещение истории формирования земной коры в ее современном виде — ее вещества (горные породы, минералы и руды), ее мега-, макро-, мезо- и микроструктур — вот та грандиозная работа, к которой геохронологи вместе со специалистами других наук только-только приступают. Построение единой и региональных геохронологических шкал — один из аспектов этой проблемы.

О реальности создания шкалы по вулканогенно-осадочным сериям, отложившимся на стабилизированных участках земной коры, говорилось выше.

Использование методов изотопной геохронологии в совокупности с методами других отраслей геологии делает реальной разработку проблемы периодичности геологических и космических, а также биологических (эволюция живого вещества) процессов, и в частности определения длительности периодов разного порядка.

Как уже отмечалось, порфировидные граниты «батолитового» типа, относящиеся к середине карбона и характеризующие один из этапов герцинского гранитного магматизма, дают идентичные цифры 310—315 млн. лет и в Кураминском хребте (Средняя Азия), и на Северном Кавказе, Вогезах, а также в других районах развития герцинского магматизма.

Гранитный этап герцинского магматизма (середина верхнего карбона) дает цифры возраста 270—280 млн. лет также во многих районах СССР и в Западной Европе, например дартмурские граниты Англии по определениям K-Ar и Rb-Sr методами показывают возраст 280 млн. лет.

Заключительный этап герцинского магматизма, относящийся к перми (Англия — Корнуэлл, США — Северные Аппалачи, штат Мэн; Северный Кавказ и другие районы СССР), датируется в 260 млн. лет.

В последние годы много новых данных по геологии и петрологии получено для фундамента Русской платформы. В частности, получены важные данные по петрологии формации норитов—анортозитов—гранитов рапакиви Украины и запада Русской платформы (О. А. Богатиков, ИГЕМ, А. П. Биркис, Управление геологии Латвийской ССР). Определен абсолютный возраст: норитов — 1900, анортозитов — 1700 и рапакиви — 1600 млн. лет. Возможна корреляция этих данных с однотипными проявлениями Кольского полуострова и Воронежского массива. На выветрелой поверхности докембрийского фундамента севера Русской платформы залегают лавовые покровы щелочных базальтов с возрастом 600 млн. лет (данные бурения).

Вулканизм на Русской платформе выявлен и для среднего палеозоя. Буровыми скважинами в пределах Припятского прогиба вскрыта мощная франско-фаменская толща вулканогенов, среди которых существенную роль играют щелочные (до фонолитов) породы (ИГЕМ — В. И. Гоньшакова, АН БССР — В. П. Корзун).

Создание учеными ряда стран (создатели советской шкалы 1964 г., Холмс, Калп) идентичных геохронологических шкал фанерозоя в абсолютном летоисчислении доказывает важность абсолютного датирования для проблем теоретической и практической геологии. Поскольку подавляющая часть спорных точек для шкалы основана на определениях возраста минералов из гранитных интрузий и кислых эффузивов, то сама возможность создания шкалы на материале разных континентов показывает анхисинхронную планетарность таких геологических процессов, как гранитообразование и метаморфизм.

В региональном плане возможности изотопной геологии реализуются в расшифровке разнообразных, в том числе наиболее сложных, вопросов строения земной коры, и в частности глубинного ее строения. К подобным вопросам среди множества других относятся: 1) расчленение и корреляция докембрийских образований и кристаллических формаций различного возраста и генезиса; 2) выделение структурных этажей и ярусов; 3) датирование поясов геосинклинальной складчатости и орогенеза (по *синтектоническому и синорогенному магматизму и метаморфизму*); 4) выявление тектонических блоков различного масштаба (срединных массивов, протрузий, тектокластов); 5) выявление времени заложения и этапов подновления долгоживущих глубинных разломов и структурных швов, а также зон постгеосинклинальной тектонической активизации и радиологического омоложения, связанных с перераспределением или подъемом глубинных тепловых потоков, и пр.

В этом отношении изотопно-геологические исследования опираются на весьма важное преимущество радиологических методов, позволяющее по небольшим минеральным выделениям или даже по потере из перекристаллизованных, милонитизированных или интенсивно «прогретых» пород и минералов радиогенных продуктов устанавливать время проявления соответствующих эндогенных процессов, что совершенно недостижимо для методов относительной геохронологии.

Радиологическое и изотопно-геохимическое изучение эндогенного оруденения позволяет датировать процессы оруденения (непосредственно,

по рудам, или косвенно, по околорудным ореолам и дорудным и послерудным магматическим телам), устанавливать этапность и последовательность формирования рудных и магматических образований, освещать взаимосвязи между рудообразующими процессами и магматизмом, выяснять источники рудного вещества и характер металлоносных растворов, реконструировать направления их движения и температурный режим, разграничивать аутигенные и регенерированные месторождения цветных металлов, оценивать роль метаморфизма в формировании рудных тел, выделять и датировать металлогенические эпохи, этапы и фазы, коррелировать их в различных горнорудных районах и т. д.

В качестве примера можно указать, что в настоящее время, пожалуй, не вызывает сомнений существование связи редкометальной (U, например) минерализации с кислыми магмами герцинид (верхний карбон—пермь) в планетарном масштабе. Урановые рудопроявления Корнуэлла (Англия) имеют возраст 275 млн. лет, т. е. относятся к границе карбона и перми. По данным Рожковича (Братислава, 1969 г.), пермские вулканогены Северных Гемерид несут U—Mo—Cu минерализацию. Вулканогенные и гипабиссальные образования перми и карбона Северного Кавказа, Центрального Казахстана обладают той же металлогенической спецификой. Достаточно определенно выявлена генетическая связь колчеданных месторождений с вулканогенно-экструзивно-осадочными формациями D_2—D_3 (360 млн. лет) Кавказа, Урала и других районов и с аналогичной формацией юры (~150 млн. лет) Кавказа. Все это, включая специфику магматизма отдельных эпох, необходимо для построения теории рудообразования на широкой исторической и генетической основе.

Перед радиогеологией стоят также две конкретные проблемы общегеологического и геофизического значения.

Магматические горные породы образуют комагматичные серии как эффузивного (вулканического), так и интрузивного (плутонического) происхождения.

Магматические породы дают информацию о составе глубинных частей земной коры и так называемой верхней мантии. Детальное радиогеологическое изучение комагматов может помочь решению проблемы родоначальных магм и закономерностей их дифференциации с образованием в истории Земли повторяющихся петрографических типов пород.

Другая почти неизведанная область — геология океанического дна. Здесь исследования только начинаются! Но уже имеющиеся данные выдвигают чрезвычайно важные проблемы.

Профессор Юинг в докладе о результатах бурения в ряде мест Атлантического и Тихого океанов указал, например, что в пределах подводного хребта Шатского бурением вскрыты юрские отложения. С другой стороны, по данным бурения в Мексиканском заливе, с пробуриванием соляного купола, высказывается предположение о том, что на месте современного Мексиканского залива с «океанической» корой в юре, вероятно, было мелководное море, в котором происходило соленакопление. Имеющиеся до сих пор данные по абсолютному датированию горных пород из океанических областей охватили главным образом плиоцен-плейстоценовые вулканические образования океанических островов. За последние годы появились радиологические данные по трахитам мелового возраста (80—90 млн. лет) [22]. Круммена и Нецлин [26] выявили породы с возрастом 147—156 млн. лет. Давно известны гранито-гнейсы

с возрастом 60 млн. лет на Сейшельских островах в глубоководной части Индийского океана. Наряду с этими данными совершенно отсутствуют данные по датированию метаморфических (фация зеленых сланцев) пород срединных Атлантического, Аравийского и Индийского хребтов.

Более планомерное и широкое применение геохронометрии для датирования горных пород островов и подводных хребтов океана позволило бы внести существенный вклад в проблему состава земной коры, с гипотетическим выделением типов коры — «континентальный» и «океанический». Кроме того, эти данные могут помочь решить вопрос о возрасте океана или, может быть, вернее, о разновозрастности отдельных его частей.

В настоящей статье могли быть затронуты только некоторые стороны состояния современной радиогеологии, так же как крайне фрагментарно намечены те направления, где с наибольшим успехом для решения сложных геологических проблем могут и должны быть применены методы радиогеологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые вопросы геологической петрологии (к IV Петрографическому совещанию).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.
2. *Афанасьев Г. Д.* Петрографо-металлогенические особенности диабаз-кератофировых и базальтоидно-трахитовых комплексов в свете радиологических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4.
3. *Афанасьев Г. Д.* Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении. ИГЕМ АН СССР. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1968.
4. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретации в отношении состава и строения земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 5.
5. *Афанасьев Г. Д.* Проблемы магматической геологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
6. *Афанасьев Г. Д.* Новые данные о сотношении земной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
7. *Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П.* Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций.— Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964.
8. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В.* Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию.— В кн.: Вопросы датирования древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М.: Наука, 1967.
9. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л., Шеина И. П.* Случаи неравновесных отношений Ar и K в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 1.
10. *Афанасьев Г. Д.* Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
11. *Герлинг Э. К.* Современное состояние калий-аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
12. *Герлинг Э. К., Титов Н. Е.* О K-распаде калия.— Изв. АН СССР. Отд-ние хим. наук, 1959, № 2.
13. *Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А., Кольцова Т. В., Матвеева И. И., Яковлева С. З.*— Геохимия, 1962, № 11.
14. *Герлинг Э. К., Ященко М. Л., Горохов И. М.* О разработке и применении рубидий-стронциевого метода определения возраста геологических образований. XXII сессия МГК.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964.
15. *Герлинг Э. К.* и др.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.: Наука, 1965.
16. *Рубинштейн М. М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Мецниереба, 1967.

17. *Рубинштейн М. М., Гельман О. Я.* О необходимости унификации значений констант радиоактивного распада ^{40}K, используемых при расчете абсолютного возраста.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 6.
18. *Фирсов Л. В.* О выборе констант распада ^{40}K для определения возраста пород по отношению ^{40}Ar к ^{40}K.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 3.
19. *Afanass'yev G. D.* The Geological Time-scale in Terms of Absolute Dating.— In: Int. Geol. Congress. Report of the XIII Session. Proceddings of Section 6. Geochemistry, Prague, 1968.
20. *Birch F.* Compressibility, elastic constants.— In: Handbook of physical Constants. Editor: Sydn. P. Clark. The Geol. Society of America, mem. 97, 1966.
21. *Damon P. E., Kulp J. L.* Excess helium and argon in beryl and other minerals.— Amer. Mineral., 1958, vol. 43, N 5—6.
22. *Dymond J., Windom H. L.* Cretaceous K-Ar ages from Pacific Ocean seamounts.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 4, N 1.
23. *Endt P. M., Kluyver J. C.* Energy levels of light nuclei (z — 11 to H — 20).— Revs Mod. Phys., 1954, vol. 26.
24. *Glendenin L. E.* Present status of the decay constants.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, pt 2.
25. *Holmes A.* A revised geological time-scale.— Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1960, vol. 17, N 3.
26. *Krummenacher D., Noetzlin, Jacques.* Ages isotopiques K-Ar des roches prelevées dans les possessions françaises du Pacifique.— Bull. Soc. géol. France, 1966, vol. VIII, N 7.
27. *Kulp J. L.* Geological time-scale.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 12, pt 2.
28. *Kulp J. L.* The geological time-scale.— In: Rept. XXI Sess. Intern. Geol. Congr. Nordon, Copenhagen, 1960. Pt. 3. Pre-Quaternary absolute age determination.
29. *Kulp J. L.* Geologic time-scale.— Science, 1961, vol. 133, N 3452.
30. *Matthews D. H.* Altered lavas from the floor of the eastern North Atlantic.— Nature, 1962, N 4826.
31. *Matthews D. H., Vine F. J., Cann J. R.* Geology of an area of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 6.
32. *Miller J. A., Mudie J. D.* Potassium-argon age determinations on granite from the Island of Mahe the Seychelles Archipelago.— Nature, 1961, vol. 192, N 4908.
33. *Saha N. K., Gupta J. B.* The γ/β branching ratio in the decay scheme of ^{40}K.— Proc. Nat. Inst. Sci. India, 1960, vol. A26, N 5.
34. *Wetherill G. W., Wasserburg G. J., Aldrich L. T., Tilton G. K., Hayden R. J.* Decay constants of ^{40}K, as determined by the radiogenic argon content.— Phys. Rev., 1956, vol. 103, N 4.
35. *Wetherill G. W.* Radioactive decay constants and energies.— In: Handbook of physical constants / Ed. S. P. Clark. Geol. Soc. Amer. Mem. 97, New York, 1966.

УДК 550.93

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ИСКАЖЕНИЕ ЦИФР АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА [1]

ОБ ИНВАРИАНТНОСТИ СКОРОСТИ РАДИОАКТИВНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В ОТНОШЕНИИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ОБСТОЯТЕЛЬСТВ

Независимость постоянной радиоактивного превращения λ-элементов — родоначальников естественных радиоактивных рядов — от физико-химических обстоятельств является conditio sine qua non для геохронометрии. Пока в природе не обнаружено таких температур, таких химических связей, которые могли бы повлиять на λ.

[1] Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974.— В соавт. с Л. Н. Овчинниковым, С. Б. Брандтом.

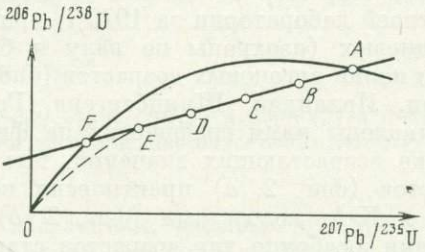
Не будем касаться проблем нуклеогенеза и нуклеосинтеза и связанных с ними теорий и гипотез. Основной изотопный состав естественных радиоактивных элементов — калия, рубидия, урана — одинаков не только в разнообразнейших земных, но и в доступных человечеству метеоритных и лунных образованиях. В последнее время это подтверждено исследованиями образцов, доставленных «Луной-16», а также экспедициями «Аполлон-11» и «Аполлон-12». Так, для пяти лунных проб [1] $^{238}U/^{235}U=137{,}8\pm0{,}4$. Дочерний ^{234}U находится в равновесии с материнским ^{238}U с точностью до 1,5%. Изотопные составы Li, K, Pb и Sr были измерены для многих лунных проб и не показали отличий от земных. Ранее аналогичные данные были получены и для метеоритов. Не следует недооценивать важность этих фактов. Они свидетельствуют не только о том, что во всех доступных нам образцах вещества, начиная с лунного реголита метеоритов и кончая всеми видами земных пород, естественные радиоактивные элементы зародились единовременно, но и о том, что не существовало даже локальных вариаций λ. Без опоры на постоянство изотопного состава родоначальников радиоактивных рядов оказалось бы невозможным, например, датирование рудных свинцов, основанное на $^{235}U/^{238}U$; определение возраста по Rb-Sr и K-Ar методам невероятно осложнилось бы вследствие необходимости изотопного анализа не только дочерних, но и материнских веществ и лишилось бы достоверности из-за необходимости учета непостоянства скорости превращения. Радиоактивная геохронометрия практически потеряла бы свое значение по сравнению с иными методами оценки времени, основанными на закономерностях физико-химической кинетики.

Во избежание недоразумений сделаем ряд оговорок. Технике известны методы разделения U, K, Rb на отдельные моноизотопы, но эти процессы неравновесны, обусловлены искусственно и связаны не с ростом, а с уменьшением энтропии смешения. Вторичные эффекты неравновесного фракционирования изотопов возможны и в природе. Все это не связано с вариациями постоянной распада, и интенсивность эффектов не может обусловить существенные искажения возраста. Э. К. Герлинг в своих изысканиях [5] подтвердил идеи Дирака о вековых изменениях скоростей распада некоторых элементов по отношению к другим. Мы надеемся, что эти экстремальные эффекты не потребуют принятия немедленных практических мер в повседневной геохронометрической работе, хотя здесь уместным будет подчеркнуть важное значение, которое мы придаем учету выводов современной космологии. Мы выражаем оптимистическую уверенность, что наподобие радиоастрономии, позволившей обнаружить реликтовое радиоизлучение с температурой 3,4 K, радиоизотопия сможет внести свой вклад в эту фундаментальную область. Отметим как весьма положительный факт совпадение возраста Земли, полученного по свинцовым изохронам ($4{,}5\cdot10^9$ лет), и возраста Луны ($4{,}6\cdot10^9$ лет) — по материалам лунных экспедиций.

ПРИВНОС И ВЫНОС МАТЕРИНСКИХ И ДОЧЕРНИХ РАДИОАКТИВНЫХ ВЕЩЕСТВ

Если постоянство λ пока не вызывает научных сомнений, то существует значительно более серьезный фактор, подлежащий учету при датировании геологических формаций,— нарушение радиоактивного равно-

весия системы вследствие разделения (привноса или выноса) дочерних и материнских веществ. Интересным, но пока, кажется, единственным случаем конгруэнтного выноса калия и аргона из аллювиальных и латеральных осадков является обнаруженное А. Я. Крыловым и др. [2] совпадение абсолютного возраста коллоидальных частиц в иле дельты р. Невы и гранитов Карельского щита[1]. С другой стороны, типичный пример разделения системы — вынос свинцов, имеющий место при образовании рудных месторождений. Это явление прослеживается не только по изотопному составу свинцов (по прибыли), но и по тому факту, что изотопные составы радиогенных свинцов в природе в самых разнообразных случаях хорошо описываются прямыми линиями, пересекающими кривую согласия, «конкордию» OA (фиг. 1). Чаще всего как на



Фиг. 1. Нахождение истинного значения абсолютного возраста при помощи кривых согласия («конкордия»)

земных, так и на лунных пробах экспериментальные точки (B...E) располагаются на прямой линии, секущей «конкордию». Это происходит вследствие того, что из системы, имеющей возраст A, происходит пропорциональный вынос изотопов радиогенного свинца. Образец B потерял наименьшее, а образец E — наибольшее количество свинца. Примером разделения материнского и дочернего вещества является обогащение атмосферы Земли ^{40}Ar, имевшее, по-видимому, место вследствие континуальной потери калиевыми минералами дочернего продукта. Это примеры природных процессов, обусловливающих полное разделение материнских и дочерних радиоактивных веществ. Возможны случаи неполного разделения, привноса, гибридизма, искажающие абсолютный возраст. Роль наложенных процессов была исследована одним из нас [1].

Если рассуждать с физико-химической точки зрения, то количество дочернего вещества, накопившегося в системе при наличии выноса (диффузии или реакции 1-го порядка), всегда определяется разностью двух экспонент вида $e^{-(D,k)\tau} - e^{-\lambda\tau}$ (λ — постоянная превращения, D — коэффициент диффузии, k — константа скорости реакции, τ — время). Если λ инвариантна по отношению к физико-химическим обстоятельствам, то D и k в силу соотношения Аррениуса, наоборот, весьма остро реагирует на температуру и давление:

$$(Dk) = (D_0, k_0)(t - kP)\, e^{-\frac{E}{RT}}.$$

Необходимо иметь в виду, что радиогенные и материнские атомы, вмещенные в кристаллические решетки, не могут двигаться самопроизвольно, с одной стороны, и не могут оставаться неподвижными при перестройке решетки — с другой. Они так или иначе отображают процессы, происходящие во вмещающих структурах.

[1] Имеется в виду восточная часть Балтийского щита.— *Прим. ред.*

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Орогенез. Тектонические явления, сопровождающиеся усилением теплового потока и активности гидротермальных растворов, способны вызывать значительные региональные изменения абсолютного возраста. У геохронометриста при этом возникают следующие задачи: 1) правильно диагностировать факт имевшего место метаморфического события (по возможности сделать выводы о его интенсивности и характере); 2) определить абсолютные возрасты образования исходной породы и метаморфического воздействия.

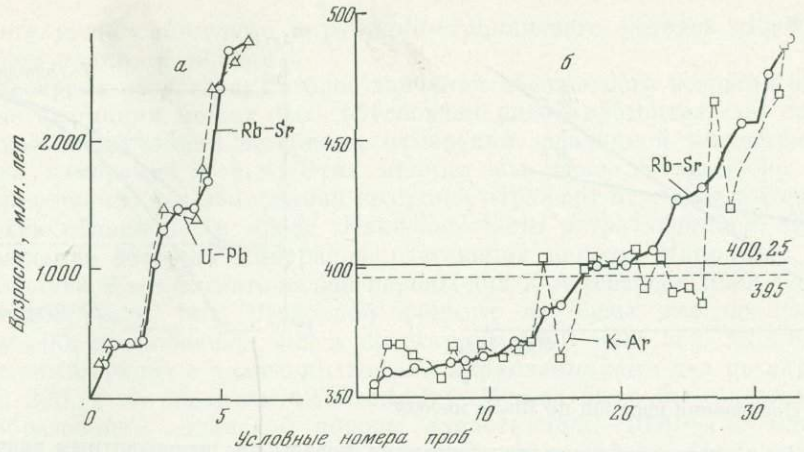
Рассмотрим некоторые тактические свойства отдельных методов определения абсолютного возраста.

Профессор Харлей (Массачусетский институт технологии) в Ежегоднике своей лаборатории за 1970 г. приводит таблицы сравнения рубидий-стронциевых (изохроны по валу и биотит), урано-свинцовых (конкордия) и калий-аргоновых возрастов (биотит) для различных регионов США, Англии, Ирландии, Шпицбергена, Гренландии, Норвегии. Эти данные представлены нами графически на фиг. 2, причем цифры поставлены в порядке возрастающих значений. Мы видим, что кривые Rb-Sr и U-Pb возрастов (фиг. 2, *а*) практически неотличимы друг от друга. Между Rb-Sr и K-Ar возрастами (фиг. 2, *б*) имеют место несколько большие различия, особенно для возрастов старше 400 млн. лет. Очевидно, часть проб относилась к метаморфизованным породам. Тем не менее средние значения возрастов Rb-Sr равны 400, а K-Ar — 395 млн. лет и отличаются друг от друга всего лишь на 1,3%.

Таким образом, можно утверждать, что ни один из рассмотренных методов не может считаться порочным и ни одному из них не может быть приписано исключительное свойство завышать или занижать возраст. По-видимому, компетентный отбор проб, квалифицированное измерение и интерпретация являются основными условиями получения качественной научной информации. Имеются указания на то, что и радиогенные аргон, стронций и свинец в условиях земной коры, где чрезвычайно активным фактором являются сверхкритические растворы — флюиды, насыщающие поры микротрещины и межкристаллитные пространства, характеризуются чрезвычайно близкими значениями энергии активации миграции, равными 20—40 ккал/моль.

В настоящее время привлекает внимание тот факт, что для лунных проб («Луна-16», «Аполлон-11 и «Аполлон-12») свинцовый возраст в среднем составляет 4600, рубидий-стронциевый — 4000, а калий-аргоновый — не более 3500 млн. лет. Лунная поверхность, с которой были взяты пробы, будучи лишена атмосферной защиты, экспонирована корпускулярной иррадиацией солнечным ветром, а также космическими лучами. Основным петрохимическим отличием лунных от земных условий, препятствующим развитию разнообразных процессов дифференциации и сегрегации, является полное отсутствие воды, которая на Земле оказывает нивелирующее действие. Очевидно, в этих условиях газовые свойства ^{40}Ar смогли проявиться более сильно, чем миграционные способности стронция и свинца.

Перейдем к рассмотрению вопросов тактики применения указанных методов. Прежде всего отметим, что признаками метаморфического воздействия на радиоактивные балансы можно считать: несоответствие абсо-

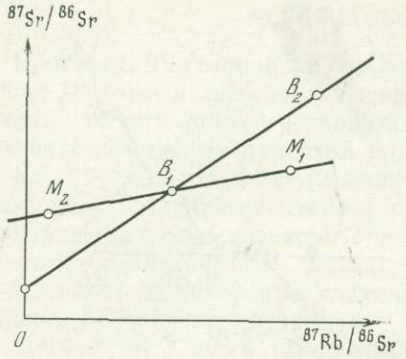


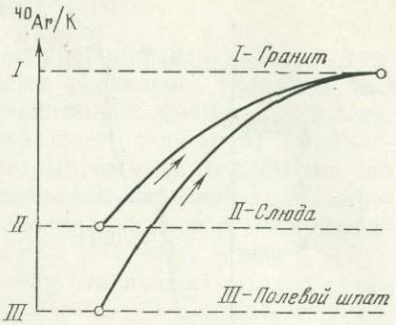
Фиг. 2. Сравнение возрастных значений, полученных Rb-Sr и U-Pb (*а*) и K-Ar и Rb-Sr (*б*) методами (по данным лаборатории изотопов Массачусетского института технологии)

лютного возраста и геологической обстановки, расхождение абсолютных возрастов минеральных фракций породы, большая дисперсия возраста, определенных по различным изотопам различными методами.

Применительно к U-Pb и Th-Pb методам Везериллом разработана модель мгновенного эпизодического метаморфического события, дающая возможность по построению «конкордии» (см. фиг. 1) восстановить исходный возраст породы (A) и момент метаморфизма (F). Фигуративные точки B . . . F характеризуют различные степени выноса радиогенного свинца. Эта модель была обобщена Вассербургом на случай континуальной диффузионной потери радиогенного свинца из системы. В последнем случае точка пересечения F отсутствует, а кривая исходит из начала координат 0 (см. фиг. 1, пунктир), весьма близко подходит к прямой первой модели и пересекает «конкордию» в точке A.

Чрезвычайно приспособлен к исследованию изохимических процессов регионального метаморфизма рубидий-стронциевый метод: наклон изохроны для валовых проб B_1—B_2 (фиг. 3) характеризует возраст исходных пород. Во время метаморфического события, как показал опыт, между минералами, слагающими породу (например, B_1), происходит перераспределение радиогенного ^{87}Sr. Полное его количество в вале B_1 осталось неизменным, но минерал M_1, обогащенный рубидием, а следовательно и ^{87}Sr, передал часть его минералу M_2, обедненному рубидием. Точка M_1 опустилась поэтому ниже линии B_1B_2, а точка M_2 поднялась выше нее. При этом отрезок, отсекаемый минеральной изохроной M_1M_2 на оси ординат, будет характеризовать примесный стронций, аномально обогащенный 87 изотопом. Если предположить, что в процессе метаморфизма произошло полное выравнивание радиогенного стронция между минералами M_1M_2 породы B_1, то наклон изохроны M_1M_2 будет характеризовать время метаморфизма. Таким образом, различные наклоны изохрон валовых проб и минеральных фракций наряду с повышенным содержанием ^{87}Sr в примесном стронции дают достаточно полную характеристику метаморфического процесса.





Фиг. 3. Построение изохрон по Rb-Sr методу

Фиг. 4. К восстановлению исходного возраста породы по дискордантным значениям возрастов ее минеральных фракций

К сожалению, метаморфические процессы проходят не изохимично в системе калий—аргон. При вторичной активизации радиогенный аргон теряется минералами-донорами (слюдами, полевым шпатом), имеющими повышенные содержания калия, и либо вовсе не ассимилируется минералами, обедненными калием, либо же сорбируется в неопределенных количествах. Поэтому механическое перенесение построений рубидий-стронциевых изохрон на калий-аргоновый метод не приводит к результатам и приходится прибегать к косвенным аргументам. Приведем несколько примеров. Сланцы Западного Прибайкалья, судя по минеральному составу, кристаллизовались в условиях гранулитовой фации. Однако уже тот факт, что они оказались на уровне современного эрозионного среза вследствие тектонического поднятия, позволяет предсказать в них явления регрессивной метаморфизации, приводящие к неравномерности радиоактивных часов. И действительно, все сланцы дают удивительно единообразный K-Ar возраст — 360—380 млн. лет, в то время как явно вмещенные нефелиновые сиениты дают возраст 480 млн. лет. Фракции сланцев дают возраст (в млн. лет): биотит — 410, амфибол — 367 и немагнитная фракция — 183. Граниты, отобранные из района Слюдянки, дают K-Ar возраст по биотиту 763, а по полевому шпату 496 млн. лет. Их геологическое положение и взаимоотношения позволяют в данном случае предполагать архейский возраст. Перечисленные противоречия заставляют постулировать интенсивный региональный наложенный процесс.

В приведенных примерах калий-аргоновый возраст валовых проб близок к возрасту метаморфизма.

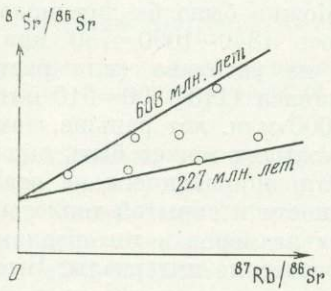
Описанные особенности калий-аргонового метода оправдывают постановку следующей проблемы: если даны дискордантные аргон-калиевые отношения двух минеральных фракций породы (фиг. 4, уровни II—II и III—III), возможно ли восстановить исходное отношение в породе (уровень I—I)? Имеются указания, что формальные решения возможны, а результат зависит от степени приближения к реальности эксперимента по определению миграционных свойств радиогенного аргона. С решением этой проблемы ценность калий-аргонового возраста для исследования процессов метаморфизма значительно возросла бы, так как область при-

менения урано-свинцового и рубидий-стронциевого методов значительно уже, чем калий-аргонового.

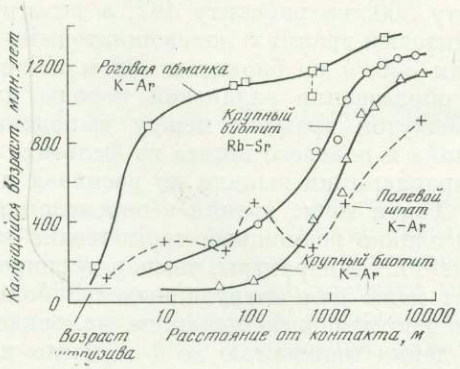
Дисперсия возрастов. Разброс значений абсолютного возраста одной и той же формации может быть обусловлен рядом обстоятельств: систематической и случайной ошибками измерений, различной интерпретацией данных измерений и т. п. Этих причин мы здесь касаться не будем, а предположим, что измеренная величина отражает истинное материнско-дочернее отношение в пробе. Наиболее часто встречающийся случай — **расхождение возраста** минералов, слагающих породу. Например, флогопит алданской метасоматической породы дал K-Ar возраст 1840, а плагиоклаз — 1090 млн. лет. Щелочной фельзит из Тувы дал по полевому шпату 500, по рибекиту 462, а по эгирину 1110 млн. лет. Монгольский биотитовый гранит с полевошпатовыми вкрапленниками дал по вкрапленникам 290, а по биотитам 190 млн. лет. Можно было бы предположить, что образование алданской породы длилось 1840—1090=750 млн. лет, промежуток времени между выпадением из расплава (или раствора) эгирина и полевого шпата из фельзита равнялся 1110—500=610 млн. лет, а вкрапленники выпали из расплава на 1000 млн. лет раньше, чем биотит. Такая точка зрения в определенных случаях может быть оправданной, однако возможные термические модели, опирающиеся на реальные значения температуры, температуропроводности и скрытой теплоты, приводят даже для интрузивных тел больших размеров к интервалам времени несоизмеримо меньшим, чем радиологические интервалы. Выстывание дайки мощностью до 1 м могло длиться до месяца, а интрузивного тела мощностью в километры — десятки и сотни тысяч лет, но не более миллиона лет. Метаморфические события, по мнению Саттона, могут быть растянуты на сотни миллионов лет, но они относятся к другому классу явлений. Таким образом, видимо, расхождение абсолютного возраста минеральных фракций является все же чаще всего признаком наложенного процесса или континуальной потери минералами радиогенных веществ.

Необходимо заметить, что скорости остывания разных точек интрузивных тел, по-видимому, резко различаются между собой. Для периферийных частей они наибольшие, что благоприятствует образованию мелкозернистых закалочных структур. Для центральных частей они наименьшие: раскристаллизация, распад твердых растворов происходят полнее. Есть признаки того, что возраст K-Ar валовых проб и некоторых минеральных фракций зависит, в этом смысле, от зональности. Калий-аргоновый возраст центральных частей, как правило, получается ниже, чем периферийных. И здесь, безусловно, трудно предположить, что разность моментов остывания исчисляется радиологическими интервалами времени. Эти явления, безусловно, заслуживают пристального внимания. Вероятно, кристаллизационные формы (например, пертиты) центральных частей интрузий таковы, что не обеспечивают сохранности радиогенного аргона в геологическом времени. Это явление дает повод к возникновению двух одинаковых предосудительных крайностей при интерпретации результатов возрастных определений: первая, индетерминистская тенденция вообще отказывается от выяснения причин дисперсии и переходит вместо геохимического осмысливания к чисто формальной, статистической обработке большого числа измерений. Уместно заметить, что механическое приписывание свойств, например нормального распределения, множеству цифр абсолютного возраста может привести к неясностям.

Предположим, что в некоей совокупности имеет место преобладающая тенденция к омоложению возраста (потере аргона). В лунных пробах аргоновый возраст не превышает 3500 млн. лет, при Rb-Sr и U-Pb возрастах — 3000—4600 млн. лет. Какой смысл в этих условиях имело бы среднеарифметическое значение аргонового возраста лунных проб? Ближе к истине, казалось бы, находится максимальное значение аргонового возраста. Даже при обработке большого количества возрастных цифр, как показал Вассербург, в основу должна быть положена стохастическая модель, закономерности которой позволят научно трактовать гистограммы шифр. В принципе стохастическая трактовка проблемы возраста заслуживает пристального внимания.



Фиг. 5. Определение длительности орогенических циклов при помощи Rb-Sr изохрон, по Ферберну и Харлею



Фиг. 6. Влияние контактового метаморфизма на значение абсолютного возраста

Вторая крайность заключается в чисто произвольном разбиении растянутого во времени единого процесса на отдельные «фазы», или «этапы», магнетизма, границы которых столь же определенны, как, скажем, граница вечера и ночи, осени и зимы и т. п. В связи со сказанным нельзя обойти молчанием работу Харлея [4].

Из Северных Аппалачей было проанализировано 200 валовых проб, рассеянных по большой площади. То же было проделано с несколько меньшим количеством проб Гуаяны. В общих случаях фигуративные точки на изохронах (фиг. 5) располагались в пределах сектора, ограниченного изохронами 608 и 227 млн. лет (Аппалачи), 3400 и 2700 млн. лет. (Западная Африка). Автор считает, что интервалы 381 и 700 млн. лет соответствуют реальным растянутым эпохам плутонической активности этих регионов. На основе имеющихся материалов мы не в состоянии решить вопрос об альтернативном подходе к проблеме с точки зрения возможных зональностей.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

На фиг. 6 изображено поле возрастов у контакта штока кварцевого монцонита мощностью 2,8 км и вмещающих гранито-гнейсов (Колорадо), исследованное Хартом. Этот пример взаимодействия третичной интрузии

с докембрийскими вмещающими породами позволяет сделать ряд важных выводов. Радиус действия интрузии на K-Ar и Rb-Sr возрасты слюд, роговых обманок и полевых шпатов в два с лишним раза превышает мощность интрузии и предшествует видимым под микроскопом изменениям. При отборе проб в местностях с плохой обнаженностью и недостаточной геологической изученностью всегда имеется некоторый риск «попадания» в известный контактовый ореол. Нам кажется, что единственным *противоядием здесь могло бы явиться изучение зональностей*, которые могут «указать» на наличие соседней интрузии. Изучение контактовых взаимоотношений пород и поиск контактов существенны еще и потому, что большинство рудопроявлений приурочено к структурным нарушениям, контактам и разломам. В геохронометрии естественна тенденция уйти от этих положений с целью получения реперных цифр абсолютного возраста. Однако не будет преувеличением сказать, что одним из важнейших направлений в геологии является выработка научных правил поиска полезных ископаемых. В этом смысле необходимо изучение приконтактовых зональностей, околорудных аномалий не только по абсолютному возрасту, но и по распределению материнских и радиогенных веществ чувствительными, масс-спектрометрическими средствами, доступными геохронометристам.

Контактовые взаимоотношения (см. фиг. 6) дают возможность сделать еще ряд интересных выводов. Прежде всего характерно аналогичное изменение K-Ar и индивидуальных (не изохронных) Rb-Sr возрастов слюд. Миграционные свойства стронция и аргона в реальных условиях земной коры, по-видимому, весьма аналогичны. Интересно, что полевой шпат в смежных контакту областях (см. фиг. 6, пунктир) обеспечивает бóльшую сохранность радиогенного аргона, чем слюда. На более отдаленных расстояниях роль этой пары меняется. Наконец, отметим, что контактовые взаимоотношения могут быть использованы для геотермометрии или, как это сделал Харт, задавшись тепловой моделью и температурой гранитной эвтектики, для определения естественных энергий активации аргона и стронция в минералах вмещающих пород. Подчеркнем, что энергия активации диффузии радиогенного аргона и стронция, по Харту, равна ~28 ккал/моль. Это в несколько раз меньше всех значений, полученных синтетическими нагревами в лаборатории. Не приуменьшая значения лабораторных экспериментов, мы тем не менее не можем скрыть своих симпатий к исследованиям, использующим естественные процессы и естественные тенденции для подготовки серий проб. *Подобные «естественные» физико-химические кинетические параметры*, как нам кажется, максимально очищены от произвольных гипотез и призваны сыграть полезную роль при целеустремленной интерпретации геологических свершений.

Эпигенез. Вторичные метасоматические процессы, такие, как альбитизация, серицитизация, скаполитизация, хлоритизация, вермикулитизация, не ставят дополнительных геохронометрических проблем. Время наложенных метасоматических процессов может быть определено обычными методами. Некоторыми исследователями обнаружено избирательное выделение калия хлоритами и вермикулитами, приводящее к удревнению их калий-аргоновых возрастов.

Большой интерес вызывает гелиевое дыхание земной коры. Нам кажется, что не меньшего внимания заслуживают «аргоновый ветер» и

проблема избыточного аргона в горных породах. Дело в том, что при метасоматическом образовании гранитных масс in situ в земной коре из древнего исходного субстрата должны освобождаться огромные массы радиогенного аргона. В этом смысле изучение геохимических балансов благородных газов может дать ценную петрогенетическую информацию.

Процессы выветривания могут оказывать многообразное влияние на геохимические балансы радиоактивных веществ. Это влияние изучено недостаточно. Можно без преувеличения сказать, что мы в подавляющем большинстве используем пробы, добытые не путем взрывов из штолен, шахт, а главным образом поверхностные, подвергшиеся в той или иной степени влиянию экзогенных агентов. Следовало бы дать положительную оценку исследованиям, выявляющим степень этого влияния, и методам его учета.

Отметим, что наша страна является родиной применения радиологических методов определения абсолютного возраста седиментации по аутигенным минералам, в частности по глаукониту. Это направление имеет важное значение для обоснования отдельных рубежей хронологической шкалы и, кроме того, для решения проблем скорости осадконакопления, готоксальности и др. По-видимому, некоторая неточность в определении абсолютного возраста по аутигенным минералам может возникнуть, судя по некоторым данным, в результате их доступности диагностическим воздействиям.

Подводя итоги, можно сказать, что для обеспечения успешного разрешения современных задач, стоящих перед геологией, геохронометрия должна, с одной стороны, совершенствовать свою стратиграфическую ветвь, а с другой — использовать свой опыт по аномалиям, геохимическим балансам, точным измерениям для выработки эффективных методов поисков рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород калий-аргоновым методом.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 6.
2. *Крылов А. Я., Лисицына Н. А., Силин Ю. И., Цовбун Я. М.* Ar/K отношение в породах коры выветривания.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4.
3. *Саттон Н.* Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм.— В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967.
4. *Fairbairn H. W., Hurley P. W.* Northen Appalachian Geochronology as a model for interpretation of ages in older orogenes.— Ecl. geol. helv., 1970, N 63.
5. *Gerling E. K., Morozova I. M., Sprintsson V. A.* On the nature of the excess argon in some minerals.— In: Int. Geol. Congr. Rep. 23d Sess., Prague, 1968.
6. Massachusets Institute of Technology 1381—18.— Eighteenth Annu. Progr. Rep., 1970.
7. *Tatsumoto M., Rosholt N.* Age of the Moon. An isotopic study of Uranium, Thorium — Lead systematics of lunar samples.— Science, 1970, N 167.

IV. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ Р—Т ПАРАМЕТРАХ И ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

УДК 552.3+551.14 : 552.53

О ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ [1, 2]

Строение земной коры и происходящие в ней глубинные процессы представляют основное содержание проблемных задач геологии, и в частности петрологии, как одной из ее ветвей. Но эти первостепенные, принципиальные научные задачи в силу недоступности для непосредственных наблюдений глубинных частей земной коры остаются и по сей день малорешенными.

Одним из важнейших результатов геологического познания поверхности земного шара является доказанность того, что благодаря тектоническим и вулканическим (или, шире, магматическим) процессам геологи могут изучать непосредственно материальные объекты глубинного происхождения, например магматические породы или объекты, когда-то находившиеся в глубинных условиях, например участки глубоко метаморфизованных горных пород докембрия, особенно складчатых областей.

Такие обобщения, как геологические, тектонические и иные карты, теоретические выводы об эволюции геосинклиналей, о магматической дифференциации и магматических ассоциациях горных пород, связанных «кровным родством», о парагенезисах элементов, минералов и горных пород, уже сейчас позволяют довольно объективно представлять строение и основные особенности развития земной коры на континентах за геологический период истории Земли как планеты.

Основание большинства современных платформ слагает докембрий, представленный сильно метаморфизованными породами, с большим развитием гранитных комплексов. Геологическая история докембрия ввиду сложности ее расшифровки выяснена еще недостаточно, но во всяком случае можно думать, что докембрийский этап развития Земли захватывает не менее 2—2,5 млрд. лет.

Необходимо подчеркнуть длительность, сложность и многоэтапность развития земной коры; иные ее участки находятся длительное (порядка сотен миллионов лет) время в относительно спокойном состоянии, испытывая лишь постепенные поднятия и погружения (например, Русская платформа в послепротерозойское время), а другие участки — складчатые области, древние (Уральская, например) и молодые (Кавказская,

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.

[2] Доклад на общем собрании отделения геолого-географических наук АН СССР 24 февраля 1960 г.

как часть Средиземноморской области — Тетиса), в течение длительных периодов являются зонами активного состояния земной коры.

В настоящее время на основе достаточно надежных геологических фактов и данных определения абсолютного возраста радиологическими методами доказана длительность развития этих складчатых областей, для Урала достигающая 1 млрд. лет, а для Кавказа — 0,5 млрд. лет. Расположенные между платформенными участками, эти активные складчатые области в ходе своего развития испытали сложную историю воздыманий и глубоких погружений, сопровождаемых неоднократным возобновлением складчатых и магматических процессов (как эффузивных, так и интрузивных).

Неустанно исследуя вскрытые в той или иной мере эрозией и денудацией листы геологической летописи, учитывая результаты применения современных методов, геология выработала некоторые обоснованные представления о закономерностях развития земной коры.

Известно, что на современных континентах морские отложения встречаются почти повсеместно, следовательно, континенты неоднократно погружались ниже уровня океана. Некоторые структуры континентов обрезаются береговой линией морей и океанов и продолжаются в области, сейчас покрытой водами морей и океанов. Отсюда естественно предположение, что если континенты покрывались океанами, то и дно океанов бывало когда-то континентами. Ископаемая и современная фауна позволяют думать, что между континентами в некоторые эпохи существовали довольно тесные связи в виде ныне исчезнувших под водой частей континентов. Имеются также данные о приносе терригенного материала со стороны современного океана, что возможно только в том случае, если там существовала область размыва.

Что же касается участков Земли, покрытых океанами, то здесь арсенал познаний геологов о строении земной коры заключается в отрывочных данных о геологическом строении океанических островов, в сведениях о донных осадках и рельефе дна океанов. За последние 20—25 лет накопился значительный геофизический материал о скоростях прохождения сейсмических волн и об аномалиях силы тяжести в различных участках земной коры. Но этот материал по своей сущности имеет, естественно, лишь косвенный геологический смысл. Прямая же геологическая обоснованность суждений о строении земной коры в области континентов и океанических участков, несомненно, несоизмерима.

ОБЩИЕ ДАННЫЕ ГЕОФИЗИКИ И ФОРМИРУЮЩИЕСЯ ИЗ НИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Обобщение новейших геофизических и других данных о строении земной коры и вытекающие из них геологические представления нашли освещение в опубликованном в 1955 г. Геологическим обществом США специальном сборнике под названием «Земная кора» («Crust of the Earth»).

За последние годы в ряде других изданий опубликованы итоги геофизических исследований многих участков земной коры [35, 38]. На океанографическом конгрессе 1959 г. в США были доложены новейшие данные Райтта, Юинга, Пресса [34, 47, 50].

В результате больших усилий и материальных затрат в настоящее

время в итоге геофизических исследований, основанных на изучении прохождения упругих волн, вызванных специальными взрывами, или на изучении сейсмических волн, вызванных землетрясениями, а также в результате изучения аномалий силы тяжести не остается сомнений в том, что скорости распространения упругих волн в земной коре различны; на этой основе выделены два типа коры — континентальный и океанический.

В земной коре повсеместно наблюдается поверхность раздела Мохоровичича, характеризующаяся некоторым скачком в увеличении скоростей упругих волн от 7 до 8 км/сек. Выявлено, что под современными континентами эта поверхность раздела проходит на глубине в среднем 30—40 км, а под глубоководной частью океанов — в среднем около 10 км, включая мощность столба океанической воды около 5 км.

Гутенберг [13, 37] в статье о скоростях распространения сейсмических волн в земной коре прежде всего отмечает, что под «корой» в отличие от многих геофизиков он понимает в сущности литосферу, включая в кору поверхность раздела Мохоровичича. Обобщая все еще недостаточный, по его мнению, материал по коре континентов, Гутенберг делает следующие выводы.

Под осадочными породами расположен слой, в котором скорость распространения продольных волн около 6 км/сек, а поперечных — около 3,6 км/сек. На этом слое скорость увеличивается по крайней мере до глубины 10 км. На глубинах между 10 и 20 км ни по отраженным, ни по преломленным волнам не виявлено границ разделов.

Вместе с тем Гутенберг отмечает, что при регистрации больших взрывов в Вайоминге (США), Южной Калифорнии и на юге ФРГ были обнаружены отражения от глубины между 20 и 25 км. Он считает, что эта глубина отвечает границе Конрада и что скорость продольных волн ниже границы Конрада 6,5—7 км/сек, а поперечных волн — 3,6 км/сек. Считается, что слой залегающий ниже границы Конрада, состоит из базальта; нижней его границей является поверхность раздела Мохоровичича.

Гутенберг отмечает, что о составе пород ниже поверхности раздела Мохоровичича нет единого мнения. Предполагается присутствие таких пород, как дунит или перидотит, а Лис (Leis), в частности, предполагает возможность фазового перехода у поверхности раздела Мохоровичича. Но при этом, по Гутенбергу, все равно следует объяснить, почему под океаном такой фазовый переход происходит на глубине около 10 км, а на континентах (под некоторыми высокогорными районами) — на глубине примерно 50 км. Гутенберг допускает возможность комбинированных эффектов для скорости прохождения упругих волн в связи с тем, что скорости, как это известно из, правда, недостаточных экспериментальных данных, с увеличением давления увеличиваются, а с увеличением температуры уменьшаются. На последнее могут накладываться другие уменьшения, связанные с приближением к тем глубинам, на которых может происходить фазовый переход вещества. Отсюда вытекает возможность сложной зависимости между скоростями упругих волн и глубиной, что особенно существенно для глубины от ±10 до 100 км и больше. На глубине 60—70 км в коре континентов скорость упругих волн снижается.

М. Юинг и Пресс [29] на основе строго отобранных геофизических данных приходят к следующим выводам. Континентальная кора и под-

стилающая ее мантия одинаковы всюду, где бы они ни изучались. Столь же единообразна океаническая кора с подстилающей ее оболочкой. Вместе с тем авторы выделяют три типа аномальной коры, развитые в виде узких полос: а) горные цепи, как континентальные, так и подводные; б) островные дуги и глубоководные впадины; в) окраины континентов, не попадающие ни в океаническую, ни в континентальную часть земной коры. В частности, авторы пишут: «Во всех без исключения случаях установлено, что на больших площадях, занятых водным слоем мощностью меньше 1000 фатомов (1820 м), кора обладает типично континентальным характером, а при мощности водного слоя свыше 2000 фатомов (3640) она имеет типично океанический характер» [29, с. 15].

В области континентов кора имеет мощность 30—40 км, скорость упругих волн в ней: близ поверхности V_p=6,2 и V_s=3,6 км/сек; с глубиной скорость увеличивается: V_p до 7,05 и V_s до 3,8 км/сек. В породах подстилающей оболочки V_p=8,15 и V_s=4,7 км/сек.

Океаническая кора характеризуется тем, что поверхность раздела Мохоровичича проходит на глубине 10—11 км ниже уровня моря и «подстилается ультраосновными породами (разрядка моя.— *Г. А.*) со скоростью продольных волн около 8,1 км/сек в пределах от 7,9 до 8,2 км/сек». *Океаническая кора представляет слой основных* (разрядка моя.— *Г. А.*) пород со скоростью в пределах 6,4—6,9 км/сек. Выше коры в океанах лежит неуплотненный или полууплотненный слой осадков мощностью меньше 1 км. Кора под Мексиканским заливом, Карибским и Средиземным морями, по цитированным авторам, относится скорее к океаническому, чем к континентальному, типу.

Из этих обобщений вытекает, что, несмотря на колоссальные напряжения в каждом отдельном участке коры, все возрастающие с глубиной, скорость продольных волн в континентальной коре мощностью до 40 км увеличивается всего от 6,2 до 7,05 км/сек.

Тейтл и Тьюв [25] в статье «Сейсмические исследования континентальной коры» пишут: «В коре типичной структуры средняя скорость лишь слегка возрастает с глубиной на протяжении ее первых двух третей. В пределах третьей, нижней части коры скорость увеличивается быстрее, а может быть, и резче до тех пор, пока она не достигает 8 км/сек — характерной для верхней части оболочки. Увеличение скорости либо концентрируется в особой преломляюще-фокусирующей зоне в нижней части коры, простирающейся на глубину нескольких километров, либо происходит скачком, в пределах малой доли последнего километра глубины коры от значения 7 до 8 км/сек» (с. 64). Иначе говоря, скорости для гранитного слоя (6,2—6,4 км/сек) весьма мало отличаются от скорости в «базальтовом» слое океанической коры (6,4—6,9 км/сек по М. Юингу).

В кратких тезисах докладов, подготовленных к Международному океанографическому конгрессу 1959 г. в США, опубликованы основные выводы о состоянии наших знаний о строении земной коры по геофизическим данным.

Кардер [36] в резюме к докладу о структуре коры под западной частью Тихого океана на основе изучения сейсмических волн от ядерных взрывов в районе атоллов Бикини, Эниветок указывает, что глубина залегания поверхности Мохоровичича здесь около 18 км и что под островами строение коры близко к континентальному.

Райтт и Шор [47] в докладе «Тихоокеанская кора» указывают, что

изучéние сейсмических волн дает возможность создания четырехслойной модели коры со скоростями для отдельных слоев 2—5—6,8—8,2 км/сек. При анализе сейсмических волн наблюдаются колебания мощностей слоев, но исключительные случаи ассоциируются с такими топографическими особенностями дна, как подводные хребты и глубоководные впадины (желоба). Исследования таких аномалий приводят к удивительно сходным результатам. Средняя мощность океанической коры около 6 км, что благоприятствует установлению изостатического равновесия континентов и океанической коры. В этом, по авторам, причина наблюдаемой корреляции между глубиной дна и мощностью коры. В докладе «Тихоокеанские хребты и возвышенности» те же авторы [49] отмечают, что сейсмические профили показывают структуру хребтов и возвышенностей, в общем не сходную ни с континентальной, ни с океанической корой. Восточно-Тихоокеанская возвышенность во многих местах имеет океаническую кору нормальной или меньшей мощности. Но скорости в подстилающем материале ненормально низки для мантии. Хребет Тонга состоит из мощных осадочного и вулканического слоев, которые перекрывают океаническую кору нормальной мощности, но в подстилающем океаническую кору материале скорость продольных волн 7—7,8 км/сек. Гавайский хребет имеет ядро из материала со скоростью проходящих волн 6,75 км/сек. Ядро протягивается почти до уровня окружающего морского дна, и ниже дна моря кора с V=6,75 км/сек утолщается, раздел Мохо погружается (на какой он здесь глубине, не указывается.—*Г. А.*). Та же картина, по авторам, наблюдается в Алеутском хребте.

Причины различия океанической и континентальной коры являются предметом научных дебатов. В США для решения этой проблемы разработан проект «бурения сквозь земную кору» в океане. В записке, обосновывающей проект, указывается, что никакими другими путями нельзя получить точные научные данные о составе, возрасте и физических свойствах мантии и глубинных породах коры. Там же говорится, что, «как полагают, Земля состоит из двух главных зон: ядра Ni+Fe и мантии из материала, подобного перидотиту. Но полной уверенности в этом ни у кого нет. Выше мантии лежит шлакоподобное покрытие, сложенное более легкими породами (кора), и только эта последняя часть доступна непосредственному наблюдению».

В докладе дальше указывается, что сама природа границы Мохо — объект научных дебатов. Она может быть выражена или очень резким, или, наоборот, постепенным переходом. Существующие сейсмические методы не способны проникнуть в ее глубину больше чем на полкилометра приблизительно. Состав подстилающей мантии неизвестен.

С точки зрения выработки правильного подхода к интерпретации геофизических данных важны факты, касающиеся истории океанов.

В статье Полдерваарта [19], также считающего, что поверхность раздела Мохоровичича является границей между земной корой и ультраосновной подкоровой оболочкой, приводятся данные, относящиеся к океану. Он делает вывод, что гидросфера начала образовываться в начале геологической истории Земли. Ее образование связано с конденсацией водяного пара из древней атмосферы, с дегазацией глубин Земли, а также с растворяющей деятельностью воды при процессах выветривания и гидротермального изменения пород. Ему представляется, что факт роста гидросферы с течением геологического времени твердо установлен.

Тип осадков	Площадь, занимаемая осадками, км² 10^6	Площадь осадков по отношению ко всей площади моря, %	Средняя глубина, м
Шельфовые	30	8	–
Гемипелагические	63	18	2300
Пелагические	268	74	4400

Полдерваарт приводит данные о балансе воды и минеральных веществ в океане: общий объем вод океана $1370 \cdot 10^6$ км³; общая масса веществ, растворенных в океане, $56 \cdot 256 \cdot 10^{12}$ т. По Муррею, как пишет Полдерваарт, в год в океан вносится $4877 \cdot 10^6$ т новых растворенных веществ. Отсюда, если принять, что соленость океана с течением геологического времени повышалась от почти пресных вод до современной, то при имеющемся объеме вод и приведенном выше количестве ежегодно вносимых растворенных веществ современная концентрация растворенных веществ в Мировом океане могла образоваться за 12 млн. лет.

Следует отметить приводимые в этой же статье данные о современном равновесии водных масс. Общее количество осадков над океаном $297 \cdot 10^3$ км³, а общее испарение над океаном $384 \cdot 10^3$ км³. Но над сушей, наоборот, осадки превышают испарение. Избыток осадков над испарением в области суши ($37 \cdot 10^3$ км³) стекает обратно в океан, пополняя дефицит океанской воды, вызванный испарением.

В статье Полдерваарта приводятся данные Кюнена о том, что ежегодно в океан выносится в виде суспензии 12 км³ нерастворимых минеральных осадков. Распределение морских осадков в океане (по Кюнену) выглядит так:

Полдерваарт, принимая среднюю мощность гемипелагических и шельфовых осадков равной 4 км, а пелагических осадков — 600 м (или 300 м твердого вещества), считает, что эти толщи накопились за время порядка 200 млн. лет.

Как показывают наши приводимые ниже расчеты, или оценка времени непрерывного отложения океанических осадков значительно завышена Полдерваартом, или все делаемые расчеты о переносе в океан осадков действительны только для современного периода, а в геологическом прошлом эти процессы протекали во много раз медленнее.

Действительно, общий объем шельфовых и гемипелагических (в терригенной их части) осадков равен $300 \cdot 10^6$ км³. По подсчетам Полдерваарта [19, с. 137], на площади пелагических осадков в год отлагается около 0,8 км³ осадков. Следовательно, из привносимых, по Кюнену, ежегодно в океан 12 км³ суспензии 11,20 км³ осадков приходятся на долю гемипелагической и шельфовой областей. Уменьшив для простоты эту величину до 10 км³, получим, что общий объем осадков гемипелагической и шельфовой областей океана, равный $300 \cdot 10^5$ км³, мог отложиться за 30 млн. лет при средней скорости отложения 0,13 мм в год. Отложение же в шельфовой и гемипелагической областях океана ежегодно 10 км³ в течение 200 млн. лет привело бы к накоплению в этих областях толщи осадков мощностью свыше 20 км, что противоречит и геологическим и геофизическим данным. Приняв, исходя из сказанного, время накопления океаниче-

ских осадков современного океана равным около $30 \cdot 10^6$ лет, получим, что 300 м (твердого вещества) в пелагической области могло за это время накопиться при средней скорости отложения 0,01 мм в год.

Принимая во внимание, что в приведенных расчетах учитывался лишь терригенный материал, приносимый реками, хотя доля участия вулканического материала, аутигенных минералов и остатков организмов в накоплении океанических осадков, несомненно, значительна, думаю, что скорость осадконакопления 0,01 мм в год ближе к истине, чем принимаемая Полдерваартом величина 0,0015 мм.

Следует также сказать, что большая часть современных геофизических данных в среднем показывает 900—1000 м мощности неуплотненных осадков в глубоководных частях океана. Можно принять, что эти величины отвечают 500 м твердого вещества. Исходя из предполагаемой выше скорости осаждения, равной 0,01 мм в год, возраст океана в современных его границах не может превышать 50 млн. лет; это, как увидим дальше, согласуется и с некоторыми другими данными.

О НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ, ПОСТРОЕННЫХ ПО ИТОГАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

На основе накопленных геофизических данных в последние годы стали формироваться некоторые геологические гипотезы о петрографическом составе разных оболочек земной коры, общей тенденции развития земной коры и причинах различного строения (исходя из скоростей упругих волн) континентальной и океанической коры.

Гиллули в статье «Геологические различия между континентами и океаническими впадинами» [12] считает, что различие среднего состава континентальных и субокеанических блоков коры столь отчетливо подтверждается косвенными данными, что может быть принято в качестве бесспорного положения. Касаясь петрографических различий, автор указывает, что, несмотря на то что основные и ультраосновные породы широко распространены и на континентах, и в океанических впадинах, многие геологи считают, что настоящие граниты характерны только для континентов.

В целом Гиллули считает, что отчетливо нельзя разграничивать ни континентальные, ни океанические типы пород. Имеются океанические граниты и континентальные океаниты [12, с. 21], но это, по его мнению, не должно противоречить тому, что в океанической коре преобладает сима. Автор, в частности, ссылается [12, с. 23] на четкие геологические указания о наличии в глубоководной области юго-западной части Тихого океана некоторого количества сиаля; об этом свидетельствует тот факт, что площадь сиалических плит островов Фиджи, Новой Каледонии и множества других в районе между островом Фиджи, Новой Зеландией и Австралией была некогда гораздо большей, хотя в настоящее время значительная часть территории лежит в океанических глубинах. Большая часть этого района опущена под уровнем океана на глубины не менее 4 км, и проблема погружений может быть сравнима с проблемой поднятия Тибетского плато. Касаясь изменений в распределении суши и моря, Гиллули отмечает, что геологическая летопись указывает на неоднократные смены суши и моря, но не совсем для него ясно, свойственны ли эти изменения только

эпиконтинентальному шельфу и впадинам, или они приводят к превращению океанических участков коры в континентальные, и наоборот.

Тем не менее, принимая данные Аррениуса о скорости накопления пелагических осадков, Гиллули признает, что 900 м глины в глубоководных участках океана могло отложиться за 2 млрд. лет. Такое известное согласие с концепцией постоянства океанов в их теперешних границах приводит автора к некоторым соображениям о подкоровых перемещениях веществ, что позволяет ему делать выводы о роли эрозии, нивелирующей континенты, и превращении континентальных блоков в океанические.

В. А. Магницкий, имея в виду установленные геофизикой различия между континентальной и океанической корой и связывая эти различия с различиями петрографического состава, считает, что континентальная кора — сиалическая, а океаническая — симатическая; он развивает при этом гипотезу о расширении континентов за счет миграции кремнезема из симатической оболочки в процессе развития геосинклинали: SiO_2 высвобождается при переходе в условиях $t°=1000-1500$ $MgSiO_2$ в $MgSiO_4$. Энергия, необходимая для этого, получается, по его мнению, при распаде радиоактивных элементов, содержащихся в оболочке. Но здесь, по мнению В. А. Магницкого, возникает первая серьезная трудность для гипотезы: почему процесс начинается в отдельных пятнах, а не идет по всей Земле? Эту трудность В. А. Магницкий преодолевает путем предположения, что содержание радиоактивных элементов в оболочке несколько меняется в горизонтальном направлении.

Должен сказать, что это не единственная трудность; помимо кремнезема, из симатической оболочки необходимо извлечь большие массы щелочей, глинозема и воды, необходимых для образования сиаля, на что в случае пород типа дунит—перидотит надеяться трудно. Достаточно хорошо известно также, что главная масса радиоактивных элементов приурочена к породам не ультраосновного и основного состава, а к породам гранитной и щелочной формаций. Но самым главным препятствием остается необъяснимость того, почему под океанами не происходит такая миграция кремнезема из оболочки, хотя равенство тепловых потоков должно свидетельствовать об одинаковом в общем количестве радиоактивных веществ, рассеянных в мантии, а следовательно, и в коре Земли.

При объяснении строения земной коры с точки зрения поддерживаемой им гипотезы о расширении континентов В. А. Магницкому приходится примирять также такие данные, как: 1) выявленная геофизическими методами мощность илов в океане, равная 1 км; 2) принятая им скорость отложения илов на океанических глубинах, равная 1 см за 1000 лет[1]; 3) требование гипотезы по крайней мере миллиардного возраста океанов, а не в 10 млн. лет, как это получается из рассматриваемых в первом и втором пунктах величин. Выход из этого затруднения В. А. Магницкий ищет в том, во-первых, что в прежние геологические эпохи скорость накопления осадков была гораздо меньшей, чем современная.

Несомненно, еще мало изучена проблема древнейших пород на Земле. Делать вывод о том, что в древнейшие эпохи доминировали основные и ультраосновные породы, с моей точки зрения, преждевременно. Определе-

[1] Отметим, что в рассмотренной выше работе Полдерваарта им принята как наиболее вероятная скорость отложения илов 0,15 твердого вещества за 1000 лет. Мной на основе данных Полдерваарта вычислена более вероятная скорость осаждения — 0,01 мм в год, что согласуется с числом В. А. Магницкого.

ния абсолютного возраста пегматитов Родезии (Африка) и Манитобы (Северная Америка) в пределах $2700—3000 \cdot 10^6$ лет свидетельствуют лишь о том, что гранитоиды этого возраста интрудировали в метаморфизованные породы, что разрыв в миллиард с лишним лет между вычисленным возрастом Земли (Арренс) и пегматитов Родезии и Манитобы нельзя рассматривать как период отсутствия геологических процессов на Земле. Каковы они были, из чего состояла верхняя первичная оболочка нашей планеты, по выявленным фактам пока неизвестно.

В. В. Белоусов [4, 5] считает, что сейчас (видимо, в геологическом смысле.— *Г. А.*) процесс идет в сторону расширения океанов за счет материков, т. е. он высказывает точку зрения, обратную взглядам В. А. Магницкого.

Принимая выявленные сейсмическими методами различия в строении земной коры материков и океанов, он отмечает противоречие, заключенное в представлении о связи гранитного слоя с материковыми условиями. В частности, на месте Индийского и Атлантического океанов материки существовали до недавнего времени, и в своем строении они едва ли отличались от современных материков. Опустились эти материки, как указывает В. В. Белоусов, приблизительно в конце мезозоя. Поскольку эти материки опустились в конце мезозоя, постольку различия в толщине гранитного слоя между ними и современными материками могут быть вызваны лишь теми процессами, которые протекали после этого срока [4] и привели к указанному возникновению различий в ранее аналогичных участках земной коры.

Отсюда В. В. Белоусов приходит к маловероятному предположению, что гранитный слой континентов хотя бы частично обратим. При погружении, которое испытывают океанические впадины, частично происходило разрушение гранитного слоя, например путем его растворения в нижележащем базальтовом слое [4].

Пытаясь объяснить еще более разительные противоречия геологических данных о молодом возрасте некоторых глубоководных бассейнов с океаническим типом коры этих недавно опустившихся участков суши, В. В. Тихомиров [24] приходит к еще более гипотетическим предположениям. Он приводит следующие факты. В глубоководной части Берингова моря, по данным гравиметрии, сиалический слой имеет обычную для океанов толщину. Однако в колонках, поднятых с глубины 3638 м, были обнаружены пресноводные бентические диатомеи четвертичного возраста, свидетельствующие, что этот участок морского дна еще недавно находился в прибрежной зоне. Японское море с точки зрения геофизики характеризуется обычной для океанов толщиной земной коры. Ссылаясь на Линдберга, В. В. Тихомиров указывает, что еще в четвертичное время на месте современного Японского моря располагалась суша, по которой протекали реки палео-Суйфун и палео-Амур.

Совершенно бесспорным является, по В. В. Тихомирову, что Красное море, расположенное в грабене древней платформы и возникшее, скорее всего, в конце мезозоя, должно было иметь под своим дном толщину сиалического слоя, равную его толщине на прилегающих платформах. Однако, по данным гравиметрии, и здесь мощность сиалического слоя близка к обычной океанической. Следовательно, заключает В. В. Тихомиров, если новейшие геофизические данные верны, то необходимо найти объяснение факту исчезновения сиалического слоя, который, несомненно, прежде на-

ходился как в Красном, Средиземном и Черном, так и в Японском, Беринговом и некоторых других морях [24].

Я позволю себе заметить, что В. В. Тихомиров предложил весьма искусственное объяснение такому исчезновению сиаля за четвертичное или даже третичное время в участках платформ, погрузившихся под воды морей. Основная идея автора: граниты создаются преимущественно путем либо метасоматоза, либо магматического замещения, причем только в зонах воздымания создаются условия, благоприятные для гранитизации. В. В. Тихомиров пишет: «Гранит является одним из характерных элементов строения нашей планеты и возник на о п р е д е л е н н о м этапе ее геологического развития в результате с п е ц и ф и ч е с к и х физико-химических условий, присущих поверхностной зоне» [24, с. 12; разрядка *моя.— Г. А.*].

По-видимому, «определенный этап» — это докембрий, когда, по автору, происходило накопление сиаля за счет выветривания первичной симатической коры Земли, «специфические» физико-химические условия — это осадочная дифференциация, поведшая к накоплению сиалического материала. Хотя в результате всего этого продукты разрушения первичной симы должны были бы накапливаться в погружениях темной поверхности, а не на ее воздыманиях, тем не менее, по В. В. Тихомирову, «в период накопления сиалической коры в зонах преимущественного воздымания возникли метасоматические процессы, обусловленные специфической физико-химической обстановкой (что за специфичность — не объясняется.— *Г. А.*) участков земной коры. Результатом явился сложный метаморфизм, завершившийся гранитизацией».

С другой стороны, по В. В. Тихомирову, достаточно сиалическому слою мощностью порядка 20 км погрузиться под воды морей глубиной около 4 км, как начинается энергичный процесс базификации сиалических масс, который может в течение короткого отрезка времени (четвертичный период для Японского моря) уничтожить усилия гранитизации предыдущих геологических эпох.

Вместе с тем В. В. Тихомиров ни в коей мере не исключает предположения об увеличении мощности сиалического слоя на участках крупных поднятий в результате поступления материала снизу. Субстрат земной коры в целом, по В. В. Тихомирову, симатического состава, поэтому способность такого субстрата в случае воздымания производить гранитизацию, а в случае погружения — базификацию слагающих пород явно нереальна.

Взгляды П. Н. Кропоткина [16] на дифференцированные и недифференцированные участки земной коры и по вопросам петрогенезиса были рассмотрены в моей статье 1953 г. [2]. Основными возражениями против его в общем логической схемы петрогенезиса остается то, что субстрат, из которого он выводит путем поэтапной дифференциации все остальные типы горных пород, должен по составу отличаться от пород типа дунит—перидотит в части содержания радиоактивных элементов и щелочей, в особенности калия.

А. П. Виноградов [10] отмечает спорность причин, вызывающих на разных глубинах земного шара изменения скорости прохождения сейсмических волн. Неясно при этом, действуют ли здесь различия химического состава или изменения состояния вещества при повышении давления и температур. Развиваемое А. П. Виноградовым представление об образо-

вании земной коры за счет мантии при процессе, аналогичном «зонной плавке», очень интересно, но исходя из этой идеи тоже нельзя объяснить различия океанической и континентальной кор, вытекающие из изучения скоростей упругих волн, если отождествлять эти различия с петрографическими особенностями коры.

По Верхугену [9], поток тепла через континенты представляет сумму трех составляющих: тепла Q_c радиоактивных источников в континентальных сиалических массах; тепла Q_m, генерируемого радиоактивными источниками в оболочке, которые находятся выше некоторой предельной глубины, зависящей от теплопроводности; остаточного тепла Q_l от слоев над той же предельной глубиной. Обращаясь к выявленному равенству теплового потока, Верхуген пишет [9, с. 401]: «Имеются серьезные геохимические и петрологические доводы против того, что оболочка состоит целиком из оливина. Во-первых, лавы обычного типа или изверженные породы никогда не могли бы выделиться из дунитовой оболочки. Во-вторых, средний состав Земли в этом случае серьезно бы отличался от состава метеоритов или космического обилия элементов, в особенности в отношении алюминия и щелочных металлов. Дунитовый или перидотитовый слой мог образоваться при фракционной кристаллизации или фракционном плавлении метеоритного вещества. Однако, поскольку средний химический состав каменных метеоритов соответствует 75% перидотита и 25% базальта или гранита, значительная часть оболочки также должна бы состоять из базальта, а базальт в оболочке, по-видимому, отсутствует».

Слихтер указывает (по работе Верхугена) на весьма высокую величину тепловой инерции Земли, обусловленную ее большими размерами и низкими значениями температуропроводимости. Если тепло передается посредством теплопроводности, то любые внезапные изменения на поверхности Земли отразятся на температуре ее центра не раньше чем через 200 млрд. лет.

По Слихтеру, современный тепловой поток через поверхность существенно определяется температурными условиями в немногих сотнях километров (200—300) под поверхностью. В глубоких зонах Земли может находиться значительное количество любым образом распределенных радиоактивных веществ, и это не изменит заметным образом наблюдаемых величин (теплового потока! — *Г. А.*). Эти факты, как указывает Верхуген, наводят на мысль о близости среднего состава вещества под континентами и океанами (до глубины нескольких сот километров, принимающих участие в генерации современного теплового потока).

В последних работах многие геофизики названия «гранитный», «базальтовый», «перидотитовый», приданные слоям коры с различной скоростью упругих волн, рассматривают как условные.

В частности, Бёрч в статье «Физика земной коры» [7, 31], отделяя на основании геофизических данных кору от подстилающего субстрата на поверхности раздела Мохоровичича, указывает, что «еще неизвестно, в какой мере разрыву физических свойств соответствует также и разрыв химического состава» [7, с. 115]. Он отмечает дальше, что имеется еще очень мало данных по осадочным и метаморфическим породам, хотя кора, вероятно, в значительной мере состоит из них, а скорости, например в доломитах, мало отличаются от скоростей в габбро.

Представляется важным отметить также следующее высказывание Бёрча [7, с. 117]: «Согласно новой, более реалистической точке зрения

земная кора представляет мозаику различного рода интрузий, метаморфизованных осадков, вулканогенных пород и даже местами, до глубины 10 км и более, неметаморфизованных осадков. Все эти породы пронизаны сбросами и разбиты на блоки различной величины и форм. Одной из причин видимой однородности сейсмических скоростей в коре, несмотря на разновидность ее материала, вполне может быть сравнительно узкий диапазон колебаний скоростей в весьма широком интервале в ряду изверженных пород — от сиенитов до диоритов».

Проведенный обзор показывает, что предпринятые попытки объяснений различной геофизической характеристики строения земной коры в разных ее участках особенностями состава и эволюции пород, слагающих кору, противоречивы и не могут объяснить многих геологических и петрологических фактов.

Существуют два ряда фактов: один — это геофизические данные о различии скоростей упругих волн в различных оболочках Земли; второй — геологические факты о молодом (кайнозойском и даже четвертичном) возрасте погружений на дно моря участков континентов, с последующим превращением геофизической характеристики этого участка в характеристику, скорее типичную для современного океанического дна, т. е. как бы с исчезновением сиаля. В то же время нам известно, что многие океанические острова, расположенные в глубоководной части Тихого, Атлантического, Индийского океанов, сложены типичными сиалическими образованиями, включая кристаллические сланцы и граниты.

Выводы, основывающиеся на этих двух рядах фактов, противоречивы, и это, по-видимому, свидетельствует, что или фактов еще недостаточно, или геолого-петрографическая интерпретация геофизических данных в основном неправильна.

О НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ФАКТАХ, СУЩЕСТВЕННЫХ ДЛЯ ОБОСНОВАННЫХ СУЖДЕНИЙ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для проблемы строения земной коры в области океанов и континентов весьма существенным является вопрос о возрасте (времени существования) океанов на земной поверхности в их современных границах, о чем говорилось выше.

Две различные точки зрения о росте континентов за счет океанов или, наоборот, об увеличении океанов и поглощении ими континентов противоречивы и не могут претендовать на неоспоримость. Вместе с тем имеется масса геологических фактов, указывающих на серьезные изменения глубин океанов в их современных границах.

Х. М. Саидова [22], изучавшая донные фораминиферы в северо-западной части Тихого океана, их распространение, как современное, так и в толщах осадков, приходит к выводу, что дно этой части океана в голоцене погрузилось на 1000—2000 м.

Кришнан [17, 40] считает, что Индийский океан начиная с перми распространился от Восточной Африки до Австралии. В триасе и ранней юре Мадагаскар, Индия, Африка и Австралия разделились. Расчленение Гондваны было завершено к раннему мелу. Он обращает также внимание на значение третичного времени, когда происходило формирование гран-

диозных лавовых излияний — траппов Декана и образование Гималайских гор от Персии и Сирии до Индонезии.

Ледд, Ингерсон и др. [41, 42] опубликовали отчет о результатах бурения атолла Эниветок (Маршальские острова). По их данным, основание атолла — базальтовый вулкан, возвышающийся на 2 мили над дном океана. Буровая скважина Е-1, пройдя с поверхности атолла известковые образования, подсекла на глубине 4,208—4,222 фута оливиновые базальты. Разрез над базальтами представлен отложениями: а) известняков эоцена, фаунистически охарактеризованных, мощностью 1370 футов; б) миоцена мощностью 2200 футов; в) плиоцена и постплиоцена мощностью 600 футов. Четвертичными считаются верхние 400 футов, а к современным относятся самые верхние 100 футов.

Приведенные материалы показывают, что в олигоцене остров был поднят над водой (олигоцен в разрезе отсутствует), а начиная с миоцена погрузился вновь на 2800 футов, по-видимому, с временными и положительными движениями, о чем свидетельствует развитие коралловых построек. Измененность верхней части вскрытого базальта скорее свидетельствует о трансгрессивном залегании эоценовых известняков на нем, следовательно, оливиновые базальты основания о. Эниветок — доэоценовые и, вероятно, близки по возрасту к траппам Декана.

Макдональд [44] в работе о Гавайской петрографической провинции выделяет для ряда островов Гавайского архипелага, на основе геологической съемки и петрографического изучения, древнюю, третичную (?) группу изверженных пород и вулканических аппаратов. После большого эрозионного перерыва на эту древнюю формацию налегает молодая плейстоценовая формация вулканов, переходящая в современную (доисторическая и историческая активность вулканов Гавайских островов).

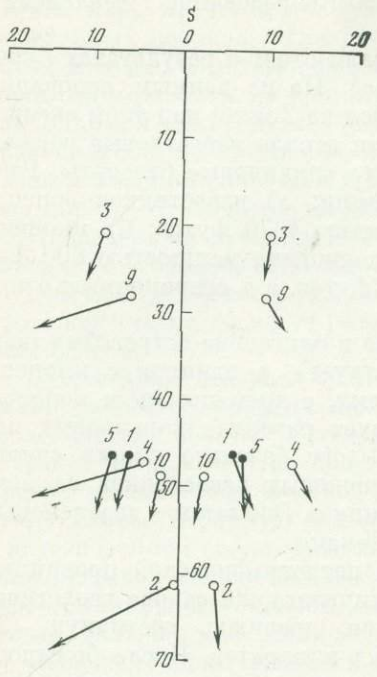
Древняя серия островов Кауай, Оаху и других представлена оливиновыми базальтами, пикритами и андезитами. Они иногда рассекаются штоками габбро и содержат ксенолиты дунитов. Более поздними вулканическими образованиями являются нефелиновые базальты, мелилитовые нефелиновые базальты, антарактиты, нефелиновые базаниты, а также отдельные потоки и купола трахитов.

Среди излияний исторического времени вулкана Килауэа преобладают оливиновые базальты. Для излияний вулкана Мауна-Лоа этого же времени характерно преобладание гиперстенсодержащих базальтов при меньшей роли оливиновых базальтов и пикритов.

В петрографическом обзоре Маршалла «Океания», посвященном островам Тихого океана, приводятся факты о развитии «сиалических» пород — метаморфических сланцев, даже гранитов на многих островах — Каролинских, Маркизовых и Соломоновых.

В статье Гиллули [12] также приводятся данные о наличии сиалических пород на типично океанических островах. В частности, например, граниты и гнейсы найдены на Сейшельских островах (Индийский океан), граниты и сланцы — на островах Фиджи—Тонга. На островах Вознесения, Фолклендских, Зеленого Мыса им же отмечаются риолиты и гранитные породы. Ряд фактов о наличии гранитоидных пород на океанических островах приведен в моей статье 1953 г. [2].

Одним из аргументов сторонников изначально (со времени формирования первичной коры Земли) различной истории и строения земной коры в области континентов и дна океанов являлась кажущаяся специфика



Фиг. 1. Средние составы основных эффузивов некоторых океанических и континентальных областей на диаграмме А. Н. Заварицкого

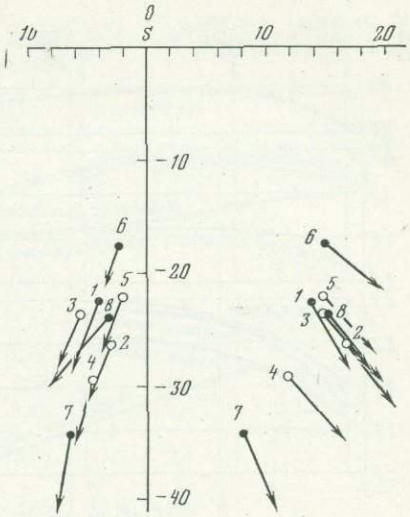
1 — пикриты Гавайи (среднее из пяти анализов); *2* — пикриты и меймечиты р. Хатанги (среднее из трех анализов); *3* — базальты Западного Кавказа (среднее из трех анализов); *4* — мелилитовый базальт р. Хатанги; *5* — океаниты о. Реюньон, Питон-де-ля Фурнез; *9* — калиевый базальт Аджарии; *10* — пикритовый диабаз-порфирит Армении; светлые кружки с векторами — континентальные, черные — океанические

вулканизма океанических островов. На этом основании выделялись так называемые «океаниты». Неоднократно Дэли, Макдональд и другие при сравнении петрографического типа вулканических пород океанических островов и континентов не находили больших различий в их химизме. Со своей стороны отмечу, как все более выясняющееся обстоятельство, что на границе мезозоя и кайнозоя, по-видимому, имела место специфика магматизма. Во многих местах земного шара, и в океанических и в континентальных, в это время происходило формирование субщелочных и щелочных комплексов основных пород — базальтоидов и ассоциирующихся с ними нефелиновых и фельдшпатоидных пород.

Представляет интерес также вспомнить громадные площади мощностью до 3 км залежей траппов Индии, Южной Африки и Сибирской платформы, а также своеобразную формацию ультраосновных и щелочных пород бассейна р. Хатанги (Сибирская платформа). Последняя формация, изученная Е. Л. Бутаковой и Л. С. Егоровым (устное сообщение), включает базальты, нефелиновые базальты, мелилитовые базальты, пикритовые порфириты (меймечиты), трахиты, андезиты и др. Эта ассоциация, включающая меймечиты (пикритовые порфириты), совершенно аналогична той, которая известна как характерная (океаниты) для вулканизма океанических островов. Такую типичную океаническую ассоциацию севера Сибирской платформы относят условно к триасовому возрасту. Залегает она на основании из пород перми, ордовика и докембрия. В пределах Армении известны аналогичные эффузивы, хотя этот район явно относится теперь к континенту.

Все это показывает, что в пределах континентов развиты разновозрастные и самые различные петрографические ассоциации изверженных пород, пока еще, к сожалению, не достаточно изученные именно с точки зрения распространения образуемых ими рядов во времени и пространстве.

На диаграммах (фиг. 1, 2) показаны фигуративные точки типичных «океанических» и некоторых «континентальных» эффузивных магматических пород, а также средние типы магматических излияний для отдельных вулканических районов. Из этих иллюстраций видно, что вулканизм океанических островов не представляет особой специфики.



Фиг. 2. Средние составы вулканических пород некоторых континентальных и океанических областей на диаграмме А. Н. Заварицкого

1 — Азорские острова (среднее из двадцати анализов); *2* — Кайзерштуль (среднее из девяти анализов); *3* — Оденвальд—Шпессарт (среднее из десяти анализов); *4* — Гессенская горная страна (среднее из четырнадцати анализов); *5* — вулканы Оверни Пюи-де-Дом (среднее из восьми анализов); *6* — остров св. Елены (среднее из одиннадцати анализов); *7* — Килауэа (среднее из двадцати анализов); *8* — Халеакала (среднее из двенадцати анализов); светлые кружки с векторами — континентальные, черные — океанические

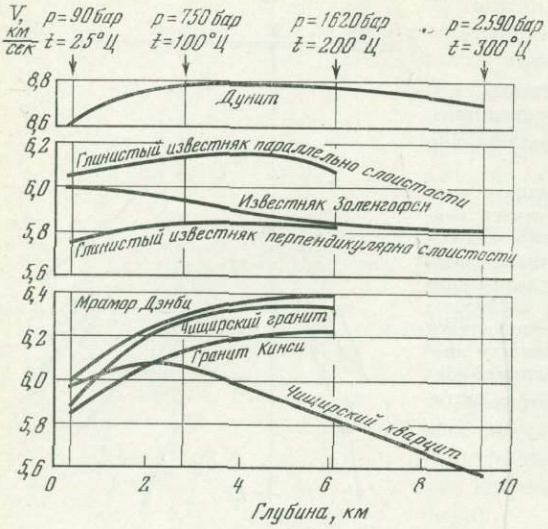
Накопленные мощности неуплотненных или слабоуплотненных осадков, как это было показано выше, скорее отвечают времени порядка 60 млн. лет. Мы знаем, что в кайнозое происходило формирование высочайших горных хребтов на месте Тетиса, что в олигоцене в отдельных частях бассейна Тихого океана уровень его вод был ниже по крайней мере на 1000 м.

Все эти косвенные данные, конечно, не решают вопроса о возрасте современных океанов (в их современных вместилищах) до тех пор, пока не будут получены прямые факты о геологическом разрезе пород, слагающих дно океана, по крайней мере на 1—1,5 км в глубоководных участках океана. Но историзм, представляющий сущность геологии как науки, позволяет нам быть уверенными на основе достоверных фактов геологического познания современных континентов, что периодичность геологических процессов на Земле является лейтмотивом ее развития от раннего докембрия до современного периода.

Но, как неоднократно отмечалось, эта периодичность состоит не в простой повторяемости, сводящейся к униформизму, а характеризуется новыми, дополнительно присущими каждому этапу особенностями, отвечающими общему процессу развития Земли как планеты.

Две трети земной поверхности сейчас скрыты под водой, но это не значит, что закономерности развития земной коры, выявленные для современных континентов и показывающие для них в исторической перспективе смену морского и континентального режимов, смену платформенных условий условиями мобильного развития геосинклинального типа, с сопутствующими явлениями горообразования, магматизма, эрозии и осадконакопления, не могут быть приложимы и к участкам суши, сейчас скрытым под водой.

Об известном спокойствии существования значительных участков суши, составляющих ядра современных континентов, мы можем заключить лишь для относительно небольшого отрезка геологического времени, порядка 500 млн. лет (палеозой, мезозой, кайнозой); предшествующий до-



Фиг. 3. Изменение скоростей продольных волн в образцах в зависимости от давления и температуры, по Гутенбергу [13, 37]

кембрий даже в областях современных платформ иллюстрирует высокую активность геологических процессов того времени. Среди глубоко метаморфизованных толщ докембрия вполне вероятно присутствие больших толщ осадочных пород, отложившихся в океанических бассейнах докембрийского времени.

Таким образом, кроме косвенных данных о различиях скоростей продольных волн на континентах и под океанами, у нас нет никаких фактов для признания постоянства океанов и разработки вытекающих отсюда гипотез о разной истории сиаля в различных участках земной коры. Наоборот, распределение теплового потока в области океанического дна и континентов скорее свидетельствует о близости среднего состава вещества в этих участках до глубин порядка 200—300 км.

Прежде чем перейти к рассмотрению конкретных геофизических данных последнего времени, остановлюсь на некоторых физических обоснованиях параллелизации скоростей упругих волн с петрографическим составом среды.

На основании изучения упругих свойств пород обычно считается, что скорость продольных упругих волн в гранитах равна или несколько больше 5,5 км/сек, в базальтах — от 6 до 7,5 и в ультраосновных породах — 8,1—8,3 км/сек.

Но по данным Хьюза и Кросса, определявших экспериментально скорость упругих волн в дунитах при P=70 бар и t°=24,50, она равна 8,603 км/сек, что расходится с данными о дунитовом составе верхней части мантии, где V=8,0±1 км/сек. Скорость продольных волн в гранитах при экспериментах на образцах и с проверкой на местности колеблется от 4,9 до 5,6 км/сек; с увеличением давления скорость увеличивается до 6,4 км/сек (Хьюз) и на 16—18% (Ю. В. Ризниченко).

По данным Гамильтона [38], в его статье «Мощность и консолидация глубоководных осадков», экспериментально доказано, что при уплотнении и литификации донных известковых илов скорость распространения в этих уплотненных породах упругих волн увеличивается до 5,5 км/сек, т. е. становится «гранитной».

Данные по скоростям поперечных волн вошли в справочник, опубликованный Берчем и др. Часть этих данных приведена в табл. 1; из нее видно, что скорость поперечных волн в гранитах Куинси и Рокпорта при высоких давлениях значительно увеличивается. Проводилось также опытное изме-

Таблица 1

Скорость распространения поперечных волн в зависимости от давления при t=30° (по Берчу и Тернеру)

Порода	P=1 кг		P=500 кг		P=4000 кг		Скорость продольных волн Рокпорт до 1800 м и Куинси — 1100 м $V_p:V_s$
	км/сек	км/сек	увеличение, %	км/сек	по отношению к P=1 кг, %	по отношению к P=500 кг, %	
Гранит Рокпорта, среднее	2,56	3,42	–	3,59	–	–	5,14; 2,70
Гранит Куинси, среднее	2,61	3,45	–	3,61	–	–	4,96; 2,48
Среднее для гранита	2,59	3,44	32	3,60	39	4,6	– –
Гранодиорит	3,14	3,45	10	3,58	14	4,0	– –
Норит Седбери	3,15	3,61	14,5	3,70	17	2,5	6,22; 3,49 (глуб. 350–3000)
Диабазы (среднее из разных образцов)	3,58	3,76	5	3,85	7,5	2,4	– –
Габбро (среднее)	3,32	3,75	3,3	3,85	13,0	2,6	– –
Дуниты »	4,12	4,44	7,7	4,57	10,9	2,9	– –

рение скорости продольных и поперечных волн на местности в гранитах Куинси и Рокпорта, на небольшом их отрезке в глубину. Скорость поперечных волн для основных и ультраосновных пород в таких же условиях растет значительно меньше.

Используя экспериментальные данные Хьюза и Кросса, Гутенберг в статье из сборника «Земная кора» (фиг. 3) приводит значения скоростей продольных волн для дунита, гранита и известняков при повышении давления и температур. Из этой диаграммы (фиг. 3) видно, что скорость в дунитах повышается от 8,6 до 8,8 км/сек. Хьюз и Кросс в статье о скоростях упругих волн в породах при высоких давлениях и температуре приводят следующие результаты экспериментальных исследований (табл. 2). В этой таблице приведены данные для дунита, имеющего плотность 3,160 и состоящего на 90% из оливина и на 10% из авгита. По этим данным, скорость упругих волн (V_D) при P=70 бар и t=24,5°=8,603 км/сек. При повышении давления до P=690 бар (t=24,5°) V=8,820 км/сек, т. е. повышается на 2,5%, а при давлении 2,415 бар она увеличивается до 8,926 км/сек, или на 3,8%. Исходя из данных Хьюза и Кросса можно думать, что «дунит», если он начинает собой мантию под океаническим дном, должен обладать скоростью V_D порядка 8,7–8,8 км/сек.

Из той же работы данные для гранитов Барифилда, Онтарио (табл. 3) показывают увеличение V_D от 5,640 км/сек при P=20 бар и t=28° до 6,215 км/сек при P=500 бар и 6,384 км/сек при P=2000 бар. Тот же гранит при t=100° имеет в условиях P=500 бар V_D=6,243 км/сек и при P=2000 бар V_D=6,372 км/сек. Таким образом, при возрастании давления до вероятного в условиях океанического дна скорость упругих волн в гранитах может возрасти на 10–15%.

По данным Ю. В. Ризниченко, скорость продольных волн в гранитах при повышении давления до 1000 кг увеличивается на 16–18%.

Влияние нагрузки из вышележащих пород на скорость распространения продольных волн в подлежащих породах экспериментально подтвер-

Таблица 2

Определение скоростей упругих волн в дуните по Хьюзу и Кроссу [39]

T°	24,5		100		200		300		24	
(бары)	V_D	V_R	V_D	V_R	V_D	V_R	V_D	V_R	V_D	V_R
70	8,603	4,185	8,367	4,224	–	–	–	–	8,725	4,390
138	8,694	4,244	8,434	4,289	8,155	4,133	7,701	4,016	8,788	4,425
345	8,746	4,406	8,635	4,393	8,448	4,286	8,033	–	8,874	4,456
690	8,820	4,435	8,748	8,434	8,691	4,442	8,404	4,320	8,907	4,467
1035	8,873	4,456	8,791	4,439	8,710	4,512	8,572	4,368	8,928	4,490
1725	8,905	4,515	8,821	4,470	8,783	4,467	8,652	4,444	8,973	4,510
2415	8,926	4,545	8,884	4,480	8,793	4,440	8,703	4,397	8,983	4,526
4140	8,956	4,533	8,892	4,426	8,886	4,492	8,784	4,433	9,062	4,549
5170	8,977	4,529	8,987	4,559	8,895	4,514	8,792	4,459	9,096	4,539

Таблица 3

Определение скоростей упругих волн в граните по Хьюзу и Кроссу [39] (гранит из Барифилда, Онтарио)

T°	28		100		200		28		300		28	
(бары)	V_D	V_R	V_D	V_R	V_D	V_R	V_D	V_R	V_D	V_R	V_D	V_R
20	5,640	2,866	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
50	5,824	2,930	5,966	2,996	5,062	2,768	5,774	2,936	–	–	5,753	2,784
100	5,875	3,961	6,011	3.045	5,199	2,865	5,850	2,977	–	–	5,749	2,797
250	0,080	3,046	6,130	3,107	5,520	2,980	0,066	3,061	4,448	–	5,815	2,785
500	6,215	3,109	6,243	3,159	5,961	3,083	6,235	3,129	4,838	–	5,831	2,803
750	6,288	3,163	6,282	3,195	6,138	3,1606	6,302	3,172	5,101	–	5,865	2,793
1000	6,336	3,155	6,325	3,197	6,237	3,166	6,347	3,170	5,223	–	5,898	2,813
1500	6,370	3,169	6,354	3,193	6,304	3,181	6,380	3,174	5,401	–	5,941	2,800
2000	6,384	3,209	6,372	3,202	6,317	3,193	6,415	3,195	5,526	–	5,997	2,814
2500	6,403	3,233	6,391	3,211	6,336	3,181	6,423	3,232	5,618	–	6,022	2,825
3000	6,412	3,215	6,405	3,226	6,354	3,186	6,438	3,244	5,676	–	6,053	2,850
4000	6,429	3,231	6,428	3,243	6,387	3,196	6,481	3,256	5,706	–	6,105	2,869
5000	6,447	3,228	6,446	3,224	6,420	3,224	6,505	3,210	5,874	–	6,191	2,910

дил Лотон [43] для толщи мела в Йоркшире, где для верхних слоев V=3,00 км/сек, а для образцов на 400 м ниже V=5,00 км/сек. Точно так же Б. В. Соллогуб и др. [23] в Академии наук УССР получили интересные данные по изменениям скорости продольных волн в песчаниках и некоторых других породах в зависимости от нагрузки и водонасыщения.

При сравнении экспериментальных данных о скоростях упругих волн при высоких давлениях с данными о скоростях упругих волн в континентальной коре бросаются в глаза следующие обстоятельства.

По Тейтлу и Тьюву [25], средняя скорость лишь слегка возрастает с глубиной на протяжении первых двух третей коры (около 20 км), т. е. она повышается от скорости ~6 км/сек до скорости 6,4 км/сек. С той же постепенностью возрастает скорость от 6,5 до 7,05 км/сек в нижележащем, так называемом «базальтовом», слое мощностью около 10 км.

Такой ход изменения скоростей упругих волн скорее свидетельствует о постепенном изменении физического состояния вещества, чем о резкой смене мощных пластов горных пород разного состава и различной плотности. При этом уместно вспомнить приведенное выше «реалистическое представление» Берча о строении верхней части земной коры как о мозаике пород разного состава. С этих позиций понятнее постепенное, медленное возрастание средних скоростей на большом протяжении в глубину.

По экспериментальным данным Хьюза и Кросса, а также Ю. В. Ризниченко, скорость продольных волн в гранитах повышается на 16—18% (Ю. В. Ризниченко) и до 6,3—6,4 км/сек (Хьюз) уже при давлении 1000—1500 кг/см^2.

Если предположить, что давление нагрузки из вышележащих пород тождественно весу столба тяжелой жидкости соответствующей плотности [2, 7], то давления порядка 1000—1500 кг/см^2 создаются на протяжении уже первых 6 км глубины континентальной коры; с дальнейшим углублением и возрастанием давления вплоть до поверхности Мохоровичича нарастание скорости упругих волн проходит гораздо медленнее. Какую роль при этом играют изменения плотности, упругих свойств пород (модуль Юнга, например), силы сцепления в кристаллических телах и т. п. в комбинации с температурными влияниями, пока в достаточной мере не выяснено.

В частности, Берч, рассматривая вопрос о пределах напряжений в коре, пишет: «Считать, что все напряжения сводятся к простому давлению, как если бы кора была просто тяжелой жидкостью, было бы слишком грубым упрощением» [7, с. 27]. Такое давление (Pgh) легко подсчитать. Всякое напряжение может быть разложено на среднее давление, носящее характер гидростатического давления, и систему касательных напряжений, для которых среднее давление равно нулю.

Принимая, что среднее давление равно одной трети суммы главных напряжений и что оно должно лежать в пределах $Pgh \pm {}^4/_3 S$ (S — максимальное касательное напряжение), Берч дает примерные значения среднего давления на разных глубинах. В частности, для глубины 20 км в земной коре среднее давление (в барах) максимальное — 9500 и минимальное — 1500. При этом имеются в виду гранитные породы, для которых им принято, что S=3000 бар.

Обращаясь к океанической коре, необходимо указать, что, по последним данным, Райтт и Шор [49] считают, что изучение сейсмических волн дает возможность создания четырехслойной модели коры (тихоокеанской)

Таблица 4

Плотности некоторых пород (коллекция Г. Д. Афанасьева) [1]

Место взятия образца	Порода	Объемн. вес, г	Удельный вес, г/см³	Пористость, %
о. Цейлон	Гнейс докембрийский	2,773	2,782	0,33
»	Чарнокит	2,972	2,987	0,50
»	»	2,913	2,930	0,59
»	»	2,907	2,919	0,42
Индия	»	2,802	2,803	0,36
»	Гранит рапакиви	2,696	2,717	0,77
»	Трапп (штат Бомбей)	2,821	2,834	0,46
Кавказ	Гранит (ущелье Дарьял)	2,675	2,717	1,55
»	Филлит »	2,700	2,796	3,44
»	Плагиоаплит (р. Лаба)	2,712	2,723	0,41
Среднее из таблиц Берча	Гранит		2,637	
	Гранодиорит		2,716	
	Габбро		2,976	
	Перидотит		3,234	

[1] Определения Е. А. Саниной (Лаборатория физических свойств горных пород Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР).

со скоростями для отдельных слоев 2—5—6,8 и 8,2 км/сек. Эта модель приложима, видимо, к глубоководным частям океанов; в области островов строение коры приближается к континентальному.

К сожалению, мне неизвестны значения скоростей продольных волн в базальтах или габбро при различных давлениях, полученные экспериментально. Но давления порядка 1000—1500 кг/см², при которых скорость в гранитах и мраморах достигает 6,4 кг/сек, исходя из нагрузки лежащей выше среды, создаются в толще пород, слагающих океаническое дно, видимо, уже в верхней трети так называемого «базальтового» слоя. Оно будет обусловлено весом: 1) двухкилометровой толщи «базальта» с плотностью 2,8—2,9; 2) толщи пород, в которых скорость продольных волн равна 5 км/сек, мощностью около 2 км; 3) слоя неуплотненных осадков мощностью около 1 км; 4) столба океанической воды высотой 5—6 км, создающего постоянное давление порядка 500—600 кг/см² на подлежащие твердые породы. Для исчисления напряжений, возникающих в придонных породах, в этом случае не возникает осложнений, связанных с упругими свойствами, силами сцепления в давящем теле. В этом отношении океаническая кора коренным образом отличается от континентальной. Если же при этом учесть, что, во-первых, такие условия на дне океана действуют в течение десятков миллионов лет, а плотности многих метаморфических пород Индостана и Цейлона (см. табл. 4), определенные Е. А. Саниной (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР), близки или даже превышают плотность базальтовых пород, то естественной, с позиции геолога, является постановка вопроса о правомерности отождествления пласта собственно «океанической» коры с базальтом.

Среди коренных пород дна Тихого океана возможны мощные, до 3 км, толщи базальтов, подобные покровам траппов Декана. Не исключена вероятность наличия там же среди коренных пород мощных толщ метаморфизованных пород типа чарнокитов и т. д. Вместе с тем средняя скорость

продольных волн 6,8 км/сек (модель тихоокеанского дна по Райтту) для «базальтового» слоя меньше отличается от скорости в граните = 6,4 км/сек (при давлении 1000—1500 кг/см²), чем плотность гранита отличается от плотности базальта.

Учитывая имеющуюся зависимость между плотностью, давлением и скоростями упругих волн, невольно задаешься вопросом, нельзя ли предположить, что близкие напряжения реализуются на различной глубине: в «слоях» континентальной коры порядка 20 км, а в океанической коре в пределах так называемого базальтового слоя!

Такой вопрос, связанный с понятиями прочности, сил сцепления в кристаллическом теле, разрыва, текучести и т. д., еще недостаточно освещен экспериментально и теоретически, но точные данные в области этих понятий чрезвычайно важны для понимания изменений физического состояния вещества земной коры, с чем в первую очередь связаны и различные значения скоростей распространения упругих волн.

О НЕКОТОРЫХ КОНКРЕТНЫХ РАЗРЕЗАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ 1958—1959 ГГ.

Дж. Юинг и М. Юинг [35] опубликовали в 1959 г. работу, излагающую результаты сейсмического зондирования дна Атлантического океана, Средиземного и Норвежского морей. В 1958 г. вышла статья А. А. Гагельянца, Е. И. Гальперина, И. П. Косминской и Р. М. Крокшиной [11] о строении земной коры центральной части Каспийского моря по данным глубинного сейсмического зондирования. Для поставленной нами задачи — выяснения правильности петрографической интерпретации геофизических данных — представляется интересным рассмотреть конкретные разрезы земной коры, даваемые этими авторами.

На фиг. 4—6 приведены колонки — разрезы, по Дж. Юингу и М. Юингу [34], для конкретных участков дна изученных ими морей, но сгруппированные мной для станций, близких по строению коры и связанных общностью океанографических и, вероятно, геологических условий. Авторами проведено в Атлантическом океане всего 50 станций сейсмических измерений. Разрезы колонок (фиг. 4, 5) показывают в общем однотипный характер конкретных разрезов дна Атлантического океана. Слой со скоростью продольных волн свыше 8,0 км/сек обнаружен лишь в отдельных участках, обведенных пунктиром на карте, заимствованной из работы Дж. Юинга и М. Юинга (фиг. 7).

На дне Северного и других морей с глубиной воды в несколько сот метров выделяются следующие слои земной коры (станции Е-12, Е-13, Е-14): слабо уплотненный слой мощностью 3—3,5 км, с V до 2,26 км/сек; ниже начинается слой с V=4,96 (до 5) км/сек.

В Средиземном море три станции с глубиной воды от 2,5 до 3,5 км показали наличие под слоем рыхлых осадков (V=1,71 км/сек) слоя V=4,20—5,7 км/сек. Для ст. D-11 был выявлен на глубине 8 км (от уровня моря) слой с V=6,50 км/сек. В разрезе для ст. D-7, между Испанией и Африкой после слоя неуплотненных осадков (V=1,71 км/сек) выявлен слой с V=6,08 км/сек.

Представляют также большой интерес и данные Райтта и др. [20]. Они исследовали глубоководный желоб Тонга и нашли, что строение его следующее. На глубине порядка 10 км под уровнем океана на дне желоба за-

легает слой неуплотненных осадков мощностью меньше 0,2 км; ниже идет слой с V=5,3 км/сек и мощностью 3,0 км. Еще ниже залегает слой мощностью 8,2 км и с V=6,5 км/сек; ниже выявлена поверхность раздела Мохоровичича со скоростью в подлежащих породах 8,2 км/сек.

В другой работе Р. У. Райтт и др. [46] приводят разрез атолла Бикини в Тихом океане. Здесь прямо от поверхности (уровень океана) идет слой с V=2,45 км/сек (коралловые рифы?) и мощностью 0,5 км. Еще ниже идет слой с V=4,13 км/сек и мощностью 2 км. Еще ниже начинается слой с V=5,54 км/сек. Выше мной приводилось мнение этого же автора о том, что под атоллами поверхность раздела Мохоровичича находится на глубине 18 км. Интересно отметить, что в статье Р. Райтта дается разрез атолла Бикини к возвышенности Сильвания. По этому разрезу уже на расстоянии 20 км от атолла Бикини строение коры совсем иное. Здесь на глубине 2000 м от уровня океана показан верхний слой (V=2,40 км/сек) мощностью 0,5 км; ниже идет слой с неопределенной величиной скорости продольных волн. Еще ниже начинается слой (базальт? — *Г. А.*) с V= =6,15 км/сек.

Одновременно известно из работы Ледда и др. [41], посвященной изложению итогов глубокого бурения на атолле Эниветок, относящемся к той же группе коралловых островов, что здесь был вскрыт слой коралловых и известняковых образований мощностью около 1,5 км, а ниже скважина прошла около 15 м по базальту.

Сопоставляя эти данные по близко расположенным атоллам, особенно имея в виду результаты бурения атолла Эниветок, нельзя не заметить, что составить суждение о петрографическом составе коры в районе Бикини на основе различий в скоростях упругих волн весьма затруднительно. Более или менее уверенно можно говорить лишь о том, что верхние слои (общей мощностью 4 км) с V от 2,45 до 4,13 км/сек скорее сложены осадочными (карбонатными) породами.

Результаты глубинного сейсмического зондирования в Каспийском море дали возможность авторам статьи [11] прийти к следующим выводам о строении земной коры в этом участке. В платформенной области (к северо-востоку от перешейка Баку — Красноводск) земная кора состоит: а) из осадочного слоя мощностью 2—3 км, V=3 км/сек; б) гранитного слоя мощностью 10—15 км, со скоростями V около 6 км/сек; в) базальтового слоя с V=6,3—6,8 км/сек и мощностью 20—25 км. Общая мощность коры здесь 30—35 км. В области прогиба (Южный Каспий) гранитный слой по сейсмическим данным не выделяется и земная кора в сущности состоит из двух слоев: а) мощной осадочной толщи (свыше 20 км) с малой средней скоростью продольных волн, 3,5—4,0 км/сек; б) базальтового слоя со скоростью продольных волн 6,6 км/сек. Толщина коры здесь 40—45 км (т. е. типично континентальная.— *Г. А.*).

Делать вывод на основании этих данных об исчезновении гранитного слоя (т. е. пород, для которых V около 6 км/сек) в южной части Каспия преждевременно до тех пор, пока не будет оценено значение для увеличения скорости продольных волн нагрузки вышележащих слоев. Гранитный слой платформы (V=6 км/сек) перекрывается толщей осадочных пород в 2—3 км, а слой «базальтов» (V=6,6 км/сек) Южного Каспия перекрывается толщей горных пород, в 10 раз более мощной, с наличием над ним еще постоянного давления столба воды в 1000 м.

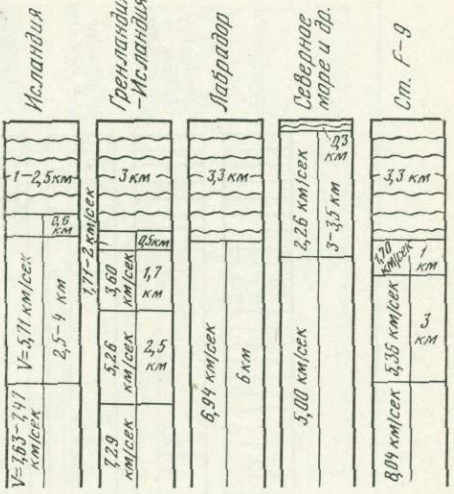
Обращаясь в целом к приведенным конкретным разрезам земной коры

в различных участках дна морей и океанов, невольно задаешься вопросом: можно ли все выявившееся разнообразие (в отношении свойственной им скорости продольных волн) слоев земной коры и их сочетаний увязать с различиями их петрографического состава по схеме «континентальная» и «океаническая» кора?

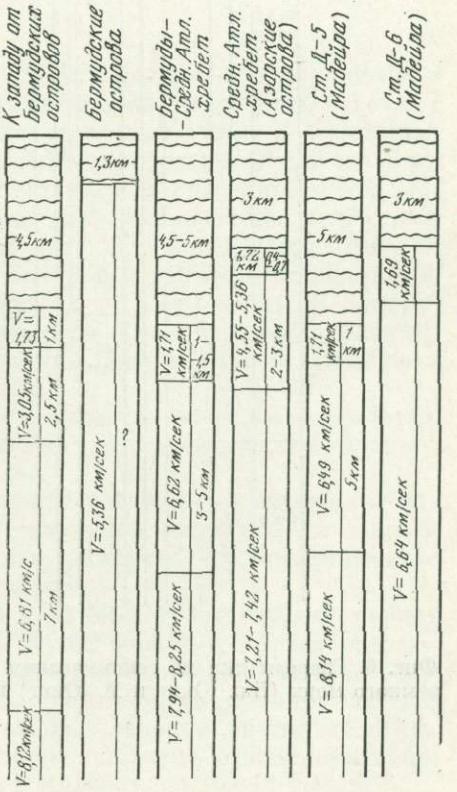
Сопоставляя приведенные конкретные разрезы дна океанов и морей с экспериментальными данными, можно прийти к выводу, что нигде под океаном обнаруженные скорости упругих волн, достигающие 8,2 км/сек, не отвечают скоростям, измеренным опытным путем для ультраосновных пород, находящихся под давлением 690 и 1000 бар, а такие условия давления, и притом в течение во всяком случае десятков миллионов лет, осуществляются в глубоководных частях океанов. В Атлантическом океане участки с отбитой поверхностью Мохоровичича ($V = 8{,}1 \pm 0{,}1$ км/сек) распределены неравномерно, без всякой закономерности, будучи главным образом связанными с депрессиями подводного рельефа.

В желобе Тонга скорость, равная 8,2 км/сек, характерна для слоя, лежащего под толщей плотных пород ($V = 3{,}3$ и $6{,}5$ км/сек), мощностью 11 км и находящегося под давлением 10-километрового столба океанической воды. Кстати, на примере желоба не подтверждается принцип корреляции глубины залегания мантии и глубины океана. В желобе Тонга, исходя из этого принципа, должен был бы отсутствовать так называемый базальтовый слой, а «мантия» должна была бы находиться непосредственно под осадками океана.

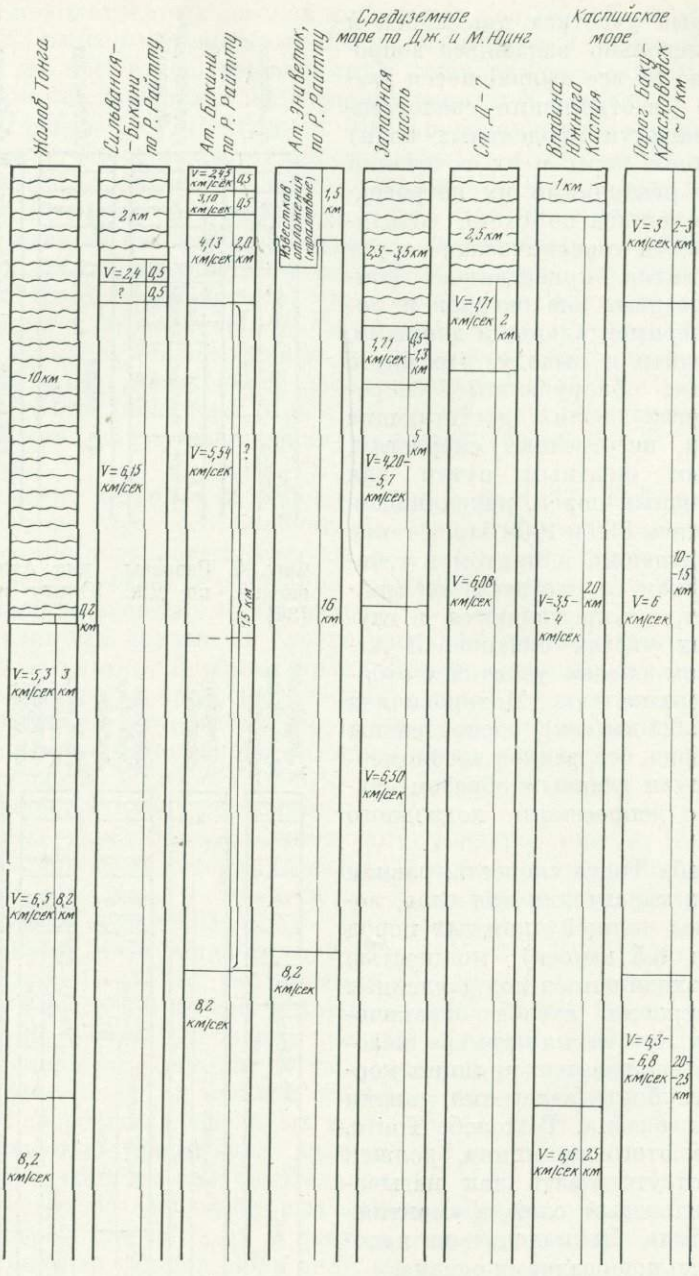
В свете изложенных данных представляется достаточно обосно-



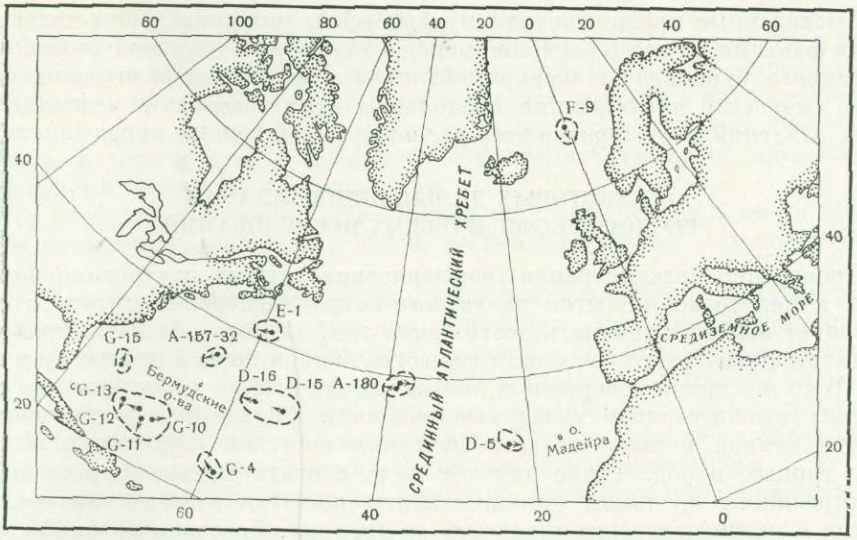
Фиг. 4. Разрезы дна Атлантического океана, по Дж. Юингу и М. Юингу [34]



Фиг. 5. Разрезы дна Атлантического океана, по Дж. Юингу и М. Юингу [34]



Фиг. 6. Разрезы дна по сейсмическим данным Тихого океана (Райтт и др.), Средиземного моря (Дж. Юинг и М. Юинг) и Каспийского моря (Е. И. Гальперин и др.)



Фиг. 7. Размещение в Атлантическом океане участков дна с выявленным разделом Мохоровичича ($V \geqslant 8$ км/сек). Из работы Дж. Юинга [34]

Овалы, обведенные пунктиром, заключают станции сейсмических наблюдений, показавших наличие в разрезе дна слоя с $V \geqslant 8{,}0$ км/сек

ванным предположение, что скорости 8,0±0,1 км/сек, обнаруженные в самой верхней части так называемой мантии в области океанов, отвечают изменению физического состояния вещества земной коры. В отдельных участках океанического дна возможно и массовое развитие на больших площадях базальтовых излияний. В соответствии со сказанным слой второго стандартного разреза океанического дна, обладающий скоростями порядка 6,40—6,60 км/сек, допустимо рассматривать как аналогичный так называемому гранитному слою континентальной коры, но находящийся в несколько иных условиях. Слои со скоростями до 5,5—5,6 км/сек, обнаруживаемые в разрезе дна глубоководных частей океанов, вероятнее, представляют нормальные уплотненные осадочные породы типа песчаников и известняков.

Из всего сказанного, с учетом равенства измеренного теплового потока над океанами и континентами и известных геологических данных, можно сделать предположительные выводы.

1. Верхние части земной коры в области континентов и океанов характеризуются различным физическим состоянием вещества, их слагающего, но вряд ли имеют принципиальные различия петрографического состава слагающих земную кору горных пород.

2. Части земной коры, находящейся в данный геологический период под водами океана и толщей осадочных пород, вероятно, характеризуются более высокими скоростями упругих волн по сравнению с петрографически аналогичными слоями земной коры континентов, в силу того что породы коры в глубоководной части океанов в течение многих десятков миллионов лет испытывают дополнительное давление столба океанической воды высотой до 6000 м, а местами, в желобах, до 10—11 тыс. м.

Высказанные предположения нуждаются в дополнительном подтверждении фактами прямого изучения пород в глубинных условиях (с помощью глубинного бурения) и экспериментального изучения физических (особенно скоростей прохождения продольных волн) свойств в условиях высоких давлений и температур всех разновидностей горных пород.

О НЕКОТОРЫХ ДАЛЬНЕЙШИХ ЗАДАЧАХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведенное рассмотрение геофизических данных о строении земной коры и некоторых попыток их геолого-петрографической интерпретации позволяет высоко оценивать достижения геофизики в области выявления различий физического состояния вещества земной коры в разных ее участках. В то же время совершенно нельзя соглашаться с попытками во всех случаях отождествлять указанные различия физического состояния вещества земной коры с петрографическим составом слагающих земную кору горных пород. Точно так же надо считать преждевременными и бизирующиеся на таком отождествлении попытки воссоздания геологических и петрологических процессов со времени образования земной коры до современного нам периода.

Имея в виду, что Гутенберг и многие другие видные геофизики не склонны отождествлять отдельные «слои» земной коры, характеризующиеся различиями скоростей прохождения в них упругих волн, с различиями петрографического состава этих «слоев», следует надеяться, что условные названия «гранитный», «базальтовый» и «перидотитовый» слои перестанут и геологами пониматься в буквальном смысле.

Основной источник неправильностей в петрографической интерпретации геофизических данных заключается в том, что, во-первых, геофизические и геолого-петрографические исследования часто проводятся в отрыве друг от друга, и, во-вторых, в том, что для надлежащей интерпретации еще не создана экспериментально проверенная основа изменений комплекса физических свойств разных горных пород в условиях высоких давлений и повышенных температур, свойственных глубоким слоям коры. Особенно малоизученными являются такие свойства горных пород, как скорости прохождения продольных упругих волн, прочность, сопротивление разрыву, текучесть, переход в иное фазовое состояние и т. д.

Изучение глубинного строения земной коры и законов ее развития, в том числе и периодичности геологических процессов,— комплексная задача, которая может быть решена только совместными усилиями геологов, петрологов и геофизиков при одновременном проведении большой программы экспериментальных исследований и проходке специальных опорных буровых скважин максимальной глубины в соответственно выбранных для изучения районах.

Разрабатываемый американскими учеными проект разбуривания дна океана в глубоководной его части с целью достижения поверхности раздела Мохоровичича и углубления в «мантию» Земли ультрасиматического состава [1] — безусловно сложная и грандиозная задача, особенно в части ее технического осуществления.

Достижение цели, намеченной проектом «мохо»,— проходка в глубо-

[1] Сокращенное название «проект «мохо».— *Прим. ред.*

ководной части океана скважины в 10 км — несомненно, позволит осветить некоторые весьма важные, но и спорные, с точки зрения геолога, проблемы, такие, например, как первозданность океанов, геолого-петрографические причины появления поверхностей раздела в петрографически отдельном слое земной коры в зависимости от изменения физических свойств, и многие другие проблемы современной геологии, океанологии, геофизики и, может быть, астрономии.

Но проблема глубинного строения земной коры имеет и много других, *более конкретных аспектов и задач, весьма актуальных для современной* геологии.

Особенно важным представляется продвинуть наши знания на значительные глубины земной коры для выяснения закономерностей зарождения и развития магматических процессов в земной коре в тесной увязке с тектоническими и рудогенерирующими процессами. Поэтому одной из *важнейших научных проблем геологии сегодняшнего дня* надо считать комплексную проблему «Магматизм и глубинное строение земной коры», одобренную Всесоюзным петрографическим совещанием 1958 г.

Основными направлениями разработки этой проблемы ориентировочно можно считать.

1. Вопросы генезиса магмы, ее зарождение в различных глубинных геосферах, ее физическая природа с точки зрения современных представлений о строении вещества, ее способность к перемещению в различных условиях. Задача решается комплексно — сравнительно-петрологическим, вулканологическим и геофизическим методами, а также экспериментально. Существенным является при этом геологическое изучение магматических циклов и их соотношений с тектоникой различных регионов, а также привлечение данных абсолютного возраста как критерия для суждения о закономерностях возникновения и изменения магм в недрах Земли.

Необходимы специальные, особенно геофизические, исследования и наблюдения над извержениями современных вулканов, создающие основу для суждения об условиях возникновения расплавов и особенностях их изменений.

Чрезвычайно важно изучение распределения радиоактивных элементов в изверженных породах как возможного фактора влияния процессов радиоактивного распада на возникновение магматических расплавов.

2. Вопросы тектоно-магматизма: выяснение закономерностей хода магматических процессов в тектонически различных зонах земной коры — складчатых и платформенных. Соотношения вулканических и плутонических процессов и связь их с разными типами движения. Сравнительное изучение: а) магматических комплексов складчатых зон, б) магматических комплексов платформенных областей. Размещение в геологических структурах гранитоидных и основных, с ультраосновными, формаций, зондирование их протяженности на глубину с помощью геофизических методов.

3. Особенности хода магматических процессов в зависимости от конкретной обстановки в период формирования данного магматического тела. Механизм внедрения магматических масс в верхние структурные этажи.

Генетическая связь вулканических и плутонических процессов: роль субвулканических процессов в генезисе и локализации магматогенного *оруденения на примере формаций Кавказа, Приморья, Прибайкалья,* Карпат.

4. Специфика контактно-метасоматических процессов в связи с различными формами проявления магматизма. Влияние глубины застывания, формы тела, состава магмы и других факторов на интенсивность и состав контактного минералообразования на примере различных формаций. Выявление геофизическими методами формы магматических тел и глубины их залегания.

Роль метасоматических процессов (в широком смысле) для петрогенезиса. Оценка значения процессов гранитизации, базификации и других на примере наиболее показательных в этом отношении районов с использованием метода «геохимических трасеров» и кристаллооптических методов.

Для осуществления совместных с геофизиками исследований необходимо прежде всего определить район с выявленным геолого-петрографическим строением. Таким районом может быть, например, Кавказ. Здесь совместные исследования петрологов, тектонистов, геофизиков, применяющих методику сейсмического зондирования, а также методы гравитационный и магнитометрический в сочетании с проходкой глубоких буровых скважин и экспериментальными исследованиями физических свойств конкретных пород в различных условиях давления, водонасыщения и температуры, могут дать существенные результаты по многим проблемным вопросам современной петрологии и геологии, так как разные структурные зоны Кавказа отличаются спецификой слагающих их формаций.

В частности:

а). В одних зонах выходят батолитические массы древних герцинских гранитоидов, с сохранением в кровле неполно переработанного субстрата из пород каледонских сооружений.

б). В других — выступают ассоциации кристаллических пород типа срединных массивов каледонид (основные и гранитные формации), окаймленные кристаллическими формациями герцинид.

в). В третьих — известно наличие тех же формаций кристаллических пород, но перекрытых покровом осадочного мезокайнозоя или мощными покровами лав различного состава.

г). Имеются зоны депрессий, сложенные на значительную глубину осадочными породами. Здесь существенно определить глубину залегания их кристаллического фундамента.

д). Встречаются молодые мезокайнозойские, не претерпевшие наложенных процессов интрузивные образования, например Тырныаузская интрузия гранитов вскрыта естественным рельефом и бурением на глубину свыше 1,5 км (площадь ее всего 10 км^2). Зондирование геофизическими методами на глубине такой «трубы» из магматических пород — гранитов, плотность которых примерно на 2—3% увеличивается на указанном отрезке по вертикали, представило бы немалый общегеологический интерес. То же примерно можно сказать об экструзивных массивах пятигорских лакколитов, вскрытых бурением на глубину порядка 1 км (без особого изменения их петрографического облика). С перечисленными магматическими телами связаны ценные рудные месторождения. Проводимые исследования помогут выявить закономерности их образования и размещения. Эти объекты целесообразно изучить с помощью применения глубинного бурения — порядка 10 км.

е). Чрезвычайно важным и требующим применения геофизических исследований является структурное изучение и прослеживание на глуби-

ну прорывов магматогенного материала в толщах разной компетентности. Имеются факты, указывающие на образование «интрузий» и экструзий туфов в слабокомпетентных толщах типа глин майкопа или лейаса, сопряженное с образованием игнимбритов, и образование интрузий полнокристаллических пород в условиях жесткого субстрата.

ж). Возможно изучение вулканических образований типа эксплозивных брекчий и их механизма внедрения (трубок взрыва). Важно выяснить глубины залегания собственно магматических пород под такими брекчиями. Для таких конкретных задач тоже целесообразна постановка глубинного бурения.

Работы геологов и геофизиков необходимо сочетать:

а) с кристаллооптическими и рентгеноструктурными исследованиями породообразующих минералов разновозрастных формаций;

б) с геохимическим изучением специфики разновозрастных магматических формаций;

в) с изучением силикатных систем с летучими в условиях высоких температур и давлений;

г) с исследованиями физических параметров типичных горных пород Кавказа или другого принятого для изучения района (в соответствии с геофизическими профилями) — их упругих свойств, прочности, проницаемости, пористости при различных давлениях и температурах.

В частности, чрезвычайно важно продолжить и расширить исследования скоростей продольных упругих волн в различных породах при разных давлениях, в том числе и при водонасыщении, подобные тем, которые проводились В. Б. Соллогубом, А. Я. Галушко и другими в Институте геологических наук Академии наук УССР [23], Лотоном [43] и Гамильтоном [38] для глубоководных осадков, Ю. В. Ризниченко [21], Хьюзом [39] для массивных пород различного состава.

Необходимо продолжить важные работы и расширить комплекс изучаемых физических свойств горных пород, проводимые в Лаборатории физических свойств горных пород ИГЕМ (Б. В. Залесский, Б. П. Беликов).

Для конкретных геологических целей важным является повышение разрешающей способности геофизических методов. В этом отношении интересны исследования И. С. Берзон по методу высокочастотной сейсмики. Доказывается, что при регистрации высокочастотных волн возможно выделение большого числа отражающих и преломляющих границ.

Совершенно естественно, что наряду с исследованиями Кавказа, как территории геологически более или менее хорошо изученной, обязательна постановка широких комплексных геолого-геофизических работ с применением глубинного бурения на Камчатке или Курильских островах, как областей современных активных геологических процессов.

Для успешной реализации проблемы совершенно необходимо участие в проведении работ по ней промышленности, а также крупных научных коллективов из республиканских академий, филиалов и вузов. Степень участия в работе отдельных коллективов будет зависеть от выбранного объекта (территории) и детально разработанной программы исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аренс Л. Х.* Древнейшие обнаженные породы Земли.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
2. *Афанасьев Г. Д.* К проблеме гранита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1.
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. Сер. геол., 1958, № 3.
4. *Белоусов В. В.* Проблемы внутреннего строения Земли и ее развития (ч. II).— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 2.
5. *Белоусов В. В.* О геологическом строении и развитии океанических впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3.
6. *Берч Ф., Шерер Дж., Снайсер Г.* Справочник для геологов по физическим константам. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
7. *Берч Ф.* Физика земной коры.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
8. *Буркар Ж.* Рельеф океанов и морей. М.: Изд-во иностр. лит., 1953.
9. *Верхуген Дж.* Температура в недрах Земли.— В кн.: Физика и химия Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1958.
10. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М., 1959.
11. *Гагельянц А. А., Гальперин Е. И., Косминская И. П., Крокшина Р. М.* Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным глубинного сейсмического зондирования.— Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 3.
12. *Гиллули Дж.* Геологические различия между континентами и океаническими впадинами.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
13. *Гутенберг Б.* Скорости распространения сейсмических волн в земной коре.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
14. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
15. *Воларович М. П., Балашов Д. Б.* Изучение влияния всестороннего давления до 1000 кг/см^2 на скорость распространения упругих волн в образцах углей.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1956, № 34 (161).
16. *Кропоткин П. Н.* Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1.
17. *Кришнан М. С.* Геология Индии и Бирмы. М.: Изд-во иностр. лит., 1954.
18. *Магницкий В. А.* К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов.— В кн.: *Вопросы космогонии*, 1958, т. 6.
19. *Полдерваарт А.* Химия земной коры.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
20. *Райтт Р. У., Фишер Р. И., Мейсон Р. Г.* Желоб Тонга.— Там же.
21. *Ризниченко Ю. В., Силаева О. И., Шамина О. Г., Мячкин В. И., Глухов В. А., Виноградов С. Д.* Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород на образцах и в массиве.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1956, № 34 (161).
22. *Саидова Х. М.* Распределение и экология донных фораминифер в северо-западной части Тихого океана и стратиграфия осадков.— В кн.: Междунар. океаногр. конгр. 31 августа — 12 сентября 1959: Тез. докл. Вашингтон, 1959.
23. *Соллогуб Б. В., Галушко П. Я., Вопилкин А. А.* и др. Скорость распространения продольных упругих волн в горных породах, ее зависимость от статической нагрузки и влажности.— Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. геофиз., 1958, вып. 2.
24. *Тихомиров В. В.* К вопросу о развитии земной коры и природе гранита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 8.
25. *Тейтл Х. Е., Тьюв М. А.* Сейсмические исследования континентальной коры.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
26. *Уерзель Дж. Л., Шербет Г. Л.* Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков.— Там же.
27. *Цытович Н. А.* Механика грунтов. М.: Изд-во лит. по стр-ву и архитектуре, 1951.
28. *Шипард Ф.* Геология моря. М.: Изд-во иностр. лит., 1951.
29. *Юинг М., Пресс Ф.* Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
30. *Юинг М., Хизен Б.* Топографические и геофизические данные о желобе Пуэрто-Рико.— Там же.
31. *Birch F.* Physics of the crust.— Geol. Soc. Amer., Spec. 1955, paper 62.

32. *Daly R. A.* Volcanism and petrogenesis as illustrated in the Hawaiian Islands.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1944, vol. 55, N 12.
33. *Drake Ch. L., Girdler R. W., Landisman M.* Geophysical measurements in the Red Sea.— In: Intern. Oceanogr. Congr. Aug. 31.— Sept. 12 1959. Preprints of abstracts Wash.: Amer. Assoc. Adv. Sci., 1959.
34. *Ewing J., Ewing M.* Seismic-refraction measurements in the Scotia Sea and South Sandwich Island Arc.— In: Intern. Oceanogr. Congr. Aug. 31 — Sept. 12 1959. Preprints of abstracts. Wash.: Amer. Assoc. Advancement Sci., 1959.
35. *Ewing J., Ewing M.* Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 3.
36. *Garder D. S.* Seismic waves from nuclear explosions and the structure under the Western Pacific.— In: Intern. Oceanogr. Congr., 1959, Aug. 31 — Sept. 12. Preprints of abstracts. Amer. Assoc. Advancement Sci. Wash., 1959.
37. *Gutenberg B.* Wave velocities in the earth's crust.— Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 1955, N 62.
38. *Hamilton E. L.* Thickness and consolidation of deep-sea sediments.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 11.
39. *Hughes D. S., Cross J. N.* Elastic wave velocities in rocks at high pressures and temperature.— Geophysics, vol. 16, N 4, 1951.
40. *Krishnan M. S.* History of the Indian Ocean.— In: Intern. Oceanogr. Congr., 1959, Aug. 31 — Sept. 12. Preprints of abstracts. Amer. Assoc. Advancement Sci. Wash., 1959.
41. *Ladd H. S., Tracey J. I., Lill G., Wells J. W., Cole W. S.* Drilling on Bikini atoli, Marshall Islands.— In: Intern. Congr. 18 Sess., Pt. 8. London, 1950.
42. *Ladd H. S., Ingerson E., Townsen R. S., Russel M., Stephenson H. K.* Drilling on Eniwetok atoll, Marshall Islands.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, vol. 37, N 10.
43. *Laughton A. S., Stride A. H.* Velocity of compressional waves for a stratigraphic profile of Chalk at Flamborough. Yorkshire.— Nature, 1957, vol. 180, N 4593.
44. *Macdonald G. A.* Hawaiian petrographic province.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, vol. 60, N 10.
45. *Marshall P.* Oceanic.— Handb. region. Geol., 1911, H. 7, N 2.
46. *Raitt R. W.* Seismic refraction studies of the Pacific Ocean Basin.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 67, N 13.
47. *Raitt R. W., Shor G. G.* Pacific oceanic crust.— In: Intern. Oceanogr. Congr., 1959, Aug. 31 — Sept. 12. Preprints of abstracts. Amer. Assoc. Advancement Sci. Wash., 1959.
48. *Sukheswala R. N., Poldervaart A.* Deccan basalts of the Bombey area, India.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, vol. 69, N 12.
49. *Shor G. G., Raitt R. W.* Pacific ridges and rises. Intern. Oceanogr. Congr., 1959. Aug. 31 — Sept. 12. Preprints of abstracts. Amer. Assoc. Advancement Sci. Wash., 1959.
50. *Tsuboi Ch.* Crystal structure in northern and middle California from gravity-pendulum data.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 67, N 12.

УДК 551.14

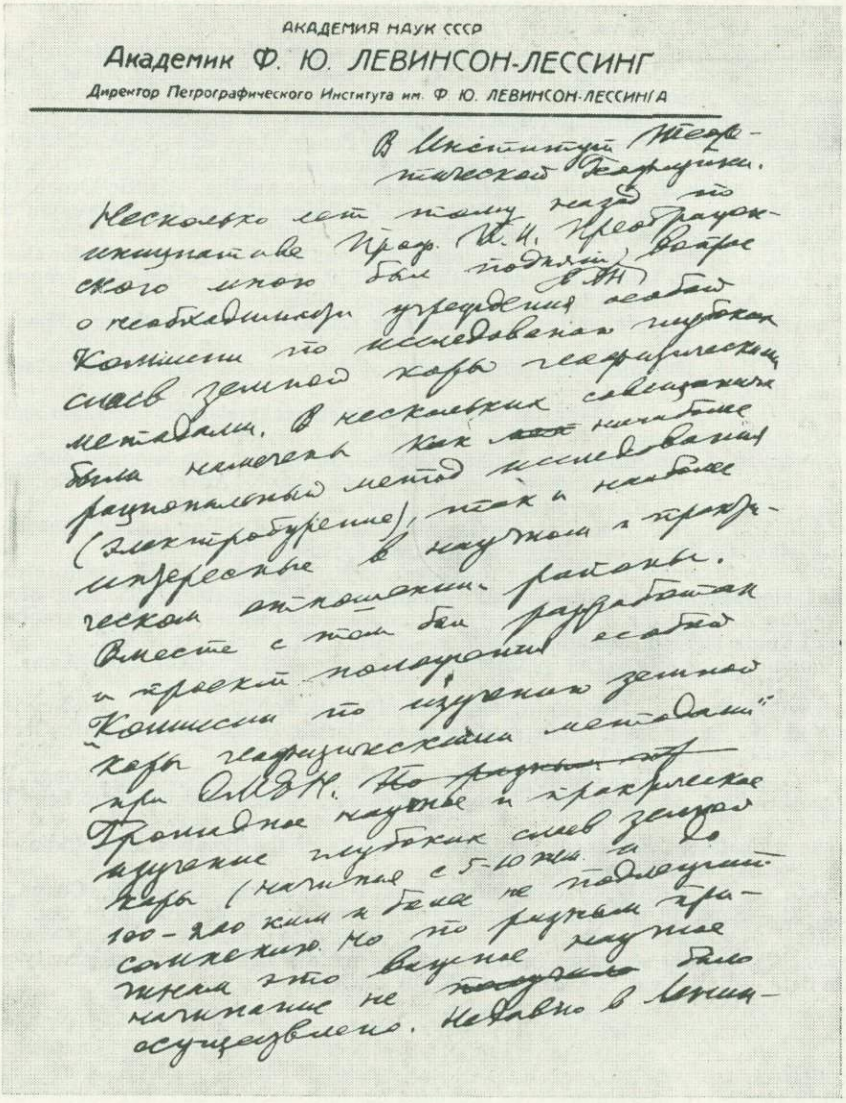
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОГРАФИИ [1, 2]

В настоящем номере журнала отмечается знаменательная дата — 100-летие со дня рождения одного из крупнейших петрографов — Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Большой диапазон научных устремлений и идей Ф. Ю. Левинсон-Лессинга захватывал и проблему строения земной коры, которая, как мы

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.

[2] Основное содержание статьи доложено на геологической секции объединенной сессии АН СССР, АН АрмССР, АН ГССР и АН АзССР 27 октября 1960 г.



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Академик Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГ

Директор Петрографического Института им. Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

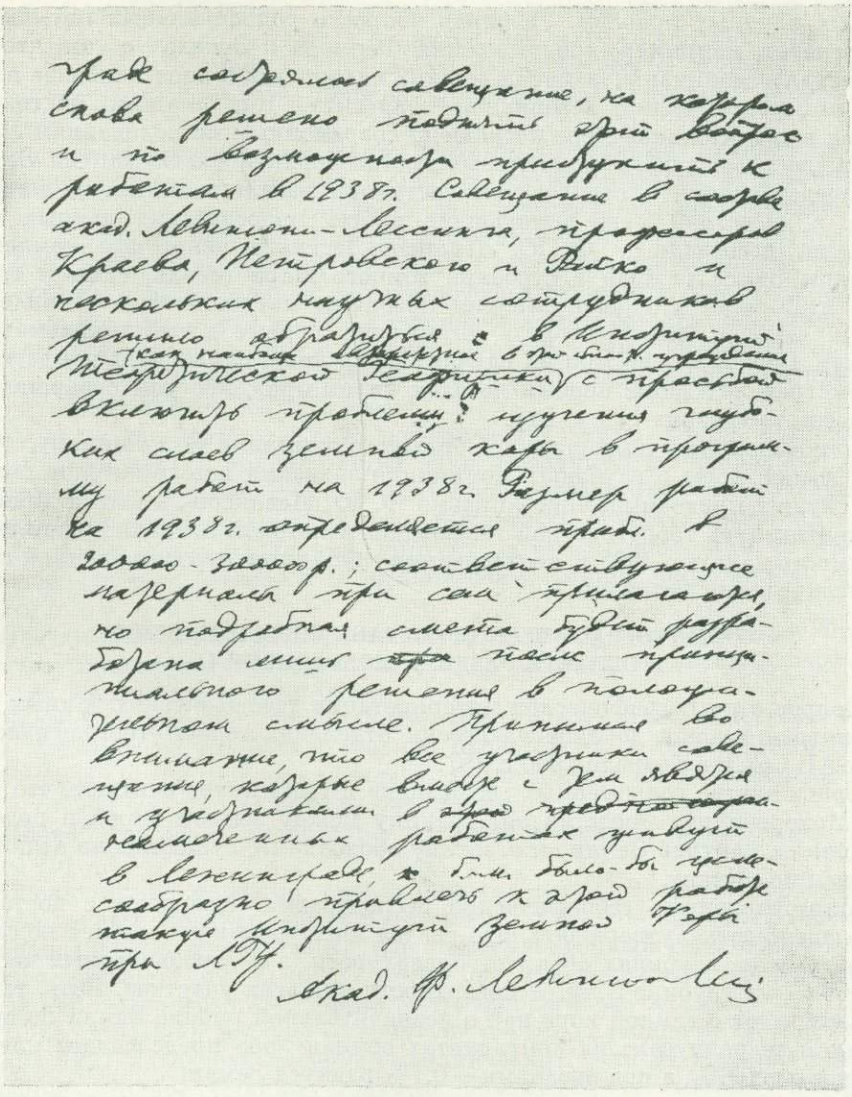
В Институт теоретической геофизики.

Несколько лет тому назад по инициативе Пред. [illegible] Преображенского мною был поднят вопрос о необходимости учреждения особой Комиссии по исследованию глубоких слоев земной коры геофизическими методами. В нескольких специальных работах я старался показать, как наиболее рациональный метод исследования (электробурение), так и наиболее интересные в научном и практическом отношении районы. Вместе с тем был разработан проект Комиссии по изучению земной коры геофизическими методами при [illegible]. Но вопрос этот [illegible] Кроме научных и практических целей изучения глубоких слоев земной коры (начиная с 5-10 км до 100-200 км и более) подлежит сомнению, что по крупным практическим вопросам науки [illegible] начинание не [illegible] осуществлено. Недавно в Ленинграде

Фиг. 1. Письмо академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга в Институт теоретической геофизики о постановке геофизических исследований глубинного строения земной коры

отчетливо сейчас видим, находится в тесной связи с такими, например, научными направлениями, разработанными Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, как учение о формациях и проблема родоначальных магм.

Вопрос о закономерных сообществах изверженных горных пород — о магматических комплексах, магматических формациях — является весьма существенным при наших попытках выяснить строение и развитие земной коры. Подробнее этот вопрос будет рассматриваться в заключительной части настоящей работы.



Ф. Ю. Левинсон-Лессинг совершенно отчетливо представлял все значение изучения глубинного строения земной коры для решения проблем петрографии. Еще в 1915 г. в работе «К вопросу о давлении в тоннелях» в связи с решением практической задачи им рассматриваются такие вопросы, как «горное давление», пластичность горных пород на глубине. При этом он критически оценивал данные Адамса, Гейма и вытекающие из них выводы с точки зрения решения практической задачи о прокладке тоннеля.

В последние годы жизни, обращаясь к теоретическим проблемам петрографии, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в статье «Проблема генезиса магматических пород» рассматривал вопросы, стоящие и сегодня в ряду акту-

альных научных проблем. Разбирая вопрос о родоначальных магмах, он затрагивает, например, представления Фермора и Эскола о том, что базальтовая потенциальная магма должна находиться в виде наиболее плотной минералогической ассоциации — эклогита. Как увидим, настоящая статья в значительной мере посвящена современным исследованиям Ловеринга, доказывающего эклогитовый состав верхней части мантии Земли.

Представления о стекловатом состоянии базальтовой магмы на глубине, в известной мере вытекавшие из сейсмологических данных того времени, вызывали у Ф. Ю. Левинсон-Лессинга некоторые сомнения. Взгляды Зюсса и Дэли о строении земного шара (сиаль, сима и т. д.) он считал мало что дающими для проблемы петрогенезиса и при этом писал: «Нас в первую очередь интересуют первые десятки километров, скажем 100—120, а во многих случаях даже лишь самые верхние десятки километров или даже первый десяток километров, ибо там совершаются процессы интрузий» [10, с. 81].

Наиболее яркой иллюстрацией большого внимания к глубинному строению земной коры и глубокого понимания значения новых методов познания служит приводимое ниже письмо Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (фиг. 1, Iа) в Институт теоретической геофизики, в котором он доказывает необходимость начать с 1938 г. исследования глубинного строения земной коры геофизическими методами.

О ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ СОСТАВЕ КОРЫ И МАНТИИ В ОБЛАСТИ РАЗДЕЛА МОХОРОВИЧИЧА

Вопрос о петрографической интерпретации геофизических данных был рассмотрен мной в докладе на сессии отделения геолого-географических наук АН СССР в феврале 1960 г. [5].

Большинство современных геофизиков и геохимиков считают, что раздел Мохоровичича представляет границу между земной корой и подстилающей ее мантией Земли, т. е. между оболочками, существенно отличающимися по составу.

Многочисленные геофизические исследования позволяют с достаточной надежностью утверждать, что раздел Мохоровичича залегает под континентами на глубинах 40 км от поверхности, а в глубоководных частях океанов — на глубине 6 км от поверхности дна этих участков. Речь, таким образом, идет о земной коре как о незначительной пленке Земли по сравнению с ее радиусом: на континентах земная кора представляет пленку мощностью 0,6%, а под океанами — 0,1% радиуса Земли.

Для геологов эти верхние части Земли имеют наибольшее значение, так как к ним приурочены разнообразные геологические процессы, и эта «пленка» служит пока единственным источником ценнейших полезных ископаемых, в значительной мере обусловивших развитие техники и прогресс человеческой культуры.

Одним из важнейших результатов геологического познания поверхности земного шара является доказанность того, что благодаря тектоническим и вулканическим (или, шире, магматическим) процессам геология может непосредственно изучать материальные объекты глубинного происхождения.

Такие обобщения геологии, как геологические, тектонические и другие карты, ее теоретические выводы об эволюции геосинклиналей, магматической дифференциации и магматических ассоциациях горных пород, свя-

занных кровным родством, парагенезах элементов, минералов и горных пород, уже сейчас позволяют в значительной мере объективно представлять строение и основные особенности развития земной коры на континентах за геологический период истории существования Земли как планеты.

Что же касается участков Земли, покрытых океанами, то здесь арсенал познаний геологов о строении земной коры заключается в отрывочных данных о геологическом строении океанических островов, сведениях о донных осадках и рельефе дна океана. За последние 20—25 лет накопился значительный геофизический материал о скоростях прохождения сейсмических волн и об аномалиях силы тяжести в различных участках земной коры. Но этот материал по своей сущности имеет, естественно, лишь косвенный геологический смысл. Прямая геологическая обоснованность суждений о строении земной коры в области континентов и океанических участков, несомненно, несоизмерима.

В настоящее время в итоге геофизических исследований, основанных на изучении прохождения упругих волн, вызванных специальными взрывами, или на изучении сейсмических волн, вызванных землетрясениями, а также на изучении аномалий силы тяжести, не остается сомнений в том, что скорости распространения упругих волн с глубиной в различных участках (континентальных и океанических) земной коры меняются различно.

Повсеместно в земной коре наблюдается поверхность раздела Мохоровичича, характеризующаяся некоторым скачком в увеличении скоростей упругих волн V от 7 до 8 км/сек.

Выявлено, что под современными континентами эта поверхность раздела проходит на глубине в среднем около 40 км, а под океанами, в их глубоководной части,— на глубине в среднем около 10 км, включая мощность столба океанической воды около 5 км.

Подробный обзор литературы о строении земной коры сделан мной ранее [5].

Океаническая кора, по мнению многих исследователей, представляет слой основных пород со скоростью в пределах 6,4—6,9 км/сек. Выше коры в океанах лежит уплотненный или полууплотненный слой осадков мощностью меньше 1 км, а подстилается она предположительно мантией из пород перидотитового или, может быть, эклогитового состава.

Кадер в резюме доклада о структуре коры под западной частью Тихого океана [22] на основе изучения сейсмических волн от ядерных взрывов в районе атоллов Бикини, Эниветок указывает, что глубина залегания поверхности Мохоровичича здесь около 18 км и что под островами строение коры близко к континентальному.

Все исследователи-геофизики отмечают некую зависимость между строением земной коры по геофизическим данным и глубиной покрывающих ее водоемов.

М. Юинг и Пресс пишут: «Во всех без исключения случаях установлено, что на больших площадях, занятых водным слоем мощностью меньше 1000 фатомов (1820 м), кора обладает типично континентальным характером, а при мощности водного слоя свыше 2000 фатомов (3640 м) она имеет типично океанический характер» [19, с. 15].

Выделяемый в последнее время промежуточный тип коры, характеризующийся менее глубоким залеганием раздела Мохоровичича и в силу

этого меньшей мощностью коры — 18—20 км, обнаруживается в шельфовых частях океана, а также на дне морей с глубинами 2000—3000 м (Средиземное, Черное и другие моря).

Данные последних лет о сейсмическом изучении дна Атлантического океана еще более отчетливо выявляют корреляцию глубины океана с изменениями типа коры. В зависимости от рельефа дна кора океанического типа, как это видно из результатов работ Дж. Юинга и М. Юинга [21], выделяется под дном Атлантического океана в виде беспорядочно разбросанных пятен.

При интерпретации геофизических данных чувствуется явная недостаточность экспериментальных исследований в области изучения скоростей прохождения упругих волн через разные природные материалы при различных давлениях и температурах. В указанном выше случае для Атлантического океана поверхность Мохоровичича выделялась зачастую по увеличению скорости, только приближающейся к 8 км/сек [7—9], хотя для перидотитовых пород эксперименты даже в условиях нормальных давлений и температур дают скорости, превышающие 8 км/сек.

В докладе к XXI сессии Международного геологического конгресса «Результаты сейсмоакустических исследований строения земной коры в морях и океанах» [14] Ю. Н. Непрочнов, А. П. Лисицын, Г. Б. Удинцев и другие приводят новейшие данные по строению земной коры в области Черного и Японского морей.

В Черном море общая мощность коры 22—30 км. «Базальтовый» слой с V=6,4—6,8 км/сек=10—18 км. Над ним залегают осадочные породы мощностью 7—14 км.

В Японском море поверхность Мохоровичича находится на глубине около 12 км. На этой глубине скорость упругих волн 8 км/сек. Выше лежит «базальтовый» слой с V=6,2—6,4 км/сек, мощностью около 7 км; столб воды около 4 км.

Почему скорости 6,2—6,4 км/сек в этих условиях характеризуют соответствующий «слой» как «базальтовый», остается неясным, так как накопленный к настоящему времени геофизический и экспериментальный материал позволяет считать (Ю. В. Ризниченко и многие другие авторы), что скорость упругих волн в «гранитном» слое коры может приближаться к 6,4 км/сек.

Во всяком случае, фактом, не вызывающим сомнения, является отмеченная выше сопряженность «уменьшения» мощности коры в морях и океанах с увеличением глубины соответствующего бассейна.

Причины такого корреспондирования увеличения V и глубины бассейна еще не имеют достаточно обоснованного научного объяснения, если не считать за таковые предположения некоторых геологов о частичном или полном уничтожении гранитного слоя земной коры за короткое геологическое время активностью подлежащего базальтового субстрата.

Ранее уже была показана мной [3—5] малая вероятность того, что под океаном земная кора, «базальтовая» по составу, подстилается на глубине всего 6—7 км под дном океана мантией из пород перидотитового состава. Этому, в частности, противоречат:

а) экспериментальные исследования Хьюза и Кросса [25], показавшие, что в этих условиях давления и температуры скорость упругих волн в дунитах превышает 8,8 км/сек, а не колеблется около 8 км/сек, что специфично для среды, лежащей под разделом Мохоровичича;

б) равенство теплоизлучения над континентами и океанами, приближающееся к значению $1{,}2 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·сек, показывает, что общее количество радиоактивных веществ в оболочке Земли на глубине порядка 150—200 км приблизительно одинаково; сказанное имеет значение для разбираемого вопроса в том случае, если тепловой поток Земли обусловливается в основном радиоактивными элементами, заключенными в верхней части Земли (по Слихтеру, в толще до глубины 200—300 км);

в) известно, что дуниты из числа земных горных пород обладают наименьшей радиоактивностью; суммарное содержание в них (по Берчу) $U+Th=0{,}06 \cdot 10^{-4}\%$.

Все это плюс геологические факты делает гипотезу о залегании перидотитовой мантии Земли на глубинах порядка 6—7 км под дном глубоководных частей океана малообоснованной.

В 1958 г. Ловеринг опубликовал статью, в которой доказывает, что эклогитовый состав верхней части оболочки соответствует новым данным о составе метеоритов (эвкритовые ахондриты) и физическим свойствам верхней части мантии. Граница Мохоровичича определяет фазовый переход от базальта (габбро) малых давлений к эклогиту высоких давлений.

Эклогитовый состав верхней части мантии как будто бы снимает противоречие, связанное с распространением радиоактивных элементов. Точно так же как будто бы легче произвести образование океанической коры путем дифференциации мантии, если она имеет эклогитовый состав (т. е. содержит глинозем и щелочи), чем если бы она являлась перидотитовой и дунитовой.

Некоторым геофизикам и тектонистам такая гипотеза служит основой для существенных выводов. В частности, В. В. Белоусов [6] на основании допущения об эклогитовом составе мантии выделяет «базальтовую» стадию развития Земли и говорит, что в конце палеозоя—начале мезозоя начался «базальтовый потоп», особенно проявившийся в неогене.

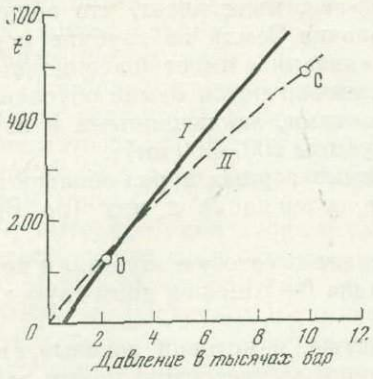
В мезозое, по В. В. Белоусову, произошли массовые излияния платобазальтов, базальтизация грабенов типа Красного моря и океанизация, выраженная в образовании средиземных морей и океанов на основе разрушения «гранитной» коры и замещения ее базальтовой.

В. А. Магницкому [15] равенство тепловых потоков позволяет отрицать мобилизм (т. е. горизонтальные перемещения участков коры порядка тысяч километров). Он признает наличие двух типов коры и присоединяется к взгляду Ловеринга об эклогитовом составе мантии Земли.

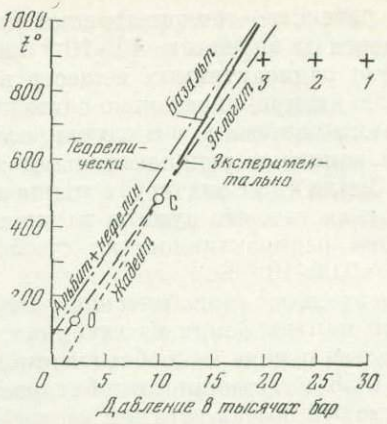
Так как за предположениями о составе мантии и о различиях земной коры в области континентов и океанов часто следуют кардинальные геологические и петрологические выводы, необходимо в дополнение к тому, что отмечено мной в отношении предположения о перидотитовом составе «мантии» под океаном, рассмотреть также факты, на которых базируется представление об эклогитовом составе верхней части мантии.

В данном случае нас, геологов, прежде всего интересуют допущения о кардинальных различиях в строении самой верхней пленки Земли, главным образом вызвано ли появление раздела Мохоровичича различиями петрографического состава между породами, слагающими земную кору, и породами, слагающими верхнюю часть мантии, и действительно ли земная кора различна по мощности и составу для современных континентов и современных океанов и средиземных морей!

По расчетам Ловеринга, раздел Мохоровичича под океанами харак-



Фиг. 2. Распределение температуры и давления под поверхностью океана (I) и континента (II), по Ловерингу



Фиг. 3. Вычисленная кривая давление — температура перехода базальт⇌эклогит, согласующаяся с теоретической (по Келли и др.) и экспериментальной (по Робертсону и др.) кривыми равновесия для реакции альбит + нефелин → 2 жадеит (по Дж. Ловерингу)

теризуется температурой около 123° и давлением порядка 2200 бар, а под континентами для него рассчитаны температура около 480° и давление 10 000 бар (фиг. 2). В этих условиях, по Ловерингу, возможны фазовые превращения базальта в эклогит, что ведет к скачкообразному повышению плотности, а следовательно, и скоростей упругих волн. При этом им положены в основу представления о том, что базальты (габбро) и эклогиты — изохимические образования, переход которых из одного состояния в другое обусловлен лишь оптимальными сочетаниями температур и давлений в общем без привноса вещества. Таким образом, он получает две точки (фиг. 3), по которым проводит кривую, выделяющую поле равновесия в зависимости от температуры и давления для фазового перехода базальта в эклогит.

Но как становится ясным из текста и фиг. 3, если точка С (раздел Мохоровичича на глубине 35 км под континентами), в какой-то мере по расчетным данным, имеет температуру и давление (t=480°, P=10 000 бар), приближающиеся к условиям перехода Ab+Ne⟶2 жадеит, изученным экспериментально, то для точки О (раздел Мохоровичича под океаном с P=2200 бар и t=123°) результаты расчета оказались для самого Ловеринга неожиданными — слишком мала температура. Он выходит из этого затруднения, аргументируя возможность перехода базальта в эклогит при этих параметрах длительностью геологического времени.

В связи с рассмотрением кривой фиг. 3 следует сказать, что экстраполирование экспериментально и теоретически установленной точки перехода альбит+нефелин→2 жадеит с параметрами t ~ 600° и P порядка 12 000 бар к точкам О и С с параметрами соответственно для точки О t~123°, P~2200 бар и для точки С t~480°, P~10 000 бар не может служить основой для допущения, что в точках О и С (раздел Мохоровичича под океанами и континентами соответственно!) происходит переход базальта в эклогит.

Главными минеральными фазами эклогита являются: 1) пироксен—омфацит, натриевый компонент которого — жадеит в разных количественных соотношениях образует, видимо, твердые растворы с другим компонентом — диопсидом. Каковы параметры (t и P) образования омфацита с тем или иным содержанием жадеитовой молекулы — неисследованный вопрос; 2) специфический гранат эклогитов из той же диаграммы (фиг. 3) образуется при гораздо более высоких температурах и давлениях, чем параметры t и P, при которых экспериментально доказан переход Ab+ +Ne⟶2 жадеит. Допуская, что раздел Мохоровичича под океаном отвечает переходу базальт⇌эклогит, в соответствии с экспериментальными данными мы должны также ожидать, что необходимые для этой реакции температуры вызвали бы прогревание океанической воды. Этого не наблюдается.

Отождествлению вещества, залегающего ниже раздела Мохоровичича, с эклогитами противоречит и несоответствие значений скоростей продольных волн около 8 км/сек высокой плотности эклогитов (удельный вес 3,5).

По экспериментальным данным Хьюза и Кросса [25], скорость упругих волн в дуните (плотность 3,16) при давлении 70 бар и температуре 20° равна 8,60 км/сек, а при давлении 2400 бар и температуре 100°, т. е. при параметрах раздела Мохоровичича, вычисленных Ловерингом, она равна 8,89 км/сек.

Естественно, что для эклогитов, пород с гораздо большей в поверхностных условиях плотностью (удельный вес до 3,6), для давления 2200 бар следует ожидать и значительно большего увеличения скорости упругих волн, чем для дунита с плотностью, равной в поверхностных условиях 3,16.

При отсутствии экспериментальной проверки скоростей упругих волн в эклогитах при разных давлениях и температурах, конечно, нельзя назвать какую-либо другую величину скорости волн, но она априори должна быть выше скорости в дуните с плотностью 3,16.

Куно [24] на основе изучения включений в лавах Гавай и Японии возражает Ловерингу и считает, что раздел Мохоровичича есть граница между габбровым слоем и перидотитовым субстратом.

Эклогиты — породы достаточно редкие и еще слабо изученные в геолого-петрографическом отношении. В табл. 1 и 2 приведены данные химического анализа и содержания радиоактивных элементов в базальтах, эклогитах и дунитах по Ловерингу [26]. Из сравнения этих цифр не следует достаточного тождества по составу ни между эклогитами и базальтами, ни тем более между эклогитами и эвкритовыми ахондритами. В особенности это касается щелочей и воды, которая откинута в приводимых Ловерингом анализах. Эклогиты, описанные для Средней Европы, Калифорнии и Урала, очень разнообразны по составу, и в большинстве случаев их генезис связан с преобразованием ультрабазитов, что происходит с привносом вещества. В частности, Швитцер [31], рассматривая генезис эклогитов Калифорнии, указывает, что глаукофановые сланцы и эклогиты, в них залегающие, образовались в условиях средних температур и давлений в результате контактно-гидротермального метаморфизма.

Смуликовский [30], изучавший эклогиты Восточных Судет, считает, что они образовались не в силу особо высоких условий давления (по Эскола), а в результате гранитизации сланцевого комплекса, содержащего межпластовые тела ультрабазитов внутри комплекса, не обязательно при сверх-

Таблица 1

Содержание радиоактивных элементов в основных породах по Ловерингу

Порода	U		Th		K	
	в %	источник	в %	источник	в %	источник
Базальт средний	$0{,}6 \cdot 10^{-4}$	Берч	$3{,}2 \cdot 10^{-4}$	Якобсон	0,9	Берч
Эклогит южноафриканский из алмазных трубок, среднее	$0{,}5 \cdot 10^{-4}$	Холмс	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$	Холмс	0,6	—
Дунит Twih Sister, среднее	$0{,}015 \cdot 10^{-4}$	Берч	0,046	Якобсон	0,001	—
Эвкритовые ахондриты	$0{,}2 \cdot 10^{-4}$	Патерсон	$0{,}07 \cdot 10^{-4}$	Патерсон	0,047	Эдвард

Таблица 2

Средние составы эклогитов, оливиновых базальтов, норитов и эвкритовых ахондритов по Ловерингу *

Компонент	Эклогиты (34 ан.)	Оливиновые базальты (116 ан.)	Нориты (Бушвельд, Сёдбери и др.)	Эвкритовые ахондриты (25 ан.)
SiO_2	49,2	48,93	49,83	49,87
Al_2O_3	14,6	15,69	18,08	12,00
FeO **	12,6	11,96	9,37	16,73
MgO	8,9	8,24	9,00	10,12
CaO	11,5	11,31	11,82	10,65
Na_2O	2,5	2,80	1,75	0,55
K_2O	0,7	1,07	0,15	0,08
Всего	100,0	100,0	100,0	100,0

* *Все анализы приведены к 100,0.* ** *Fe_2O_3 пересчитано на FeO.*

высоких давлениях. В данном случае он отрицает изохимический метаморфизм основных пород по Грубенманну—Бекке, считая, что формирование эклогитов не только статический, но и кинетический процесс.

Хан-Вейнгеймер [23] и Маршалл, изучавшие в разное время геохимию эклогитовых массивов Фихтельгебирге (изотопы свинца — Маршалл, углерод и редкие элементы — Хан-Вейнгеймер), склонны рассматривать эклогиты этого района как метаморфизованные (переработанные) карбонатные породы среди сланцевых толщ.

Во всяком случае, исследователи последнего времени в противоположность Эскола склоняются к мнению и достаточно убедительно доказывают, что эклогиты — это метаморфические породы, образовавшиеся за счет ультрабазитов, габброидов или карбонатных пород при воздействии на них частью регионального метаморфизма, а в ряде случаев активного влияния определенных гранитных интрузий.

Обычно эклогиты образуют небольшие тела, линзы среди амфиболи-

тов, ультрабазитов и кристаллических сланцев, причем вмещающие породы по своим минеральным ассоциациям относятся к средним ступеням метаморфизма (глаукофановая, амфиболитовая и другие стадии).

Интересный материал по эклогитам Полярного Урала собран и в значительной мере изучен Н. Г. Удовкиной. Из этого материала явствует, что типичные полярноуральские эклогиты — метаморфические породы, образовавшиеся главным образом из перидотитов при воздействии на них производных гранитной магмы, богатой глиноземом и щелочами (Na!).

Учитывая также изученный материал по древнейшим породам других районов, в частности Кавказа, включающий гранатовые амфиболиты, цоизиты и другие метаморфические породы, вполне обоснованно можно считать, что эклогиты появляются в метаморфических сериях средних глубин, включающих активные интрузии натриевых гранитоидов, специфичных для геосинклинальных комплексов, включающих ультраосновные породы как обязательный член.

Таким образом, известные нам эклогиты, несомненно, являются метаморфическими породами, образовавшимися за счет различных по составу пород — от ультрабазитов и, возможно, до первично-осадочных мраморов, в условиях средних глубин с обязательным активным воздействием интрузий натриевых гранитов. По концентрации радиоактивных элементов они мало отличаются от габброидов и ультрабазитов и, следовательно, не сравнимы в этом отношении с гранитоидами, являющимися носителями главной массы радиоактивных веществ поверхностных частей Земли.

Все сказанное о происхождении известных нам эклогитов, их физических свойствах (удельный вес 3,5), их радиоактивности не позволяет нам считать доказанным, что распространение мантии Земли, в ее верхней части (до глубин порядка 200 км во всяком случае), а также появление раздела Мохоровичича на континентах на глубине 35—40 км и под дном океанов на глубине 5—6 км могут быть объяснены тем, что «базальтовый» слой коры ниже поверхности Мохоровичича во всех случаях сменяется породами, подобными известным нам эклогитам.

Таким образом, в нашем распоряжении имеются лишь косвенные данные о строении земной коры и верхней части мантии, а также о различиях океанической и континентальной коры в виде меняющихся с глубиной скоростей упругих волн.

Для обоснованных суждений о составе и мощности земной коры и верхней части подстилающей ее мантии не хватает прямых фактов.

Кардинальным решением вопроса явилась бы проходка глубокой буровой скважины на дне океана в участках с предполагаемой незначительной мощностью земной коры в виде ее нижнего, «базальтового» слоя. Проект такого бурения серьезно обсуждается в США. Мне лично представляется, что этот проект, помимо технической сложности его осуществления, не даст существенных результатов, так как при разнообразии строения земной коры, ее мозаичности, мы вряд ли можем данные одного пятишестикилометрового разреза океанического дна распространить на весь океан.

Было бы целесообразнее поставить ряд буровых опорных скважин на континентальных участках, где внутри коры выделяются поверхности раздела, отличающиеся заметным изменением скорости продольных волн. Такие границы раздела на относительно небольших глубинах (7—6 км) известны в строении Украинского кристаллического массива и Балтий-

ского щита. В работе Ю. Н. Грачева, М. Я. Дехнич и др. [7] приведены данные по Балтийскому щиту.

Изучение колонок этих скважин позволит понять, каким образом круто поставленные складчатые образования метаморфических и кристаллических пород оказываются как бы стратифицированными в горизонтальной плоскости, образуя слои с различными V мощностью около 5 км.

Происходит ли здесь по вертикали смена петрографического состава этих «слоев» или лишь изменение их физических свойств, в частности плотности, в связи с увеличением всевозрастающей нагрузки лежащих выше пород?

Изучение реальных геологических образований в этих зонах перепада скоростей позволит иметь основание и для суждений о причинах перепада скоростей упругих волн на более глубоких горизонтах, включая и поверхность раздела Мохоровичича. Особо интересны кристаллические породы Балтийского щита, среди которых выявлены древнейшие в Союзе формации возрастом до 3 млрд. лет; эклогитового типа породы, развитые там же,— друзиты имеют возраст, близкий к 2 млрд. лет. Вместе с тем надо подчеркнуть, что мощность коры здесь до раздела Мохоровичича остается все же равной 40 км. Такие же величины мощности континентальная кора имеет и в районах молодых складчатых сооружений, на Кавказе например. Вряд ли можно думать, что в области Балтийского щита, где, по Н. Г. Судовикову, обнажаются корневые части складчатых сооружений, положение раздела Мохоровичича является стабилизированным в течение времени порядка 2 млрд. лет!

В свете изложенных здесь и приводившихся в уже опубликованном докладе [5] данных достаточно обоснованным является предположение, что скорости прохождения упругих волн 8,0±0,1 км/сек, обнаруженные в самой верхней части так называемой мантии в области океанов, отвечают более быстрому изменению с глубиной физических свойств вещества коры, находящейся в отличие от континента под многомиллионнолетним давлением свыше 1000 кг/см². В отдельных участках океанического дна возможно и массовое развитие на больших площадях базальтовых излияний.

Земная кора, т. е. область активных геологических эндогенных процессов, мозаичная по строению и в основном состоящая из силикатных пород, простирается до глубин не менее 60—70 км (геофизические данные для некоторых горных хребтов). На этом протяжении в глубину в ней вряд ли имеется стратификация в горизонтальной плоскости типа «гранитный», «базальтовый» слои, и она не имеет принципиальных различий по вещественному составу в области как континентов, так и океанов.

О ДАЛЬНЕЙШИХ НАПРАВЛЕНИЯХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глубинное бурение представляет кардинальный путь решения проблемы; этот метод должен быть обязательно осуществлен и применен для изучения выявленных поверхностей раздела в земной коре платформенных областей, например Балтийского щита. Но есть и другие направления необходимых исследований.

Для правильной интерпретации геофизических данных весьма существенно проведение широкого объема экспериментальных исследований 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 нам представление о физических параметрах конкретных горных пород — их упругих свойствах, прочности, пористости при различных температурах и давлениях. Чрезвычайно важно расширить экспериментальные исследования скоростей продольных упругих волн в различных породах при разных давлениях, в том числе и в условиях водонасыщения.

Одной из наиболее существенных задач петрографии, разрешение которой тесно связано с познанием строения и развития земной коры, является изучение распространения во времени и пространстве закономерных *ассоциаций изверженных горных пород — комплексов, формаций*, в зарубежной литературе часто рассматриваемых как провинции.

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

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг считал, что изучение формаций (по-видимому, конкретных, типа олонецкой диабазовой.— *Г. А.*) подготавливает почву для генетической классификации не только магм, но и горных пород как геологических единиц [11]. Он подчеркивал, что формации — не случайные сообщества и что изучение этих сообществ может дать твердую базу реального фактического материала для учения о дифференциации [10; 11].

Вместе с тем, выступая против таких обобщений, как Атлантическая, Тихоокеанская провинции, исходящих из кажущегося преобладания того или иного типа пород в различных географических районах, Франц Юльевич указывал, что сопоставление пород разного возраста может повести к неправильным выводам.

Отметим, что Ф. Ю. Левинсон-Лессинг или исследовал конкретные формации (типа Олонецкой диабазовой), или выделял формации как типы — диабазовая, гранитовая, габбро-перидотит-пироксенитовая и другие, при этом имея в виду ассоциации, характеризующиеся общими признаками (состав, геологические условия залегания, происхождение и т. д.), для которых в природе существуют многочисленные примеры, отличающиеся лишь в частностях.

На материале изучения магматизма Кавказа в 1948—1950 гг. мной *были сформулированы выводы о магматических комплексах, образующихся* за длительное время, порядка 100—150 млн. лет, эволюции глубинных магматических очагов. Это расширительное понятие включает по существу ряд петрографических формаций с объемом их в понимании Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Например, уруштенский магматический комплекс образуется рядом формаций — диабазо-спилито-кератофировой, гипербазитовой и плагиогранитной с их дериватами. Развитие этих формаций связано с определенным длительным этапом геологического развития Кавказской складчатой области. Мне представляется, что такой подход к изверженным породам как к конкретным формациям и их рядам — наиболее обещающий путь (из числа собственно геологических) к решению проблем петрогенезиса и строения земной коры.

В современных работах о петрографических формациях и провинциях

имеются некоторые положения, требующие, на мой взгляд, уточнения. Ю. А. Кузнецов посвятил ряд работ проблеме магматических формаций. В своей концепции он присоединяется к точке зрения Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова о том, что «формация — это ассоциация пород, тесно связанных друг с другом парагенетически». Не думаю, что термин «парагенез» здесь понимается только как констатация сонахождения. Общность условий происхождения — «генетическое родство» отдельных членов той или иной формации неизбежно вырисовывается и за термином «парагенез».

При рассмотрении формации имеются в виду два значения этого понятия [8, 9].

1. Формация как конкретная ассоциация горных пород, занимающая определенное место в пространстве и времени.

2. Формация как некая абстракция — формационный тип, где обобщены наиболее характерные и устойчивые особенности многих родственных конкретных формаций.

Мне представляется, что второе понимание термина «формация», как не вытекающее из большого числа детально изученных конкретных закономерных ассоциаций изверженных горных пород, не дает нам ключа к проблемам петрогенеза. Когда Ф. Ю. Левинсон-Лессинг говорил об абстрактных формациях — гранитовой, диабазовой, он в первую очередь имел в виду родоначальную магму определенного состава.

В классификации магматических формаций Ю. А. Кузнецова ведущим классификационным признаком является тектоническая структура отдельных участков современной поверхности Земли. Магматические формации, относящиеся к ним, зачастую разорваны во времени и образовались в резко различной геологической обстановке. Например, к группе платформенных формаций отнесены молодая формация траппов и докембрийская ассоциация лабрадорит—рапакиви.

При выделении геологически молодой океанической оливин-базальтовой формации не учитывается, что в эту же ассоциацию обычно входят и такие породы, как трахиты, фонолиты. С другой стороны, как указывает сам Ю. А. Кузнецов, щелочные платформенные формации весьма близки к океанической оливин-базальтовой формации и, вероятно, представляют ее континентальное проявление. Сходную оговорку Ю. А. Кузнецов делает и для базальто-трахитовой формации межгорных прогибов.

Отдельная группа гранитоидных батолитовых формаций выпадает из основного классификационного признака по тектоническим структурам, и это показывает недостаточность или, может быть, недостаточную надежность принятого основного классификационного признака для магматических формаций. Главное их отличие друг от друга заключается в вещественном составе и в особенностях происхождения тех или иных групп пород. В частности, при образовании разнотипных, но близких по составу формаций существенны процессы магматической или иного типа дифференциации, а также контактно-метасоматические и постмагматические процессы, протекающие в различных условиях давления, температуры и влияния вещества окружающей среды.

Конечно, тектоническая обстановка и магматизм — неразрывно связанные эндогенные процессы, но в образовании той или иной магматической формации определяющим является исходная магма, из которой в специфической геологической обстановке образуются определенные ассоциации изверженных пород.

Нам важно выяснить, в каких соотношениях между собой находятся трапповая формация Сибири и формация ультраосновных и щелочных пород бассейна р. Хатанги. В чем отличие, например, формаций щелочных пород Урала, Тувы, Кольского полуострова от третичных щелочных пород Армении (складчатая область) и платформенных формаций щелочных пород? По-видимому, для правильного решения этих вопросов, что существенно для петрогенезиса и рудогенезиса, надо избрать более длинный путь — изучение конкретных формаций, имея в виду, что слагающие их породы не просто «сонаходятся» друг с другом, а образуют ассоциацию пород, находящихся в «родстве» между собой.

Не ставя себе задачей в настоящей статье разбор проблемы магматических формаций в целом, я коснулся этой проблемы в связи с необходимостью подчеркнуть важность генетически формационного подхода к сообществам изверженных пород при изучении проблемы глубинного строения земной коры.

Важность изучения сообществ изверженных пород отчетливо видна также из того, что на XXI сессии Международного геологического конгресса этой теме уделено значительное внимание. Детально изученные Симоненом петрографические провинции плутонических пород свекофенид Финляндии [29] позволили ему сделать некоторые важные выводы, с которыми, однако, не во всех случаях можно согласиться.

При выделении четырех собственно магматических провинций — гранодиоритовой, тондъемитовой, чарнокитовой и гранитовой — он не приводит достаточных геологических обоснований для того, чтобы доказать, что ультраосновные породы и гранодиориты четвертой (гранитовой) формации действительно входят в провинцию, особую от гранодиоритовой (первой), которая также включает и гранодиориты и ультрабазиты. Сочетание микроклиновых гранитов и ультраосновых пород в одной провинции, как пород, близких по времени образования, маловероятно.

В докладе Ирдли разбирается вопрос об изверженных и тектонических провинциях западных штатов [20]. Автору удалось показать эволюцию тектонических структур и развитие магматических очагов родоначальных магм в историческом аспекте. Такая работа представляет несомненный интерес и имеет значение для проблемы строения земной коры. К сожалению, автор приводит очень мало данных об истинной последовательности выделяемых им серий горных пород и их геологическом возрасте.

Из сказанного, мне кажется, очевидно 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 суждения о глубинном строении земной коры и о родоначальной магме.

Представления о единой родоначальной магме (собственно базальтовой или как производной от перидотитовой) или о двух родоначальных магмах, основной и кислой (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу), тесно соприкасаются с выяснением строения земной коры и расчленением ее на оболочки, а также с изучением конкретных магматических формаций и их рядов (магматических комплексов) разного возраста, образующихся в различных геологических обстановках.

Существенным для познания глубинного строения земной коры и нижележащей оболочки является изучение ассоциаций изверженных и мета-

морфических пород, наиболее глубинных по условиям образования или наиболее древних, отвечающих относительно ранней стадии развития земной коры. Среди таких серий пород особо должны привлечь внимание петрографов серии, включающие интрузии ультраосновных и габброидных пород; чрезвычайно важно также изучение во всех деталях и сопровождающих их метаморфических пород — эклогитов, друзитов и других аналогичных.

Большое значение для познания закономерностей развития земной коры и ее строения имеет геохимическое изучение разновозрастных магматических комплексов с точки зрения в первую очередь 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 с этих позиций разновозрастные интрузии, входящие в генетически различные комплексы, формировавшиеся в различной обстановке (глубинные, гипабиссальные, субвулканические и т. д.), и их производные. Например, детальные, еще продолжающиеся исследования радиоактивности горных пород из разновозрастных магматических комплексов Северного Кавказа уже сейчас позволяют говорить о специфических чертах интрузивных комплексов разного типа и разного возраста.

В частности, серии, включающие ультрабазиты, 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, которые включают гипербазитовую, диабазо-кератофировую — плагиогранитовую формации и залегают в субстрате из сильно метаморфизованных пород (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогиты и т. д.), свидетельствуют скорее о специфике состава глубинных частей земной коры. Уровень этих глубин — разделов, обусловленных первичной дифференциацией вещества Земли, нам точно неизвестен, но порядок этой величины определяется, вероятно, первой сотней километров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение в настоящей и в ранее опубликованных статьях геофизических данных о строении земной коры позволяет еще раз подчеркнуть достижения геофизики в области выявления различий физического состояния вещества земной коры в разных ее участках. Однако приходится повторить, что нельзя при современном состоянии наших знаний соглашаться с попытками отождествлять указанные различия физического состояния вещества земной коры с петрографическим составом слагающих ее горных пород. Точно так же преждевременны и базирующиеся на таком отождествлении попытки воссоздания геологических и петрологических процессов со времени образования земной коры до современного периода.

В работах большинства геофизиков обычно подчеркивается, что отдельные так называемые слои земной коры, характеризующиеся различиями скоростей прохождения в них упругих волн, не отождествляются ими с

различиями реального петрографического состава этих слоев, поэтому следует надеяться, что условные названия «гранитный», «базальтовый», «перидотитовый» и «эклогитовый» слои перестанут и геологами пониматься в буквальном смысле и служить вследствие этого основой для гипотез о развитии земной коры [1, 2].

Глубинное строение земной коры, знание вещественного состава слагающих ее пород и законы ее развития, включая и рудогенез,— важнейшая задача современной геологии. Эта задача комплексная, которая может быть решена только совместными усилиями геологов, петрологов и геофизиков при одновременном проведении большой программы экспериментальных исследований и специальных опорных буровых скважин максимальной глубины в соответственно выбранных для изучения районах. Возможные направления этих исследований рассмотрены в настоящей статье и частью были сформулированы в ранее опубликованной статье [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Опыт сопоставления интрузивных комплектов некоторых областей СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 4.
2. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 69.
3. *Афанасьев Г. Д.* К проблеме гранита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1.
4. *Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Г.* Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3.
5. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
6. *Белоусов В. В.* Развитие земного шара и тектогенез.— Сов. геология, 1960, № 7.
7. *Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В., Некрасов К. А., Сосновская А. В.* Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита.— В кн.: Геол. результаты приклад. геохим. и геофиз., разд. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
8. *Кузнецов Ю. А.* Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. 2-го *Всесоюз. петрогр. совещ.* М.: *Госгеолтехиздат*, 1960.
9. *Кузнецов Ю. А.* Магматические формации и их классификация.— В кн.: Междунар. геол. конгр., 21 сессия. Докл. сов. геологов. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
10. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению.— В кн.: Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 1.
11. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Успехи петрографии в России.— В кн.: Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1950, т. 2.
12. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* К вопросу о давлении в тоннелях.— В кн.: Избр. труды. М.: *Изд-во АН СССР*, 1952, т. 3.
13. *Лебедев В. И.* К вопросу о процессах образования друзитов, пироксеногранатовых амфиболитов и амфиболитов.— Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1951, т. 68, вып. 2.
14. *Сысоев Н. П., Михальцев И. Е., Удинцев Г. Б., Андреев И. Б., Лисицын А. П., Непрочнов Ю. Н.* Результаты сейсмоакустических исследований строения земной коры в морях и океанах.— В кн.: Междунар. геол. конгр., 21 сессия. Докл. сов. геологов. Морская геология. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
15. *Магницкий В. А.* О соотношении земной коры с веществом оболочки Земли по геофизическим данным.— В кн.: Междунар. геол. конгр., 21 сессия. Докл. сов. геологов. Кора и верхняя мантия Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

[1] Новым примером такого буквального понимания геологами «слоев» земной коры на основе интерпретации геофизических данных о строении земной коры является статья А. В. Пейве «Тектоника и магматизм», публикуемая в настоящем номере.

[2] Г. Д. Афанасьев имеет в виду журнал: Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.— *Прим. ред.*

16. *Непрочнов Ю. П.* Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным.— Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 5.
17. *Соллогуб В. Б., Галушко П. Я., Вопилкин А. А.* и др. Скорость распространения продольных упругих волн в горных породах, ее зависимость от статической нагрузки и влажности.— Тр. Ин-та геол. наук УССР. Сер. геофиз., 1958, вып. 2.
18. *Удовкина И. Г.* К вопросу об эклогитизации ультраосновных пород в южной части хребта Марун-Ксу.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 32.
19. *Юинг М., Пресс Ф.* Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
20. *Eardley A. J.* Igneous and tectonic provinces of Western United States.— In: Intern. Geol. Congr. Rept XXII, Ses., pt 13, Copenhagen, 1960.
21. *Ewing J., Ewing M.* Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basin, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 3.
22. *Garder D. S.* Seismic waves from nuclear explosions and the structure under the Western Pacific.— In: Intern. Oceanogr. Congr., 1959, Aug. 12 — Sept. 12. Preprints of Abstracts. Amer. Assoc. Advancement Sci., Wash., 1959.
23. *Hahn-Weinheimer P.* Bor- and Kohlenstoffgehalte basischer bis intermediater Metamorphite der Münchberger Gneissmasse und ihre $^{12}C/^{13}C$ Isotopenberhältnisse.— In: Intern. Geol. Congr., Rept. XXI Sess., Coepnhagen, 1960, pt 13.
24. *Hisashi Kuno.* Discussion of Papers by J. F. Lovering «The Nature of the Mohorovicic Discontinuity».— J. Geophys. Res., 1959, vol. 64, N 8.
25. *Huges D. S., Cross J. N.* Elastic wave velocities in rocks high pressures and temperature.— Geophysics, 1951, vol. 16, N 4.
26. *Lovering J. F.* The natur of the Mohorovicic discontinuity.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, vol. 39, N 5.
27. *Royal R. Marshall.* The amounts and isotopic compositions of lead in eclogites from the Minchberg gneise massif (Fishtelgebirge).— In: Intern. Geol. Congr., Rept. XXI Sess., Copenhagen, 1960, pt 13.
28. *Shor G. G., Raitt R. W.* Pacific ridges and rises. Intern. Oceanogr. Congr., 1959, Aug. 31 — Sept 12. Preprints of Abstracts. Amer. Assoc. Advancement Sci. Wash., 1959.
29. *Simonen A.* Petrographic provinces of the plutonic rocks in the Svecofennides of Finland.— In: Intern. Geol. Congr. Rept XXI Ses. Norden, Copenhagen, 1960, pt 13.
30. *Smulikowski Kaz.* Comments of eclogite facies in regional metamorphism.— In: Intern. Geol. Congr., Rep. XXI Sess. pt 13, Copenhagen, 1960.
31. *Switzer G.* Eclogite from the California Glaucophane schists.— Amer. J. Sci., 1945, vol. 243, N 1.

УДК 551.14

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СООТНОШЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ [1, 2]

ВВЕДЕНИЕ

Все современное развитие геологических наук показывает, что проблема соотношения земной коры и мантии не абстрактная задача, решение которой важно только для выработки какой-то научно обоснованной системы мировоззрения.

Выделение земной коры и мантии ведет за собой переход к принципиальным выводам о составе верхней оболочки Земли, о происхождении горных пород и эндогенных руд, а также о происхождении самой Земли как планеты.

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
[2] Доклад, прочитанный на общем собрании отделения наук о Земле АН СССР 25 июня 1966 г.

Эти вопросы сейчас приобрели и практическое значение, так как без знания их не может быть создана теория рудообразования и генезиса изверженных пород. В конечном итоге задерживается выработка критериев для научно обоснованных прогнозов полезных ископаемых, притом приуроченных к разным глубинным уровням. Наконец, с этими же проблемами соприкасаются такие природные, подчас весьма грозные, силы, как землетрясения и извержения вулканов.

6 лет назад я докладывал общему собранию отделения о геологической интерпретации геофизических данных, о глубинном строении земной коры с позиций петрографии. И в том докладе, и в последующих выступлениях, а также в ряде опубликованных статей мной был разобран геологический материал, лежащий в основе проблемы.

В настоящей статье я остановлюсь поэтому лишь на анализе новых геолого-петрографических фактов, что, на мой взгляд, поможет рассмотрению проблемы с более реалистических геолого-петрологических позиций, чем это осуществляется сейчас в большинстве геофизических работ.

Должен сказать, что основной вывод, сделанный мной в 1960 г. о природе границы Мохоровичича, а следовательно, о содержании понятия «земная кора», получил определенное подкрепление во вновь полученных данных.

Как известно, югославский ученый Мохоровичич, проводивший наблюдения над скоростями прохождения упругих волн через толщу Земли в разрезе верхней ее оболочки, обнаружил поверхность раздела, при переходе через которую у продольных упругих волн скачкообразно возрастает скорость от 7,6 км до 8,1 км.

Раздел, названный поверхностью Мохоровичича, обычно считается границей, отделяющей земную кору от верхней мантии. На континенте эта граница проходит на глубинах порядка 40 км, а в глубоководной части океана — на глубине порядка 6 км от поверхности дна океана.

Сейчас наступило время для глубокого синтеза данных геофизики, геологии и эксперимента, так как накоплен большой новый геофизический материал и выявились противоречия, требующие логичного объяснения.

Под давлением новых фактов точки зрения на соотношения земной коры и верхней мантии за последнее пятилетие несколько изменились.

В частности, в Международном геофизическом бюллетене № 93(29), посвященном перспективам геофизического изучения твердого вещества Земли, характеризуется современное состояние знаний по разным проблемам.

В разделе «Отношение сейсмологии к главным проблемам геофизики и геологии» говорится о спорных поверхностях раздела в земной коре. Поверхность Мохо более универсально принимается, считается границей изменения физических свойств в верхней оболочке Земли. Отмечается как давно высказанное предположение, что эта поверхность резкого скачка в скоростях сейсмических волн — поверхность Мохо — определяет основание земной коры. Современные результаты показывают, что переход может быть постепенным в пределах зоны порядка нескольких километров. Кажущаяся резкость Мохо и разности сейсмических скоростей выше и ниже этого раздела меняются от региона к региону. По мнению авторов обзора, природа Мохо неизвестна и может меняться от региона к региону. Неизвестно также, по их мнению, чем вызваны эти изменения

физических свойств: изменением ли состава материала, или изменениями физического его состояния под влиянием давления и температуры.

Другими словами, в обзоре отсутствует категорическое утверждение того, что под разделом Мохо залегают перидотиты или эклогиты верхней мантии, как до сих пор считают многие специалисты.

В разделе «Геохимия и петрология» указано [27, с. 346], что «такие, например, материалы, как кианит, обычны и широко распространены в древних метаморфизованных осадках и метаморфических ядрах молодых горных поясов, как Альпы и Аппалачи.

Неожиданно оказалось, что давления, необходимые для стабильного образования этих минералов, сравнимы с теми, которые реализуются в основании земной коры или в верхней мантии.

Неясно, были ли созданы необходимые давления вследствие погружения или других причин, но нужно серьезно считаться с возможностью того, что некоторые метаморфизованные осадочные породы, в настоящее время выведенные на поверхность Земли, были некогда погружены на глубины, сравнимые с глубинами границ кора — мантия, и там перекристаллизованы».

Возможность допускаемых перемещений земной коры влечет за собой постановку вопроса о сменах океанического и континентального режимов на поверхности Земли за время ее геологического развития.

В дальнейшем рассматриваются следующие аспекты проблемы.

1. О новых фактах по геофизике и геологии Атлантики и о распределении некоторых специфических изверженных горных пород в пределах континентов и океанических акваторий.

2. Специфичность распределения K, Na и Mg в молодых изверженных породах континентов и океанов.

3. Распространение радиогенного ^{87}Sr в различных горных породах.

4. Новые данные о скоростях распространения упругих продольных волн в породах и монокристаллах минералов при высоких параметрах всестороннего сжатия.

5. О происхождении тектитов и возможных аналогиях строения Земли и Луны.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКЕ АТЛАНТИКИ

В предыдущих работах мне неоднократно приходилось подчеркивать необходимость участия геолога, вернее, даже петрографа в геологической интерпретации геофизических данных.

Роль специалистов в области горных пород и геологии вещества, слагающего земную кору, при этом чрезвычайно велика.

В последнее время геофизики приходят к мысли о неоднородности верхней мантии на основании различных геофизических характеристик разрезов земной коры даже близко расположенных районов. Но чем вызвана такая неоднородность в горизонтальном направлении, остается неясным.

В качестве примеров, где упущено значение петрографического подхода к интерпретации геофизических данных, целесообразно рассмотреть некоторые последние работы зарубежных и отечественных авторов.

Еще в работе 1960 г. [8] мной были проанализированы некоторые конкретные разрезы дна океанов и морей по данным М. Юинга и дру-

гих, относящиеся к Атлантике, Тихому океану, Средиземному и Каспийскому морям, и показан пятнистый характер распределения участков дна океанов, в разрезе которых выявлена граница Мохо со скоростями V_p=8 км/сек.

Рассмотрение такого материала позволило подметить корреляционную зависимость между глубиной бассейна, появлением раздела Мохо с $V_p \geqslant 8$ км/сек и мощностью коры так называемого океанического типа.

Еще 10 лет назад М. Юинг и Пресс отмечали, что «во всех без исключения случаях установлено, что на больших площадях, занятых водным слоем тоньше 1000 фатомов (1820 м), кора обладает типично континентальным характером, а при мощности водного слоя свыше 2000 фатомов (3640 м) она имеет типично океанический характер» [19, с. 15].

В последних работах [73] появилась тенденция интерпретировать как выходы хотя и аномальной, но верхней мантии (может быть, измененной вторичными процессами) участки океанического дна или срединных океанических хребтов, характеризуемых скоростями продольных волн (V_p) порядка 7,3 и даже 7,2 км/сек, в строении которой участвуют серпентиниты.

Исследователи, делающие такие выводы, забывают, что многие метаморфические горные породы (амфиболиты, кристаллические сланцы и др.) показывают даже более высокие скорости V_p при экспериментальных исследованиях. В частности, к таким выводам приходит Г. Б. Удинцев [23]. В работе Пишона, Хоуца и др. [73], изучавших строение земной коры в области Срединно-Атлантического хребта, приводятся данные, свидетельствующие, по их мнению, о том, что по мере уменьшения глубины (воды) океанического участка постепенно уменьшается глубина залегания мантии и во многих случаях намечается утонение земной коры. К этому выводу необходимы комментарии, так как авторы не привлекают геолого-петрографические факты.

Г. Б. Удинцев принял за мантию выходы серпентинитов в пределах подводного хребта Карлсберг в Индийском океане [25].

Мэттьюз и другие опубликовали в 1965 г. статьи о геологии того же Карлсбергского хребта; ими петрографически обработан каменный материал, добытый драгированием на трех станциях. Интересно, что наряду со свежими базальтами (вариолитовыми и стекловатыми) в этом районе обнаружены и такие породы:

а) спилиты, некоторые брекчированные, другие в виде угловатых обломков, состоящие из авгита, хлорита, альбита, эпидота и сфена; секутся кварц-эпидот-хлоритовыми жилками;

б) тальково-хлоритовые породы;

в) метаморфизованные полосчатые габброиды и брекчии; замещаемые кварцем спилиты также рассматриваются указанными авторами как метаморфизованные, а не первично-спилитовые породы.

То есть в районе подводного Карлсбергского хребта под водой обнажена серия эффузивов, интрузивов (спилиты, полосчатые габброиды, серпентиниты), типичная для древних и молодых складчатых систем всех континентов. Считать эти серии специфической особенностью Карлсбергского хребта — проявлением на поверхности океанического дна вещества верхней мантии — нет никаких оснований. С таким же успехом за подобные образования можно принимать все разновозрастные серпен-

тинитовые массивы Кавказа, Урала и других горно-складчатых областей. Конечно, такая постановка вопроса тоже не исключена, но тогда строение земной коры и верхней мантии как в области океанов, так и в области континентов будет отвечать единой модели.

Примерно та же ассоциация из зеленокаменных пород и ультрабазитов выходит и в пределах Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике.

Расположенные на экваторе острова Св. Павла сложены милонитизированными перидотитами. Эти острова исследовал Дарвин (1838), а петрографию их изучали Ренард (1880) и Вашингтон (1930). В более поздней работе Тилли [80] приводится относительно детальное описание этих пород, из которого видно, что они значительно метаморфизованы, и в частности милонитизированы и серпентинизированы.

Шенд петрографически описал в 1949 г. [76] коллекцию Атлантической экспедиции Юинга.

Описанные породы разделены на три группы: 1) полнокристаллические габброидные породы, подвергшиеся метаморфизации; 2) базальты *оливиновые и безоливиновые — новейшие излияния*; 3) *серпентиниты*.

Район взятия образцов имеет координаты 30°00′ сев. широты и 42°10′ зап. долготы, т. е. в сущности тяготеет к району, описанному в работе *Пишона и др.* [73].

В 1966 г. в журнале «Nature» опубликована статья Мелсона и др. [63] о зеленокаменных породах Срединно-Атлантического хребта. Авторы отмечают сходство исследованных ими образцов с породами из Карлсбергского хребта и приводят для них петрографическую и химическую характеристики. По обогащенности Na_2O и H_2O, а также по соотношению других окислов изученные ими образцы тождественны диабазам геосинклинальных серий. Они хлоритизированы и альбитизированы.

Сделанный обзор показывает, что от экватора, от выходов на поверхность в виде островов Св. Павла ультраосновных пород — милонитизированных и метаморфизованных перидотитов с приблизительной оценкой возраста в 4,5 млрд. лет, до 50° сев. широты во многих участках вскрыты эффузивные породы типа диабазов, подвергшихся зеленокаменному изменению. Следует сказать, что при драгировании извлекались и граниты, но их описание не дается, так как граниты без достаточных оснований считались принесенными с континента. Однако вполне достоверно, что к северу от экватора в Срединно-Атлантическом хребте развита серия метаморфизованных эффузивов и ультрабазитов наряду с верхнетретичными, петрографическими свежими эффузивными породами базальтового состава.

Одной из важнейших задач является установление возраста зеленокаменных пород. Есть основания (данные К-Ar определений) считать их достаточно древними, может быть, палеозойскими.

В работе Пишона и др. [73] приводятся геофизические данные и делаются выводы о структуре коры в области Срединно-Атлантического *хребта, требующие, как говорилось вначале, увязки с геолого-петрологическими* фактами.

В более ранней работе Хоуц и Дж. Юинг [51] геофизически изучили участок Северо-Западной Атлантики близ Бермудских островов. Результаты этой работы используются в статье Пишона и др. [73].

На фиг. 1 приведена карта расположения геофизических станций по работе Пишона и др.

В табл. 1 приведены данные из рассматриваемых двух работ [45, 67] для станций, в разрезе которых выявлены скорости, равные 8,0 км/сек.

Из табл. 1 видно, что для северо-западной части океана (Бермуды, порядковые номера станций 1—8) меньшей толщине слоя океанической воды отвечают большая мощность коры и большая глубина положения раздела Мохо.

Для Срединно-Атлантического хребта мощность слоя, принимаемого за земную кору, несколько меньше и слой воды тоже тоньше; но особенно уменьшается мощность «коры» и подымается поверхность Мохо на профиле А—180 (станции 42—47—48) в районе островов Св. Павла, т. е. на участке выхода над поверхностью дна океана милонитизированных перидотитов.

Изложенные факты, во-первых, оставляют в силе положение о том, что под океанами на глубинах порядка 5 км и глубже кора имеет типично «океанический» характер.

В ареале островов Св. Павла и более северных частей Срединно-Атлантического хребта происходит как бы поднятие «мантии» и уменьшение мощности коры. Учитывая петрографический состав пород, слагающих здесь Срединно-Атлантический подводный хребет, можно думать, что особенности геофизической характеристики в районе хребта обусловлены развитием в нем зеленокаменных метаморфических пород, ассоциирующихся с ультраосновными и габброидными интрузиями.

По экспериментальным данным [10, 11], скорость V_p (продольных волн) в габброидах и зеленокаменных метаморфических породах при давлении уже 1000 кг/см^2 превышает 7,0 км/сек.

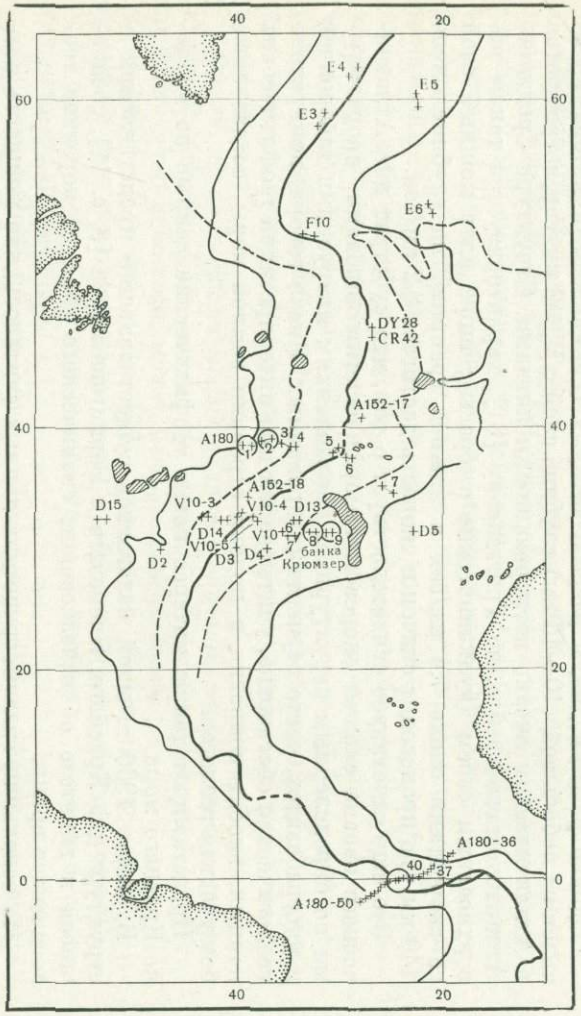
Однако участки дна, в разрезе которых сейсмическими методами выявлен на небольшой (10—15 км) глубине слой с $V_p \geqslant 8$ км/сек, встречаются в Атлантическом океане изолированными пятнами. Структура Срединно-Атлантического хребта, по Триггвасону [81], характеризуется также поверхностным слоем (вулканические выбросы); ниже идет мощный слой со скоростями около 7,4 км/сек и нижней границей на глубине около 140 км, где происходит скачок и скорость достигает 8,2 км/сек.

Это еще отчетливее свидетельствует о том, что субстрат дна Атлантического океана сложен скорее метаморфическими породами, прорванными по определенным структурным направлениям интрузиями габброидов и ультрабазитов, часто серпентинизированных. Иначе говоря, конкретная геологическая обстановка, учитываемая при интерпретации геофизических данных, вносит поправки в модели строения земной коры, создаваемые без участия геологов.

Представляют также интерес новые геофизические данные по впадине Красного моря.

В статье 1960 г. мной излагались существовавшие представления о структуре дна Красного, Японского и Берингова морей [8, с. 11], сводившиеся к гипотезе об исчезновении сиалического слоя за короткое геологическое время.

На основании гравиметрических данных считалось, что мощность сиалического слоя во впадине Красного моря, образовавшегося в грабене древней платформы, близка к океанической.



Фиг. 1. Размещение сейсмических профилей в области подводного Срединно-Атлантического хребта. Из работы Пишона и др. [73]

Кружками обведены профили, в разрезе которых обнаружены скорости $V_P \geqslant 8{,}0$ км/сек

Фиг. 2. Размещение сейсмических профилей в Красном море. Из работ Дрейка [35]

1 — сейсмический профиль

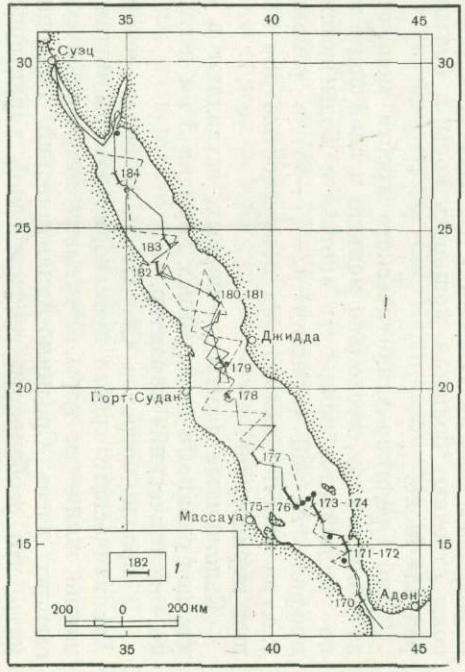
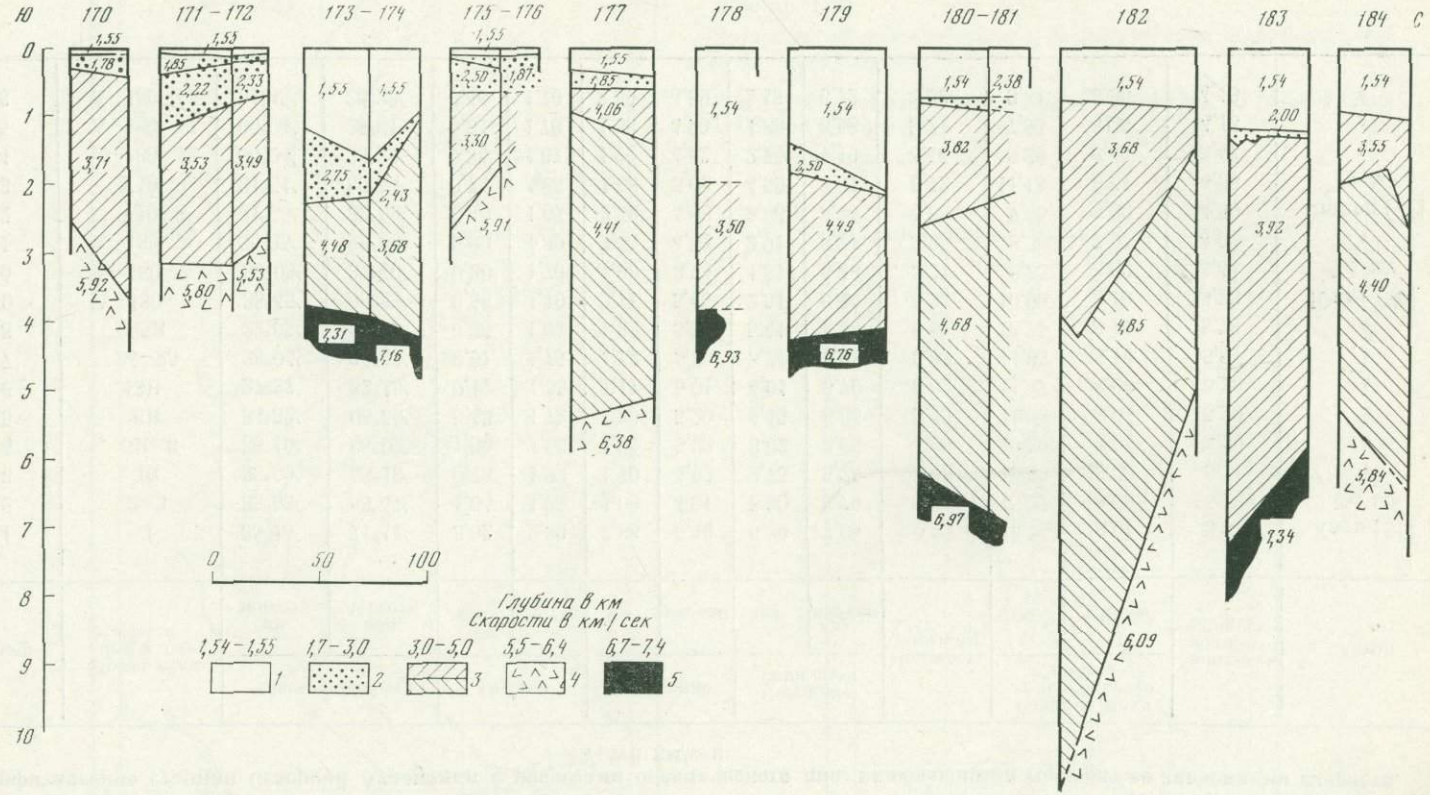


Таблица 1

Геофизические станции Северной Атлантики с разрезами океанического дна, включающими горизонт со значениями скорости $V_p \geqslant 8$ км/сек

Номер	Номер станции и профиля	Место корабля		Осадки		Основание		Океанический слой		Мощность коры, км	Глубина Мохо от поверхности океана		Мощность водного слоя, км	Автор
		сев. широта	зап. долгота	км	км/сек	км	км/сек	км	км/сек		км	км/сек		
1	1	38°14′	71°11′	3,82	2,30	2,86	5,16	6,39	7,08	9,25	16,14	8,01	3,07	Хоуц [51]
2	2–3	35°58′	68°47′	1,64	1,95	1,00	4,91	5,90	6,79	6,90	13,27	8,08	4,73	То же
3	3R	35°09′	68°19′	0,73	1,83	1,70	4,93	2,75	6,75	4,45	10,29	8,08	5,11	»
4	5R–6	35°10′	68°02′	1,00	1,96	1,04	5,23	3,02	6,65	4,06	10,26	8,04	5,20	»
5	6R	34°52′	66°55′	0,43	1,72	1,00	5,20	4,45	6,65	5,45	11,08	8,04	5,20	»
6	13R	27°27′	62°45′	0,17	1,55	1,11	5,01	4,91	6,70	6,02	11,47	8,06	5,28	»
7	24–25	23°04′	62°43′	0,61	1,79	1,52	5,30	3,71	6,68	5,23	11,65	8,19	5,81	»
8	25R	22°05′	63°05′	0,36	1,64	1,20	5,38	5,41	6,90	6,61	12,75	8,19	5,78	»
9	A–180–1	38°45′	39°25′	0,56	1,70	2,71	5,45	2,51	6,84	5,22	10,90	8,10	5,22	Юинг [38]
10	A–180–2	39°05′	37°40′	0,20	1,70	1,90	3,74	1,81	6,46	3,71	8,35	8,00	4,44	То же
11	A–180–7	35°35′	26°00′	0,09	1,80	2,34	4,42	2,91	6,21	5,25	9,36	7,97	4,02	»
12	V10–8	31°53′	32°59′	0,15	1,67	2,52	4,83	2,36	6,74	4,88	9,55	8,30	4,30	Пишон [73]
13	V10–9	31°51′	30°54′	0,71	1,83	1,53	5,06	4,59	6,87	6,12	11,13	8,51	4,30	То же
14	A–180–42	00°04′	23°26′	0,35	1,67	1,72	4,82	2,74	7,19	4,46	8,28	8,49	3,47	»
15	A–180–47	00°04′	26°01′	0,51	1,76	1,36	4,90	1,85	6,58	3,21	7,85	8,26	4,13	»
16	A–180–48	01°45′	26°28′	0,46	1,70	2,39	4,59	2,43	6,72	4,82	9,41	8,30	4,13	«



Фиг. 3. Сейсмические разрезы; размещение их показано на фиг. 2

1 — вода; *2* — неконсолидированные осадки; *3* — осадочные породы; *4* — породы щита; *5* — основные интрузивные породы

В статье Дрейка и Гирдлера [35] приведены результаты комплексного геофизического изучения Красного моря.

Остановлюсь лишь на результатах сейсмического изучения.

На фиг. 2 показана схема размещения сейсмических профилей (из работы Дрейка), а на фиг. 3 — сейсмические разрезы по этим профилям.

В разрезах центрального трога (фиг. 3) нижние горизонты показаны как интрузии основных пород. Однако V_p при этом достигают 7,3 км/сек лишь в двух разрезах, в остальных случаях горизонты, интерпретируемые как основные интрузии, имеют V_p=6,93; 6,76 и 6,97 км/сек. Эти скорости вполне могут отвечать и сериям метаморфических пород. Поэтому говорить сейчас, в свете новых геофизических данных [35], об исчезновении сиалического слоя во впадине Красного моря за время, протекшее с конца мезозоя, уже не приходится. В какой-то мере разрез дна впадины сходен с разрезом Срединно-Атлантического хребта по данным Триггвасона [81].

Кратко упомяну об обнаружении некоторых пород, появление которых входит в противоречие с существующей концепцией о выделении особого океанического типа земной коры.

Серия верхнетретичных пород Исландии — продолжение Срединно-Атлантического хребта — сопровождается интрузиями и эффузиями кислой магмы.

Сейшельские острова — типично океанические, расположенные в глубоководной части Индийского океана,— сложены гранито-гнейсами рифея с возрастом 650 млн. лет. Выявлены андезиты на о-ве Гуам, граниты на о-ве Баунти, в Тасмании и островах Фиджи.

Метаморфизованные диабазовые и кератофировые эффузивы Карлсбергского и Срединно-Атлантического хребтов и другие уже давно известные факты свидетельствуют о распространении наряду с основными и щелочными также основных и кислых пород разного возраста среди океанических просторов.

С другой стороны, щелочные базальтоиды плиоценового или еще более молодого возраста известны в нашем Приморье (описаны Г. М. Гапеевой). Выявлены плиоценовые субщелочные базальты оз. Балатон в Венгрии и на Северном Кавказе в СССР. Все это свидетельствует о том, что нет специально океанических или специально континентальных типов горных пород.

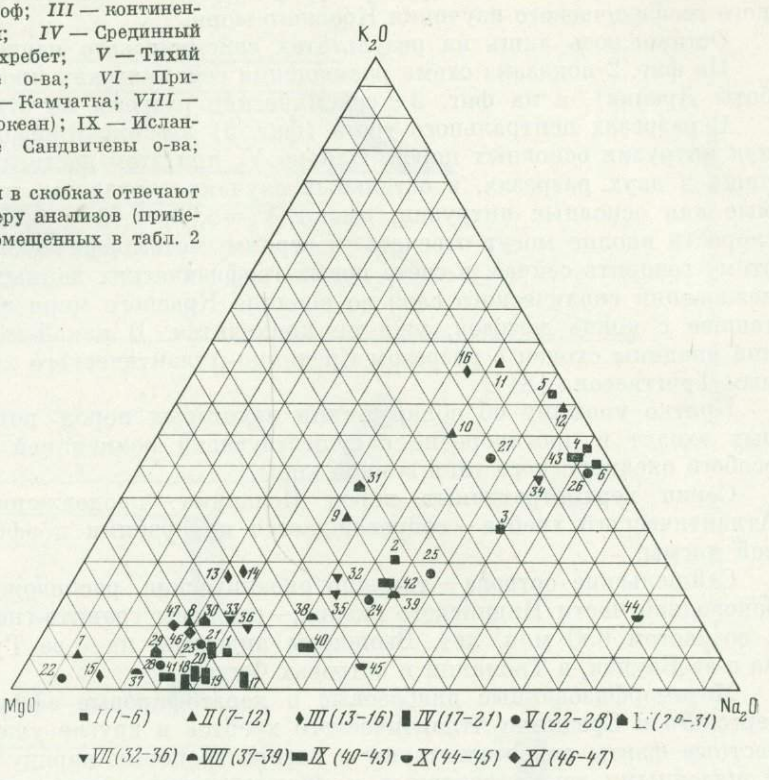
Однако существуют совершенно разные условия для исследования. Океанические горные области и равнины закрыты от глаз и молотка геолога мощной толщей воды, и изучаются там главным образом вулканические вершины подводных хребтов. Поэтому о геологии океанических районов получается информация лишь по вершинам подводных хребтов и отдельных гор, образующих острова, или по материалам, полученным путем драгирования. Этого, конечно, совершенно недостаточно даже для приближенных суждений о геологии океанических участков земной поверхности.

О СПЕЦИФИЧНОСТИ ОКЕАНИЧЕСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Одно время особенностью океанических участков земной коры считалась приуроченность к таким районам специфических серий вулканических пород.

I — Атлантический океан; о-в Вознесения; *II* — ов Гоф; *III* — континентальные породы; *IV* — Срединный Атлантический хребет; *V* — Тихий океан, Гавайские о-ва; *VI* — Приморье ДВК; *VII* — Камчатка; *VIII* — о-в Гуам (Тихий океан); IX — Исландия; *X* — Южные Сандвичевы о-ва; *XI* — Кения

Арабские цифры в скобках отвечают порядковому номеру анализов (приведенных к 100), помещенных в табл. 2



Фиг. 4. Содержание K_2O, Na_2O, MgO в молодых изверженных породах

Однако еще в 1960 г. было показано [8], что нет принципиальной разницы петрографических типов среди вулканических пород океанов и континентов.

Необходимо только сравнивать геологически анхисинхронные вулканические серии.

С этой целью был собран аналитический материал по изверженным породам океанических островов, срединных хребтов и некоторых континентальных образований плиоцен-плейстоценового возраста.

В табл. 2 приведены данные по содержанию K_2O, Na_2O и MgO в различных породах, а также указан их возраст.

На треугольной диаграмме K_2O, Na_2O и MgO (фиг. 4) показаны проанализированные породы океанических и континентальных участков Земли.

Эта диаграмма, показывающая относительное содержание в породе MgO, Na_2O и K_2O, важна тем, что именно эти окислы типичны для той или иной оболочки Земли, выделяемой по геофизическим данным. MgO — типичный компонент пород, обычно уподобляемых верхней мантии (дуниты, перидотиты), Na_2O — щелочь, типичная для базальтовых диабаз-спилитовых и кератофировых серий, т. е. для так называемого

Таблица 2

Содержание K_2O, Na_2O, MgO в молодых изверженных породах

№ на диаграмме	Местоположение	Содержания, приведенные к 100			Автор
		K_2O	Na_2O	MgO	
	Атлантический океан				
	о-в Вознесения				
1	Оливиновые базальты	6,00	27,0	67,0	Дэли
2	Трахидолериты	19,40	43,6	37,0	
3	Трахиандезиты	25,0	54,0	21,0	
4	Трахиты	38,0	59,4	2,6	
5	Кварцевые трахиты	45,5	51,7	2,8	
6	Обсидиан	37,0	62,0	1,0	
	о-в Гоф				
7	Пикритовые базальты	5,3	7,0	87,7	Мэтр
8	Оливиновый базальт	11,4	19,3	69,3	
9	Трахибазальты	26,6	33,3	40,1	
10	Трахиандезиты	40,0	40,5	19,5	
11	Трахиты	52,0	40,3	7,7	
12	Трахит	44,6	53,9	1,5	
	Континентальные породы				
13	Базальты оз. Балатон (Венгрия)	17,9	20,1	62,0	
14	Базальты Тырныауза (Кавказ)	18,0	23,0	59,0	
15	Пикрит Закавказья	0,5	12,6	86,9	
16	Липариты Закавказья	50,1	38,3	11,3	
	Срединно-Атлантический хребет				
17	Зеленокаменные породы	0,5	32,5	67,0	Мелсон
18	То же	0,5	24,5	75,0	
19	Базальт	2,2	25,6	72,2	
20	Базальт, возраст 20 млн. лет	2,6	24,4	73,0	
21	Базальт, возраст 1 млн. лет	6,4	24,6	69,0	
	Тихий океан				
	Гавайские острова				
22	Пикриты	1,3	7,0	91,7	Макдональд
23	Щелочные базальты	6,7	24,3	69,0	
24	Гавайиты	14,9	41,1	44,0	
25	Муджиериты	18,5	48,1	33,4	
26	Na-трахиты	35,0	61,7	3,3	
27	Риодациты	36,0	47,7	16,3	
28	Толейит (181 ан.)	3,7	19,3	77,0	
	Приморье ДВК				
29	Анкаратриты	5,3	17,7	77,0	Г. М. Гапеева
30	Трахидолериты	0,5	21,0	68,5	
31	Эссекситы	31,2	33,5	35,3	
	Камчатка				
32	Древнечетвертичные отложения	17,0	36,0	47,0	
33	Оливиновые базальты	11,0	25,0	64,0	

Таблица 2 (окончание)

№ на диограмме	Местоположение	Содержания, приведенные к 100			Автор
		K_2O	Na_2O	MgO	
34	Кислые породы	33,0	56,0	11,0	
35	Андезиты	15,0	37,0	48,0	
36	Базальты	9,5	28,0	62,5	
	о-в Гуам (Тихий океан)				
37	Базальты	3,0	16,0	81,0	Старк
38	Андезито-базальты	11,6	35,4	53,0	
39	Андезиты	15,0	45,0	40,0	
	Исландия				
40	Толейиты (7 ан.)	6,6	38,4	56,0	Кармишель
41	Оливиновые толейиты	2,0	21,0	77,0	
42	Андезиты	16,0	43,0	41,0	
43	Кислые лавы	37,3	60,0	2,7	
	Южные Сандвичевы острова				
44	Пемзы	11,4	80,0	8,6	
45	Включения в них	4,3	45,7	50,0	
	Кения				
46	Оливиновые базальты	8,0	21,0	71,0	
47	Анкаратриты	10,0	18,0	72,0	

базальтового слоя, и, наконец, K_2O — компонент, типичный для нормального гранита, т. е. для так называемого гранитового слоя геофизического разреза.

На диаграмме (см. фиг. 4) точки, отвечающие содержанию K, Na и Mg в породах, слагающих молодые вулканические комплексы океанических и континентальных участков Земли, не приурочены к обособленным площадям.

Серии базальт—кислый трахит Гавайского хребта или о-ва Реюньон в Индийском океане дают на диаграмме точки, все время ассоциирующиеся с анализами континентальных пород близкого состава. Это делает еще более убедительным представление об отсутствии специфики вулканических пород континентов и океанов.

Следует обратить внимание на данные по базальтовым породам Срединно-Атлантического хребта.

Хотя, судя по описанию, они подобны зеленокаменным породам и ассоциируются с серпентинитами, однако их называют базальтами. Подобные породы были извлечены драгированием из рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, а также с подводного хребта Карлсберг в Индийском океане.

Химизм этих пород, описанных Мелсоном и др. в 1966 г. [63], резко отличен от молодых вулканогенов океанических островов и по соотно-

шению K_2O, Na_2O и MgO ближе всего к породам диабазо-кератофировой серии формаций геосинклинального типа.

Авторы — Мелсон и др. [63] также указывают, что парагенезис минералов этих пород характерен для метаморфической фации зеленых сланцев.

Весь набор пород, извлекаемых при драгировании в этих участках Срединно-Атлантического и Карлсбергского хребтов (диабазы—эпидозиты—серпентиниты), свидетельствует об участии в строении этих хребтов достаточно древних, значительно метаморфизованных формаций геосинклинального типа.

Все это показывает, что и в отношении магматической деятельности, как островной, так и подводной, в срединных хребтах требуется глубокий геолого-петрологический подход, а не только геохимический и геофизический.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ^{87}Sr

Большое внимание в последние годы было обращено на распространение радиогенного ^{87}Sr в различных горных породах.

Исходя из распространенных концепций о разделении земной коры на два типа — океанический и континентальный, а также о том, что океаническая кора мощностью порядка 6 км перекрывает нижележащую мантию, считалось, что большинство вулканических пород в океанических районах должно быть образовано из подсиалических региональных источников верхней мантии с минимальной возможностью контаминации за счет материала коры. Поэтому изучение океанических вулканических пород имеет значение для уточнения состава и эволюции верхней мантии. Такая концепция допускала возможность обнаружения пород, генерированных из первозданной мантии, субстанция которой по составу приближается к метеоритному веществу.

Прецизионные измерения Фаста [43] и Шильдса [77] показали, что $^{87}Sr/^{86}Sr$ в каменных метеоритах равно 0,7004, а по Шильдсу — 0,6983; при крайне низком содержании Rb (0,50 ppm) Sr/Rb=189.

В работе 1963 г. Фор и Харли [39] отмечали, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ соответствует времени кристаллизации породы и комагматичность интрузивных образований или серий лавовых излияний разного состава может быть установлена при схождении стронциевых изохрон для валовых проб. Авторы показывают, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ изверженных пород, образовавшихся вследствие ассимиляции, переплавления или гранитизации древнего корового материала, обогащенного рубидием, обычно более высокое, чем в изверженных породах, которые произошли путем фракционной кристаллизации базальтовой магмы.

Фор и соавторы в 1963 г. [39] провели большую работу по определению $^{87}Sr/^{86}Sr$ в различных континентальных и океанических породах. В табл. 3 и 4 показаны средние данные $^{87}Sr/^{86}Sr$ для различных групп пород — молодых и древних, континентальных и океанических. Из табл. 4 видно, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в исторических излияниях Гавайских островов и Самоа достигает 0,7072 при содержании Rb от 10 до 40 ppm. Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ с поправкой на возраст показали близкие значения для базальтов тихоокеанских островов, диабазов триаса из Палисада, траппов Индии. Среднее значение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для 14 континентальных базальтов равно 0,7081, для 11 океанических — 0,7072.

Таблица 3

Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для горных пород древнего возраста

Автор, год	Порода и местоположение	Возраст, млн. лет	Rb, ppm	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Шильдс и др. [77]	Эвкрит, Пасамонте	4500		0,6983
Харт [50]	Перидотиты, о-ва Св. Павла	4500 (?)	0,25–1,7	0,703–0,705
Гленн и др. [46]	Перидотиты, дуниты, Новая Зеландия, Новая Каледония	730	<0,4	Высокое
Штюбер, 1965 г.	Перидотиты альпинотипные			0,705–0,715
Харли [53]	Гранит, Трансвааль	3000	107,2	0,7106
	Риолит, Сёдбери	2200	172,2	0,7076
	Риолит, Массачусетс	400	215,0	0,6740
	Квебек, гранит	100	140,0	0,7056
Боттинг	Туфы, силур, Майн	415		0,708
Фор и др. [27]	Эклогиты, ксенолит, трапы, Индия		6,90	0,7088
		100		0,7086
	Диабаз, Палисад	200		0,7069
	Базальт, Йеллоустон	50		0,7082
	Среднее для 15 континентальных пород	–	–	0,7082
	Среднее для 11 океанических пород	–	–	0,7072

Базальты и сиениты о-ва Реюньон (Индийский океан) при разном содержании Rb показывают почти тождественные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Все эти лавы и интрузии сиенитов близки по возрасту, им около 1 млн. лет.

Фаст и Тилтон определяли изотопный состав вулканических пород островов Гоф и Вознесение Атлантического океана. Возраст этих пород 1–2 млн. лет. Для трахитов обоих островов среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7083$. Для базальтов обоих островов среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7034$. Указанные выше авторы считают, что наблюдаемые отличия определяются существованием региональных вариаций в отношениях Rb/Sr в верхнемантийных источниках этих пород. Но это было бы верно, если бы отличались изотопы по принадлежности к островам. Различия между трахитами и базальтами двух островов гораздо менее значительны, чем между базальтами и трахитами одного острова.

Муурбат и Уокер [66] изучили изотопный состав стронция из изверженных пород Исландии. Среднее значение для 12 основных пород Исландии они получили равным 0,7027, а для кислых – 0,7020. В Восточной Исландии известны интрузии, сложенные габбро, гранитами и гранофирами. K-Ar возраст одного из штоков 6,5 млн. лет. Авторы [66] приходят к мнению, что изучение изотопов свидетельствует об образовании кислых магм из того же регионального источника, что и основные породы,– предположительно из верхней мантии. Кислые породы, по их мнению, образовались либо путем фракционной кристаллизации основной магмы, либо путем селективного плавления основных пород. Они считают, что возможность образования кислых пород путем частичного или

Таблица 4

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в молодых вулканических породах

Автор, год	Порода и местоположение	Возраст, млн. лет	Rb, ppm	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Фор и др. [39]	Базальты, Гавайские острова и Самоа (среднее из 6)	Современный	9,72–41,0	0,7072
	Андезиты, дациты, Япония (среднее из 3)	»	–	0,7081
	Базальты, Везувий	»	–	0,7082
Муурбат, Уокер [66]	Базальты, о-в Скай	–	–	0,7058
Муурбат, Уокер [66]	Базальт, Скаергаард	–	–	0,7065
	Базальт, Исландия (среднее из 9)	Тг	5	0,7027
	Кислые породы, Исландия (среднее из 7)	Тг	100	0,7020
Дугалл [33]	Вулканические породы, острова Реюньон, Родригес (среднее из 12)	1–2	14,0 до 105,0	0,7043
Гамильтон, 1965 г.	Океаниты, кварцевые сиениты, о-в Реюньон, Индийский океан (среднее из 10)	1–2	–	0,7037
Пауэлл и Фор [72]	Базальты, о-в Оаху (Тихий океан) (среднее из 6)	1–2	–	0,7036
Гаст и Тилтон [43]	Базальты, острова Вознесения и Гоф, Атлантический океан	1–2	–	0,7034
	Трахиты, там же	1–2	–	0,7083

полного плавления древней сиалической коры под островом с Rb/Sr, подобным среднекоровому, исключается на основании изотопных данных. Следует при этом напомнить, что, по Триггвасону [81], строение Исландии по геофизическим данным выглядит следующим образом. Верхний слой сложен вулканическими породами, ниже идет слой мощностью 15 км, со скоростями около 6,7 км/сек, еще ниже – мощный слой со скоростью 7,4 км/сек. Слой со скоростью 7,4 км/сек в Срединно-Атлантическом хребте достигает глубины 140 км, где проходит граница скачка и где начинается скорость 8,2 км/сек. В свете таких представлений о строении Исландии по геофизическим данным вывод Муурбата и Уокера о происхождении кислых интрузий и лав Исландии может быть взят под сомнение.

До сих пор шла речь главным образом об основных океанических породах, относящихся к последнему этапу геологической истории. Возраст их и в Тихом, и в Индийском, и в Атлантическом океанах определяется как современный или до 1—2 млн. лет, т. е. постплиоценовый.

Харли, Фэйрберн и Пинсон [52] опубликовали в 1965 г. статью об изотопном составе стронция в вулканических породах Западной Италии. Большое разнообразие типов пород, отвечающих разным щелочным магмам, в вулканической провинции близ Рима они приписывают влиянию ассимиляции коровых пород разного состава. Если это так, то должны наблюдаться заметные вариации в $^{87}Sr/^{86}Sr$, коррелирующиеся с содержанием калия в магме. Были изучены породы от нормальных базальтов

до богатых калием пород. Авторы нашли, что нет значительных вариаций в распределении в них ^{87}Sr. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ не так мало, как в океанических базальтах, и специфично для каждого излияния. В пределах одного центра излияний отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ вопреки вариациям в типах пород близкое и вместе с тем каждый вулкан отличается от другого, хотя и незначительно. Полных данных не приводится, но указывается, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ порядка от 0,7068 до 0,7108. На этом основании авторы считают, что имеются внутрикоровые очаги с расстоянием в несколько километров или десятки километров, в которых магмы были хорошо гомогенизированы перед магматической дифференциацией. Следует подчеркнуть, что, по Фору, среднее отношение для океанических базальтов $^{87}Sr/^{86}Sr=0{,}7072$, что даже превышает аналогичное отношение для базальтов Италии. Кроме того, по данным Гаста и др., на островах Вознесения и Гоф разница больше между трахитами и базальтами, чем между породами островов в целом.

Большой интерес вызывают милонитизированные перидотиты островов Св. Павла в Атлантическом океане. Харт в 1965 г. [50] определил в шести образцах колеблющиеся содержания K, Rb, Sr (абсолютные цифры для конкретных образцов не приводятся): 1) K от 99 до 1450 ppm, 2) Rb от 0,25 до 1,7 ppm и 3) Sr от 8,0 до 90 ppm.

Четыре образца имели $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,703 до 0,705—0,704. Колебания Rb/Sr отношения для них не всегда коррелируются, и это говорит об открытости системы для одного или больше образцов за последний миллиард лет. Пятый образец имел $^{87}Sr/^{86}Sr=0{,}7087$ (т. е. тождественное среднему, по Фору, для континентальных пород). Харт отмечает, что это необычно высокое значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ по сравнению с молодыми вулканическими породами из других частей Срединно-Атлантического хребта. Изохрона 4,5 млрд. лет, проведенная через точку первичного отношения 0,701, включает все образцы перидотитов в пределах экспериментальной ошибки.

В этих выводах есть определенная натянутость. При возрасте 4,5 млрд. лет первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ должно приближаться к метеоритному, однако оно сильно превышает его. По-видимому, здесь сказываются: 1) трудности прецизионного определения Rb, Sr и их изотопов, присутствующих в столь малых абсолютных концентрациях; 2) недоучет геологической истории, например воздействие трахитовой магмы или растворов могло нарушить картину распределения Rb и Sr изотопов.

В этом же районе тождественным изотопным составом характеризуются молодые базальты (0,703) и повышенно радиогенные трахиты.

В другой работе Гленн, Пинсон и Харли [46] отмечают, что изучение перидотитов показывает для многих из них $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Rb/Sr более высокое, чем у океанических базальтов (при содержании $Rb<0{,}4$ ppm и 10 ppm Sr). Высокое $^{87}Sr/^{86}Sr$ не может коррелироваться с соответственным повышением Rb/Sr и возрастом интрузий (но нельзя забывать, что серпентинизация связывается с воздействием гранитных интрузий!).

Для дунитов Новой Зеландии и Новой Каледонии найдена изохрона, отвечающая 730 млн. лет. В связи с этими данными авторы критикуют представления о связи перидотитов и базальтов, согласно которым базальт выплавляется из общего источника (мантийного) и захватывает почти весь Rb и Sr, а перидотиты образуют остаточный материал после выделения базальтовой жидкости.

Однако мне представляется, что в приведенных примерах недостаточно детально изучена история геологического развития регионов и что магматические расплавы поступают скорее не из первозданной мантии, а из гетерогенной верхней оболочки Земли.

По Штюберу (1965 г.), альпинотипные ультраосновные породы (дуниты и перидотиты) характеризуются отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,705 до 0,715, что зависит от географических вариаций в концентрациях Rb, K, Sr и Na.

Резюмируя приведенные материалы по распределению ^{87}Sr в породах, можно сказать, что отсутствует какая-либо закономерность в распределении радиогенного стронция, зависящая от петрографического типа магматических образований, или от их геологического возраста, или от их структурно-территориального размещения.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФИЗИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Интерпретация геофизических данных с выводами о петрографическом составе отдельных оболочек Земли, к сожалению, еще не имеет достаточно надежной экспериментальной основы. Физические свойства горных пород и минералов, особенно в условиях разных температур и давлений, изучены далеко не полно. В частности, недостаточно выяснена зависимость между такими факторами, как плотность, пористость минерала и плотность, пористость минерального агрегата, каковым является горная порода. Плотность горной породы или ее объемный вес определяется не только составом, но и текстурой.

Нормальный гранит при давлениях, близких к атмосферному, показывает 5 км/сек (скорость прохождения в нем упругих волн), но габброид, состоящий из основного плагиоклаза, пироксена и оливина, однако образовавшийся в гипабиссальных условиях, обладает пористостью 7,275%. Поэтому, несмотря на мафический состав породы, скорость прохождения в ней продольных упругих волн при атмосферном давлении и даже при всестороннем сжатии 500 кг/см^2 не достигает 5 км/сек. Поэтому переход от упругих свойств горной породы к ее составу обязательно должен опираться на знание ее текстуры и геологической обстановки образования.

Проведенное нами в 1964 г. совещание специалистов по физическим свойствам горных пород записало в своем решении следующие важные для глубинной геологии и геофизики выводы [10].

«В целях избежания создания преждевременных геологических гипотез о строении земной коры и составе геофизических слоев на основе данных скоростных разрезов коры и верхней мантии рекомендуется не применять обозначений „гранитный“ и „базальтовый“ для отдельных слоев земной коры, выделяемых по данным геофизики. До получения достаточного количества данных по физическим свойствам главных типов горных пород и минералов при разных давлениях и температурах, обеспечивающих правильную геологическую интерпретацию геофизических исследований, рекомендуется перейти на буквенные обозначения „геофизических“ слоев земной коры.

В целях правильной интерпретации проводимых региональных геофизических исследований (профили ГСЗ, сейсморазведка, гравиметрическая и магнитометрическая съемка) считать совершенно обязательным сочетать

их с параллельным изучением петрологии и комплекса физических свойств конкретных горных пород изучаемого района».

Накопленные за последнее пятилетие экспериментальные данные по упругим свойствам горных пород (Берч, М. П. Воларович и др.) со всей определенностью свидетельствуют о громадном значении давления на физические параметры горных пород, и в первую очередь на скорости прохождения в них упругих волн. Оказалось, что породы различного состава и текстуры при атмосферном давлении значительно сильнее отличаются по упругим свойствам, чем те же горные породы, находящиеся в напряженном состоянии под давлением 1000 кг/см^2 и даже при 500 кг/см^2. Отсюда буквально для всех пород, подвергающихся эксперименту, выявлено резкое увеличение скоростей упругих волн на первом этапе сжатия — до 1000 кг/см^2. Далее при повышении давления до 10 000 или даже до 20 000 бар кривые поднимаются очень полого.

Совсем другая картина кривых получается, если подвергнуть всестороннему сжатию образец плотного вулканического стекла. В опытах Берча были исследованы диабазовое стекло и обсидиан. Результаты поразительны. В этих породах при давлении 1 атм и до 10 000 атм [1] скорость прохождения упругих волн остается постоянной, что связано с отсутствием трещиноватости и микропористости материала. На фиг. 5 изображены кривые изменения скоростей упругих волн в горных породах в зависимости от величины давления. На фиг. 6 приведены кривые, показывающие ход изменения скоростей упругих волн в некоторых минералах и породах при различных давлениях.

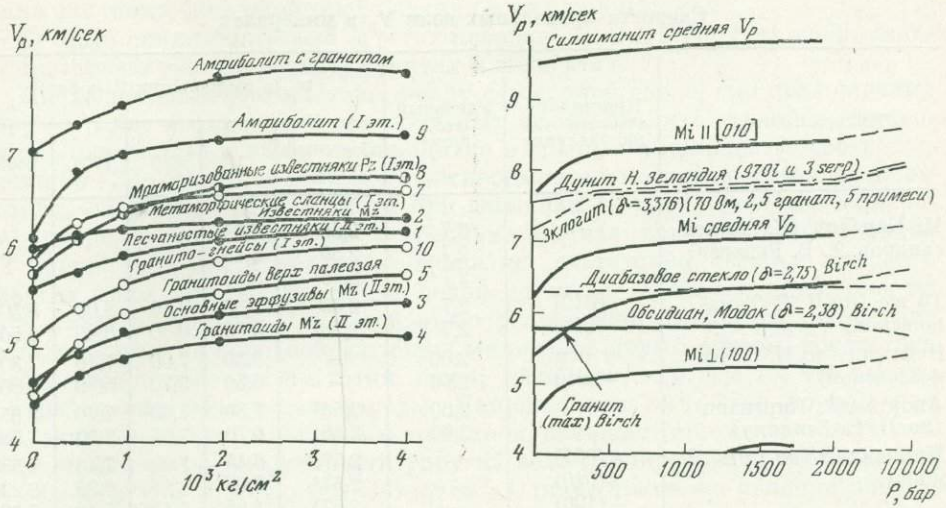
Сравнение гетерогенных агрегатов (горная порода) и однородных стекол показывает громадное значение текстурных особенностей среды, для которой экспериментально получены значения скоростей упругих волн.

В частности, скорость прохождения упругих волн в гранитах при повышении всестороннего сжатия увеличивается на 30%. Для дунитов, по данным Берча, скорости упругих волн повышаются на 20%. Таким образом, при высоких параметрах всестороннего сжатия происходит значительное сближение значений скоростей упругих волн для разных петрографических групп.

Работами наших и зарубежных ученых выявлено, что большая группа метаморфических пород имеет упругие свойства, близкие к габбро. Поэтому то, что в разрезах геофизиков часто именуется «базальтовым» слоем, в реальной геологической обстановке, вероятнее, отвечает метаморфическим породам.

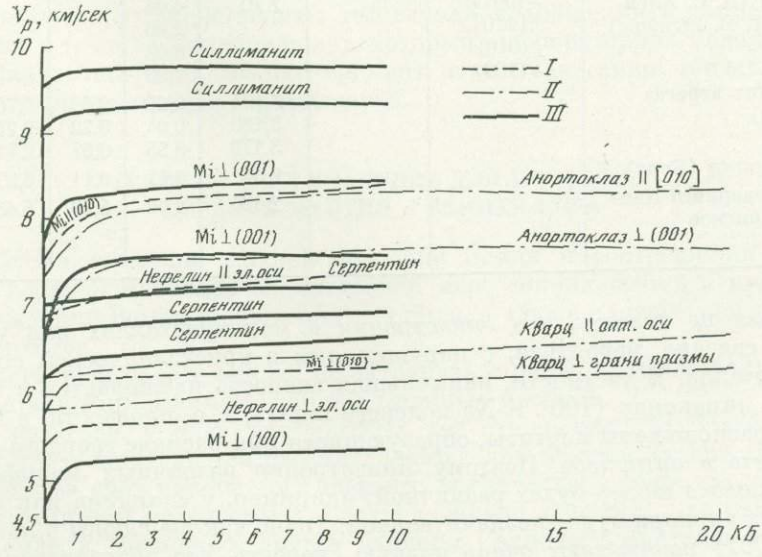
В последние два года экспериментальному исследованию были подвергнуты монокристаллы минералов. Эти работы были проведены Д. Симмонс, М. П. Воларович и другими исследователями [14, 78]. Результаты их достаточно неожиданны. Оказалось, например, что такие минералы, как микроклин, анортоклаз и нефелин (и кварц), являются, во-первых, анизотропными и, во-вторых, в K-Na полевых шпатах скорости в некоторых направлениях оказались выше скоростей дунитов. В табл. 5 приведены экспериментальные данные по определению скорости продольных волн как при одной атмосфере, так и при всестороннем сжатии для ряда минералов, а на фиг. 7 — графики изменения скоростей продольных волн в минералах при повышении давления.

[1] 1 атм=1,033 кг/см^2 (в системе единиц МК ГСС)=1,013 бар (в системе единиц СГС).— *Прим. ред.*



Фиг. 5. Зависимость средних скоростей продольных волн от давления для групп горных пород Кавказа

Фиг. 6. Скорость (Vp) в некоторых породах и минералах в зависимости от всестороннего сжатия в барах (P)



Фиг. 7. Скорости продольных волн в минералах

I — По М. П. Воларовичу и И. С. Томашевской; II — по Н. Е. Галдину; III — По Симмонс

Таблица 5

Скорости продольных волн V_p в минералах

Минерал, автор	Кристаллографическое направление	Удельный вес, г/см³	V_p (в км/сек) при P (в бар)				
			объемный вес	1	600	1000	2000
Мі Карелии (К. С. Александров, Т. В. Рыжова)	–	2,7	2,56	6,95			
		2,7	2,56	8,15			
		2,7	2,56	5,10			
То же (по И. С. Томашевской)	∥[010]	2,7	2,56	7,30	7,80	8,00	8,30
	⊥(010)	2,7	2,56	5,50	6,30	6,40	6,50
Нефелин (по И. С. Томашевской)	∥ оси	2,60	–	6,80	7,00	7,10	7,30
	⊥ оси	2,60	–	5,50	5,70	5,70	5,80
Анортоклаз Киргизии (по Н. Е. Галдину)	–	2,60	2,58	7,30	7,60	7,70	8,05
		2,60	2,58	6,70	7,05	7,30	7,50
Микроклин (по Симмонс)	⊥(001)	–	2,571	6,43	7,28	7,43	7,53
	∥(010)		2,571	7,67	8,21	8,25	8,29
	⊥(100)	–	2,571	4,65	5,12	5,18	5,22
Кварц (по Н. Е. Галдину)	∥ оси	–	–	6,20	6,25	6,30	6,30
	⊥ грани призмы		–	5,80	5,85	5,90	5,95
Биотит (К. С. Александров, Т. В. Рыжова)	⊥(001)		3,05	4,21			
	∥[110]			7,83			
	⊥(010)			7,78			
	⊥(100)			7,87			
Мусковит (К. С. Александров, Т. В. Рыжова)	⊥(001)		2,70	4,44			
	∥[110]			8,06			
	⊥(010)			8,03			
	⊥(100)			7,90			
Силлиманит агрегат (Симмонс)			3,194	9,60	9,66	9,70	9,75
			3,189	9,04	9,22	9,25	9,30
			3,179	9,55	9,67	9,71	9,75
Гранит Индии (Берч)			2,64	5,47	6,11	6,27	6,35
Гранит Северного Кавказа (Садонское ущелье)			2,629	4,96	5,20	5,48	6,00

Нельзя не сказать, что анизотропия в монокристаллах для упругих свойств связана, вероятнее, с нарушениями в кристаллической сплошности кристалла. В частности, наименьшая скорость наблюдается в направлении ⊥ пинакоиду (100) K-Na полевого шпата, т. е. плоскости, в которой обычно расположены пертиты, образующиеся при распаде твердого раствора альбита в ортоклазе. Поэтому анизотропия различных модификаций K-Na полевого шпата будет различной; например, у санидина или анортоклаза она априори будет незначительной. Точно так же слюды в направлении ⊥ (001) показывают очень низкую скорость, что обусловлено развитием в этом направлении совершенной спайности. Надо думать, что в напряженном состоянии, при всестороннем сжатии, контакты между спайными пластинами слюды станут плотнее. Скорость V_p возрастает.

Изучение серпентинитов и силлиманитовых агрегатов также дало довольно неожиданные результаты.

а) Серпентиниты — ультраосновные породы — показали далеко не высокие значения скоростей прохождения в них упругих волн.

б) Зато силлиманитовый агрегат показал скорость упругих волн, сильно превышающую скорости в дунитах и эклогитах.

Наблюдается несоответствие между суммарной скоростью прохождения упругих волн в отдельных минеральных фазах гранита — кварца, микроклина, олигоклаза и слюд, находящихся в граните в количестве соответственно 30—30—30—10 объемн.%, и экспериментально наблюдаемой в таком граните скоростью упругих волн при давлении 1 атм. Разная (по минералу) скорость упругих волн в среднем граните должна быть порядка 6,2 км/сек. Однако в реальных гранитах, достаточно свежих, скорость упругих волн при эксперименте редко достигает 5 км/сек, т. е. она на 25% ниже расчетной. Причиной этого расхождения является отсутствие тесных контактов породообразующих минералов друг с другом, вследствие чего в породе обильны пустотки, поры, трещинки, т. е. все то, что входит в определение пористости породы. Напряженное состояние породы под давлением приводит к закрытию трещинок, сближает контакты между зернами, и, как следствие, скорости упругих волн скачкообразно повышаются на 20—30% уже при сжатии 500 кг/см^2. Однако такое же явление наблюдается, хотя и в меньшей мере, и для монокристаллов; скорость упругих волн в микроклине повышается на 10—12% при увеличении давления до 600 кг/см^2. Это свидетельствует об упругости самих минералов, их вероятной сжимаемости за счет ультрапористости и дефектов кристалла. Это уплотнение и упругая сжимаемость минералов и горных пород чрезвычайно сильно сказываются на значениях скоростей продольных упругих волн при длительном нахождении в напряженном состоянии. Породы, слагающие земную кору, представляют тот случай нахождения в напряженном состоянии в течение миллионов лет, который в лабораториях моделировать невозможно. Лабораторный эксперимент показывает лишь тенденции изменения упругих свойств горных пород.

ТЕКТИТЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПРОБЛЕМЫ ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ — ЗЕМНАЯ КОРА

Проблема строения верхней оболочки Земли и соотношения земной коры и верхней мантии в значительной мере соприкасается с проблемой происхождения Земли и солнечной системы, а также с проблемой метеоритов и тектитов.

В настоящей работе нельзя не затронуть в очень краткой форме некоторые детали этих взаимосвязанных сложных проблем.

Как известно, у ряда метеоритных тел отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ близко к 0,700, и это обстоятельство рассматривается как подтверждение образования Земли за счет накопления твердого космического вещества, сходного с известными нам метеоритами. Следует, однако, отметить, что метеориты, наша Земля и, возможно, другие планеты Солнечной системы образовались из общего протовещества, для которого первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, естественно, было достаточно близким.

В связи с рассматриваемой проблемой о земной коре и верхней мантии представляется интересным рассмотреть вопрос о тектитах и о некоторых новейших данных по изучению Луны, ближайшего соседа Земли в космосе.

В ряде мест земного шара: 1) Австралии, Индонезии, Филиппинах, 2) Центральной Европе — Чехословакии и 3) Северной Америке — обнаружены обломки стекол, специфичные для каждого из этих районов. Изучался их химический и изотопный состав, выяснялся их возраст. Оказалось, что тектиты, найденные в каком-либо из указанных районов, имеют близкий состав и одинаковый, определенный K-Ar методом возраст. Например, возраст тектитов Австралии, Индонезии около 1,0 млн. лет, а тектитов Чехословакии 15 млн. лет.

Благодаря любезности Л. Г. Кваши мне удалось познакомиться с образцами и шлифами тектитов из коллекции Комитета по метеоритам. Из земных пород наиболее близки к тектитам по составу и структуре вулканические стекла — обсидианы молодых вулканических извержений. Вокруг происхождения тектитов происходит горячая дискуссия. В свете последних снимков лунной поверхности спутником «Луна-9» мне представляется более логичным присоединиться к защитникам гипотезы о лунном происхождении тектитов. Однозначное решение этой проблемы последует после получения каменного материала с Луны, что, вероятно, в обозримом будущем свершится.

Из большой литературы по тектитам, опубликованной за последние годы, остановимся на некоторых, более важных работах. С. М. Варшавский [83] считает, что, по астрономическим соображениям, Луна — очень вероятный источник тектитов. Кассиди [29] считает лунное (импактитовое) происхождение сомнительным, поскольку содержания ^{26}Al и ^{10}Be, индуцируемые космическими лучами, обусловлены бо́льшим временем движения в пространстве, чем это возможно в полете от Луны к Земле. Следует заметить в связи с этим выводом, что сама поверхность Луны вследствие почти полного отсутствия атмосферы более доступна воздействию космических лучей, что может еще до отрыва материала повести к накоплению ^{26}Al и ^{10}Be.

Юри [82] в общем возражает против лунной гипотезы происхождения тектитов. Он, в частности, считает, что если даже поверхность Луны отвечает составу тектитов, то остается труднообъяснимым прибытие тектитов на Землю с наблюдаемой площадью распространения.

Пинсон и др. [71] проанализировали восемь образцов тектитов на содержание в них Sr, Rb, K и выявили изотопный состав стронция. Содержание K достаточно постоянное — от 2,1 до 2,4%; точно так же постоянно содержание Rb — 110—140 ppm. вес и Sr — от 111 до 291 ppm. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ отвечает преимущественно значению 0,712. Авторы считают, что Rb/Sr отношения и изотопный состав не противоречат представлению о происхождении тектитов как дифференциатов протобазального вещества или ахондритового (но не хондритового) материала. Зарингер [84] считает, что тектиты отдельных областей (одного и того же возраста) связаны в каждом случае с одним событием.

Изотопный состав (Ar, Kr и Xe) сходен с атмосферным, поэтому эти газы скорее земного происхождения. Давление в газовых пузырьках тектитов достигает 40 мм, что отвечает 20 км высоты. Зарингер считает более вероятным обогащение этими газами при высокой температуре (порядка 2000°), т. е. в приземных условиях. Гипотеза о внеземном происхождении тектитов, по его мнению, не очень доказательна.

Этот же исследователь произвел определения абсолютного возраста 35 образцов тектитов K-Ar методом. Девять образцов тектитов из Северной

Америки показали возраст 33—35 млн. лет. Эта цифра хорошо согласуется с их стратиграфическим положением в Джексоновской формации, относимой к позднему эоцену. Восемь чехословацких тектитов показали возраст 14,5 млн. лет, что также согласуется с их залеганием в отложениях среднего—позднего миоцена.

Для района — Филиппины, Индокитай, Индонезия и Австралия определялись 18 образцов тектитов. Все они показали один возраст — 0,68—0,75 млн. лет. Залегают они обычно в красных латеритах, которые покрывают вулканические туфы плейстоцена. Зарингером приводятся палеонтологические данные, подтверждающие верхнеплейстоценовый и голоценовый возраст вмещающих пород.

Гильварри [45] считает, что нет данных считать космические тела, более удаленные, чем Луна, возможным источником тектитов. Этот его взгляд основан на результатах исследований и Виста и Андерса, которые определили количество короткоживущего изотопа ^{26}Al в различных тектитах. Они нашли такое количество ^{26}Al, которое может быть образовано при воздействии космических лучей в течение периода около 10 000 лет. Известно также, что среднее время пролета (пути) тела из зоны астероидов к Земле составляет по крайней мере 10^7 лет. Период полураспада ^{26}Al около $8 \cdot 10^5$. Малые концентрации ^{26}Al свидетельствуют о значительно более близком, чем астероидная зона, происхождении тектитов.

По данным И. Е. Старика и др. [22], наблюдается некоторое различие в изотопном составе свинца тектитов и плиоценовых (плейстоценовых) обсидианов Армении.

$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$ в среднем для четырех тектитов[1] = 18,55; для обсидианов Армении — 19,04;

$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$ для тектитов = 38,82; для обсидианов — 39,51;

$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$ для тектитов = 15,81; для обсидианов — 15,88.

То есть в исследованных тектитах (три из которых относятся к наиболее молодой группе Филиппин—Индонезии) меньше радиогенного свинца, чем в плиоценовых обсидианах Армении.

Проведенный обзор работ по тектитам показывает, что аргументы защитников лунного происхождения тектитов имеют известную убедительность.

Средний химический состав тектитов близко подобен составу кислых обсидианов. Содержание SiO_2 в них 72—74%, K_2O — 3,0—3,5%, Na_2O — 1,5—2,0% и т. д.

Противники такого взгляда больше исходят из общих соображений о невозможности существования на Луне коры из кислых пород. Такое отрицание базируется на представлении о первичном образовании Земли из метеоритного вещества. Однако последние исследования советских автоматических станций «Луна-9» и «Луна-10», давшие сведения о внешнем облике горных пород Луны и их радиоактивности, не исключают того, что поверхность Луны в значительной степени состоит из кислых пород, подобных вулканогенным (но сильнопористым) липаритовым лавам Земли.

[1] Приводятся данные по соотношению различных изотопов свинца из перечисленных выше (с. 337) районов земного шара. Обсидианы, анализированные для сравнения, взяты из плиоценовых вулканитов Армении.— *Прим. ред.*

Таблица 6

Сравниваемые планеты	Радиус, км	Средняя плотность, г/см³	Превышение средней плотности над плотностью верхней коры	Отношение	
				радиусов планет	превышения плотности
Луна	1738	3,3	0,8	0,27	0,27
Земля	6378	5,5	3,0		
Марс	3400	4,1	1,6	0,53	0,53
Земля	6378	5,5	3,0		

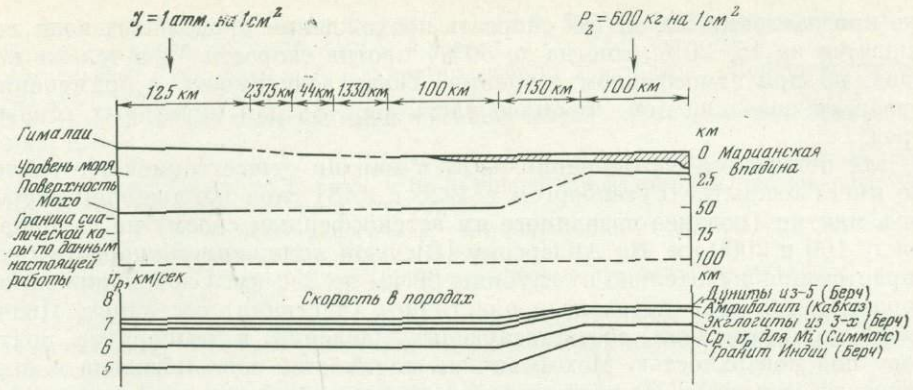
Энергия вулканических выбросов Луны в условиях чрезвычайно сильно разреженной ее атмосферы и малой силы лунного тяготения могла сообщить выброшенному материалу необходимую начальную скорость. Юри считает, что эта скорость 2,4 км/сек. По Адамсу и др. [26], аэродинамический разогрев требует скорости 6,5 км/сек. Так или иначе, лунный материал, войдя в атмосферу Земли, подвергался сильному разогреву, вследствие чего терял накопившийся радиогенный ^{40}Ar. Вероятны также распад крупных обломков на мелкие и оплавление их. Только этим можно объяснить рассыпанность тектитов трех определенных возрастов на трех определенных площадях земной поверхности. Правда, не исключена возможность нахождения тектитов в геологических формациях иного возраста и в других районах, кроме тех, в которых они до сих пор найдены.

В связи с существующими представлениями о первично-метеоритном составе протовещества, из которого образовалась Земля, следует обратить внимание на соотношения между средними плотностями некоторых планет Солнечной системы и размерами их радиусов. Изложенный материал позволяет предположить, что поверхность Луны, а возможно, и Марса, подобно Земле, сложена кислыми породами — дифференциатами стадии перехода протовещества планеты через расплавленное состояние. В таком случае верхние части коры имеют плотность около 2,5. Оказывается, что отношение повышения средней плотности некоторых планет над плотностью пород верхней части их коры к таковой же величине для Земли идентично отношению радиуса данной планеты к радиусу Земли. Эта зависимость наглядно иллюстрируется табл. 6. Сопоставление радиусов и плотностей Земли и Венеры не приводится, так как диаметр Венеры (12 200 км) определен на уровне облаков. Табл. 6 свидетельствует, что увеличение средней плотности трех планет Солнечной системы находится в прямой зависимости от радиуса планеты. Это дает основание для предположения об идентичности вещества, слагающего планеты, но находящегося в различной степени сжатия, обусловленного размером планеты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распределение петрографических типов изверженных горных пород в океанах и на континентах обусловлено геологической историей развития этих регионов, но никак не зависит от так называемого типа коры. Новые данные об упругих свойствах монокристаллов и горных пород открывают новые пути для интерпретации геофизических данных и во всяком случае позволяют рекомендовать развертывание исследований в этой запущенной у нас области эксперимента.

Отсутствие какой-либо закономерности в распределении в породах ра-



Фиг. 8. Схема разреза верхней оболочки Земли от Гималаев до Марианской впадины

Сплошные линии — участки разреза с отношением вертикального масштаба к горизонтальному 1 : 1; пунктирные линии — участки разреза большой протяженности однотипного строения, исключенные из разреза

диогенного стронция, ни с точки зрения петрографического типа магматических образований, ни в отношении их геологического возраста или структурно-территориального размещения, свидетельствует о том, что глубинные области магмообразования приурочены к гетерогенной среде. Вряд ли такой средой может явиться первозданная мантия, образованная из материала, сходного с метеоритами, в которых изотопный состав отвечает отношению $^{87}Sr/^{86}Sr=0{,}700\pm0{,}001$. Поскольку генерация магматических расплавов происходит на глубинах порядка не менее 100 км, вероятнее, что до этих глубин верхняя оболочка гетерогенна и по типу петрографических ассоциаций близка к той оболочке Земли, которая называется корой.

Поверхность Мохоровичича представляет раздел не двух сред разного петрографического состава, а отвечает изменению (уплотнению) физического состояния пород переходной зоны вследствие ликвидации поровых и ультрапоровых пустот.

Верхняя твердая оболочка Земли — земная кора представляет собой, несмотря на мозаичность своего состава, единую упругую среду, которая в глубоководной области океанов испытывает давление, в 600 раз превышающее давление, испытываемое корой (той же упругой системой) на континентах. Вследствие этого поверхность Мохоровичича со скоростями $V_p\sim8{,}0$ км/сек под океаническим дном воздымается. Построение разрезов земной коры без искажения горизонтального и вертикального масштабов позволяет составить более правильное представление о соотношении земной коры и так называемой верхней мантии. На фиг. 8 показан схематический разрез (с изъятием больших участков однородного строения) верхней части Земли — от Гималаев (гора Джумалунгма) до Марианской впадины — в нормальном соотношении масштабов. На этой схеме показано, что собственно сиалическая оболочка Земли не ограничивается снизу поверхностью Мохо, а простирается до глубины свыше 100 км и появление раздела Мохо обусловлено приложением различных (для континента и океана) нагрузок к одной и той же — по упругим свойствам — системе.

Схематичный разрез построен исходя из того, что упругая среда земной коры состоит из горных пород, в которых в условиях эксперимента

уже при давлении 500 кг/см^2 скорость прохождения продольных волн повышается на 15—20% (иногда до 30%) против скорости V_p в тех же породах, но при атмосферном давлении. Такая зависимость в применении к разрезу показана (см. нижнюю часть фиг. 8) для некоторых горных пород.

Для понимания соотношений коры и мантии существеннейшее значение имеет открытие Гутенбергом в 1926 г. [48] слоя пониженной скорости в мантии (позднее названного им астеносферным слоем) на глубинах между 100 и 2000 км. По Андерсону [6], слой пониженной скорости простирается приблизительно от глубины 60 км до 250 км. Слой пониженной скорости — это зона перехода в пластичное (частично) состояние. Иначе говоря, при сочетании соответствующих давлений и температур почти сразу под поверхностью Мохоровичича начинается зона перехода в пластическое состояние. По этой стороне вопроса еще более определенно высказывается Пресс [20], указывающий, что «значение скорости волны „G" определяется зоной пониженной скорости в мантии. Это дает основание предполагать, что под континентами и океанами на глубине больше 50 км состав вещества и распределение температур „одинаковы"» [с. 241]. Далее [20, с. 246] Пресс пишет: «...в простейшем предположении параметры, сильнее всего влияющие на скорость поперечных волн, вероятно, распределены в верхней мантии под океанами и континентами (разрядка моя.— *Г. А.*) на глубинах свыше 50 км в основном одинаково. В частности, это будут „температура, давление и состав"». Эти новые данные о соотношениях астеносферы, земной коры и верхней мантии не противоречат, а скорее весьма логично увязываются с выводом настоящей работы о том, что сиалическая оболочка Земли («земная кора») не ограничивается снизу поверхностью Мохо, а простирается до глубины свыше 100 км.

При таком выводе о строении верхней оболочки Земли, достигающей глубины 200—300 км, снимаются противоречия между геолого-петрологическими и геофизическими фактами, вытекающие из концепции, обоснованной геофизикой, что земная кора ограничивается снизу разделом Мохо и что по составу и мощности земная кора разделяется на два главных типа — океанический и континентальный.

Главной задачей будущих исследований является развитие экспериментальных работ и организация совместных исследований с геофизиками, а также максимальное привлечение к комплексной обработке каменного материала из различных мест Мирового океана.

При обработке должны быть максимально использованы методы абсолютной геохронологии, так как без хронологической увязки геологических событий в истории развития океанов и континентов нельзя будет сформулировать полностью однозначные выводы.

Новые данные о тектитах и возможном составе коры Луны не противоречат высказанным взглядам о соотношениях земной коры и верхней мантии Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов. II. Слоистые силикаты.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 12.
2. *Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов. III. Полевые шпаты.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 2.
3. *Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов. IV. Нефелин.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 12.

4. *Александров К. С., Рыжова Т. В., Беликов Б. П.* Упругие свойства пироксенов.— Кристаллография АН СССР, 1963, т. 8, вып. 5.
5. *Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства кристаллов.— Кристаллография АН СССР, 1961, т. 6, вып. 2.
6. *Андерсон Д. Л.* Пластический слой в земной мантии. Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964.
7. *Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Г.* Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3.
8. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
9. *Афанасьев Г. Д.* Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
10. *Афанасьев Г. Д.* и др. Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
11. *Афанасьев Г. Д.* Симпозиум по физико-механическим свойствам горных пород верхней части земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3.
12. *Берч Ф.* Физика земной коры.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
13. *Буллард Э.* Сравнение строения коры океанов и континентов. Строение земной коры по сейсмическим данным. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
14. *Воларович М. П., Баюк Е. И.* Влияние всестороннего давления до 4000 кг/см^2 на упругие свойства образцов горных пород.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 1.
15. *Гапеева Г. М.* Щелочные базальтоиды Кировской возвышенности.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, ч. XCIII, вып. 3.
16. *Герлинг Э. К., Ященко М. Л.* О возрасте тектитов.— Докл. АН СССР, 1952, т. 33, № 6.
17. *Гиллули Дж.* Геологические различия между континентами и океаническими впадинами.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
18. *Гутенберг Б.* Астеносферный слой пониженной скорости. Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964.
19. Первые панорамы лунной поверхности (По материалам автоматической станции «Луна-9»). М.: Наука, 1966.
20. *Пресс Ф. О.* О строении земной коры и мантии по наблюдениям волн и волн Лява. Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964.
21. *Резанов И. А.* О строении земной коры платформенных областей.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37.
22. *Старик И. Е., Соботович Э. В.* и др. К вопросу о происхождении метеоритов и тектитов.— Геохимия, 1963, № 3.
23. *Удинцев Г. Б., Чернышева В. И.* Образцы пород верхней мантии из рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 5.
24. *Юинг М., Пресс Ф.* Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
25. *Ященко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М.* Исследования первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в различно метаморфизованных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста.— Геохимия, 1965, № 5.
26. *Adams E. W., Huffaker R. M.* Parent body Hypothesis for origin of Tektites.— Nature, 1962, vol. 195, N 4842.
27. *Botting M. L.* The Isotopic composition of strontium in continental voulcanic rocks.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1965, vol. 46.
28. *Carmichael I. S. E.* The Petrology of Thingmuli: A Tertiary volcano in Eastern Iceland.— J. Petr., 1964, vol. 5, N 3.
29. *Cassidi W. A.* Achondrite investigations and their bearing on the origin of tektites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, vol. 14.
30. *Crocket J. H., Faure C., Hurley P.* Some aspects of the marine and fresh water isotopic geochemistry of strontium.— J. Geophys. Res., 1961, vol. 66, N 5.
31. *Daly R. A.* The geology of Ascension Island.— Proc. Amer. Acad. Arts and Sci., 1925, vol. 60, N 1.
32. *Dougall Mc. Ian.* Determination of the age of a basic igneous intrusion by the potassium argon method.— Nature, 1961, vol. 190, N 4782.
33. *Dougall Mc. I., Compston W.* Strontium isotope composition and potassium-rubidium rations in some rocks from Reunion and Rodrigaez. Indiaz Ocean.— Nature, 1965, vol. 207, N 4994.

34. *Dougall Mc. I.* Potassium-Argon ages from western Oahu, Hawaii.— Nature, 1963, vol. 197, N 4865.
35. *Drake C. L., Girdler R. W. A.* Geophysical study of the Red Sea. The geoph. J. Astron. Soc., 1964, vol. 8, N 5.
36. *Eness H. E., Hayden R. J., Inghram M. G.* Age of tektites.— Nature, 1951, N 4271.
37. *Engel C. G., Engel A. E. J.* Composition of basalt cored in Moholl project (Gvadelupa site).— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1961, vol. 45, N 11.
38. *Ewing I., Ewing M.* Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea.— Bull. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 3.
39. *Faure G., Hurley P. M.* The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: Application to the origin of igneous Rocks.— J. Petrol., 1963, vol. 4, N 1.
40. *Faure G., Fairbairn H. W., Harley P. M., Pinson W. H.* Whole-rock Rb-Sr age of norite and micropegmatite at Sudbury, Ontario.— Journ. of Geology, 1964, vol. 72, N 6.
41. *Fairbairn H. W., Hurley P. M., Pinson W. H., Cormier Fr. R. F.* Age of the granitic rocks of Nova Scotia.— Bull. geol. Soc. Amer., 1960, N 71.
42. *Gass I. G., Harris P. G., Holdgate M. W.* Pumice eruption in the area of the South Sandwich Islands.— Geol. Mag., 1964, vol. 100, N 4.
43. *Fast P. W., Tilton G. R., Hodge C.* Isotopic composition of Lead and Strontium from Ascension and Gough Islands.— Science, 1964, vol. 145, N 3637.
44. *Gentner W., Lippolt H. J., Schaeffer O. A.* Kie Kalium-Argon Alter der Gläser der Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1963, vol. 27, N 2.
45. *Gilvarry J. J.* The Lunar origin of tektites.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1965, vol. 123, pt 2, N 5.
46. *Glenn D., Roe, Pinson W. H., Hurley P. M.* The Isotopic composition of strontium in ultramafic rocks.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1965, vol. 90.
47. *Greenland L., Lovering J. F.* The evolution of tektites elemental volatilization in tektites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, vol. 27, N 3.
48. *Gutenberg B.* Untersuchungen zur Frage bis zu welcher Tiefe die Erdekristallin ist.— Ztschr. Geophys., 1926, Bd. 2, N 24.
49. *Hamilton E. I.* Isotopic composition of strontium in a variety of rocks of St. Reunion Island.— Nature, 1965, vol. 207, N 5502.
50. *Hart S. R.* Potassium, rubidium and strontium in the ultramafic rocks of St. Paul's Islands.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1965, N 82.
51. *Houtz R. E., Ewing J. I.* Detailed sedimentary velocities from seismic Refraction Profiles in the Western North Atlantic.— J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, N 18.
52. *Hurley P. M., Fairbairn H. W., Pinson W. H.* $^{87}Sr/^{86}Sr$, ratios in volcanic Rocks of Unusual Composition in Western Italy.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1965, N 82.
53. *Hurley P. M., Hughes H., Faure G., Fairbairn H. W., Pinson W. H.* Radiogenic Strontium-87 model of Continent Formation.— J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, N 13.
54. *Kuno H.* High-alumina Basalt.— J. Petrol., 1960, vol. 1, N 2.
55. *Kuno H., Fisher R. L., Nasu N.* Rock fragments and pebbles dredged near Jimmu mount: Northwestern Pacific deep-sea research. L.: Pergamon Press, 1956, vol. 3.
56. *Kushiro I., Kuno H.* Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks.— J. Petrol., 1963, vol. 4, N 1.
57. *Lovering I. F.* The nature of the Mohorovicic discontinuity.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, vol. 39, N 5.
58. *Macdonald G. A., Kateura T.* Chemical Composition of Hawaiian Lavas.— J. Petrol., 1964, vol. 5, N 1.
59. *Macdonald G. A.* Petrography of the Samoan Island.— Bull. Geoll. Soc. Amer., 1944, vol. 5, N 11.
60. *Maitre R. W.* Petrology of Volcanic Rocks, Gough Island, South Atlantic.— Bull. geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, N 11.
61. *Matthews D. H.* Altered lavas from the floor of the eastern North Atlantic.— Nature, 1962, vol. 4826.
62. *Matthews D. H., Vine F. J., Cann J. R.* Geology of an area of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 6.
63. *Melson W. G., Van Andel Tj. A., Siever R.* Greenstones from the Central Valley of the Mid-Atlantic Ridge.— Nature, 1966, vol. 209, N 5123.
64. *Miller F. A., Greon D. H.* Age determinations of Rocks in the Lizard (Carnwall) Area.— Nature, 1961, vol. 192, N 4808.
65. *Miller J. A., Mudie J. D.* Potassium-Argon age determinations on granite from the Island of Mahé in the Seychelles Archipelago.— Nature, 1961, vol. 192, N 4908.

66. *Moorbath I. S., Walker G. P. L.* Strontium isotope investigation of igneous rocks from Iceland.— Nature, 1965, vol. 207, N 4999.
67. *Morgan I. W., Lovering J. F.* Uranium and thorium abundances in the basalt cored in Mohole Project (Guadelupe Site).— J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 18.
68. *Muir I. D., Tilley C. E.* With chemical analyses by Scoon J. H. Basalt from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic ridge.— J. Petrol., 1964, vol. 5, N 3.
69. *Nicolas J.* Velocity anisotropy in metamorphic rocks. N.-Y., 1963.
70. *O'keefe John A., Eshute B.* Origin of tektites.— Science, 1963, vol. 139, N 3561.
71. *Pinson W. H., Herzog L. F., Fairbairn H. W., Cormier R. R.* Sr/Rb age study of tektites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, vol. 14.
72. *Powell I. L., Faure G., Hurley P. M.* Strontium^{87} abundance in a suite of Hawaiian volcanic rocks of varying silica content.— J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 6.
73. *Pichon X. Le, Houtz R. E., Charles Z. Drake, John E. Nafe.* Crustal structure of the Mid-ocean ridges.— J. Geophys. Res., 1965, vol. 71, N 2.
74. *Rasmussen J., Noe Nygaard A.* New data on the geological age of the Faeroes.— Nature, 1966, vol. 209, N 5029.
75. *Riedel W. R., Ladd H. S., Tracey J. T., Bramlette M. N.* Preliminary drilling phase of Mohole project, Summary of coring operations (Guadelupe Site).— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1961, vol. 45, N 11.
76. *Shand S. J.* Rocks of the Mid-Atlantic ridge.— J. Geol., 1949, vol. 57, N 1.
77. *Shields R. M., Pinson W. H., Hurley P. U.* The $^{87}Rb/^{87}Sr$ age of stony meteroites.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1965, vol. 46, N 1.
78. *Simmons G.* Velocity of compressional waves in various minerals at pressures to 10 kilobars.— J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 6, March 15.
79. *Tilton G. R.* Isotopic composition of lead from tekties.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1958, N 14.
80. *Tilley C. E.* The dunite-mylonites of St. Paul's rocks (Atlantic).— Amer. J. Sci., 1947, vol. 245, N 8.
81. *Tryggvason E.* Wave velocity in the upper mantle below the Arctic-Atlantic Ocean and north-west Europa.— Ann. geofis., Roma, 1963, vol. XIV, N 4.
82. *Urey H. C.* Origin of tektites.— Science, 1962, vol. 137, N 3532.
83. *Varsavsky C. M.* Dynamical limits of a lunar origin for tektites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, vol. 14.
84. *Zahringer J.* K-Ar measurements of tektites. Radioactive dating.— In: Proc. A. Symp. Athens. Intern. Atom. Energy Agency, Vienna, 1963.

УДК 551.14

О ГРАНИЦЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ [1]

Поверхность Мохоровичича считается границей, отделяющей земную кору от верхней мантии, что приводит к необходимости выделять два типа земной коры — континентальный (35—60 км) и океанический (5—6 км). Все исследователи признают, что параметры давлений и температур в основании обоих типов коры различны. Для основания континентальной коры давление составляет 10—15 кбар и температуры — 600—700°, для основания океанической коры давление — не более 2 кбар и температуры — 150—200°. Выделение двух типов коры, однако, не ведет за собой выделения и двух типов мантии, хотя различные PT условия для поверхности Мохоровичича континентов и океанов требуют этого.

Основная геофизическая информация о глубинном строении «коры и мантии» Земли сводится к фактам о скоростях упругих волн в разрезе верхней оболочки Земли и к данным о значениях силы тяжести в различных участках ее поверхности. Каким же образом осуществляется переход

[1] Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968.

от этих косвенных данных к определению слоев геофизического разреза и к петрографическому составу этих слоев? В последнее время геофизики приходят к мысли о неоднородности верхней мантии даже в близко расположенных районах. Но чем вызвана такая неоднородность в горизонтальном направлении, остается неясным. Отмечена корреляционная зависимость между глубиной бассейна, появлением раздела Мохоровичича с $V \geqslant 8$ км/сек и мощностью коры так называемого океанического типа.

М. Юинг и Пресс отмечали, что «во всех без исключения случаях установлено, что на больших площадях, занятых водным слоем тоньше 1000 фатомов (1820 м), кора обладает типично континентальным характером, а при мощности водного слоя свыше 2000 фатомов (3640 м) она имеет типично океанический характер» [13, с. 15].

В последних работах [11] участки океанического дна или срединных океанических хребтов, характеризуемых скоростями продольных волн (V_p) порядка 7,3 и даже 7,2 км/сек, интерпретируются как выходы верхней мантии. Однако по работам Мэттьюза, Г. Б. Удинцева и других видно, что в районе подводного Карлсбергского хребта (Индийский океан) под водой обнаружена серия эффузивов, интрузивов (спилиты, полосчатые габброиды, серпентиниты), типичная для древних и молодых складчатых систем всех континентов. С таким же успехом за мантийные выходы можно принимать все разновозрастные серпентинитовые массивы и офиолитовые серии горно-складчатых областей. Такая постановка вопроса не исключена, но тогда строение земной коры и верхней мантии как в области океанов, так и в области континентов будет отвечать единой модели. Примерно та же ассоциация из зеленокаменных пород и ультрабазитов выходит и в пределах Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике [27]. Расположенные на экваторе острова Св. Павла сложены милонитизированными перидотитами [34].

Наш сжатый обзор показывает, что в Атлантике от экватора, где выходят на поверхность в виде островов Св. Павла ультраосновные породы с приблизительной оценкой возраста 4,5 млрд. лет, до 50° с. ш. во многих участках вскрыты эффузивные породы типа диабазов, подвергшиеся зеленокаменному изменению, и верхнетретичные свежие базальты.

В Срединно-Атлантическом хребте мощность слоя, принимаемого за земную кору, особенно уменьшается, и соответственно поднимается поверхность Мохоровичича на профилях в районе островов Св. Павла с выходами на поверхность дна океана перидотитов. Структура Срединно-Атлантического хребта, по Триггвасону [35], характеризуется поверхностным слоем (вулканические выбросы); ниже идет мощный слой со скоростями около 7,4 км/сек, с нижней границей на глубине около 140 км, где скорость V_p достигает 8,2 км/сек. Все это свидетельствует о том, что субстрат дна Атлантического океана сложен скорее метаморфическими породами, прорванными по определенным структурным направлениям интрузиями габброидов и ультрабазитов, часто серпентинизированных.

В 1961 г. в статье мной [14] излагались существовавшие представления о структуре дна Красного, Японского и Берингова морей, сводившиеся к гипотезе об исчезновении под ними сиалического слоя за короткое геологическое время. На основании гравиметрических данных предполагалось, что мощность сиалического слоя во впадине Красного моря, образовавшегося в молодом грабене древней платформы, близка к океанической.

В практике гравиметрических исследований приведение силы тяжести

к поверхности геоида достигается введением в наблюденные значения силы тяжести в основном двух типов поправок, т. е. аномалии Фая, или в свободном воздухе, и аномалии Буге, которая в отличие от аномалия Фая учитывает притяжение промежуточного слоя, расположенного между поверхностью геоида и физической поверхностью Земли. При морских гравиметрических исследованиях поправке Буге придается другой смысл. Поправкой Буге на море учитывается не избыток масс над геоидом, а как бы недостаток плотности под поверхностью геоида. Поправка Буге вводится на величину слоя воды, которому придается плотность, равная разности плотности морской воды (1,03 г/см^3) и средней плотности литосферы (2,67 г/см^3). Поскольку речь идет о физическом пространстве под поверхностью геоида, то поправка Буге прибавляется к наблюденной силе тяжести. Поэтому предполагается, что все океанические и морские впадины как бы обладают избытком массы.

Кривые аномалий силы тяжести для участков суши с незначительными превышениями или для участков моря с небольшими глубинами (до 100 м), вычисленные в редукции Буге и Фая, практически идентичны.

По данным Дрэйка и Гердлера [16, 20], измерения силы тяжести в редукции Буге пока показывают положительную (100 мгл) аномалию над впадиной Красного моря с глубиной 1500 м. В редукции Фая аномалия здесь близка к нулю. В западной части профиля кривые аномалий Фая и Буге, показывающие отрицательные, до 50 мгл, аномалии над равнинной частью щита, сливаются. Еще восточнее они несколько расходятся, причем в редукции Буге аномалия более отрицательна. Для Суэцкого залива с его незначительной глубиной, до 55 м, естественно, что аномалии силы тяжести и в редукции Буге, и в свободном воздухе отрицательные.

Отрицательные аномалии Буге для залива Акаба объясняются тем, что станция измерения расположена на берегу залива с отметкой +6 м [20]. В Красном море на широте 23°35′8″ в 40 км от берега известна положительная аномалия, до 150 мгл, и в редукции Буге, и в редукции Фая. Эта точка находится на о-ве Св. Джонса с отметкой +6 м, сложенном базитами, что логично объясняет наблюдаемую аномалию.

Таким образом, величина аномалий силы тяжести на море, вычисленных в редукции Буге, также зависит от глубины моря.

За прошедшие с 1957 г. 10 лет не было дано объяснения такой сопряженности глубин моря и типа коры, кроме выводов автора настоящего доклада.

В океане выходят некоторые породы, появление которых свидетельствует против выделения особого океанического типа земной коры. Серия верхнетретичных пород Исландии — продолжения Срединно-Атлантического хребта — сопровождается интрузиями и эффузиями кислой магмы. Сейшельские острова — типично океанические, расположенные в глубоководной части Индийского океана,— сложены гранито-гнейсами рифея с возрастом 650 млн. лет. Выявлены андезиты на о-ве Гуам, граниты на о-ве Баунти, в Тасмании и островах Фиджи.

Накопленные за последнее пятилетие экспериментальные данные по упругим свойствам горных пород (Берч, М. П. Воларович и др.) свидетельствуют о громадном влиянии давления на изменение физических параметров горных пород. Для всех пород, подвергавшихся эксперименту, выявлено резкое увеличение скоростей упругих волн на первом этапе сжатия, до 1000 кг/см^2. При повышении давления до 10 кбар кривые поднимаются полого.

Эксперименты Берча, Кристенса и наши [7] показывают, что при высоких, до 10 000 кг, давлениях близкими значениями скоростей (V_p= =7,57—8,1 км/сек) характеризуются наряду с дунитами и такие широко распространенные метаморфические породы, как эпидотовые и гранатовые амфиболиты. Даже такая группа пород, как филлиты, в условиях сжатия до 4000 кг/см^2 показывала скорость V_p, превышающую 7 км/сек.

Исследование упругих свойств монокристаллов минералов (М. П. Воларович, Н. С. Томашевская, Н. Г. Галдин) показало, что в кали-натриевых полевых шпатах скорости в некоторых направлениях превышают дунитовые.

Эксперименты убедительно показывают, что многие природные материалы, обычно связанные с корой гранитного состава, в напряженном состоянии могут приобретать скорости, считаемые характерными для основных и ультрабазитовых пород.

Интересны факты, свидетельствующие о сохранении породой упругих свойств, несмотря на длительность пребывания под нагрузкой около 500 кг/см^2. Образец базальта из керна скважины, вскрывающей породы дна Тихого океана близ о-ва Гваделупа, по возрасту не моложе олигоцена, имеет объемный вес, равный 2,90 г/см^3, пористость — 1,22%. Скважина прошла 136 м в породах дна океана, глубина которого здесь равна 3570 м. Таким образом, исследованный базальт в течение 40 млн. лет находился под давлением порядка 400 кг/см^2, сохраняя свою пористость.

Герцинские граниты, вскрытые буровыми скважинами в Предкавказье (районы городов Майкоп, Кропоткин и др.), на глубинах до 3 км (т. е. десятки миллионов лет находившиеся под давлением до 700 кг/см^2), оказалось, имеют пористость 1,90% и объемный вес 2,612 г/см^3.

В напряженном состоянии в породах или минералах закрываются трещинки, сближаются контакты между зернами, и, как следствие, скорости упругих волн в них повышаются на 10—30% уже при давлении 500 кг/см^2. Отсюда следует, что скорости V_p~8,0 (8,1—7,8) км/сек, характерные для верхов так называемой мантии, могут обусловливаться не крайне редкими в геологических разрезах эклогитами или перидотитами, а большой группой разнообразных метаморфических пород.

О СПЕЦИФИЧНОСТИ ОКЕАНИЧЕСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Мной еще в 1960 г. было показано, что нет принципиальной разницы между петрографическими типами вулканических пород океанов и континентов, если сравнивать анхисинхронные вулканические серии.

На диаграмме [см. фиг. 4 в другой статье на стр. 324] приведены данные для пород океанических и континентальных участков Земли. Эта диаграмма показывает относительное содержание в породе MgO, Na_2O и K_2O. MgO — типичный компонент пород, обычно относящихся к верхней мантии (дуниты, перидотиты), Na_2O — щелочь, типичная для базальтовых, диабазо-спилитовых и кератофировых серий, т. е. для так называемого базальтового слоя, и, наконец, K_2O — компонент, типичный для нормального гранита («гранитный слой»). Из рисунка видно, что точки, отвечающие породам, слагающим молодые вулканические комплексы как океанических, так и континентальных участков Земли, не приурочены к обособленным площадям этой диаграммы.

Распространение ^{87}Sr. Считается, что большинство базальтов в океани-

ческих районах образовано из подсиалических региональных источников верхней мантии с минимальной контаминацией за счет материала коры. Такая концепция допускала возможность обнаружения пород, генерированных из первозданной мантии, по составу приближающейся к метеоритному веществу.

Фор и Харли [18] отмечали, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ соответствует времени кристаллизации породы и комагматичность интрузивных образований или серий лавовых излияний разного состава может быть установлена при схождении стронциевых изохрон для валовых проб. Авторы показывают, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ изверженных пород, образовавшихся вследствие ассимиляции, переплавления или гранитизации древнего корового материала, обогащенного рубидием, обычно более высокое, чем в изверженных породах, которые произошли в результате фракционной кристаллизации базальтовой магмы.

Среднее значение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, по Фору [18], для 14 континентальных базальтов равно 0,7081, для 11 океанических 0,7072. Базальты и сиениты о-ва Реюньон (Индийский океан) при разном содержании Rb показывают почти тождественные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Все эти лавы и интрузии сиенитов близки по возрасту, им около 1 млн. лет.

Для трахитов островов Гоф и Вознесения в Атлантическом океане среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr=0{,}7083$. Для базальтов обоих островов среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr=0{,}7034$. Различия между трахитами и базальтами двух островов гораздо менее значительны, чем между базальтами и трахитами одного острова.

Среднее значение для 12 основных пород Исландии, по Муурбату и Уокеру, равно 0,7027, а для кислых — 0,7020, что свидетельствует об образовании кислых магм из того же регионального источника, что и основные породы,— предположительно верхней мантии.

Харли, Фэйрберн и Пинсон [24] опубликовали статью об изотопном составе стронция в вулканических породах Западной Италии. Большое разнообразие типов пород, отвечающих разным щелочным магмам, в вулканической провинции близ Рима они приписывают влиянию ассимиляции коровых пород разного состава. Авторы показывают, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблется от 0,7068 до 0,7108, и считают поэтому, что имеются внутрикоровые очаги с расстоянием в несколько километров или десятки километров, в которых магмы были хорошо гомогенизированы перед магматической дифференциацией.

Харт в 1965 г. [23] определил в шести образцах перидотитов с островов Св. Павла колеблющиеся содержания Rb, K, Sr. Колебания Rb/Sr для них не всегда коррелируются, и это говорит об открытости системы для одного или больше образцов за последний миллиард лет.

При возрасте 4,5 млрд. лет первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ должно приближаться к метеоритному, однако оно сильно превышает его.

Рассмотрение материалов по распределению ^{87}Sr в породах показывает отсутствие закономерности в распределении радиогенного стронция, зависящей от петрографического типа магматических образований или от их геологического возраста.

Об интерпретации геофизических данных. Считается, что скорости $V_p=8{,}1-8{,}2$ км/сек характерны для границы Мохоровичича, это дает основание для отождествления вещества так называемой мантии с горными породами, показавшими при экспериментах близкие скорости. Однако

скорости продольных волн верхов «мантии» во многих участках океанов не превышают 7,8 км/сек, а многим метаморфическим образованиям и даже минералам свойственны скорости V_p, превышающие 8,0 км/сек. Это дает право не считать доказанным, что вещество под поверхностью Мохоровичича тождественно по составу известным нам перидотитам или эклогитам.

Рингвуд и Грин [32] провели экспериментальное изучение перехода габбро—эклогит, используя несколько типов базальтов. Переход от габбровой ассоциации (пироксен+плагиоклаз), устойчивой при низких давлениях, к эклогитовой ассоциации (гранат+пироксен), образующейся при высоких давлениях, происходит через промежуточную минеральную ассоциацию, характеризующуюся сосуществованием граната, пироксена и плагиоклаза. Авторы считают, что в природе этой переходной стадии отвечает гранат-клинопироксен-гранулитовая субфация. Образование такой ассоциации происходит при давлении от 3,4 до 12 кбар и температуре 1100°. Учитывая результаты экспериментов и значения физических свойств (V_p и δ) габбро и эклогитов, авторы считают, что гипотеза объяснения природы раздела Мохоровичича превращениями изохимических габбро и эклогитов для континентальной коры должна быть отвергнута: такому переходу не может отвечать и подокеаническая поверхность М.

По мнению Рингвуда, средняя плотность нормальной континентальной коры находится между 2,8 и 2,9 г/см^3. Отсюда, учитывая величину разницы плотности коры и мантии (0,43 г/см^3), он считает, что δ верхней мантии находится между 3,3 и 3,4 г/см^3. Однако суждения о плотности верхней мантии, как известно, основываются на значениях сейсмических скоростей. Но, как мы видели выше, для скоростей упругих волн существенное значение имеет пористость и ультрапористость пород и минералов, которые пока не оцениваются для породы, находящейся в напряженном состоянии.

Принимаемая плотность верхней мантии и разница плотностей между плотностями «коры» и «мантии» не являются твердо установленными природными фактами, а зависят от принятого исследователями подхода к интерпретации сейсмических и гравиметрических данных. На наш взгляд, при выяснении природы поверхности Мохоровичича в первую очередь должны быть учтены изменения физико-механических свойств горных пород, длительно находящихся в напряженном состоянии, в условиях, отвечающих параметрам PT этой поверхности.

Как мной было показано в работах 1960—1966 гг., противоречия, связанные с выделением двух типов коры, отделяемых от мантии поверхностью М, могут быть сняты при условии, что земная кора едина по составу и мощности для всей Земли. Верхняя твердая оболочка Земли — земная кора представляет собой, несмотря на мозаичность своего состава, единую упругую среду, которая в глубоководной части океанов испытывает давление, в 600 раз превышающее давление, испытываемое корой (той же упругой системой) на континентах.

Совокупность фактов позволяет предполагать, что сиалическая оболочка Земли простирается до глубины свыше 100 км. Появление раздела Мохоровичича на разной глубине обусловлено приложением различных нагрузок (для континента и океана) к одной и той же, по упругим свойствам, системе.

Представление о земной коре как об однотипной оболочке Земли согласуется с особенностями морфологии поверхности Земли и объясняет эпей-

рогенические колебания отдельных участков коры в связи с изостатическим выравниванием.

Известно, что $^2/_3$ поверхности Земли занято океанами со средней глубиной 3,8 км. Среднее превышение материковой части Земли над уровнем моря ~0,8 км. Если земная кора континентов и под океанами едина по составу, то в напряженном состоянии их плотность одинакова. Пусть до глубины 3,8 км она отвечает 2,5 г/см^3. Земная кора, находящаяся под океаном, испытывает давление около 400 кг на 1 см^2. В этих условиях закрывается трещиноватость пород и скорости повышаются приблизительно на 10%. Поскольку такая легко закрываемая пористость может достигать 2% объемного веса породы, мы вправе для тех же пород на дне океана принять плотность, равную 2,5 г/см^3. При этих условиях оказывается, что пленка придонной океанической коры мощностью 0,375 г/см^3 с увеличенной благодаря давлению столба воды плотностью до 2,55 г/см^3 изостатически уравнивает нагрузку, обусловленную толщей континентальных пород мощностью 0,8 км, возвышающихся над уровнем океана.

Данные Андерсона [3] и Пресса [10] о соотношениях астеносферы земной коры и верхней мантии не противоречат, а скорее логично увязываются с выводом настоящей работы о том, что сиалическая оболочка Земли («земная кора») не ограничивается снизу поверхностью Мохоровичича, а простирается до глубины свыше 100 км. При таком выводе о строении верхней оболочки Земли снимаются противоречия между геолого-петрологическими и геофизическими факторами, вытекающие из концепции, что по составу и мощности земная кора разделяется на два главных типа — океанический и континентальный.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Александров К. С., Рыжова Т. С.* Упругие свойства породообразующих минералов. II. Слоистые силикаты.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 12.
2. *Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов. IV. Нефелин.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 12.
3. *Андерсон Д. Л.* Пластичный слой в земной мантии. Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964.
4. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
5. *Афанасьев Г. Д.* Еще раз о строении земной коры по геофизическим данным с позиций петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10.
6. *Афанасьев Г. Д.* Новые данные о соотношениях земной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
7. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П.* и др. Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
8. *Гутенберг Б.* Астеносферный слой пониженной скорости.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964.
9. *Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Швейковская Н. Н.* Аномалии силы тяжести на материках и их значение для геотектоники: (Очерк по гравиметрии зарубежных стран). М.: Изд-во МГУ, 1958.
10. *Пресс Ф. О.* О строении земной коры и мантии по наблюдениям волн и волн Лява.— В кн.: Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964.
11. *Удинцев Г. Б., Чернышева В. И.* Образцы пород верхней мантии из рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 5.
12. *Уэрделл Дж., Шербет Г. Л.* Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
13. *Юинг М., Пресс Ф.* Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.

14. *Afanasyev G. D.* L'interprétation pétrographique des donnés géophysiques sur la structure, de Pécorel terrestre.— Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1961, vol. 2, N 6.
15. *Dougall Mc I., Compston W.* Strontium isotope composition and potassium — rubidium ratios in some rocks from Reunion and Rodrigaez, Indian Ocean.— Nature, 1965, vol. 207, N 4994.
16. *Drake C. L., Girdler R. W. A.* Geophysical study of the Red Sea.— Geophys. J. Astron. Soc., 1964, vol. 8, N 5.
17. *Ewing I., Ewing M.* Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 3.
18. *Faure G., Hurley P. M.* The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts application to the origin of igneous rocks.— J. Petrol., 1963, vol. 4, N 1.
19. *Gast P. W., Tilton G. R., Hodge C.* Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands.— Science, 1964, vol. 145, N 3637.
20. *Girdler R. W., B. Sc., F. G. S.* The Relationship of the Red Sea to the East African rift system.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, vol. 114, pt 1, N 453.
21. *Gutenberg B.* Untersuchungen zur Frage bis zu welcher Tiefe die Erdekristallin ist.— Ztschr. Geophys., 1926, Bd. 2, N 24.
22. *Hamilton E. I.* Isotopic composition of strontium in a variety of rocks from Reunion Island.— Nature, 1965, vol. 207, N 5502.
23. *Hart S. R.* Potassium, rubidium and strontium in the Ultramafic rocks of St. Paul's Islands.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1965, N 82.
24. *Hurley P. M., Fairbairn H. W., Pinson W. H.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ Ratios in volcanic rocks of unusual composition in Western Italy.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1965, N 82, 98.
25. *Matthews D. H.* Altered lavas from the floor of the eastern North Atlantic.— Nature, 1962, vol. 179, N 4826.
26. *Matthews D. H., Vine F. J., Cann J. R.* Geology of an area of the Carlsberg Ridge, Indian Ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 6.
27. *Melson W. G., van Andel Tj. A., Siever R.* Greenstones from the Central Valley of the Mid-Atlantic Ridge.— Nature, 1966, vol. 209, N 5123.
28. *Miller J. A., Mudie J. D.* Potassium-argon age determinations on granite from the Island of Mahé the Seychelles Archipelago.— Nature, 1961, vol. 192, N 4908.
29. *Moorbatt I. S., Walker G. P. L.* Strontium isotope investigation of igneous rocks from Iceland.— Nature, 1965, vol. 207, N 4999.
30. *Muir I. D., Tilley C. E.* Basalts from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge.— J. Petrol., 1964, vol. 5, N 3.
31. *Picton X. Le, Houtz R. E., Drake Ch. Z., Nafe J. E.* Crustal structure of the Mid-Ocean ridges.— J. Geophys. Res., 1965, vol. 71, N 2.
32. *Ringwood A. F., Green D. H.* An experimental investigation of gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. Petrology of the Upper Mantle.— Dept Geophys. and Geochem. Austral.— Nat. Univ. Publ., 1966, N 444.
33. *Simmons G.* Velocity of compressional waves in various minerals at pressures to 10 kilobars.— J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 6.
34. *Tilley C. E.* The dunite-mylonites of St. Paul's Rocks (Atlantic).— Amer. J. Sci., 1947, vol. 245, N 8.
35. *Tryggvasin Eysteinn.* Wave velocity in the upper mantle below the Arctic-Atlantic Ocean and North-West Europe.— Ann. geofis., 1958, vol. XIV, N 4.

УДК 551.14

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМАМИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ [1, 2]

ВВЕДЕНИЕ

Состав и строение земной коры — это та проблема, которой автор настоящей статьи занимается с 1953 г. В статье «К проблеме гранита» я писал тогда, что для меня остается пока неясным, имеет ли какое-либо значение тот факт, что породы, залегающие на дне океана, находятся под длительным (по крайней мере миллионы лет) давлением столба воды, создающим давление от 500 до 1000 (желоба) атм. Была указана вероятность того, что физические свойства (состояние напряженности) донных пород отличаются от свойств пород той же глубины среза твердой коры в условиях континентов.

В последующие годы по мере накопления геологических и геофизических фактов мне неоднократно приходилось обращаться к этой теме. В частности, в докладах 1960 и 1966 гг. на общем собрании отделения ГГН АН СССР я развивал эту тему. Дополнительно аргументированный материал и выводы по этой проблеме доложены были также на XXIII сессии Международного геологического конгресса (Прага, 1968). В этом докладе было показано состояние вопроса с интерпретацией геофизических данных, изучением распространения ^{87}Sr, рассмотрен вопрос о специфичности океанического вулканизма и др. Было показано, что имеются факты, противоречащие выделению «океанического» и «континентального» типов коры, и что эти противоречия могут быть сняты при условии, что земная кора едина по составу и мощности для всей Земли.

Однако представления о земной коре как об оболочке, отделяемой поверхностью Мохо от мантии, сложившиеся к 1955 г., продолжали оставаться основополагающими в последующие 15 лет. Разделение верхней оболочки Земли на сиаль (саль) и симу ведет свое начало от Зюсса, и вытекало оно из представлений о первоначально расплавленном состоянии Земли.

В 1954 г. в США был проведен симпозиум «Земная кора». Здесь были подведены итоги геолого-геофизических исследований земной коры по состоянию на начало 50-х годов. В сущности с этого времени верхняя оболочка Земли стала разделяться многими геологами и геофизиками на «кору» и «мантию». Следует сказать, что крупнейший геофизик Гутенберг [18] относился к такому разделению осторожно. В своем докладе на симпозиуме он включил раздел Мохоровичича в пределы «коры», предпочитая вообще термину «кора» термин «литосфера» в отличие от «астеносферы». Причем он отметил также, что о составе пород ниже «Мохо» нет единого мнения.

Берч [14] также считал нужным уточнить термин «кора». Он писал, что пока неизвестно, в какой мере разрыву физических свойств соответствует и разрыв химического состава, но, чтобы не вдаваться в дискуссию, предложил условно отделять кору от подстилающего субстрата по поверх-

---

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.

[2] Научное сообщение на заседании Президиума АН СССР 18 июня 1970 г.

ности Мохоровичича. Сумма знаний, накопленных к 1954 г. о физических свойствах горных пород, допускала в то время возможность такого вывода.

Несмотря на условность раздела Мохо как границы между корой и мантией, постепенно укрепляется постулат о том, что поверхность Мохоровичича представляет раздел двух сред различного состава. Кора гранитобазальтоидного состава и подлежащая мантия ультраосновного перидотитового или эклогитового состава.

Во многих хорошо известных отечественных и зарубежных работах достаточно подробно изложены результаты геофизических, геологических и экспериментальных исследований «земной коры» и «верхней мантии». Об этом говорится и в ряде моих статей. Поэтому здесь не повторяются общеизвестные обоснования отделения коры от мантии и выделения двух типов коры. По этой проблеме было организовано международное сотрудничество — проект Мохол. Концепция американских ученых сводилась к тому, что проблема может быть решена прямым пробуриванием океанической коры. Экспериментальное бурение было осуществлено в 1961—1962 гг., но не принесло ожидаемых результатов. В 1968 г. американские ученые начали систематическое пробуривание дна океанов до глубины 1 км в донных образованиях, что дало интересные данные.

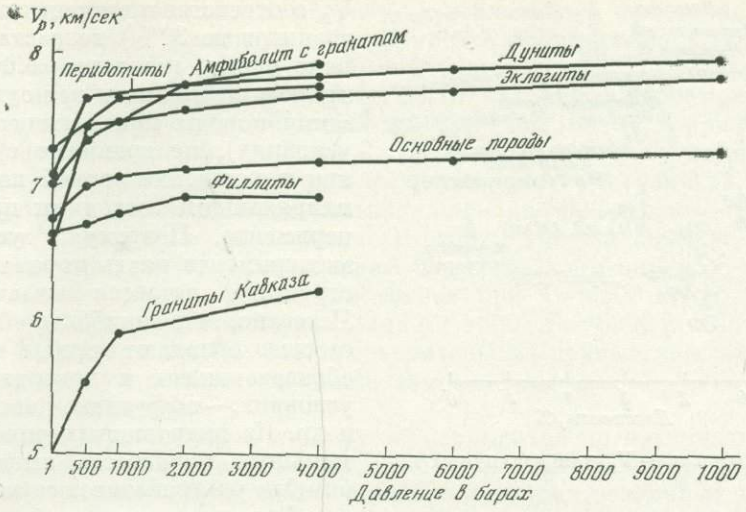
Колоссальная информация, полученная за последние годы по различным аспектам изучения глубинного строения земной коры, требует анализа фактов и формулировки вытекающих из них выводов с целью выработки перспективы дальнейших исследований.

О НЕКОТОРЫХ ИТОГАХ ИЗУЧЕНИЙ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Существующая концепция о двух типах земной коры зиждется на различиях современного скоростного разреза земной коры в пределах континентов и глубоководных частей океанов.

Представление о разделе Мохо как об условной границе коры и мантии позднее трансформировалось в безусловное, и многие ученые стали считать, что этот геофизический раздел означает границу двух сред различного петрографического состава, с породами различной плотности. Объяснение природы раздела Мохо фазовыми переходами также требовало [18] ответа на вопрос, почему под океаном такой фазовый переход происходит на глубине 10 км, а под континентами на глубине 50 км. Гутенберг допускал возможность комбинированных эффектов для скорости прохождения упругих волн в связи с тем, что, как известно было еще в 1954 г., скорости с увеличением давления увеличиваются, а с увеличением температур уменьшаются. Это направление изучения горных пород за прошедшие 15 лет развивалось слабо. Недавно в Украинской АН были проведены единичные исследования зависимости V_p от давления при постоянной повышенной температуре (100—300°) и зависимости V_p от $t°$ при постоянном высоком давлении [23]. Не накоплен также экспериментальный материал по изучению скоростей упругих волн в горных породах, насыщенных жидкостями. В этом отношении представляют большой интерес работы М. П. Воларовича [17], Т. С. Лебедева и др. [23] и Симонс. В частности, Симонс [69] отмечает, что V_p в гранитах, насыщенных водой, значительно выше, чем в высушенных образцах.

Накопленный материал по экспериментальному изучению зависимости

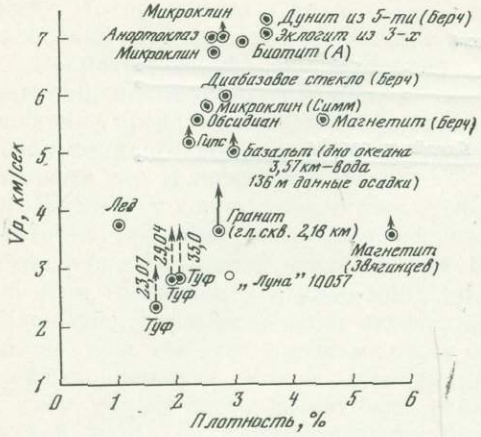


Фиг. 1. Изменение скоростей упругих волн (Vp) для некоторых пород при всестороннем сжатии (средние значения); образцы воздушно сухие $t \sim 20°$.

V_p от всестороннего сжатия для разных пород отображен кривыми фиг. 1. Из этих кривых и табличных данных видно, что наряду с давно известным фактом высоких значений V_p для несерпентинизированных дунитов (средние данные Берча), перидотитов (М. П. Воларович и др.) высокие скорости показывают такие метаморфические породы, как гранатовый амфиболит Северного Кавказа. V_p для этого амфиболита даже превышает скорость в дунитах и эклогитах. Скорости продольных волн в филлитах Северного Кавказа почти достигают средних скоростей для основных интрузивных пород габбро, норитов и других по Берчу [34]. К сожалению, в работах Берча не приводятся данные о пористости испытанных пород, что имеет принципиальное значение. В предыдущих работах мной неоднократно отмечалось существование корреляционной зависимости между V_p и пористостью породы.

На фиг. 2 показаны сложные соотношения между значениями V_p и плотностью породы. Магнетитовая руда — материал высокой плотности (~ 5 г/см^3) — дает низкие значения V_p, но монокристаллы полевого шпата со значительно более низкой плотностью ($\sim 2{,}6$ г/см^3) показывают высокие скорости прохождения в них упругих волн. Базальт Луны (на фиг. 2 «Луна») при плотности 2,8 г/см^3 дает низкие скорости, что связано с его высокой пористостью (17%).

На фиг. 3 показана зависимость между V_p и пористостью породы и минерала. Здесь чувствуется прямая зависимость между этими параметрами. В частности, базальт Луны («Луна» — 10057) показывает V_p 3 км/сек, что объясняется высоким значением (17%) его пористости. С другой стороны, аплит с пористостью $<0{,}5\%$ показал V_p, превышающую 6 км/сек. Достаточно однозначно установлено, что любая горная порода, взятая из обнажения или как керн буровой скважины, содержит поры и трещинки. При всестороннем сжатии часть этого порового пространства закрывается,



Фиг. 2. Плотность — V_p для различных пород

V_p соответственно значительно (у гранитов до 30%) возрастает. Однако время, которым располагает природа (миллионы лет существования породы при близких P — T условиях), не сравнимо с временем нахождения горной породы в напряженном состоянии при эксперименте. Поэтому в условиях эксперимента часть порового пространства остается незакрытой. Известно, что наибольшей пористостью обладают горные породы, образовавшиеся в поверхностных условиях,— эффузивы, песчаники и др. Из интрузивных пород наименьшую пористость имеют глубинные ультрабазитовые комплексы. Граниты даже глубоких докембрийских разрезов характеризуются более высокой пористостью. Для того чтобы максимально исключить влияние пористости, нами с М. П. Воларовичем, Е. И. Баюк (ИФЗ) и Б. П. Беликовым (ИГЕМ) была предпринята попытка использовать для эксперимента монокристаллы, однако из подходящих (по размерам, свежести) монокристаллов были изучены лишь микроклин, анортоклаз, олигоклаз, кварц и пирит. Данные этого исследования приводятся в отдельной совместной работе указанных авторов.

На фиг. 4 приведены предварительные данные о зависимости от всестороннего сжатия (до 15 кб) для монокристаллов олигоклаза, анортоклаза, пирита и кварца. Оказалось, что скорости прохождения V_p в олигоклазе и анортоклазе достигают при 10 кб 8 км/сек, т. е. приближаются к скоростям, характерным для ультрабазитов и эклогитов. Вместе с тем в исследованном олигоклазе определена пористость — 0,82% и плотность (объемный вес) — 2,65 г/см^3. На фиг. 4 кривые для олигоклаза и анортоклаза отображают среднее значение V_p, измеренное в разных кристаллографических направлениях. Средняя V_p для двух направлений в кварце ($\parallel$ оптической оси и $\perp$ к ней) дает очень пологий ход кривой — от V_p=6,0 км/сек при 0,001 кб до V_p=6,3–6,4 км/сек при 15 кб. Как известно, кварц отличается по своим физическим свойствам (коэффициент Пуассона, термальное расширение) от других породообразующих минералов кислого ряда пород.

Известны более ранние исследования Хьюза [47] по комбинированному влиянию давления и температуры на скорость прохождения упругих волн в горной породе.

В работе Ф. Берча приведен график (фиг. 5) изменения скорости продольных волн с глубиной в земной коре континентального типа в зависимости от давления и температуры. Из графика (фиг. 5) видно, что при t и P, близких к P—T условиям континентального раздела Мохо, V_p для габбро снижается на 4%, а для гранитов — на 2,2%.

Т. С. Лебедев, В. И. Шаповал и В. А. Корчин (Институт геофизики АН УССР) провели предварительные исследования влияния одновремен-

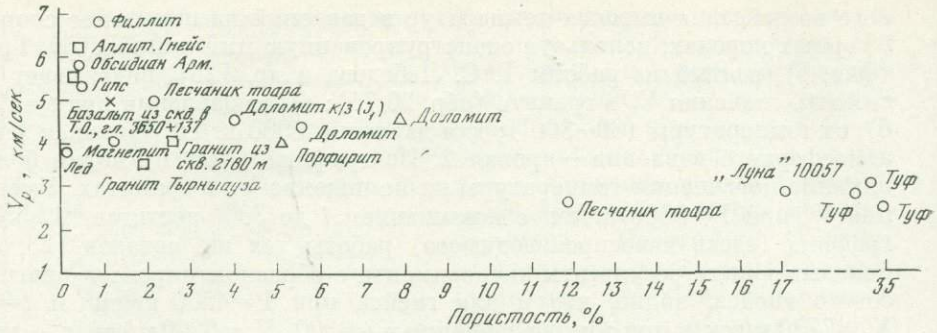
ного воздействия высоких температур и давлений на изменение скоростей в горных породах, используя сконструированную ими аппаратуру. График (фиг. 6), взятый из работы Т. С. Лебедева и др. [23], показывает зависимость значения V_p в граните (обр. 26/75): а) от давления при t=12° С и б) от температуры (30—300°); для давления 5500 кг/см² — кривая 1 и для атмосферного давления — кривая 2. Из графика (фиг. 6) видно большое влияние повышения температуры на понижение V_p в гранитах. Уменьшение V_p при P=5500 кг/см² с повышением t до 300° достигает 12,5%. Из графика (здесь невоспроизводимого) работы тех же авторов [23, с. 8], показывающего результаты эксперимента с образцом пироксен-плагиоклазового гнейса, видно, что и для гнейса при P=4500 кг/см² и t=30° С V_p=7750 м/сек, а при том же давлении и t=300° V_p=6200 м/сек, т. е. уменьшение V_p достигает 20%. Эти предварительные данные, подтверждающие ранее известную общую тенденцию, несомненно, должны быть проверены на большом материале.

Помимо ограниченных прямых экспериментов по изучению зависимости V_p в образцах пород от давлений и высоких температур, накоплен большой материал по изучению изменения объема различных горных пород и минералов в условиях или возрастающего всестороннего сжатия, или возрастающей температуры. Значительное количество цифровых данных по изменению объема при различных давлениях приведено в работах Адамса [30].

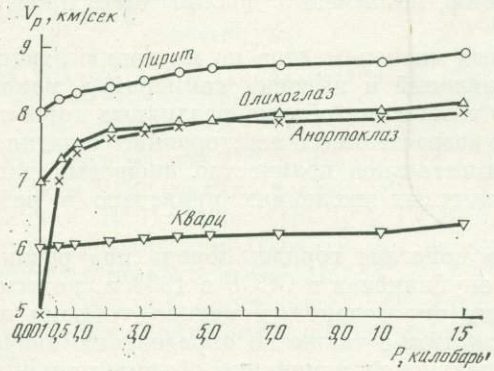
В «Справочнике физических констант горных пород» под редакцией Кларка [45], перевод которого опубликован в СССР в 1969 г., подытожен громадный материал по прямому определению изменения объема пород и минералов от всестороннего сжатия, а также по определению значения сжимаемости β-величины, определяющей изменение объема при определенных давлениях. Изменение объема (уменьшение его) отдельных горных пород и минералов при возрастающем всестороннем сжатии оказывается различным для разных петрографических групп. У минералов гранитного ряда уменьшение объема при 10 кб давления достигает: для олигоклаза 1,75%, микроклина 1,8%, слюды 2,25% и для кварца 2,5%. Минералы пород основного и ультраосновного ряда при давлении 10 кб уменьшаются в объеме: альбит на 1,8%, лабрадор на 1,35%, актинолит на 1,3%, авгит на 1,0%, диопсид на 0,9 и оливин на 0,65%.

На фиг. 7 приведены кривые зависимости V_p — давление для дунитов (среднее по Берчу), гранита Уэстерли и для монокристаллов олигоклаза и анортоклаза. На этом же рисунке на параллельной оси ординат нанесены изменения (уменьшения) объемов минералов. На оси абсцисс отложены значения давлений в барах. Для кривых возрастания скоростей упругих волн с давлением в горных породах всегда на первом этапе сжатия наблюдается крутой подъем. Кривые уменьшения объема начинаются с нулевой точки (часто при 2000 бар), поэтому у них плавный подъем — легко закрываемая пористость закрылась при давлении, принятом за нулевое. Кривые V_p для дунитов и полевых шпатов после сжатия в 3000 бар практически идентичны, но кривая для гранита проходит ниже.

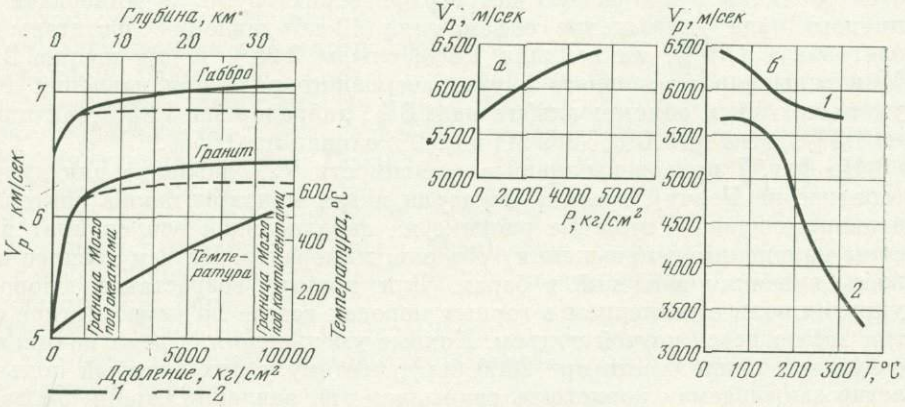
В том же монографическом сборнике [45] сведен громадный материал по изучению термального изменения (увеличения) объема многих минералов. При нагревании объем минералов увеличивается. Но опять же увеличение объема в функции температуры различных минералов различно. При t=600° объем оливина увеличивается на 1,83%, граната — на 1,33%,



Фиг. 3. Пористость — Vp для различных пород



Фиг. 4. Зависимость — Vp от всестороннего сжатия для монокристаллов (t~30°)

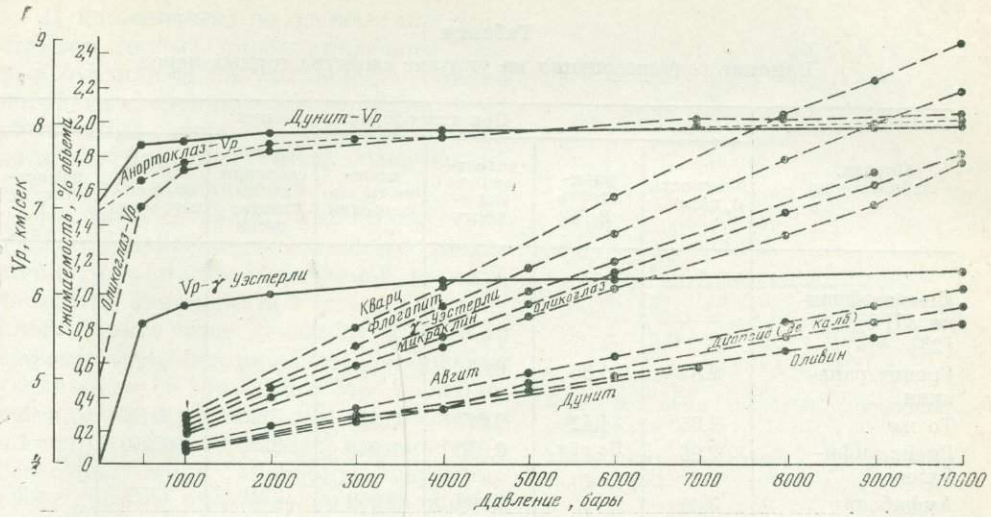


Фиг. 5. Изменение — Vp с глубиной в земной коре континентального типа (по Берчу)

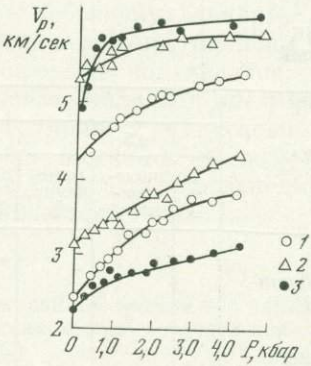
1 — влияние только давления; *2* — влияние давления в сочетании с температурой

Фиг. 6. Графики изменения скорости продольных волн в зеленовато-сером граните (по Т. С. Лебедеву и др.)

а — от давления (t—12° С); б — от температуры; *1* — при давлении 550 атм; *2* — при давлении 1 атм



Фиг. 7. Изменение скоростей упругих волн и объема для некоторых пород и минералов при всестороннем сжатии (t~20°)



Фиг. 8. Зависимость скоростей продольных волн от давления в образцах известняка (верхняя) и глины (нижние кривые)

1 — сухие; *2* — насыщенные керосином; *3* — насыщенные водой

но олигоклаза — на 1,00% и микроклина — на 1,03%. Объем же кварца увеличивается почти на 4%.

На графиках фиг. 8 приведены данные М. П. Воларовича и др. [16], показывающие зависимость V_p от давления и насыщения жидкостями в образцах детритового известняка. Аналогичные исследования провели Г. М. Авчян и А. А. Матвеенко [1].

В табл. 1 приведены цифровые данные М. П. Воларовича [16], Т. С. Лебедева и др. [23] о влиянии водонасыщения на скорости продольных волн.

В опытах М. П. Воларовича (табл. 1) показано, что при давлении 2,0 кб в насыщенном водой детритовом известняке V_p повышается на 35% по сравнению с образцом с естественной влажностью, а при P=4,5 кб — на 37%.

В опытах Т. С. Лебедева и др. [23] определение V_p с различным водонасыщением (естественная влажность и влажность насыщения в кристаллических породах) (см. табл. 1) при атмосферном давлении показало увеличение в водонасыщенных гранитах на 15—20%, а в амфиболитах

Таблица 1

Влияние водонасыщения на упругие свойства горных пород

Порода, лаборатория	При атмосферном давлении						
	плотность δ, г/см³	пористость ρ, %	естественная влажность	влажность насыщения	V_p естественная влажность, м/сек	V_p насыщенная, м/сек	изменение, %
Ин-т геофизики АН УССР [23]							
Гранит рапакиви	2,84	1,86	0,034	0,123	5050	6030	+20
То же	2,65	1,12	0,013	0,029	5120	5910	+15
Гнейс амфиболовый	2,96	Не обн.	0,040	0,048	6290	6520	+4
Амфиболит	3,09	»	0,008	0,008	7210	7350	+2
Ин-т Физики Земли АН СССР [16]							
Известняк детритовый					4300	4900	+14

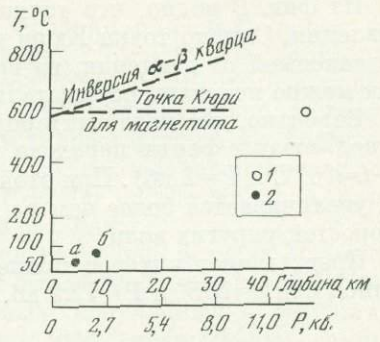
Порода, лаборатория	При давлении, в кб											
	0,5			1,0			2,0			4,5		
	сухая	насыщенная	изменение, %	сухая	насыщенная	изменение, %	сухая	насыщенная	изменение, %	сухая	насыщенная	изменение, %
Ин-т геофизики АН УССР [23]												
Гранит рапакиви												
То же												
Гнейс амфиболовый												
Амфиболит												
Ин-т Физики Земли АН СССР [16]												
Известняк детритовый	4,5	5,6	+25	4,7	5,7	+21	5,0	5,8	+16	5,2	5,9	+19

на 4%. Выше указывалось, что Симонс также отмечает [69] значительное повышение скоростей продольных волн в водонасыщенных гранитах.

Все приведенные факты о влиянии водонасыщения на повышение скорости упругих волн в кристаллических породах опять же свидетельствуют о значимости пористости горных пород как одного из важнейших факторов, определяющих скорости распространения упругих волн.

В справочнике по физическим константам горных пород приведены данные о влиянии на уменьшение объема пород (а следовательно, вероятно, и на увеличение скорости упругих волн!) наличия или отсутствия оболочки на исследуемых цилиндрах.

Из табл. 2 видно, что присутствие оболочки приводит к большему уменьшению объема испытываемой породы, например, для гранита Уэстерли по данным Адамса при давлении в 4 кбар процент уменьшения объема в оболочке увеличивается на 7,8%. Это наблюдение для нас интересно тем, что оболочку на испытанных образцах мы можем в известной мере уподобить верхнему слою донных океанических отложений из глинистых пород, пропитанных водой. Передача давления океанического столба воды на нижележащие кристаллические породы через этот слой — «оболочку», видимо, также приводит к относительному повышению скоростей упругих волн в породах океанического дна по сравнению с породами континентов той же глубины среза. Для познания природы раздела Мохо как океанического, так и континентального сегмента Земли с разными P — T условиями, по-видимому, важно в будущем обратить особое внимание на возможность фазовых переходов некоторых минералов, а также на определение положения точки Кюри для магнетита в разрезах земной коры.



Фиг. 9. Точки фазовых переходов минералов

1 — кальцит — арагонит; *2* — гипс=ангидрит+H_2O

Таблица 2

Влияние оболочки в экспериментах при всестороннем сжатии (по данным, приведенным в книге «Справочник физических констант горных пород». Ред. С. Кларк [45])

Порода	Автор	P, бар	Уменьшение объема (в %) к V_0		
			без оболочки	в оболочке	изменение объема, %
Гранит Уэстерли δ=2,646	Adams	4000	0,862	0,929	7,8
Гранит Квинси δ=2,62	Zismann	120	0,0222	0,0482	117,0
То же		600	0,100	0,152	52,0
Гранит Рокпорт δ=2,63	Zismann	120	0,0224	0,0606	170,0
Гранит Стоун Маунти δ=2,633	Adams, Берч	2000	0,412	0,424	3,0
Норит Седбери δ=2,85	Zismann	120	0,0195	0,0269	32,0
То же		600	0,0942	0,0990	5,2
Доломит Бетлеи δ=2,82	Zismann	120	0,0143	0,0305	113,0
То же		600	0,0714	0,0888	24,3

Из фиг. 9 видно, что точки фазового перехода α-βкварца зависят от давления. Однако точка Кюри для магнетита (573°) остается постоянной, независимой от давления, во всяком случае в тех его пределах, которые, как можно полагать, осуществляются на уровне раздела Мохо.

Вероятно, для целей интерпретации геофизических данных могут быть использованы факты перехода гипса в ангидрид ($a-t=55°$ С и Р=1 кб и $\delta-t=70°$ С и Р=2 кб). При этой реакции дегидратации плотность материала увеличивается более чем на 20%, что, вероятно, ведет и к повышению скоростей упругих волн.

Представляет интерес также переход арагонита в кальцит, совершающийся при $t=575°$ и Р=12,9 кб.

О ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ В ЗЕМНОЙ КОРЕ НА УРОВНЯХ РАЗДЕЛА МОХО

Как известно, тепловой поток с поверхности континентов и океана в среднем равен $1{,}2 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·сек с отклонениями до 50%. Локально в связи с тектоническими швами и в районах молодого вулканизма тепловой поток значительно возрастает. Однако для преобладающей части поверхности Земли тепловой поток одинаков, особенно для платформенных областей. В отношении распределения температуры с глубиной нет определенных данных. Е. А. Любимова в своей монографии [24] приводит данные замеров температуры в буровых скважинах. Судя по большому количеству данных, для платформенных областей температурный градиент находится в пределах 11—12° С.

Берч обращает внимание на значение точки Кюри. Для магнетита она равна 573°, что является самым высоким значением для природных минералов. Если глубже некоторого уровня температура земных недр превышает точку Кюри для магнетита, то ниже этого уровня не может быть ферромагнитной поляризации.

При геофизических исследованиях на Кавказе Г. В. Краснопевцевой и Б. А. Матушкиным (см. геофиз. профиль на [21, с. 46]) было выявлено, что региональные магнитные аномалии, распространяющиеся на сотни километров, обусловлены, по-видимому, существованием более или менее однородно намагниченных магматических образований, верхние кромки которых залегают на глубине 5—17 км, а нижние — на глубинах 50—60 км, т. е. близ поверхности Мохо. Попытка определить положение нижней кромки магнитовозмущающих масс может иметь значение для определения температуры в земной коре. Исходя из данных Г. В. Краснопевцевой и Б. А. Матушкина, с учетом данных Е. А. Любимовой, можно думать, что глубинам континентов близ поверхности Мохоровичича (~50 км) отвечает t порядка 550°. В платформенных частях океанического дна t для раздела Мохо (6 км от поверхности дна) вряд ли превышает 60—80° С.

По оценке Ловеринга [52], раздел Мохо под океанами характеризуется $t=123°$ и Р порядка 2200 бар. В пределах континентов, по данным этого же автора и для той же поверхности Мохо, $t=480°$ и давление 10 000 бар.

При наших исследованиях на Кавказе систематически определялись плотность (объемный вес — что подчеркиваю, так как иногда под плотностью подразумевается удельный вес породы.— *Г. А.*) и пористость их.

Исследованиями охвачены изверженные кислые и основные, метаморфические и осадочные породы. В соответствии с их количественным зна-

чением в геологических разрезах Кавказа средняя плотность пород (за исключением покрова рыхлых отложений) равна 2,71±0,09 г/см³ и средняя пористость — 0,91%. Для пород Украины, по отрывочным литературным данным, средняя плотность $\delta_{ср}$ равна 2,80 г/см³. Следовательно, давление нагрузки в земной коре, приближающееся к гидростатическому, достигает на уровнях границы Мохо — (52 км) — 13—14 кб, а t, как говорилось выше, ~550°. Для океанического раздела Мохо P~2500 кг, T~80°, т. е. параметры в основании двух «типов» коры резко различны.

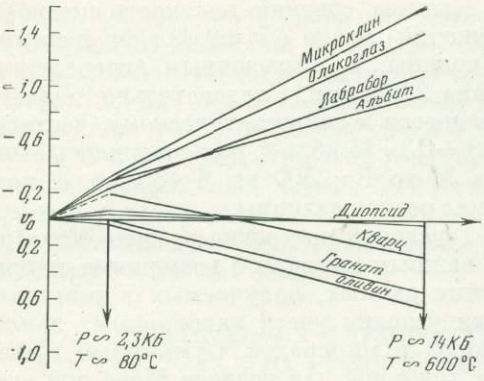
Сделанный вывод об оценке P—T условий на уровне раздела Мохо для океанов и континентов приводит к важным выводам о возможных направлениях интерпретации геофизических данных, получаемых в результате ГСЗ на континентах и океанах, при условии учета накопленных данных о физических свойствах горных пород и минералов. Суммарный эффект подъема температуры и давлений с глубиной для раздела Мохо под океаном будет вести в основном к уплотнению пород, а следовательно, и повышению в них скоростей упругих волн. Что же касается раздела Мохо для континентов, то суммарный эффект поднятия температуры и давления будет различным для минералов различного состава и происхождения. В точке, отвечающей параметрам P—T Мохо, такие минералы гранитных пород, как полевые шпаты, имеют меньший объем, чем при P—T поверхности Земли, а минералы магнезиально-железистые, связанные с основной и ультраосновной магмами (оливин, гранат, пироксены), наоборот, несколько увеличиваются в объеме (табл. 3). Конечно, эти изменения объемов сказываются на значениях скоростей упругих волн. Данные о влиянии температуры и давления на объемы минералов взяты из справочника физических констант под ред. Кларка [45, с. 87 и 133].

На фиг. 10 приведены графики суммарного изменения объемов породообразующих минералов для уровней раздела Мохо океанического и континентального. Учитывая данные по упругим свойствам монокристаллов при t=20° и высоких давлениях, можно предполагать на основании фиг. 10 еще большее сближение значений V_p кислых и основных кристаллических пород при P—T условиях границы Мохо под континентами.

Приведенные данные свидетельствуют о специфике напряженного состояния пород и P—T условий для коры так называемого океанического типа по сравнению с корой континентального типа, что приводит к специфике геофизического разреза в пределах дна океанов.

Повышение температуры и давления в континентальной коре приводит к уплотнению, ликвидации пористости у горных пород, что ведет к появлению раздела Мохо с повышенным градиентом изменения скоростей V_p.

Если количественно оценить состояние напряженности горных пород на уровне раздела Мохо под океаном, то оно, видимо, близко к таковому же для раздела Мохо континентов. Это обусловлено дополнительным давлением столба воды в 600 кг/см², что сопровождается следующими явлениями: 1) осадочная толща на дне, пропитанная водой, образует своего рода прокладку между давящим усилием столба воды и коренными породами дна. Это создает эффект повышения V_p в нижележащих породах (до 15%), подобный тому, который известен при экспериментах с давлениями для горных пород, испытываемых в оболочке или без нее; 2) по-видимому, значительный эффект в части повышения значений V_p в породах океанической коры обусловлен полным водонасыщением горных пород дна океана, миллионы лет находящихся под давлением столба воды. Сум-



Фиг. 10. Изменения объема минералов в P—T условиях раздела Мохо океанов и континентов

марный эффект этих факторов приводит к появлению раздела Мохо в верхней оболочке Земли на более высоком уровне под океаном, чем в пределах континентов.

Локальное, но в ряде случаев весьма принципиальное влияние на геофизические характеристики разрезов дна океана могут оказать фазовые превращения минералов в условиях повышения давления до 2,5 кб и температуры до 100° С, такого, например, минерала, как гипс (δ=2,317 г/см^3), переходящего в этих условиях в ангидрид с плотностью 2,963 г/см^3. В особенности эти процессы надо иметь в виду при попытке объяснения «океанизации» «континентальной» коры в случае, например, Мексиканского залива и, может быть, Японского моря.

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ БАССЕЙНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Целью настоящего, по необходимости краткого, раздела статьи является анализ современных геолого-петрографических данных в разрезе выяснения специфики, если таковая существует, проявлений магматизма в области океанов и континентов.

В этом отношении важно рассмотреть некоторые типичные ассоциации

Таблица 3

Изменения объемов породообразующих минералов в P–T условиях раздела Мохо океанов и континентов

Минерал	Под океаном глубина ~6 км, T<100°, P~2,3 кб			На континентах глубина ~50 км, T<600°, P~14 кб		
	тепловое расширение, % объема	суммарный эффект изменения объема, %	сжатие, % объема	тепловое расширение, % объема	суммарный эффект изменения объема, %	сжатие объема, %
Кварц	+0,36	−0,25	−0,61	+3,76 (570°)	+0,27	−3,49
Микроклин	+0,13	−0,31	−0,44	+1,18	−1,37	−2,55
Олигоклаз	+0,09	−0,30	−0,39	+1,00	−1,42	−2,42
Альбит	+0,14	−0,31	−0,45	+1,44	−0,97	−2,41
Лабрадор	+0,10	−0,24	−0,31	+0,95	−1,01	−1,96
Оливин	+0,19	+0,01	−0,18	+1,83	+0,65	−1,18
Диопсид	+0,15	−0,06	−0,21	+1,53	+0,11	−1,42
Гранат	+0,137	+0,007	−0,13	+1,326	+0,519	−0,807

изверженных пород, широко развитые на континентах и ныне обнаруженные в пределах океанического сегмента Земли. Из таких ассоциаций наибольший интерес представляют формация ультрабазитов, базальтоидные и щелочно-базальтоидные комплексы. Кроме того, естественно, большое внимание привлекает любой факт нахождения гранитоидных пород, в том числе и диоритов, в пределах океанической части поверхности Земли.

А. Интрузивная формация ультрабазитов (перидотиты, дуниты, пироксениты и т. д.), с точки зрения их геологической позиции, встречается в составе преимущественно двух природных ассоциаций.

1. Ультраосновные и основные интрузии в стратиформных комплексах платформ и щитов. Примером докембрийских комплексов с участием ультраосновных пород являются Бушвельд, Сёдбери, Монче-Тундра, Воронежский щит, известны также мезозойские комплексы типа Березовского в Зауралье. Ультрабазиты этих комплексов образуют интрузивные магматические перидотитовые, дунитовые тела, кристаллизующиеся в «спокойной» обстановке платформ. Главный их признак — сохранность первичных оливинов, пироксенов со слабо проявленной серпентизацией или полным ее отсутствием, что прежде всего сказывается на содержании воды.

2. В пределах горно-складчатых систем ультрабазиты ассоциируются с зеленокаменными метаморфическими сериями типа альбит-эпидотовых сланцев, диабазов, спилитов и натриевых плагиогранитов, образуя так называемые офиолитовые серии. Зачастую они залегают в несвойственной их геологическому возрасту геологической позиции. Ультрабазиты таких серий, представленные главным образом серпентинитами, получили название альпинотипных. Они обычно серпентинизированы на 90—100%, что, в частности, облегчает их перемещение под влиянием выжимающих напряжений в более высокие уровни коры в виде так называемых протрузий. Для них характерно обычно высокое (до 14%) содержание воды, обусловленное существенным развитием серпентинита.

Несомненно, альпинотипные интрузии (протрузии) серпентинитов участвовали в складчатости, и в этом состоит их структурно-тектоническое отличие от интрузивных ультрабазитов стратиформных комплексов.

Механизм внедрения протрузий сходен с механизмом выжимания соляных куполов.

Б. Базальтовый магматизм, с учетом геологической обстановки его проявления, также известен преимущественно в виде следующих природных ассоциаций.

1. Базальтоидный магматизм подвижных поясов образует диабаз-спилит-кератофировые серии, обычно метаморфизированные до фации зеленых сланцев. Базальтоиды (диабазы, спилиты) этой серии обогащены натрием и водой. В интрузивной фации этой серии соответствуют габбро-плагиогранитные ассоциации, включающие также лейкократовые, богатые натрием породы, относящиеся к натриевой ветви гранитов.

2. Базальтоидный магматизм платформенных, или субплатформенных условий становления образует дифференцированные серии пород от собственно базальтового (долеритового—толеитового состава) магматизма, через формацию трахиандезит-базальтового состава до кислых производных (гранофиры).

В. Собственно щелочные комплексы пород (как интрузивные, так и эффузивные) нефелинсодержащие, дающие начало большому разнообразию петрографических типов с переходами или к ультрабазитам, или,

наоборот, к кислым породам, характерны преимущественно для стабилизированных участков земной коры — платформ и щитов.

Для альпинотипных серпентинизированных интрузий характерна сопряженность с зеленокаменными вулканитами, габброидами и плагиогранитами существенно натриевого состава.

Платформенные интрузии ультрабазитов обычно ассоциируются с габбро и габбро-норитами и гранитами (гранофирами).

В табл. 4 приведены для сравнения анализы типичных пород отдельных формаций, развитых на континентах и в океанах. Из таблицы видно тождество составов пород единой формации из обоих типов поверхности Земли.

Геохимия натрия в природных петрогенетических процессах еще недостаточно выяснена, хотя несомненна его существенная роль в процессах геосинклинального магматизма и регионального метаморфизма, особенно складчатых областей.

Вероятно, существуют закономерности, приводящие к тому, что Na, такой распространенный элемент, известен нам в природных условиях лишь в виде одного изотопа с массой 23. Роль натрия в процессах метаморфизма еще недостаточно изучена, в частности мало конкретных данных о распространении натриевой слюды — парагонита. Известно, что слюдистые сланцы зоны Монт Розе (Италия) содержат сосуществующие парагонит, мусковит, фенгит [50]. Применение микрозонда показало, что белая слюда из гранатовых сланцев состоит из переслаивающихся пластинок парагонита, фенгита и мусковита. Индивидуальные слои имеют обычно толщину меньше 50 мк. Парагонит также установлен в кристаллических сланцах Северного Кавказа. По-видимому, с более глубинными фациями метаморфизма связано формирование омфацитсодержащих пород и эклогитов Северного Кавказа [10, 11].

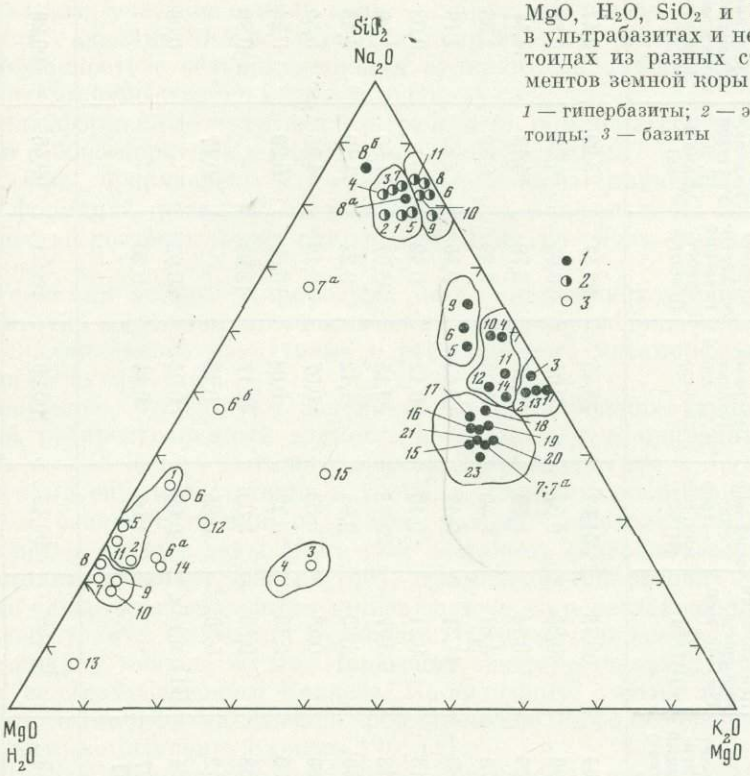
На фиг. 11 приведена составленная по табл. 5 треугольная диаграмма, на которой показаны точки, отвечающие содержанию SiO_2, MgO и H_2O, приведенных к 100% для: а) ультрабазитовых интрузий, б) эффузивных базальтоидов. В пределах того же треугольника (фиг. 11) нанесены точки для разных типов базальтоидов в соответствии с содержанием в них K_2O, Na_2O и MgO, приведенных к 100%. В пределах диаграммы кучные поля образуют точки, отвечающие серпентинитам как с континентов, так и со срединно-океанических хребтов. То же отчетливо видно для зеленокаменных серий вулканогенов. Эта диаграмма иллюстрирует отсутствие специфики магматизма океанического сегмента Земли.

Тэйер неоднократно обращался в своих работах к сопоставлению альпинотипных и стратиформных габбро-перидотитовых комплексов [72]. В последней работе «Габбро-перидотитовые комплексы — ключ к петрологии срединно-океанических хребтов» [72], имея в виду работы Оменто, Мелсона [33, 59] и других, Тэйер считает, что ассоциация гнейсированных габбро, перидотитов, диоритов и более кислых пород и спилитовых базальтов — это типичная ассоциация альпинотипных (офиолитовых) комплексов. При этом он отмечает их полную аналогию с альпинотипными комплексами континентов. Кроме того, им подчеркивается комагматичность диоритов и более кислых пород с альпинотипными магматическими комплексами пород. Тэйер подтверждает, таким образом, высказанную нами в 1966 г. точку зрения о полной аналогии серии зеленокаменных вулканогенов и ультрабазитов срединно-океанических хребтов с континентальными гео-

Таблица 4

Химические анализы типичных пород главных формаций континентов и океанов

Окислы	Вулканогенные фации зеленых сланцев		Ультрабазиты платформ					Альпинотипные ультрабазиты		Плагиограниты	
	вулканоген; Северный Кавказ, T=1360 млн. лет (Г. Д. Афанасьев)	спилит; Пуэрто-Рико (Мэтсон)	спилит; Срединно-Атлантический хребет (Мелсон)	острова Св. Петра и Павла: дунит (Тилли)	острова Св. Петра и Павла: амфиболит милонитизированный (Ярошевич)	Центральная Африка, T=1600 млн. лет (ИГЕМ)	Воронежский массив; T=1900 млн. лет (ИГЕМ)	Северный Кавказ (Г. Д. Афанасьев)	Срединно-Атлантический хребет (Оменто)	Северный Кавказ, Уруштен (Г. Д. Афанасьев)	Срединно-Атлантический хребет (Оменто)
SiO_2	51,78	51,7	50,84	43,97	36,64	38,78	41,62	38,45	37,47	73,29	72,47
TiO_2	1,26	1,21	1,38	0,17	3,99	0,36	0,37	0,01	0,05	0,28	0,88
Al_2O_3	15,96	15,50	15,25	2,89	17,20	3,14	2,59	0,85	2,76	14,12	14,17
Fe_2O_3	0,47	2,46	2,89	1,04	2,78	4,61	6,40	4,03	6,89	0,29	1,85
FeO	9,44	7,10	4,55	6,89	8,88	11,37	9,11	3,43	0,66	2,35	1,19
MnO	0,23	0,17	0,16	0,13	0,13	0,21	0,10	0,12	0,12	–	0,08
MgO	5,41	6,70	9,32	41,11	6,48	33,77	22,68	39,15	36,67	1,36	1,39
CaO	3,36	6,08	6,44	2,85	13,30	1,63	9,06	1,12	0,22	1,19	1,48
Na_2O	4,22	5,10	4,48	0,07	3,85	0,26	0,33	0,07	0,18	4,96	5,55
K_2O	0,07	0,70	0,06	Не обн.	0,80	0,13	0,12	0,08	0,06	0,20	0,24
H_2O^+	3,42	2,70	3,26	0,85	1,88	0,36	5,03	12,17	12,93	–	0,90
H_2O^-	0,58	0,16	0,74	0,20	0,12	5,36	0,85	0,43	–	0,17	–
P_2O_5	0,72	0,10	0,10	–	2,64	(П.п.п.) сл.	0,08	0,01	0,02	–	0,06
CO_2	–	0,12	–	–	1,67 (Cl)	–	1,00	0,14	0,20	–	–
Сумма	99,91	99,76	99,46	99,90	100,18	100,48	99,45	100,26	98,90	99,45	99,26



Фиг. 11. Особенности распределения MgO, H_2O, SiO_2 и K_2O, Na_2O, MgO в ультрабазитах и некоторых базальтоидах из разных структурных элементов земной коры

1 — гипербазиты; *2* — эффузивные базальтоиды; *3* — базиты

синклинальными комплексами Уральской и Кавказской складчатых систем [6].

Кроме того, изложенные мной в 1950 г. представления о комагматичности ультрабазитов, габбро-амфиболитов и плагиогранитов Северного Кавказа (уруштенский магматический комплекс) могут быть распространены на многие альпинотипные комплексы. Отсюда обнаружение серпентинитов в подводных срединно-океанических хребтах — Срединно-Атлантическом, Индоокеанском — не может служить основанием для допущений о появлении в этих хребтах пород «верхней мантии» в виде серпентинизированных перидотитов.

Большие работы, проведенные в Атлантике (Quon, Eleers, Muir, Tilley, Melson, Thayer, Aumento и др.), позволили выявить в пределах Срединно-Атлантического хребта развитую на большом расстоянии от экватора и почти до Исландии серию пород, типичную для альпинотипных комплексов:

1. Зеленокаменно-измененные вулканогены базальтоидного ряда.
2. Метаморфизованные габброиды.
3. Серпентинизированные ультрабазиты.
4. Натриевые граниты и гранодиориты до диоритов.

В табл. 4 приведены химические анализы так называемых [33] диоритов из Северной Атлантики, серпентинитов и спилитов [59], образующих альпинотипный комплекс Срединно-Атлантического хребта.

Таблица 5

Содержание основных породообразующих компонентов (приведенных к 100%) в основных и ультраосновных породах океанов и континентов

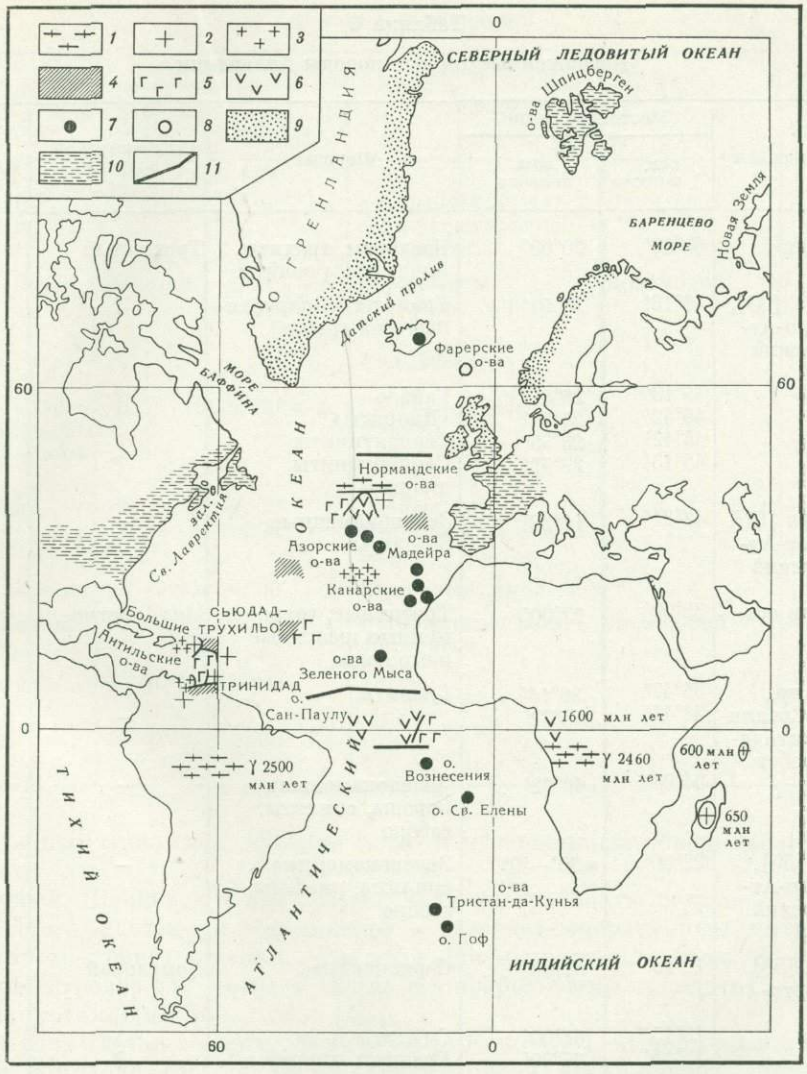
№ п/п	Породы	SiO_2	MgO	H_2O
	1. Гипербазитовые интрузии			
1	Гипербазиты, Сан-Паулу; среднее из 3	50,7	48,5	0,8
2	Милонитизированные шпинелевые перидотиты, там же; среднее из 2	50,7	45,1	4,2
3	Ультрабазиты, Кольский полуостров; среднее из 9	53,1	45,0	1,9
4	Ультрабазиты, Бушвельд	60,4	37,2	2,4
5	Перидотит, Воронежский массив	59,8	33,0	7,2
6	«Пикрит» Иеллоунайф, Канада	62,2	31,1	6,7
7	Серпентиниты Большого Кавказа (Н. Д. Соболев)	43,1	42,8	14,1
7а	Гипербазиты, Лабино-Малкинская зона Северного Кавказа (Г. Д. Афанасьев и др.)	43,0	43,0	14,0
8а	Габброиды зеленокаменные, Индоокеанский хребет (В. И. Чернышева)	83,2	13,5	3,3
8б	Диориты зеленокаменные, там же	88,3	6,7	5,0
9	Гипербазиты, Березовское месторождение (Mz), Зауралье	64,9	30,0	5,1
10	*Pl–Q* пироксенит, впадина Романш; среднее из 3 (В. В. Плошко)	60,8	36,1	3,1
11	Плагиоклазовые лерцолиты; среднее из 6	53,0	41,4	5,6
12	Серпентинизированные плагиоклазовые лерцолиты; среднее из 5	51,5	40,0	8,5
13	Гарцбургиты; среднее из 2	50,8	46,8	2,4
14	Серпентинизированные гарцбургиты; среднее из 2	49,7	42,6	7,7
15	Серпентиниты; среднее из 3	43,2	42,6	14,2
16	Серпентиниты и серпентинизированные лерцолиты, Индоокеанский хребет; среднее из 9	45,3	41,7	13,0
17	Серпентиниты желоба Пуэрто-Рико	45,8	40,6	13,6
18	Лерцолиты, Индоокеанский хребет; среднее из 13 (А. П. Виноградов и др.)	47,8	41,2	11,0
19	Гарцбургиты Индоокеанского хребта; среднее из 20	45,5	42,5	12,0
20	Дуниты; среднее из 4	42,4	43,1	14,5
21	Серпентиниты; среднее из 4 (Оменто)	43,1	42,1	14,8
22	Дунит, массив Шайю, Габон, Конго	49,2	50,3	0,7
23	Перидотит, Куба; среднее из 4	40,5	44,3	15,2
	2. Эффузивные базальтоиды			
1	Эффузивы досилурийские, Северный Кавказ, Констанца	80,8	12,9	6,3
2	Эффузивные базальты девона, Северный Кавказ	80,8	11,2	8,0
3	Субщелочные базальты D_3, там же	84,2	10,3	5,5
4	Субинтрузивные тела D_3, »	83,4	9,8	6,8
5	Зеленокаменные эффузивы (Melson, 1966) Срединно-Атлантический хребет 22° с. ш.	80,6	14,0	5,4
6	Толеиты, Срединно-Атлантический хребет, 45° с. ш. (Оменто)	84,8	14,4	0,8
7	Зеленокаменные породы, Индоокеанский хребет (В. И. Чернышева)	84,1	10,7	5,2
8	Базальты, там же (В. И. Чернышева)	86,0	13,7	0,3

Таблица 5 (окончание)

№ п/п	Породы	SiO_2	MgO	H_2O
9	Базальты (64), Срединно-Атлантический хребет (рифтовая зона)	81,2	17,3	1,3
10	Толеиты, Гавайи, Тихий океан; среднее из 180 (Макдональд)	84,3	14,3	1,4
11	Океанические толеиты (Энгель)	86,4	12,4	1,2
	3. Базиты			
1	Северный Кавказ, Констанца; среднее из 3	4,0	36,0	60,0
2	Северный Кавказ, средний девон, базальты	4,1	23,7	72,2
3	» » щелочные базальты D_3	30,0	22,3	47,7
4	Субинтрузивные базальты D_3, Северный Кавказ	26,7	20,0	53,3
5	Зеленокаменные эффузивы, Срединно-Атлантический хребет, 22° с. ш. (Мелсон)	0,4	30,0	69,6
6	Зеленокаменные породы, Индийский океан (В. И. Чернышева)	6,6	34,4	59,1
6а	Габброиды, Индийский океан (В. И. Чернышева)	8,2	24,5	67,3
6б	Диориты, там же (В. И. Чернышева)	4,5	47,7	47,8
7	Базальты, Срединно-Атлантический хребет, 45° с. ш.; среднее из 3 (Оменто)	1,8	21,4	76,8
7а	«Диориты»; среднее из 2	6,2	69,3	24,5
8	Индийский океан, базальты (В. И. Чернышева)	1,0	22,8	76,2
9	Базальты [64], Срединно-Атлантический хребет (рифтовая зона)	3,6	20,5	75,9
10	Толеиты, Гавайи, Тихий океан; среднее из 180 (Макдональд)	3,6	19,2	77,2
11	Океанические толеиты (Энгель)	1,9	26,4	71,7
12	Четвертичные базальты, Армения; среднее из 12	11,6	30,0	58,4
13	Пикриты, острова Южной Атлантики	5,3	7,0	87,7
14	Оливиновые базальты, там же	9,0	23,0	68,0
15	Трахибазальты, там же	24,0	38,0	38,0

На фиг. 12 схематично показаны альпинотипные комплексы Срединно-Атлантического хребта, а в табл. 6 дан неполный перечень главнейших типов горных пород, развитых в пределах побережий Атлантики и на ее дне или выступающих островах. В пределах побережий Южной Атлантики широко развиты интрузии ультрабазитов, слабо или вовсе не затронутых складчатостью. Чрезвычайно интересна петрология ультрабазитов островов Св. Павла. Эти острова изучались Дарвином — 1838 г., экспедицией «Челленжер» Renard — 1882 г., Вашингтоном — 1930 г., E. Tilley [73], Melson, E. Jarosewich, B. T. Bowen [60]. Тилли описал ультрабазиты островов Св. Павла как милонитизированные дуниты, анализ которых приведен нами (см. табл. 3).

Однако всеми исследователями отмечалось в этих гипербазитах присутствие амфибола. Мак Кензи в 1960 г. описал высокотемпературные альпинотипные перидотиты из Венесуэлы [53], район Тинакуилло, которые внедряются в амфибол-кварц-олигоклазовые гнейсы. Среди ультра-



Фиг. 12. Некоторые особенности геолого-петрографического строения Атлантики

1 — гранито-гнейсы; *2* — гранодиориты, диориты; *3* — граниты; *4* — зеленокаменные породы, спилиты; *5* — габбро, диабазы; *6* — гипербазиты; *7* — базальты, щелочные породы, трахиты (N); *8* — базальты (Mz); *9* — Pz_2; *10* — Pz_2; *11* — разломы

базитов встречаются амфибол- и пироксенсодержащие разности. В приведенном анализе амфиболовой породы [67] высокое содержание $Na_2O - 2{,}78\%$.

В соседних районах Венесуэлы (Арагуа и др. по Shagam) развиты древние метаморфические осадочные и вулканогенные формации неопределенного возраста. Вулканогены скорее относятся к спилитам. В них внедрены интрузии ультрабазитов и натриевых гранитов и дунитов. По

Таблица 6

Изверженные горные породы Атлантики

Автор и район	Местоположение: сев. широта	Местоположение: зап. долгота	Породы	Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет
Исландия	65°00′	20°00′	Базальты, трахиты, андезиты, риолиты	Третичный	6–2
Aumento [33], Срединно-Атлантический хребет	45°13′	28°54′	Гранит гнейсированный (на гребне)	?	1600
То же	45°13′	28°51′	Габбро	?	785
»	45°42′	28°59′	«Диориты»	?	10
»	45°42′	28°55′	Серпентиниты	?	–
	45°13′	29°52′	Серпентиниты, диориты	?	–
Matthews [57], Срединно-Атлантический хребет	42°21′	14°28′	Зеленокаменные базальты	–	–
Азорские острова	39°00′	27°00′	Третичные, современные щелочные комплексы	Мел, третичный	60
Quon и др., 1963 г., Срединно-Атлантический хребет	34°47′	39°14′	Граниты	–	–
	34°47′	46°22′	»	–	–
То же	34°04′	46°22′	Зеленокаменные породы, спилиты, габбро	–	–
»					
Melson [59], Срединно-Атлантический хребет	22°00′	≈30°–40°	Зеленокаменные спилиты, диабазы, габбро	–	–
Mattson [58], о-в Пуэрто-Рико	18°15′	67°00′	Серпентиниты	Домеловой	8?
То же	18°15′	67°00′	Спилиты и др.	»	–
»	18°15′	67°00′	Граниты, диориты	?	–
Martin-Kaye [56], Малые Антильские острова:					
Сен-Бартельми	18°00′	63°00′	Диориты	Верхний эоцен	
Сен-Мартен	18°05′	63°00′	»	Нижний олигоцен	–
Дезирад	16°15′	61°20′		То же	
Гренадин	12°20′	61°40′	»	Миоцен, плиоцен	
Мон-Пеле	14°30′	61°40′	Гранодиориты, габбро (отторженцы)	Блоки в современных туфах	
Острова Зеленого Мыса	16°00′	25°00′	Диориты, щелочные граниты	–	?

Таблица 6 (окончание)

Автор и район	Местоположение		Породы	Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет
	сев. широта	зап. долгота			
Shagam [67], Венесуэла	10°10′	67°30′	Ультрабазиты, натровые гранодиориты, спилиты	Домеловой –	– 1600
О-в Св. Павла	Экватор		Перидотиты Щелочные ультрабазиты	Докембрий »	–
Впадина Романш	0°		Ультрабазиты	»	?
Западная Экваториальная Африка, Шайю	0°	10°00′ в. д.	Гранито-гнейсы, Дуниты	»	2300 1600
Бразилия	10° ю. ш.	65°00′	Гнейсы	»	2550
о-в Лос	9°27′	13°50′	Нефелиновые сиениты	?	90
о-в Вознесения	7° ю. ш.	15°00′	Щелочные комплексы	?	10–2
о-в Св. Елены	16° ю. ш.	5°00′	Отторженцы гранито-гнейсов	Докембрий	?
о-в Тристан-да-Кунья	37° ю. ш.	13°00′	То же	»	–
о-в Гоф	40° ю. ш.	9°00′	»	»	–

приведенным анализам, древние мета- и изверженные породы обогащены натрием.

Мелсон, Ярошевич и др. [60] изучали ультрабазиты островов Св. Павла и Петра и отнесли эти породы к высокотемпературным интрузиям мантийного происхождения. При этом они подчеркнули сходство ультрабазитов островов Св. Петра и Павла с амфиболовыми перидотитами Венесуэлы, описанными Мак Кензи [53].

Мэтсон, изучая геологию о-ва Пуэрто-Рико [58], выявил древний Бермеджи комплекс, состоящий из серпентинитов, амфиболитов, спилитов и окремнелых вулканических пород. Возраст этой ассоциации неизвестен, но она во всяком случае несогласно перекрывается верхнемеловой формацией. Древние породы прорваны диоритами и гранодиоритами.

Возвращаясь к ультрабазитам островов Св. Петра и Павла, подчеркнем щелочную тенденцию этих пород, анализы которых приведены в работе Мелсона и Ярошевича [60]. Содержание $Na_2O=3{,}85\%$; $K_2O=0{,}80\%$; при $TiO_2=3{,}99\%$ и $SiO_2=36{,}3\%$ (см. табл. 4) и присутствие таких минералов, как флогопит, алланит, апатит, анальцим, свидетельствуют об определенной специфике этих пород по сравнению с обычными альпинотипными серпентинитами. Характерно, что эти ультрабазиты (достаточно древние, милонитизированные), расположенные вблизи субширотного разлома, остались несерпентинизированными, что, с нашей точки зрения, свидетельствует, что они не вовлекались в складчатость. В то же время ультраба-

зиты Срединно-Атлантического хребта представлены типичными серпентинитами. Преобразованные ультрабазиты Пуэрто-Рико, Кубы и других участков района Карибского моря имеют черты сходства с древними ассоциациями ультрабазитов Венесуэлы, и, во всяком случае, их серпентинизация — это, видимо, следствие грандиозных структурных преобразований области Карибского моря, Мексиканского залива в послеюрское время.

Для гнейсов Бразилии Херсли [35] определил возраст 2505 млн. лет. Эти гнейсы прорваны ультрабазитами и базитами. По Дэлалю [38], гнейсы серии Параиба имеют возраст 2000 млн. лет.

Имеющиеся у нас данные по K-Ar датированию гнейсов и дунитов (несерпентинизированных) массива Шайю (Центральная Африка, см. фиг. 12, табл. 6) также показали для гнейсов 2460 млн. лет, а для дунитов 1600 млн. лет. По Ледену [51], граниты Верхней Вольты дали 2100 млн. лет (U-Pb, Rb-Sr). По Каэну, для формаций Анти Атласа (Марокко) получены цифры 1800—2500 млн. лет. В вулканических выбросах молодых вулканов о-ва Вознесения и других известны гнейсы, габбро, кристаллические сланцы. Поэтому логично допустить, что дно южной части Атлантического океана состоит из кристаллических пород докембрийского фундамента, к расколам в котором приурочена цепь вулканических островов с щелочноосновным вулканизмом — острова Вознесения, Св. Елены, Гоф и др.

Результаты бурения в океанах (Glomar-Challenger[1]), опубликованные в 1970 г. [48], интересны в отношении стратиграфии донных отложений Южной Атлантики. Буровые скважины, к сожалению, останавливались при достижении «базальтов». Осадки древнее верхнего мела не встречены, хотя присутствие таковых ниже «базальта» вполне вероятно!

Самостоятельный интерес представляют мезозойские кислые породы, известные как на Больших, так и на Малых Антильских островах [56], отделяющих собственно впадину Атлантического океана от Карибского моря с современной «океанической» корой.

Современные геологические данные по Атлантическому океану свидетельствуют о сложной и длительной истории развития отдельных блоков земной коры, на которых сейчас существует океаническая впадина.

Важно подчеркнуть, что давно известные для континентов альпинотипные комплексы гипербазитов, включая и такие специфические породы, как спилиты и натриевые граниты, сейчас, несомненно, установлены и в пределах срединно-океанических хребтов. Эти зеленокаменные вулканогены (древнего возраста) нельзя объединять в одну группу с молодыми базальтоидами толеитового ряда, также широко известными в пределах срединно-океанических хребтов.

В Атлантике особое положение в структурном плане — приуроченность к расколам земной коры за пределами оси Срединно-Атлантического хребта, а также по петрографическому составу занимают щелочные ассоциации пород островов Азорских, Канарских, Зеленого Мыса и островов Южной Атлантики.

Большое разнообразие магматических формаций в бассейне Атлантического океана, а также сложности геологического развития «впадины» океана и его побережий — в южной части щитов Южной Америки и Афри-

[1] Экспедиционное судно США с буровой установкой для бурения в океанах.— *Прим. ред.*

ки — делают особо интересным дальнейшее изучение геологической петрологии этого региона.

История развития земной коры в области Атлантического океана длительна, и проведенный схематический анализ показывает, что современный облик ее здесь характеризует лишь краткий момент этой истории. На примере Атлантики достаточно убедительным, с геологических позиций, является выдвинутое нами ранее положение о том, что нет коры двух типов, а есть единая земная кора, которая в области океанического сегмента в данный период отличается спецификой геофизического разреза в силу причин, изложенных мной в первой части статьи.

Земная кора, мозаичная по составу, вследствие длительности и геологической сложности ее эволюции за 4,5 млрд. лет, едина для континентов и океанов и протягивается, видимо, до «астеносферы», т. е. до глубин порядка 100—150 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авчян Г. М., Матвеенко А. А., Стефанкевич З. Б.* Влияние давления и температуры на физические свойства осадочных горных пород, насыщенных жидкостью.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968.
2. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
3. *Афанасьев Г. Д.* Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
4. *Афанасьев Г. Д.* Еще раз о строении земной коры по геофизическим данным с позиции петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10.
5. *Афанасьев Г. Д.* и др. Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
6. *Афанасьев Г. Д.* Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
7. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 5.
8. *Афанасьев Г. Д.* Петрографо-металлогенические особенности диабаз-кератофировых и базальтоидно-трахитовых комплексов в свете радиологических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4.
9. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П., Воларович М. П., Залесский Б. В., Короткова О. Н., Силаева О. И., Синянов И. З.* Исследование физических свойств образцов горных пород Северного Кавказа.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968.
10. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые вопросы геологической петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.
11. *Афанасьев Г. Д., Гусева А. И., Плошко В. В., Сидоренко Г. А.* Омфацит из метасоматитов Передового хребта Кавказа.— Докл. АН СССР. Минералогия, 1969, т. 188, вып. 3.
12. *Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Шпрот Н. П.* Эклогит Передового хребта Северного Кавказа.— Докл. АН СССР. Сер. петрогр., 1969, т. 187, № 6.
13. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые результаты изучения горных пород Луны (по материалам, опубликованным 30 января 1970 г. в журнале «Сайенс», т. 167, № 3918).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6.
14. *Берч Ф.* Физика земной коры.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
15. *Воларович М. П.* Исследования физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях.— Геол. и геофиз., 1961, № 4.
16. *Воларович М. П., Баюк Е. И., Салехли Т. М., Павлоградский В. А.* Влияние всестороннего давления на скорости продольных волн в насыщенных керосином и водой образцах осадочных пород.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968.
17. *Воларович М. П., Левыкин А. И., Галдин Н. Е.* Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 20 000 кг/см^2.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968.

18. *Гутенберг Б.* Астеносферный слой пониженной скорости: верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964.
19. *Дортман Н. Б.* Петрофизическая характеристика кристаллических горных пород и составление петрофизических карт.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968.
20. *Дортман Н. Б., Магид М. Ш.* Зависимость скорости упругих волн и плотность горных пород от кристаллохимических особенностей минералов.— Геол. и геофиз., 1969, № 4.
21. *Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А.* Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград — Нахичевань.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12.
22. *Кропоткин П. Н.* О возрасте и происхождении океанов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. XVIII (5).
23. *Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Корчин В. А.* Предварительные результаты экспериментов по изучению одновременного воздействия высоких температур и давлений на изменение скорости.— Геофиз. сб. АН УССР, 1969, вып. 32.
24. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968.
25. *Плошко В. В., Богданов Ю. А., Емельянов Е. М., Князева Д. Н., Солдатов А. В.* Петрохимия гипербазитов глубоководной впадины Романш.— Океанология, 1969, т. IX, вып. 5.
26. *Томашевская И. С.* Скорости продольных волн в некоторых горных породах и минералах Хибинского массива при трехосном напряженном состоянии.— Океанология, 1969, т. IX, вып. 5.
27. *Юинг М., Пресс Ф.* Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
28. *Удинцев Г. Б., Чернышева В. И.* Образцы пород верхней мантии из рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 5.
29. *Abdel-Monem A., Gast P. W.* Age of volcanism on St. Helena.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, vol. 2, N 5.
30. *Adams H., Williamson L. D.* On the compressibility of minerals and rocks at high pressures.— J. Franklin Inst., 1923, vol. 195, p. 475.
31. *Afanassiev G. D.* L'interprétation petrographique des données géophysiques sur la structure de l'ecorce terrestre.— Extr. Bull. Soc. geol. France. Ser. 7, 1961, t. 2, N 6.
32. *Afanass'yev G. D.* On the boundary delimiting the Earth's crust and the upper mantle.— In: Intern. geol. congr. Repts XXIII Sess. Upper Mantle geol. Processes. Proc. Sect. Prague, 1968.
33. *Aumento F.* Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45° N.— Science, 1969, vol. 165, N 3898.
34. *Birch F.* Compressibility elastic constants.— In: Handbook of phystical constants / / Ed. Sydney P. Clark. Geol. Soc. Amer., Mem. 97, New York, 1966.
35. *Bowin C. O., Nalwalk A. J., Hersly J. B.* Serpentinized peridotite from the north wall of the Puerto Rico Trench.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1966, vol. 77, N 3.
36. *Carmichael I. S. E.* The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Island.— J. Petrol., 1964, vol. 5, N 3.
37. *Daly R. A.* The geology of Ascension Island. Proc. Amer. Acad. Arts and Sci., 1925, vol. 60, N 1.
38. *Delhal J., Ledent D., Cordani U.* Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du Sud — Est du Brésil. (Etats de Rio de Janeiro et de Minas Gerais).— Ann. Soc. géol. Belg., 1969, t. 92.
39. *Dougall Mc. Ian.* Determination of the age of a basic igneous intrusion by the potassium argon method.— Nature, 1961, vol. 190, N 4782.
40. *Ewing J., Ewing M.* Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 3.
41. *Faure G., Hurley P. M.* The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: Application to the origin of Igneous Rocks.— J. Petrol., 1963, vol. 4, N 1.
42. *Faure G., Fairbairn H. W., Harley P. M., Pinson W. H.* Whole-rock Rb-Sr age of norite and micropegmatite at Sudbury, Ontario.— J. Geol., 1964, vol. 72, N 6.
43. *Gast P. W., Tilton G. R., Hodge C.* Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands.— Science, 1964, vol. 145, N 3637.
44. Geological Survey of Canada, 1968, Pap. 67—2, pt A, rept 8.
45. Handbook of physical constants / Ed. Sydney P. Clark.— Geol. Soc. Amer., 1966, Mem. 97, New York.

46. *Hess H. H.* Caribbean research project: Progress report.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 3.
47. *Hughes D. S., Cross J. N.* Elastic wave velocities in rocks at high pressures and temperatures.— Geophysics. 1951, vol. 16, N 4.
48. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project., 1970, vol. III.
49. *Kushiro I., Kuno H.* Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks.— J. Petrol., 1963, vol. 4, N 1.
50. *Laduron D., Martin H.* Coéxistence de Paragonite, Muscovite et Phengite dans un micashiste à grenat de la zone du Mont-Rose. (Vall. Anzasca, Prov. de Navara, Italie).— Ann. Soc. géol. Belg., 1969, t. 92.
51. *Ledent D., Delhal J., Trinquard R.* Ages par la méthode Pb/U de granites «Eburnéens» de Haute-Valta, comparaison avec des résultats obtenus par la méthode Sr/Rb sur roches totales et sur biotites.— Ann. Soc. géol. Belg., 1969, t. 92.
52. *Lovering I. F.* The nature of the Mohorovicic discontinuity.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, vol. 39, N 5.
53. *Mac Kenzie D. B.* High temperature alpine-type peridotite from Venezuela.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 3.
54. *MacLachlan J. C., Reginald Shagamand Hess H. H.* Geology of the la Victoria area, Aragua, Venezuela.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 3.
55. *Maitre R. W.* Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, N 11.
56. *Martin-Kaye P. H.* A summary of the geology of Lesser Antilles.— Overseas Geol. and Miner. Resour., 1969, vol. 10, N 2.
57. *Matthews D. H.* Altered lavas from the floor of the eastern North Atlantic.— Nature, 1962, vol. 179, N 4826.
58. *Mattson P. H.* Geology of the Mayagüez area, Puerto Rico.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 3.
59. *Melson W. G., Van Andel Tj. H., Silver R.* Greenstone from the Central Valley of the Mid-Atlantic Ridge.— Nature, 1966, Febr. 5, vol. 209, N 5023.
60. *Melson W. G., Jarosewich E., Bowen V. T., Thompson F. St.* Peter and St. Paul rocks: A high-temperature mantle — derived intrusion.— Science, 1967, vol. 155, N 3769.
61. *Miller J. A., Mudie J. D.* Potassium-argon age determinations on granite from the Island of Mahe in the Seychelles Archipelago.— Nature, 1961, vol. 192, N 4908.
62. *Myashiro A. K., Fumiko Shido, Maurice Ewing.* Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°, North Latitude.— Contribs Miner. and Petrol., 1969, vol. 23, N 2.
63. *Moorbath I. S., Walker G. P. L.* Strontium isotope investigation of igneous rocks from Iceland.— Nature, 1965, vol. 207, N 4999.
64. *Muir I. D., Tilley C. E.* Basalts from the Northern Part of the Rift Zone of the Mid-Atlantic Ridge.— J. Petrol., 1964, vol. 5, N 3.
65. *Peterman Z. E., Carmichael I. S. E., Smith A. L.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ Ratios of Quaternary lavas of the Cascade range, Northern California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, N 1.
66. *Peterman Z. E., Lawder G. G., Carmichael I. S. E.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ Ratios of the Talasea Series, New Britain, Territory New Guinea.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, N 1.
67. *Shagam R.* Geology of Central Aragua, Venezuela.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 3.
68. *Shand S. J.* Rocks of the Mid-Atlantic Ridge.— J. Geol. 1949, vol. 57, N 1.
69. *Simmons G.* Granites-relation of properties in situ to laboratory measurements.— Science, 1968, vol. 162, N 3855.
70. *Simmons G.* Velocity of compressional waves in various minerals at pressures to 10 kilobars.— J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 6.
71. *Stephens D. R., Lilley G. P.* Compressibilities of Lunar crystalline rocks, microbreccia and fines to 40 kilabars.— Science, 1970, vol. 167, N 3918, 1970.
72. *Thayer T. P.* Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of Mid-Oceanic ridges.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, N 8.
73. *Tilley C. E.* The dunite-mylonites of St. Paul's rocks (Atlantic).— Amer. J. Sci., 1947, vol. 245, N 8.

УДК 551.14 : 551.241

О СТРОЕНИИ И СОСТАВЕ ВЕРХНЕЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ [1]

ВВЕДЕНИЕ

Решающим поводом к появлению настоящей статьи в значительной мере явилось опубликование в русском переводе сборника «Земная кора и верхняя мантия», изданного в США в 1969 г.[2] Кроме того, к настоящему времени наши знания о глубинном строении верхней оболочки Земли пополнились новыми геолого-петрографическими данными. Проведены новые экспериментальные исследования над минералами и горными породами, итоги которых позволяют более точно интерпретировать геофизические и сейсмические данные о строении земной коры и верхней мантии.

Авторы статей указанного сборника чаще всего исходят из концепции, что верхняя оболочка состоит из коры и подстилающей верхней мантии, разделяемых поверхностью Мохоровичича, и что земная кора покрывает мантию в основном в двух вариантах — «материковом» (мощность 35—60 км) и «океаническом» (мощность 5—6 км). Такие представления о строении и составе верхней оболочки Земли требуют серьезных коррективов, как это мной показано в ряде работ, начиная с 1953 г.

В докладе на XXIII сессии Международного геологического конгресса в Праге мной отмечалось: «Все исследователи признают, что параметры давлений и температур в основании обоих типов коры различны. Для основания континентальной коры давление составляет 10—15 кбар и температура — 600—700°, для основания океанической коры давление — не более 2 кбар, а температуры — 150—200°. Выделение двух типов коры, однако, не ведет за собой выделения и двух типов мантии, хотя различные P—T условия для поверхности Мохоровичича континентов и океанов требуют этого» [36, с. 33]. В более поздней статье [12] мною проведен анализ состояния разработанности этой проблемы.

Основное положение нового подхода к проблеме строения и состава «земной коры» и «верхней мантии» с позиций геологической петрологии сводится [12] к тезису, что нет двух «земных кор» — океанической и материковой, а существует единая земная кора, которая в области океанического сегмента в данный геологический период отличается спецификой геофизического разреза. Это отличие геофизического разреза «океанической коры» от разреза «материковой» обусловлено рядом факторов, рассмотренных в указанной работе.

Специфичность геофизической характеристики (скоростного разреза) дна океанов и морей в значительной степени определяется налеганием толщи воды мощностью от сотен метров до пяти километров на горные породы, слагающие дно. Толща воды обеспечивает дополнительное по сравнению с материками абсолютное увеличение давящей нагрузки до 600 кг/см^2. В условиях эксперимента с горными породами такое давление ведет к повышению скорости прохождения в них упругих волн в среднем на 10—15%. Кроме того, водная толща обусловливает полное водонасыщение горных пород, слагающих дно, а покров осадочных пород и осадков,

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4.
[2] Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.

пропитанный водой, образует «прокладку» между давящим усилием столба воды и коренными породами дна. Все эти аспекты воздействия водной толщи на горные породы дна ведут к повышению скоростей прохождения упругих волн.

Новейшие данные изучения физических свойств горных пород и минералов убедительно показывают преимущественную зависимость скоростей прохождения продольных волн от порового пространства в породе или минерале. Плотности же, определенные при атмосферном давлении, имеют гораздо меньшее значение. В ряде экспериментов были ориентировочно показаны различные тенденции к изменению объема при одновременном повышении давления и температуры у таких минералов, как кварц, полевые шпаты и др., с одной стороны, и у железисто-магнезиальных минералов — пироксен, оливин, гранат, с другой.

Наконец, в цитируемой работе, а также в совместной с Е. И. Баюк, Б. П. Беликовым, М. П. Воларовичем и другими статье [14] показано, что монокристаллы (т. е. априори среда с малым поровым пространством) таких минералов, как плагиоклаз, K-Na полевой шпат и некоторые другие, в условиях всестороннего сжатия до 10—15 кбар по величине скоростей прохождения упругих волн приближаются к горным породам типа габбро — ультрабазит.

В ряде работ автора [5, 8, 12] обосновывалось, что поверхность Мохоровичича, по которой до сего времени и уже рутинно разделяют «земную кору» и «верхнюю мантию», не представляет границы между ассоциациями горных пород существенно разного состава (кора — породы сиалические, мантия — ультрамафические!), а отвечает уплотнению пород с почти полной ликвидацией порового и ультрапорового пространства. В докладе на XXIII сессии МГК (Прага, 1968) мной был сделан вывод: «„...сиалическая оболочка“ Земли („земная кора“) не ограничивается снизу поверхностью Мохоровичича, а простирается на глубине свыше 100 км» [36].

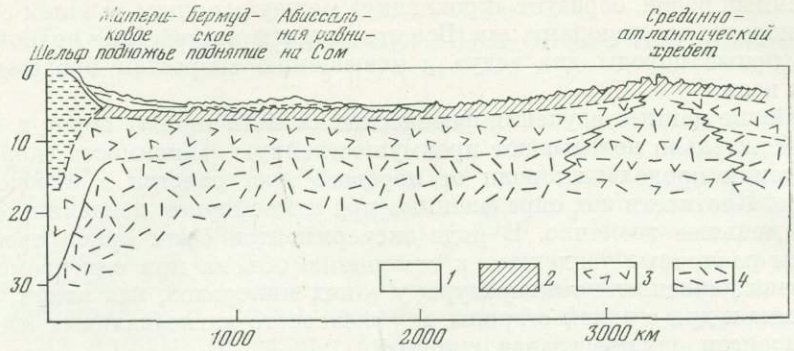
В ряде предыдущих работ [5, 8, 10] я неоднократно указывал, что существует корреляционная зависимость между глубиной бассейна, появлением в геофизическом разрезе дна раздела Мохоровичича ($V_p \geqslant 8$ км/сек) и мощностью коры так называемого океанического типа.

В настоящей статье мне представляется важным вновь процитировать М. Юинга и Пресса [34, 39], которые писали, что «во всех без исключения случаях установлено, что на больших площадях, занятых водным слоем тоньше 1000 фатомов (1830 м), кора обладает типично континентальным характером, а при мощности водного слоя выше 2000 фатомов (3640 м) она имеет типично океанический характер» [34, с. 15].

ОСНОВНЫЕ АСПЕКТЫ СБОРНИКА «ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ»

Каково же отношение авторов сборника к состоянию вопроса о строении и составе земной коры и верхней мантии?

Большинство статей носит обобщающий характер и, за малым исключением, не содержит конкретного нового фактического материала. Несмотря на получение за последние годы новых данных по прохождению упругих волн и намечающимся поверхностям раздела и «верхней мантии», конкретные геофизические разрезы «верхней мантии» не приведены.



Фиг. 1. Сводный разрез коры и верхней мантии в Атлантическом океане — от континентального шельфа Северной Америки до Срединно-Атлантического хребта

1 — осадки; V_p=1,5—3 км/сек; *2* — фундамент, V_p=4,5—5,5 км/сек; *3* — океанический слой, V_p=6,5—7 км/сек; *4* — мантия, V_p=7,8—8,4 км/сек

Общее состояние проблемы и итоговые (на 1969 г.) представления ряда зарубежных ученых вырисовываются из приводимого ниже обзора выводов по важнейшим вопросам.

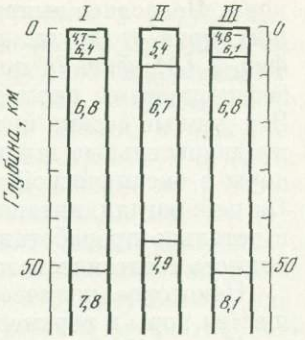
Мак Кензи в статье «Граница Мохоровичича» [23] отмечает, что под докембрийскими щитами и океаническими впадинами значения V_p= =6,5—7,2 км/сек в нижних частях коры возрастали до 7,8—8,5 км/сек в верхней мантии; мощность переходного слоя не превышает здесь 0,5 км. В менее стабильных районах (альпийские орогенические пояса, окраина материков) наблюдается значительный разброс значений V_p в коре и верхней мантии, граница М характеризуется V_p=7,8 км/сек. Переход кора — мантия выражен менее резко.

Далее автор пишет, что факты, установленные разными исследователями, заставляют отказаться от фазовой природы границы Мохо. Новейшие мировые сейсмические данные фиксируют изменения скорости в верхней мантии. Таким образом, раздел Мохоровичича является лишь одной из многих границ в верхней части мантии и не имеет решающего значения, которое приписывалось ему ранее.

Дорман свою статью «Данные по поверхностным волнам и верхняя мантия» [20, с. 221] заканчивает следующим высказыванием: «Граница Мохоровичича не является ни верхней, ни нижней границей изменений, а представляет собой по отношению к ним какой-то случайный раздел. Таким образом, всю область от поверхности до глубины в несколько сотен километров можно назвать активной геологической зоной» (т. е. тут нет определенного отделения «земной коры» от «верхней мантии» по границе Мохо.— *Г. А.*).

Дж. Юинг статью «Сейсмическая модель строения коры Атлантического океана» [33] иллюстрирует сводным разрезом (фиг. 1) через Атлантический океан — от побережья Америки до Срединно-Атлантического хребта. При этом он приводит известные данные о геофизическом разрезе дна: 1 — слой осадков с V_p=1,5—3 км/сек; 2 — слой фундамента с V_p=4,65—5,5 км/сек; 3 — *океанический слой* с V_p=6,5—7 км/сек; 4 — *мантия* — V_p= =7,8—8,4 км/сек.

На с. 175 Дж. Юинг пишет: «Между скоростью волн в мантии и глубиной ее кровли или мощностью перекрывающих ее пород коры явной связи не наблюдается. Однако, видимо, существует обратная зависимость между мощностью коры и глубиной воды в океане!» (с. 175, фиг. 1; разрядка моя.—*Г. А.*). Этим Дж. Юинг присоединяется к более раннему выводу М. Юинга и Пресса, ссылка на работу которых приведена выше.



Фиг. 2. Осредненный разрез трех районов Северной Америки

I — о. Ванкувер; *II* — равнина р. Снейк; *III* — оз. Верхнее. Цифры — скорости волн P (в км/сек). Мощность верхней «гранитной» части коры в этих районах мала и характеризуется пониженными скоростями волн. В значительной части кора сложена, вероятно, основными породами

Иную точку зрения высказывают Шор-младший и Райтт в статье «Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования» [32, с. 165]. Они пишут: «... скорость волн в мантии и глубина ее кровли часто меньше нормальных вдоль глобальной рифтовой системы. Глубина кровли существенно больше нормальной под океаническими желобами и в некоторых районах вблизи подножия материкового склона, где поблизости отсутствует желоб. Уровень кровли мантии не изменяется согласно принципу изостазии при изменении глубины океана. Скорее мощность слоя от ложа океана до границы Мохоровичича остается постоянной независимо от глубины воды. Это наводит на мысль, что изменения глубины воды в океанических впадинах определяются региональными изменениями плотности верхней мантии, а не изменениями мощности коры».

Вся сумма знаний по геофизическому изучению коры под океанами и на материках делает маловероятной указанную интерпретацию соотношения мощности океанической коры (а значит, и глубины залегания поверхности Мохо) с глубиной воды в бассейне.

Клосс в статье «Глубинное зондирование в Западной Европе» [21] отмечает, что «хотя методика интерпретации данных постоянно совершенствуется, но единой методики не разработано». На с. 159 Клосс ссылается на работу Гизе (Giese), который изучал с помощью преломленных волн V_p в гранито-гнейсах и нашел, что у поверхности V_p=5000 м/сек, а на глубине 1,72 км она составляет уже 5820 м/сек, т. е. происходит увеличение на 16%.

Статья Тальвани и Пишона «Гравитационное поле над Атлантическим океаном» [28] интересна тем, что в ней приводятся осредненные данные по квадратам 5°×5°. При изучении аномалий в свободном воздухе установлено различие гравитационного поля в разных районах Северной и Южной Атлантики. Положительные аномалии, до +40 *мгал*, обнаружены в Срединно-Атлантическом хребте Северной Атлантики. Вместе с тем в работе Вулларда [18, с. 243] указывается, что гравитационные аномалии геоида, по данным наблюдения за искусственными спутниками, не связаны с распределением таких поверхностных масс, как материки и океаны.

Хили и Уорен в статье «Сейсмическое зондирование в Северной Америке» [31] рассматривают районы с нормальным и аномальным строением

коры. Последнее выявлено в пунктах профильного разреза, далеко отстоящих друг от друга: о-в Ванкувер — долина р. Снейк — оз. Верхнее. На фиг. 2 [31, фиг. 7] приведены колонки — разрезы коры трех районов, где зафиксированы аномальные скорости прохождения упругих волн в коре. Эти данные весьма интересны, однако из них вряд ли можно сделать даже предварительные выводы о сходстве верхней части приведенных разрезов коры с океанической только потому, что гранитный слой не выделяется. На наш взгляд, интерпретация этих разрезов требует привлечения глубоко и детально проработанных геолого-петрологических данных изучения глубинного геологического строения рассмотренных районов.

Некоторое количество статей сборника связано с рассмотрением вещества коры и верхней мантии.

Берч [15] исходит в своем рассмотрении состава верхней мантии из предположения о ее «оливиновом» составе. При учете и расчетных комбинациях температур и давлений он приходит к результатам, удовлетворительно согласующимся с принятой им моделью. Хотелось бы привлечь внимание к тому месту его исследования, где он приводит данные об упругих свойствах разных горных пород при разных температурах и давлении 4—9 кбар. Например, по его данным, отношение V_s при соответствующей для нее температуре к исходному значению V_s уменьшается (при 500° С): для гранита на 0,016; для диабаза на 0,026; для дунита на 0,035 и для эклогита на 0,02. Иначе говоря, при этих параметрах понижение значения V_s для дунита достигает 3,5%, а для гранита — 1,6%.

Статья Симонена «Батолиты и их место в орогенезе» [26] завершается выводом, что ювенильные гранитные магмы поступают из верхней мантии, а анатектические возникают при частичном плавлении земной коры. Представление Симонена о поступлении ювенильной гранитной магмы из верхней мантии противоречит предположению Берча об оливиновом ее составе до 200 км глубины.

Менерт в статье «Петрология докембрийского комплекса фундамента» [24, с. 460] пишет: «Наиболее распространенную группу магматических пород докембрийских щитов составляют граниты и родственные им породы (гранодиориты, биотит-кварцевые диориты, трондъемиты, Q-монциониты и др.)». Далее он считает, что «лишь очень ограниченная часть „гранитного слоя“ коры возникла за счет прямой гравитационной дифференциации из пород верхней мантии» (о составе верхней мантии здесь Менерт не говорит.— *Г. А.*). Даже древнейшие части континентальных ядер содержат большие массы гранитов. «Поэтому они должны были формироваться в догеологическую эпоху эволюции Земли» (Там же). В конце статьи он пишет: «На самой ранней стадии древнейшая кора Земли обладала, по-видимому, кислым до среднего составом. Древнейшие, очевидно палигенные, магматические породы имели гранитный или гранодиоритовый состав до состава биотит-кварцевых диоритов» [24, с. 461]. Менерт затрудняется что-либо сказать о петрогенетической эволюции коры в догеологическое время.

Рассмотренные статьи сборника в основном исходят из представлений, сформировавшихся около 15 лет назад. В них продолжают сохраняться противоречия, вытекающие из одних геофизических данных, без обоснованной геолого-петрографической коррекции, учитывающей данные экспериментального изучения упругих свойств горных пород и минералов

Ниже рассматриваются новые факты, полученные в результате полевых наблюдений и экспериментальных исследований. При этом имеется в виду не повторять изложенные в более ранних публикациях [5, 8, 10] факты о близости количественного значения тепловых потоков материковой и океанической частей поверхности Земли, о существовании «микроконтинентов», подобных Сейшельским островам и Мадагаскару, подводное продолжение которых в глубины океана вопросительно трактуется (В. В. Белоусов) как «океанизация» коры, и многие другие. В последующем изложении привлечен новый фактический материал, позволяющий более однозначно представить состав и строение так называемой верхней мантии, природу поверхности Мохо и существование единой земной коры без ее подразделения на «океанический» и «материковый» типы, так как последнее противоречит геологически доказанному развитию Земли за последние 3—4 млрд. лет.

О СКОРОСТЯХ УПРУГИХ ВОЛН И ИЗМЕНЕНИИ ПЛОТНОСТЕЙ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ «ЗЕМНОЙ КОРЫ» И «ВЕРХНЕЙ МАНТИИ»

Изучение скорости прохождения сейсмических волн, вызванных естественными землетрясениями и искусственными взрывами (ГСЗ), дало в руки геофизиков и геологов обильный и ценный материал о глубинном строении земной коры и всей планеты. Однако для целей петрологии и геологии собранная этим путем колоссальная информация все же является косвенной. Для правильной геолого-петрографической ее интерпретации необходимо знать, как изменяются в Земле с глубиной давление, температура и как ведут себя в таких условиях известные нам породы и минералы.

В течение 20 лет мне приходилось неоднократно выступать в печати, на сессиях отделения наук о Земле, Международного геологического конгресса (Прага, 1968) и других представительных форумах (1960, 1966, 1968 гг. и др.) против укрепившегося в 50-х годах представления о том, что поверхность Мохоровичича разграничивает петрографически различные слои разреза Земли — ее «кору» от «мантии». Однако такие представления продолжают оставаться основополагающими для геофизиков и многих геологов. На первых порах представления опирались на имевшиеся сведения об упругих свойствах горных пород при атмосферном давлении, что, конечно, не давало картины поведения горных пород в напряженном состоянии на глубинах. Граница Мохо на основе данных о скоростях прохождения упругих волн стала приниматься за границу между слоями разного петрографического состава, хотя достоверно не было выявлено, происходит ли на этой поверхности скачок от скоростей ~7,6—7,8 до 8,1—8,2 км/ сек, или переход совершается постепенно на отрезке в 4—5 км.

В работах автора [5, 8, 10—12] приведены обоснования того, что поверхность «М» с ее подчас расплывчатыми границами отвечает изменению физического состояния гетерогенной толщи горных пород, с почти полной ликвидацией первого пространства и в отдельных случаях с усложнениями, вызванными фазовыми изменениями минералов.

Полученные новые данные [14] об упругих свойствах монокристаллов породообразующих минералов, таких, как олигоклаз, микроклин, где исключена значительная часть порового пространства, свойственного гор-

Таблица 1

Скорости (V_p, км/сек) в монокристаллах породообразующих минералов при всестороннем сжатии (по Г. Д. Афанасьеву, М. П. Воларовичу и др. [14])

Минерал	Направление цилиндра	Объемный вес (плотность), г/см³	Пористость, вес.%	P, кбар			
				0,001	5,0	10,0	15,0
Кварц	∥ оптич. оси	2,65	Не опр.	6,36	6,47	6,55	6,63
»	⊥ оптич. оси	2,65	»	5,78	5,98	6,10	6,21
Олигоклаз (An_{29})	⊥(001)	2,65	0,62	4,41	8,16	8,27	8,37
»	⊥(010)	2,65	0,62	5,08	7,44	7,77	8,04
Анортоклаз	∥(010)	2,566	0,79	7,30	8,25	8,35	8,40
»	∥(001)	2,566	0,79	6,70	7,60	7,67	7,70
Микроклин (по Simmons)	⊥(001)	2,571	Не опр.	6,43 *	7,59	7,62	Не опр.
»	∥(010)	2,570	»	7,67	8,35	8,45	»
»	⊥(010)	2,571	»	4,65	5,30	5,38	»

* При 0,01 кбар.

ным породам, показали, что скорости продольных упругих волн в олигоклазе, микроклине и подобных минералах при всестороннем сжатии до 10—15 кбар близки по значению к скоростям V_p в ультраосновных породах. Некоторые данные из этой работы воспроизведены в табл. 1.

В ряде работ [1—4] изложены результаты изучения упругих свойств породообразующих минералов — слюд, амфиболов и пироксенов. Хотя исследования проводились при атмосферном давлении и при комнатной температуре, т. е. не отвечали напряженному состоянию в условиях земных глубин, в первом приближении их можно использовать в совокупности с данными поведения *Pl*, K-Na полевого шпата и кварца при высоком давлении для общей характеристики пород кислого состава (табл. 2).

Из табл. 2 видно, что V_p в горных породах гранитного ряда, рассчитанная из скоростей для породообразующих минералов в соответствии с их долей в объеме породы, устойчиво отвечает 7,60—7,67 км/сек, что по параметрам давления 15 кбар примерно соответствует уровню поверхности «Мохо» «материковой коры». Получение такого результата в первую очередь обусловлено исключением порового пространства, присущего каждой горной породе и обусловленного ее трещиноватостью, неровностью контактов между породообразующими минералами и другими нарушениями монолитности породы. Приведенные данные свидетельствуют, что скорости порядка 7,6—7,8 км/сек, характерные для нижней части «коры», могут быть обусловлены существованием на уровнях границы Мохо пород гранитного состава, освобожденных от порового пространства длительным (миллионы лет) квазигидростатическим давлением вышележащей толщи горных пород.

В табл. 3 приведены аналогичные данные для давления порядка 2—2,5 кбар, характеризующие давление близ поверхности Мохо «океаниче-

Таблица 2

Скорости (V_p) для кислых интрузивных пород как функции скоростей (V_p) в породообразующих минералах в условиях сжатия до 15 кбар и при атмосферном давлении для слюды и амфибола (уровень «Мохо» «материковой коры»)

Минерал	Средняя скорость (V_p) из разных направлений в минерале	Диорит		Гранодиорит		Гранит	
		содержание минерала, объемн. %	доля минерала в создании скоростного (V_p) эффекта в породе	содержание минерала, объемн. %	доля минерала в создании скоростного (V_p) эффекта в породе	содержание минерала, объемн. %	доля минерала в создании скоростного (V_p) эффекта в породе
Кварц	6,42	5	0,33	15	0,97	25	1,61
Плагиоклаз (№ 30)	8,20	50	4,10	45	3,69	35	2,87
K-Na полевой шпат	8,05	5	0,41	15	1,21	30	2,42
Слюда (Mu, Bi) при атмосферном давлении	~7,0	20	1,40	15	1,05	10	0,70
Роговая обманка при атмосферном давлении	~7,15	20	1,33	10	0,71	–	–
Суммарная (по доле минерала) скорость продольных волн на породу (V_p)			7,67		7,63		7,60

ской коры». В этих условиях V_p для гранитных пород, от диорита до гранита, также оказывается устойчивой, равной 7,30—7,37 км/сек.

Из сказанного можно сделать вывод, что породы, состоящие из минералов, характерных для гранитного ряда (*Q*, *Pl*, K-Na полевой шпат, *Bi*, *Mu*, *Amph*), в условиях длительного всестороннего сжатия с почти полной ликвидацией порового пространства могут соответствовать по геофизическим характеристикам низам обычно выделяемой «коры». При этом надо учесть, что при расчете общей V_p для породы доля влияния на скорости в ней слюд и амфиболов основывалась на данных, полученных для этих минералов при атмосферном давлении.

В целом картина значительно сложнее, так как еще мало изучено поведение минералов и горных пород, в том числе их упругие свойства, при одновременном воздействии давления и температуры. Но для нашего предварительного расчета влиянием понижающего значения T на скорость упругих волн можно пренебречь, так как выше было указано, что, по данным Берча, скорость поперечных волн у гранита при давлении 4—9 кбар и нагреве до 500° уменьшается на 1,6%, а у дунита — на 3,5%.

Полученные значения V_p для «гранитоидных» пород в условиях поверхности «Мохо» «океанической коры» не учитывают фактора влагонасыщенности донных кристалических пород и того обстоятельства, что

Таблица 3

Скорости (V_p) для кислых интрузивных пород как функции скоростей (V_p) в породообразующих минералах в условиях сжатия (для Q, Pl, K-Na полевого шпата) до 2,5 кбар и при атмосферном давлении для слюд и амфиболов (уровень «Мохо» «океанической коры»)

Минерал	Средняя скорость (V_p) из разных направлений в минерале	Диорит		Гранодиорит		Гранит	
		содержание минерала, объемн. %	доля минерала в создании скоростного (V_p) эффекта в породе	содержание минерала, объемн. %	доля минерала в создании скоростного (V_p) эффекта в породе	содержание минерала, объемн. %	доля минерала в создании скоростного (V_p) эффекта в породе
Кварц	6,16	5	0,31	15	0,93	25	1,54
Плагиоклаз (№ 30)	7,66	50	3,83	45	3,45	35	2,68
K-Na полевой шпат	7,93	5	0,40	15	1,19	30	2,38
Слюда (Mu, Bi) при атмосферном давлении	7,00	20	1,40	15	1,05	10	0,70
Роговая обманка при атмосферном давлении	7,15	20	1,43	10	0,71		
Суммарная (по доле минералов) скорость (V_p) на породу			7,37		7,33		7,30

уплотненные осадки на дне образуют своего рода «прокладку», через которую передается на породы ложа давление вышележащего столба воды, как указывалось в работе [12]. Эти факторы могут приводить к увеличению скоростей V_p в породах океанического дна на 10% и более.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПЛОТНОСТЯХ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ПРИ ДАВЛЕНИЯХ ДО 500 КБАР

Известно, что первоначально изменение плотности внутри Земли было дано законом Лапласа, относящимся к химически однородной Земле, для которой $dk/dp=2$ («k» и «p» — соответственно модуль объемного сжатия и давления). При последующих вычислениях это дает для Земли плотность 2,8 г/см³ у поверхности и 11,2 г/см³ у центра.

Позднее были применены различные методы расчета неоднородности состава Земли в направлении радиуса, однако получившиеся результаты не вполне удовлетворяли необходимым условиям.

Модель Земли «В» — Буллена (основанная на постулировании того, что от глубины 1000 км до центра Земли «k» меняется непрерывно) в соответствии с его гипотезой о сжимаемости показывает, что значение плотности в центре Земли не может быть меньше 14,5 г/см³. Средняя плотность Земли 5,517 г/см³. Согласно Буллену, в модели Земли «А» для глубины 33 км принята плотность, равная 3,32 г/см³, для глубины

Таблица 4

Изменение плотности горных пород, подвергнутых ударному сжатию

Горная порода, ее месторождение	P, бар	ρ_0, г/см³	P, кбар	ρ, г/см³
Альбитит, Пенсильвания	1	2,61	410	4,31
Диабаз, Виргиния	1	2,97	361	4,30
То же	1	2,98	461	4,49
Диабаз, Мериленд	1	3,01	368	4,29
Анортозит, Нью-Йорк	1	2,73	442	4,33
Дунит, Туин-Систер	1	3,32	734	4,84
Эклогит, Норвегия	1	3,48	439	4,38
Гранит, Уэстерли Род Айленд	1	2,63	414	4,47
Жадеит, Бирма	1	3,33	413	4,09
То же	1	3,33	560	4,26

410 км — 3,64 г/см³ и, наконец, для глубины 1000 км плотность принята равной 4,68 г/см³.

Рамзай считал, что увеличение плотности на границе земного ядра от 5,7 до 9,4 г/см³ вызвано давлением, а не изменением состава, ядро же состоит не из железа или никеля, а из ультраосновных пород в металлической фазе. По мнению Рамзая, эта гипотеза дала возможность считать первичный состав Марса, Венеры и Земли общим — цитировано по Буллену [17].

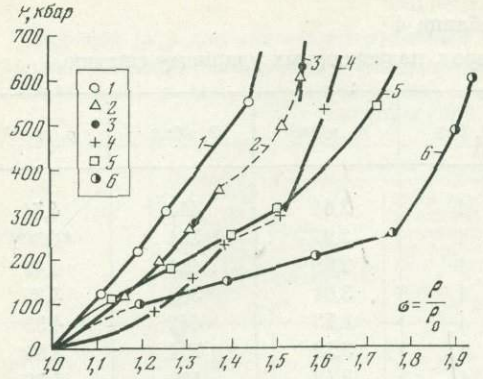
Для целей и задач геологической петрологии важно, что представление об увеличении с глубиной по радиусу плотности пород, слагающих Землю, правомерно для оболочек близкого состава. Пример — выводы Рамзая об изменении плотности на глубинах 2900 км, а также закон Лапласа, верный при условии химической однородности Земли.

В последние годы появились экспериментальные данные о состоянии некоторых горных пород и минералов в условиях сверхвысоких давлений, полученные методом ударного сжатия.

В «Справочнике физических констант горных пород» под редакцией Кларка (русский перевод [27]) в главе о сжимаемости приведены данные плотности горных пород, подвергнутых ударному сжатию (табл. 7—14).

Хотя в этих экспериментах не определяется температура, поведение горных пород разного состава при ударных сжатиях, эквивалентных давлениям в сотни килобар, привлекает внимание петрографов. Интересующий нас диапазон давлений 300—500 кбар иллюстрирован табл. 4, где ρ_0 — плотность исходной породы при атмосферном давлении, P — давление в килобарах и ρ — плотность этой породы при соответствующем давлении. Из табл. 4 видно, что различные петрографические типы пород, имеющие разную плотность при атмосферном давлении, в том числе граниты и эклогиты, подвергнутые в условиях эксперимента ударному сжатию 400—500 кбар, оказывается, уплотняются до $\rho \sim 4{,}3$ г/см³.

Как ведут себя отдельные минералы, слагающие породы? В этом отношении опубликованные данные ограниченны. Поведение кварца и



Фиг. 3. Изменение плотности минералов при ударном сжатии (по Н. Г. Калашникову и Р. Ф. Трунину)

1 — апатит ρ_0=3,14 г/см³; *2* — флогопит ρ_0=2,83 г/см³; *3* — основное вулканическое стекло ρ_0=2,96 г/см³; *4* — гипс ρ_0=2,28 г/см³; *5* — оликоглаз ρ_0=2,65 г/см³; *6* — обсидиан (кислое вулканическое стекло) ρ_0=2,37 г/см³

кварцита изучалось Р. Ф. Трунины м и др. [29, 30]. В статических условиях Коэс (Coes) получал высокоплотную модификацию SiO_2 — коэсит (ρ=3,01 г/см³), а С. М. Стишов и С. В. Попова получили новую высокоплотную разность SiO_2 — стиповерит или стишовит (упаковка атомов в структуре рутила) с ρ_0=4,3 г/см³. Векерли, а также Л. В. Альтшулер, Р. Ф. Трунин и другие показали, что в динамических условиях при сжатии α-кварца под давлением $\geqslant$400 кбар также реализуется состояние, соответствующее стиповеритовой фазе.

В работе Р. Ф. Трунина и др. [30] на кривой (фиг. 3) для кварца в точке, отвечающей стишовиту (фазовый переход), виден отчетливый перелом. Дальше до P~5 Мбар эта кривая в координатах P — ρ (давление — плотность) характеризуется плавной монотонной зависимостью, без каких-либо скачков плотностей, свидетельствующих о новой перестройке кристаллической структуры SiO_2.

Интересно, что наряду с горными породами, помимо кварца, при ударном сжатии ~400—450 кбар той же плотностью 4,1—4,4 г/см³ характеризуются и такие породообразующие минералы, как слюда и плагиоклаз.

С применением ударного сжатия (табл. 5) исследовались также апатит, флогопит, основное вулканическое стекло[1]. На графике (см. фиг. 3) в координатах P (кбар) и σ (г/см³) приведены экспериментально полученные кривые изменения плотностей до давления 500 кбар. На кривых для гипса и для кислого вулканического стекла заметны отчетливые переломы, что указывает на фазовые превращения. Для гипса с начальной плотностью 2,28 г/см³ переломы кривой отвечают давлению: 1—240 кбар с плотностью минерала 3,17 г/см³, 11—310 кбар с плотностью модификации минерала, равной 3,44 г/см³. Для обсидиана с исходной плотностью 2,37 г/см³ при ударном сжатии 265 кбар отчетлив перелом кривой, отвечающий плотности 4,20 г/см³, что близко к плотности стиповерита. При более высоких ударных сжатиях кривая обсидиана круто, но плавно подымается вверх, отвечая при 400 кбар плотности 4,42 г/см³ и при 500 кбар плотности 4,50 г/см³. Характер намечаемых фазовых превращений требует самостоятельного изучения.

[1] Экспериментальное исследование этих минералов было проведено Н. Г. Калашниковым и Р. Ф. Трунины м, за что автор выражает им глубокую благодарность.

Таблица 5

Плотность минералов при давлениях до 500 кбар (ударное сжатие)

Минерал	Плотность, г/см³, при					Перелом кривой, кбар
	атмосферном давлении	100 кбар ~ 300—350 км	300 кбар 1000 км	400 кбар 1200 км	500 кбар 1700 км	
Апатит	3,14	3,39	3,92	4,14	4,40	
Флогопит	2,83	3,23	3,74	4,05(?)	4,27	
Основное вулканическое стекло	2,96	3,29	3,91	4,23(?)	4,50(?)	
Гипс	2,28	2,85	3,42	3,53		240
Плагиоклаз	2,65	2,94	3,90	4,24	4,48	310
Обсидиан	2,37	2,84	4,27	4,41	4,50	265

В табл. 5 приведены изменения плотности в минералах при давлениях (ударных) до 500 кбар в корреляции с предположительно соответствующими глубинами Земли.

Кривые фиг. 3 дают возможность предположить, что при давлении 125 кбар (что примерно отвечает глубинам в 410 км) плотность апатита будет составлять 3,49 г/см³, флогопита — 3,31 г/см³, плагиоклаза — 3,07 г/см³. Ведет ли указанное уплотнение к изменению состава минералов — задача будущих исследований.

Пока мы констатируем, что полученные при сжатиях 125, 400 и 500 кбар значения плотностей таких минералов, как апатит, флогопит, плагиоклаз, приближаются к значениям плотности по модели Земли «А» (Буллена) для глубин 410 км и приблизительно от 1200 до 1700 км. Главным, на наш взгляд, является плотная сходимость значений плотности, полученных для ряда минералов при ударном сжатии 400—500 кбар, со значениями плотности разнотипных (см. табл. 4 и 5) горных пород — от диабаза и эклогита до гранита — при таких же давлениях.

В связи со сказанным перед петрологами и геофизиками возникает важная проблема — проследить состояние отдельных минеральных фаз и их агрегатов (горных пород) во всем диапазоне давлений, которые реализуются от поверхности Земли до ее ядра, с целью выявления возможных фазовых изменений отдельных минералов и предела сжимаемости их агрегатов (горных пород). Во всяком случае, уже имеющиеся экспериментальные данные не исключают полностью гипотезу о квазиоднородном химическом составе Земли.

В связи с этим вновь отмечу (имея в виду также представления Рамзая, Буллена и др.), что в одной из более ранних моих работ на основе рассмотрения геолого-геофизических данных для Земли и сопоставления плотностей Земли, Марса, Луны с их радиусами было высказано предположение, что превышение средней плотности трех тел Солнечной системы над плотностью поверхностных пород находится в прямой зависимости от радиуса планеты. «Это дает основание для предположения об идентичности вещества, слагающего планеты, но находя-

щегося в различной степени сжатия, обусловленного размером планеты» [8, с. 31].

Следует добавить, что новейшие результаты, добытые автоматической станцией «Венера-8», заставляют думать, что планета Венера по ряду параметров (химический состав, изменение плотности по радиусу и др.), но не по возрасту близка к Земле.

Разнообразие горных пород, обнаруженных на Луне, свидетельствует о сложной магматической и тектонической эволюции этого космического тела. Ассоциация таких пород, как анортозиты, «нориты», «базальты». скорее свидетельствует о приуроченности их к блокам Луны, сходным с платформенными участками Земли. Вообще, видимо, не исключена возможность постановки вопроса о разновременном образовании внутренних планет (земной группы) Солнечной системы в последовательности Марс, Земля с Луной и Венера.

НЕКОТОРЫЕ ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ОБ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД В СВЯЗИ С МАГНИТНО-ТЕЛЛУРИЧЕСКИМ ЗОНДИРОВАНИЕМ

Этот относительно новый метод (МТЗ) познания глубин Земли представляет с точки зрения петрографа определенный интерес.

В работе М. Н. Бердичевского и Г. А. Чернявского [16] приведены результаты опытов по МТЗ на островах Индийского океана. Работы проходили на о-ве Диего-Гарсиа (Коралловый остров) архипелага Чагос и на о-ве Маэ (Сейшельские острова). По предварительным данным авторов, проводящие слои лежат соответственно на глубинах более 100 и 200 км.

Какими же факторами обусловлено появление таких зон повышенной проводимости по разрезу Земли?

Предварительный ответ на такой вопрос, видимо, можно получить, анализируя материалы монографии Э. И. Пархоменко и А. Т. Бондаренко [25]. Авторы провели самостоятельные экспериментальные исследования и обобщили большой накопленный материал.

Таблица 6

Электропроводность горных [25, табл. 17] пород кислого состава f (P, T)

Порода, авторский номер образца и количественно-минеральный состав, объемн. %	T, °C	Электропроводность ($ом^{-1} \cdot см^{-1}$) при P, кбар		
		1	5	15
Диорит (№ 250–12)	200	$4{,}1 \cdot 10^{-9}$	$1{,}44 \cdot 10^{-8}$	$2{,}65 \cdot 10^{-8}$
	500	$3{,}8 \cdot 10^{-5}$	$7{,}82 \cdot 10^{-5}$	$8{,}2 \cdot 10^{-5}$
Кварцевый диорит (№ 206–21); *Pl* – 55, *Amph* – 25, *Q* – 15	200	$2{,}1 \cdot 10^{-9}$	$2{,}9 \cdot 10^{-9}$	$3{,}08 \cdot 10^{-9}$
	500	$2{,}78 \cdot 10^{-5}$	$2{,}78 \cdot 10^{-5}$	$4{,}55 \cdot 10^{-5}$
Гранит (№ 77–3); *Pl* – 45, *Q* – 50, *Amph* – 3–4	200	$1{,}3 \cdot 10^{-10}$	$1{,}64 \cdot 10^{-10}$	$1{,}76 \cdot 10^{-10}$
	500	$2{,}84 \cdot 10^{-7}$	$2{,}88 \cdot 10^{-7}$	$1{,}84 \cdot 10^{-7}$
	550	$6{,}38 \cdot 10^{-7}$	$6{,}4 \cdot 10^{-7}$	$5{,}62 \cdot 10^{-7}$

Таблица 7

Электропроводность основных и ультраосновных пород f (P, T) от P (по Э. И. Пархоменко и А. Т. Бондаренко [25])

Порода, авторский номер образца и количественно-минеральный состав, объемн. %	T, °C	Электропроводность (ом$^{-1}$·см$^{-1}$) при P, кбар		
		1	5	15
Долерит интрузивный (трапп Сибири)	200	$2{,}9\cdot10^{-9}$	$5{,}3\cdot10^{-9}$	$6{,}9\cdot10^{-9}$
	500	$8{,}5\cdot10^{-7}$	$1{,}9\cdot10^{-7}$	$2{,}2\cdot10^{-6}$
	600	$3{,}6\cdot10^{-5}$	$4{,}3\cdot10^{-5}$	$5{,}7\cdot10^{-5}$
Оливиновое габбро (№ 844–3); *Ol* – 22%, лабрадор – 55%, пироксен – 18% и др.	200	$8{,}3\cdot10^{-10}$	$1{,}32\cdot10^{-9}$	$1{,}67\cdot10^{-9}$
	500	$1{,}0\cdot10^{-6}$	$1{,}48\cdot10^{-6}$	$2{,}44\cdot10^{-6}$
	600	$7{,}0\cdot10^{-6}$	$1{,}2\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-5}$
Габбро-норит (№ 75–260); лабрадор – 50%, *Ol* – 10%, *Pyr* – 3%, акцессории 1–1,5%	200	$7{,}8\cdot10^{-11}$	$1{,}04\cdot10^{-10}$	$1{,}16\cdot10^{-10}$
	500	$1{,}2\cdot10^{-7}$	$1{,}61\cdot10^{-7}$	$2{,}13\cdot10^{-7}$
	600	$2{,}1\cdot10^{-6}$	$2{,}35\cdot10^{-6}$	$2{,}9\cdot10^{-6}$
Дунит (№ 5577–30) [25, табл. 31]	250	$6{,}6\cdot10^{-10}$		
	500	$1{,}1\cdot10^{-6}$		
	600	$1{,}3\cdot10^{-6}$		
Пироповый перидотит (№ 2163) [25, табл. 30]	200	$1{,}5\cdot10^{-11}$	$1{,}6\cdot10^{-11}$	$2{,}1\cdot10^{-11}$
	570	$1{,}1\cdot10^{-7}$	$2{,}4\cdot10^{-7}$	$2{,}8\cdot10^{-7}$
Оливинит (№ 1482)	300	$1{,}8\cdot10^{-10}$	$2{,}6\cdot10^{-10}$	$3{,}8\cdot10^{-10}$
	500	$6{,}2\cdot10^{-8}$	$1{,}05\cdot10^{-7}$	$1{,}7\cdot10^{-7}$
	600	$9{,}2\cdot10^{-7}$	$1{,}4\cdot10^{-6}$	$2{,}2\cdot10^{-6}$
Пироповый эклогит (№ 2259)	200	$4{,}5\cdot10^{-11}$	$7{,}1\cdot10^{-11}$	10^{-10}
	500	$1{,}2\cdot10^{-7}$	$1{,}4\cdot10^{-7}$	$1{,}9\cdot10^{-7}$
	600	$4{,}0\cdot10^{-7}$	$6{,}8\cdot10^{-7}$	$1{,}5\cdot10^{-6}$

Таблица 8

Электропроводность разных групп пород при разных P–T условиях

Группа пород	Электропроводность (ом$^{-1}$·см$^{-1}$)		Группа пород	Электропроводность (ом$^{-1}$·см$^{-1}$)	
	P ~ 2000 бар, T — 150—200° («Мохо» под океанами)	P ~ 15 кбар, T — 500—600° («Мохо» материков)		P ~ 2000 бар, T — 150—200° («Мохо» под океанами)	P ~ 15 кбар, T — 500—600° («Мохо» материков)
Гранит	$1{,}3\cdot10^{-10}$	$0{,}07\cdot10^{-5}$	Габбро	$4{,}5\cdot10^{-10}$	$0{,}9\cdot10^{-5}$
Диориты, кварцевые диориты	$31{,}0\cdot10^{-10}$	$6{,}1\cdot10^{-5}$	Дуниты, эклогиты	$0{,}8\cdot10^{-10}$	$0{,}15\cdot10^{-5}$

В табл. 9 их работы (с. 53), табл. 17 (с. 171), табл. 25, 28, 30 и 31 ими приведены многочисленные данные по электропроводности (ом$^{-1}$·см$^{-1}$) отдельных минералов и групп различных пород: метаморфических пород, гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, базальтов, габбро, перидотитов, дунитов, эклогитов и др. Изучение проводилось при температурах 200—600° с применением сжатия от 0,95 до 15—20 кбар.

В нашей табл. 6 приведены данные Э. И. Пархоменко и А. Т. Бондаренко для кислых пород при 200 и 500° С, а в табл. 7 — данные по основным и ультраосновным породам при 200—500 и 600° С и при давлениях 1,5 и 15 кбар.

В табл. 4 рассматриваемой работы [25] приведены данные об электропроводности изверженных пород, насыщенных растворами [сопротивление в 50 ом (1) и 0,25 ом (2)]:

Гранит (1)	при Р — 50 бар	$-7{,}8\cdot10^{-7}$;	200 бар	$-1{,}78\cdot10^{-7}$
» (2)	То же	$-1{,}17\cdot10^{-6}$;	То же	$-1{,}9\cdot10^{-7}$
Габбро (1)	»	$-7{,}6\cdot10^{-7}$;	»	$-3{,}1\cdot10^{-7}$
» (2)	»	$-7{,}7\cdot10^{-6}$;	»	$-6{,}5\cdot10^{-7}$
Дунит (1)	»	$-4{,}1\cdot10^{-7}$;	»	$-1{,}2\cdot10^{-7}$
» (2)	»	$-5{,}1\cdot10^{-6}$;	»	$-6{,}7\cdot10^{-7}$

На с. 202 работы [25] этих авторов (рис. 91) приведен график зависимости влагонасыщенности гранита от давления при разной концентрации электролита. При концентрации NaCl 20 г/л величина сопротивления с повышением давления падает от $1{,}0\cdot10^{-5}$ ($см^{-1}\cdot см^{-1}$) до $0{,}5\cdot10^{-5}$, а при содержании NaCl=0 от $1{,}0\cdot10^{-6}$ до $0{,}5\cdot10^{-6}$ тенденция падения с давлением имеется, но основным фактом, видимо, все же является Т!! При этом следует заметить, что на глубинах «Мохо» материков вряд ли имеет существенное значение фактора влагонасыщенности горных пород.

На основе табл. 6 и 7 нами составлена табл. 8 — схематизированная характеристика электропроводности разных типов горных пород при параметрах давления и температуры, примерно ожидаемых на уровнях границы «Мохо» под океанами и на материках.

Хотя данные, особенно для кислых пород (в первую очередь для собственно гранитов), единичны, однако и по ним можно сделать самые предварительные выводы о том, что наиболее проводящей средой из числа распространенных на поверхности Земли горных пород являются диориты и кварцевые диориты.

Второй по величине значения электропроводности группой являются габбро, однако при указанных параметрах Р и Т их электропроводность в 6—7 раз меньше, чем электропроводность диоритов.

Электропроводность дунитов и эклогитов лишь в 2 раза превышает электропроводность гранитов при параметрах Р—Т, предполагаемых для глубин расположения поверхности «Мохо» материков.

Для геологически достоверной интерпретации данных магнитно-теллурического зондирования требуется расширить экспериментальное изучение затронутых классов горных пород, так как разнообразие их свойств может зависеть от разных причин. Кроме того, должны быть привлечены новые классы, особенно различных гнейсов, кристаллических сланцев из зон — блоков, наиболее глубоко метаморфизованных и наиболее древних в истории Земли.

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОЙ ГЕОЛОГИИ

Геолого-петрографические, геохронологические и изотопные исследования вносят существенный вклад в решение проблемы «Строение и состав геологической оболочки Земли». Такие исследования, проводимые

на выявленных древнейших участках земной поверхности в комплексе с ГСЗ и МТЗ, могут принципиально изменить существующие, иногда гипотетические представления о составе верхней оболочки.

Ввиду того что природные объекты — минералы, горные породы, — за длительное время своего существования априори неоднократно подвергались воздействию геологических процессов, сохранность радиогенных элементов и дочерних их продуктов распада неравномерна, так как факторы, способствующие миграции K и Ar, Rb-Sr, U-Pb, различны. Поэтому в изучаемых нами в лабораториях минералах материнские вещества и дочерние продукты могут быть в иных соотношениях, чем если бы минерал представлял полностью закрытую систему.

В практике преобладают случаи омоложения (для K-Ar метода); реже, но вполне возможны случаи удревнения минерала. Требуется тщательное геолого-петрографическое изучение объектов, сопровождаемое применением других методов, чтобы правильно интерпретировать получаемые цифры.

Возраст Земли по данным изотопного анализа свинца разными учеными и разными способами независимо определен в 4,56 млрд. лет. Возраст лунных пород базальтоидного состава U-Pb изохронным методом определен в пределе 3800—4000 млн. лет. Рубидиево-стронциевый изохронный метод дает для них 3600 млн. лет (при $\lambda^{87}Rb=1{,}39$). Возраст Земли по изотопии свинца близок к возрасту кристаллических пород базальтоидного состава Луны.

На I Европейском коллоквиуме по геохронологии (Брюссель, 1971), были доложены новые данные о наиболее древних породах Земли. Полевошпатовые гнейсы амфиболитовой фации (Amitsog, гнейсы) из области Godthaab Западной Гренландии по валовым пробам, определенным изохронным Rb-Sr методом, показали уникальный древний возраст — 3980±170 млн. лет ($t_{1/2}=5{,}0\cdot10^{10}$) с первичным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr=$ $=0{,}6992\pm0{,}0010$. Правда, на II Европейском коллоквиуме по геохронологии (Гейдельберг, 1972) Мурбат и другие для тех же гнейсов Амитсок дают несколько меньшие цифры. Эти исследователи по 50 специально отобранным пробам получили значения 3750±90 и 3740± ±100 млн. лет при изначальном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$, равном 0,7000—0,7015. Изохронный Pb-Pb возраст по породам равен 3620±100 млн. лет. Блэк и Мурбат [37] считают эти факты первым прямым доказательством существования гранитной коры на таком раннем этапе истории Земли.

Несомненно, аналогичные гренландским древнейшие породы могут быть найдены на отдельных кристаллических щитах и у нас в Союзе. Вероятными районами распространения таких древних образований могут быть Алдан, Балтийский и Украинский кристаллические щиты. Применение современной методики геохронологических определений в комплексе с геолого-петрографическими исследованиями позволит надежно выявить породы с возрастом порядка 4 млрд. лет.

Насколько известно из литературы, геофизические исследования районов обнаженного на поверхности кристаллического докембрия и районов мощного развития осадочно-вулканогенного фанерозойского плаща дают примерно одинаковые скоростные разрезы. Это в соответствии с рассматривавшимися выше взглядами Мак-Кензи и Дормана [20, 23] указывает на то, что поверхность «Мохо» не является границей двух петрографически различных сред, разделяющей кору и мантию, но представляет

собой случайный раздел, обусловленный общей неоднородностью верхней оболочки Земли.

В связи с существующей тенденцией привлекать величину изначального отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для выяснения глубинного источника тех или иных магм представляет интерес привести некоторые новые данные по разным группам пород.

1. Для гнейсов Западной Гренландии с возрастом 3750±50 млн. лет изначальное $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,7000—0,7015.

2. Базальты о-ва Ян-Майен [42] дают $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,7038.

3. Для базальтов о-ва Шпицберген наблюдается большой разброс — от 0,7041 до 0,7106.

4. В работе Дейтча и Клеркса [38] приводятся данные первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для следующих групп пород: а) серии лав (от базальтов до риодацитов) центральной части Чили — 0,7040—0,7095; б) андезитовых пород севера Чили — 0,705—0,707; в) щелочных лав и интрузий островов Зеленого Мыса — 0,7032—0,7033; г) лав горы Этны (от базальтов до муджиеритов) — от 0,7032 до 0,7035.

Новые данные по величине изначального отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ находятся в согласии с опубликованными мной ранее. Накопившийся материал достаточно убедительно показывает, что у пород с относительно малой ассимиляционной способностью (базальты!) изначальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ достаточно близко, независимо от характера сегмента Земли, где они распространены.

В частности, базальты Ян-Майена (Атлантический океан), щелочные породы островов Зеленого Мыса (Атлантический океан) и лавы горы Этны (базальты — муджиериты) имеют почти тождественные значения изначального $^{87}Sr/^{86}Sr$ — от 0,7032 до 0,7035.

Радиологическое изучение горных пород, слагающих коренное ложе океанов, практически еще не начато, имеются лишь единичные определения возраста кристаллических пород, драгированных со склонов срединных хребтов, и вулканических пород океанических островов. Вулканические породы островов пока не показали возраста древнее 150 млн. лет. Для этой геологической формации мезозойско-кайнозойские цифры возраста вполне закономерны, так как это время отвечало перестройке структур коры не только в пределах континентов, но и в пределах океанов. Образование и погружение отдельных частей фундамента с превращением их в ложе океана логически, на основе известных геологии фактов, должны были также испытать и отдельные участки континентов (Японское море и др.). Домезозойское ложе современного океана имеет столь же длительную и сложную геологическую историю, как и области континентов. Поэтому настоятельно необходимо изучение ксенолитов гранитных, гнейсовых и других метаморфических пород, встречающихся в вулканических породах островов.

Гранито-гнейсы Сейшельских островов, гипербазиты Срединного Индийского хребта (Карлсбергский хребет), возраст которых соответственно ~600 млн. лет, свидетельствуют о «материковом» происхождении этих конкретных океанических участков.

В статье Фокса, Шрейбера и других, опубликованной в журнале «Tectonophysics» за 1971 г. рассматривается геология Карибского бассейна. Авторы, в частности, описывают граниты, поднятые с подножия подводного хребта Авéс. Возраст этих гранитов, определенный К-Ar методом, со-

ставляет 60—80 млн. лет. Этот факт также иллюстрирует очередное противоречие: появление гранитоидов в пределах коры так называемого океанического типа.

Радиологически еще совершенно не изучены альпинотипные ассоциации срединных хребтов — зеленокаменные вулканические серии, амфиболитизированные габброиды, плагиогранитные серии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вся история геологического развития нашей планеты, которая в общих чертах для континентов нам известна, показывает геологически медленную, но постоянную смену тектонических режимов и поверхностной физико-географической обстановки на протяжении свыше 3,5 млрд. лет. Вряд ли можно предполагать, что верхние части Земли, закрытые сейчас водным слоем (мощностью до 6 км) океанов (не считая океанических желобов), оставались стабильными, как бы в стороне от сложной геологической эволюции, которой, несомненно, подверглись материки. Многие факты о сложности геологии океанического ложа известны и сейчас — магматическая деятельность срединных океанических хребтов, рифтовые зоны являются тому примером.

Восточно-Европейская платформа и такие ее крупные элементы, как Балтийский щит, Днепровско-Припятская впадина, Воронежский массив, отчетливо иллюстрируют сложную эволюцию этой крупной структуры, основным мотивом которой в течение фанерозоя (500 млн. лет) было состояние устойчивой области платформенного типа.

Устойчивое ложе — кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы, сложенный докембрийскими формациями,— неоднократно являлось дном достаточно глубоководных морских бассейнов. Известно также, что эта устойчивая платформенная область по южной и северной периферии окаймлена подвижными поясами древнего заложения с возрастом порядка 1—1,2 млрд. лет. Эволюция южного подвижного пояса, как показывает изучение сочленения Кавказско-Крымско-Карпатской горной системы с Восточно-Европейской платформой, протекала длительно, с последовательным развитием нижнепалеозойских (Cm—O), среднепалеозойских (D_1—D_2) и среднеюрских геосинклинальных прогибов в структурно-формационных зонах субширотного простирания.

Соотношения эпигерцинской (может быть, вернее, эпикаледонской), платформы Предкавказья с разновозрастными геосинклинальными поясами и срединными массивами подвижной области Большого Кавказа охарактеризованы работами автора по геологической петрологии Кавказа.

Зеленокаменные толщи кембро-ордовикского и девонского геосинклинальных поясов, отображенные на карте магматических формаций [13], а также мощные толщи филлитов и филлитизированных алевролитов среднего—верхнего девона с развитием вулканогенов, сопровождаемых яшмами, показывают, что Большой Кавказ в отдельных структурно-формационных зонах за время своей фанерозойской истории неоднократно являлся глубоководным морским бассейном.

В настоящее время, по-видимому, можно воссоздать картину тектонической эволюции и развития геологической и физико-географической обстановки для многих континентов мира, имея в виду их платформенные части и подвижные пояса разного возраста. Это, несомненно, окажется

важным и для понимания геологии пространств между материками, сейчас закрытых водными массами большой мощности.

Из проведенного выше обзора современных взглядов многих геофизиков и геологов на строение «земной коры» и «верхней мантии» отчетливо видна наметившаяся тенденция к выводу о «неоднородностях» «земной коры» и верхов «мантии» как по радиусу Земли, так и в горизонтальном направлении.

Чем же вызваны эти «неоднородности»? Сам собой напрашивается ответ — разнообразием и сложностью геолого-петрографического строения и состава «коры» и «верхней мантии». В частности, такая важная в прежних построениях поверхность раздела, как граница «Мохо», ныне рассматривается многими авторами с существенно иных позиций.

Я уже приводил мнение Мак-Кензи [23], основанное на мировых данных, что раздел Мохоровичича является лишь одной из многих границ в верхней части мантии и не имеет того решающего значения, которое приписывалось ему ранее! Дорман [20] считает, что «граница» Мохоровичича не является ни верхней, ни нижней границей изменений, а представляет собой по отношению к ним какой-то случайный раздел. Всю область от поверхности (Земли) до глубины в несколько сот километров можно назвать активной геологической зоной.

Гипотезе о перидотит-эклогитовом или пиролитовом составе верхов мантии, отделяемой от вышележащей коры поверхностью Мохо, противоречит вывод Симонена [26] о том, что ювенильные гранитные магмы поступают из верхней мантии, а анатектические возникают при частичном плавлении коры.

Менерт [24] считает, что «на самой ранней стадии древнейшая кора Земли обладала, по-видимому, кислым, до среднего, составом». Приведенные выше экспериментальные данные по скоростям упругих волн в породообразующих минералах и рассчитанные по ним скорости (V_p) для диорита, гранодиорита и гранита, как бы лишенных межзернового пóрового пространства, показывают, что скорости V_p, равные 7,8 км/сек и известные для низов «коры», могут быть обусловлены породами гранитоидного ряда.

Приведенные данные об изменениях плотности при ударном сжатии минералов и разнообразных горных пород (от гранитов до ультрамафических) показывают одинаковую и близкую картину изменения плотности у всех этих природных минералов, особенно в диапазоне давлений, превышающих 100 кбар, что отвечает ~300—350 км глубины от поверхности.

На более верхних уровнях (в частности, на уровне границы Мохо) и для океанов и для материков существенное значение имеет предельное уплотнение горных пород с ликвидацией межзернового порового пространства, обусловленное многомиллионнолетним воздействием нагрузки вышележащих толщ коры (или кора+водная толща для океана).

В заключение мне остается повторить.

1. Земная кора едина и имеет идентичную мощность и сходный состав в области материков и океанов.

2. Поверхность Мохоровичича не представляет раздела двух резко петрографически различных ассоциаций пород (гранитная кора и перидотит-эклогит-пиролитовая мантия), а отвечает в основном уплотнению горных пород мозаичного состава коры, с почти полной ликвидацией межзернового порового пространства.

3. Строение и состав верхней оболочки Земли, во всяком случае до пределов развития астеносферы, вероятнее считать подобными строению и составу коры, породы которой с глубиной оказываются в условиях температур и давлений, повышающихся до весьма высоких величин. Выяснение поведения и изменения свойств минералов и различных горных пород при одновременном воздействии высоких давлений (100—300 кбар) и температур (1000—1500°) поможет более однозначно ответить на вопрос о составе и строении верхней (300—400 км) части Земли, ее геологически активной оболочке.

С позиций, обосновываемых в настоящей статье,— единстве земной коры материкового и океанического сегментов земной поверхности, строении и составе верхней оболочки Земли, с вытекающим выводом, что поверхность Мохо не представляет границы между «корой» и «верхней мантией» (сред резко различного состава),— необходимо пересмотреть и уточнить многие гипотетические представления современной геологии.

В частности, модная концепция глобальной тектоники, или тектоники плит, а также утверждения о «коровых» и «подкоровых» источниках рудного вещества опираются на представления о том, что земная кора подстилается мантией по поверхности Мохоровичича, расположенной под материками на глубине 40—50 км, а под океанами на 5—7 км ниже их дна.

Такие концепции требуют самостоятельного рассмотрения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов. II. Слоистые силикаты.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 12.
2. *Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 9.
3. *Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов. IV. Нефелин.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 12.
4. *Александров К. С., Рыжова Т. В., Беликов Б. П.* Упругие свойства пироксенов. Кристаллография.— М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 8, вып. 5.
5. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
6. *Афанасьев Г. Д.* Еще раз о строении земной коры по геофизическим данным с позиций петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10.
7. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П.* и др. Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
8. *Афанасьев Г. Д.* Новые данные о соотношениях земной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
9. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П.* и др. Предварительные данные корреляции физических свойств горных пород Северного Кавказа с данными геологии и геофизики. Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966.
10. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 5.
11. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые результаты изучения горных пород Луны (по материалам, опубликованным 30 января 1970 г. в журнале «Сайенс», т. 167, № 3918).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6.
12. *Афанасьев Г. Д.* Строение и состав земной коры в связи с проблемами геологической петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.
13. *Афанасьев Г. Д., Борсук А. М., Кондаков Л. А., Кудрявцев В. Т., Лупанова Н. П., Плошко В. В.* Конкретные магматические формации Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
14. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П., Воларович М. П., Ефимова Г. А., Левыкин А. И.* Исследование скоростей упругих волн некоторых породообразующих минералов при давлениях до 2 кб.— Докл. АН СССР. Геофизика, 1971, т. 201.

15. *Берч Ф.* Плотность и состав верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
16. *Бердичевский М. Н., Чернявский Г. А.* Опыты по магнито-теллурическому зондированию на островах Индийского океана.— В кн.: Петрология. М.: Наука, 1972.
17. *Буллен К.* Сейсмология и внутреннее строение Земли в целом. Физика и химия Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1958.
18. *Вуллард Дж. П.* Стандартизация измерений силы тяжести.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
19. *Гутенберг Б.* Астеносферный слой пониженной скорости. Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964.
20. *Дорман Д.* Данные по поверхностным волнам и верхняя мантия.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
21. *Клосс Х.* Глубинное зондирование в Западной Европе.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
22. *Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П.* Физические свойства и вещественный состав изверженных пород горного Крыма. Киев: Наукова думка, 1969.
23. *Мак-Кензи Д. П.* Граница Мохоровичича.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
24. *Менерт К. Р.* Петрология докембрийского комплекса фундамента.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
25. *Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т.* Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1972.
26. *Симонен А.* Батолиты и их место в орогенезе.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
27. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
28. *Тальвани М., Пишон К. М.* Гравитационное поле над Атлантическим океаном.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
29. *Трунин Р. Ф., Симаков Г. В., Подурец М. А., Моисеев Б. П., Попов Л. В.* Динамическая сжимаемость кварца и кварцита при высоких давлениях.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1.
30. *Трунин Р. Ф., Симаков Г. В., Подурец М. А.* Сжатие пористого кварца сильными ударными волнами.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 2.
31. *Хили Дж. Х., Уорен Д. Х.* Сейсмическое зондирование в Северной Америке.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
32. *Шор Дж. Г. мл., Райтт Р. У.* Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования.— Там же.
33. *Юинг Дж.* Сейсмическая модель строения коры Атлантического океана.— Там же.
34. *Юинг М., Пресс Ф.* Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
35. *Afanass'yev G. D.* L'interprétation pétrographique des données géophysiques sur la structure du Pécorel terrestre.— Bull. Soc. géol. France. Sér. 7, 1961.
36. *Afanass'yef G. D.* On the boundary delimiting the Earth's crust and the Upper Mantle.— In: Intern. Geol. Congr. Rept XXIII Sess. Upper Mantle (geological Processes). Proc. Sect. 1, Prague, 1968.
37. *Black L. P., Cale N. H., Moorbath S., Pankhurst R. J., McGregor V. R.* Isotopic dating of very early precambrian amphibolite facies gneiss from the Godthaab district, West Greenland.— In: Europ. Colloq. of Geochronology, Brussels, 1971.
38. *Deutsch S., Klerkx J.* The isotopic composition of strontium in basic volcanics of Central Chile, Cape Verde Islands and Mount Etna: Lab. Minéral., Bruxelles.— In: II Europ. Colloq. of Geochronol., Heidelberg, 1972.
39. *Faure G., Hurley P. M.* The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: Application to the origin of igneous rocks.— J. Petrol., 1963, vol. 4, N 1.
40. *Hart S. R.* Potassium, rubidium and strontium in the Ultramafic Rocks of St. Paul's Islands.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, N 82, 1965.
41. *Hurley P. M., Fairbairn H. W., Pinson W. H.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ Ratios in volcanic rocks of unusual composition in Western Italy.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1965, N 82, 98.
42. *Lussiaa-Berdou, Ph. Vidal.* Compositions isotopiques du Strontium de laves de Jan Mayen et de Spitzberg: Lab. Géchronol. Inst. Géol. Rennes. Cedex 35031 — France, 1972.— In: II Europ. Colloq. of Geochronol., Heidelberg, 1972.
43. *Miller J. A., Mudie J. D.* Potassium-argon age determinations on granite from the Island of Mahe, the Leycnelles Archipelago.— Nature, 1961, vol. 192, N 4908.
44. *Moorbath J. S., Walker G. P. L.* Strontium isotope investigation of igneous rocks from Iceland.— Nature, 1965, vol. 207, N 4999.

45. *Paul J. Fox, Edward Schreiber, Bruce C. Heezen.* The Geology of the Caribbean crust: Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves ridge.— Tectonophysics, 1971, vol. 12, N 2.
46. *Simmons G.* Velocity of compressional waves in various minerals at pressures to 10 kilobars.— J. Geophys. Res., 1964, vol. 69.

УДК 551.14/241 : 550.312

НЕДОУЧЕТ ФАКТОВ ИЛИ ИХ НЕДОПОНИМАНИЕ? [1, 2]

Хорошая традиция редколлегии нашего журнала («Известия АН СССР. Серия геологическая») — оперативно публиковать на страницах журнала критику, направленную хотя бы в адрес работ членов редколлегии (если критика в какой-то мере приближается к деловой!!),— заставила меня сделать попытку вновь разъяснить свои выводы о соотношении «коры» и «мантии» некоторым непонимающим или сознательно недоучитывающим факты читателям. В настоящем номере публикуется статья И. М. Волохова с названием, которое по сути дела правильно отражает мои главные выводы по строению и составу верхней оболочки Земли. К сожалению, в статье И. М. Волохова отсутствует фактический материал, поэтому обсуждение некоторых спорных положений затруднительно.

Постараюсь на примере некоторых высказываний И. М. Волохова показать, что он недоучел или не захотел понять некоторые мои работы и в первую очередь не осознал главного, а именно того, что начиная с 1953 г., т. е. свыше двадцати лет, я пытаюсь привести в соответствие громадный геофизический материал по строению и составу верхней оболочки Земли с прямыми фактами по физическим свойствам разнообразных, но конкретных горных пород и минералов, слагающих ту же оболочку Земли.

В 1960 г. я выступил на общем собрании отделения геолого-географических наук АН СССР с докладом «О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры» (опубликован в «Известиях АН СССР. Сер. геол.», № 7 за 1960 г., и в «Bul. Soc. Géol. France», Sèr. 7, 1961). Основные фактические материалы, как геолого-петрологические, так и геофизические, были рассмотрены в этих работах 1960 г., и сделанные там выводы в дальнейших работах находили лишь подкрепление и уточнение в новых фактах.

Так как И. М. Волохов в своей критической статье весьма путано рассматривает вопрос о корреляции глубины залегания поверхности Мохо под дном глубоководных океанических котловин с глубиной океана в этом месте, т. е. о корреляции с мощностью столба океанической воды, оказывающей давление на донные породы, напомню, что вывод о такой корреляции на основе строго отобранных геофизических данных был сделан М. Юингом и Прессом в 1955 г. Этот вывод, соответствующий анализированному мной материалу, был воспринят мной как фундаментальный.

---

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5.
[2] По поводу статьи И. М. Волохова см. этот же номер, с. 129.

В работе 1960 г. была приведена следующая цитата из русского перевода статьи М. Юинга и Пресса [14]: «Во всех без исключения случаях установлено, что на больших площадях, занятых водным слоем мощностью 1000 фатомов (1820 м), кора обладает типично континентальным характером, а при мощности водного слоя свыше 2000 фатомов (3640 м) она имеет типично океанический характер».

В 1972 г. в русском переводе был издан сборник «Земная кора и верхняя мантия», опубликованный в США в 1969 г. На с. 175 этого сборника Дж. Юинг пишет: «Между скоростью волн в мантии и глубиной ее кровли или мощностью перекрывающих ее пород коры явной связи не наблюдается. Однако, видимо, существует обратная зависимость между мощностью коры и глубиной воды в океане!». Этим Дж. Юинг присоединяется к более раннему выводу М. Юинга и Пресса, ссылка на которых приведена в моей статье 1973 г., на которую И. М. Волохов ссылается. Но цитату И. М. Волохов «не заметил». Однако он заметил, вероятно, что в той же моей статье 1973 г., чуть пониже, приведена цитата из работы Шорамладшего и Райтта «Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов» (русский перевод 1972 г.). И он исходил, видимо, из нее, когда указывал, что мной будто бы не учтены данные по океаническим желобам и др. Это позволяет ему настроиться на иронический скепсис в отношении корреляции глубины океанического бассейна и глубины положения «границы Мохо» под океаническим дном.

Поскольку «критик» не приводит никаких конкретных данных по геофизическим параметрам для таких специфических структур океанического дна, как океанические желоба и островные дуги, приходится обратиться к другим источникам.

Напомню, что в работе 1960 г. на с. 25 [1], рассматривая геофизическую характеристику желоба Тонга, я сам писал, что на примере этого желоба не подтверждается принцип корреляции глубины залегания мантии и глубины океана.

По другим данным, например, в сборнике «Окраины континентов и островные дуги» только в статьях Дрейка и Нефа [8] и Уезерила [13] упоминается о сейсмических данных для желобов. Статья Боуина посвящена силе тяжести над желобами и рифтами [5]. Лишь в статье Бенса «Желоб Пуэрто-Рико» [4, с. 152, фиг. 8] приведен структурный разрез через этот желоб с выделением ограниченного числа, частью предположительных, сейсмических границ. Центральная часть желоба Пуэрто-Рико, видимо, выполнена толщей осадков мощностью 2 км, со скоростями 2,0—3,38 км/сек, т. е. рыхлыми. Глубже, в разрезе дна под желобом до глубины 14 км, показаны две пунктирные границы со скоростями 5,5 и 7,4 м/сек.

Дрейк и Неф [8, с. 284] считают, что структурные различия между глубоководными частями окраин континентов и желобами заключаются главным образом в количестве отложившихся осадков.

Действительно, желоба — это скорее молодые геологические структуры с большой мощностью рыхлого осадочного материала и отсутствием четко выраженных сейсмических разделов океанического дна под центральной частью желобов. Большая мощность рыхлых, пропитанных водой осадков, вероятно, играет свою специфическую роль. К тому же, как будет видно ниже, экспериментально доказано, что резкое уплотнение пород достигается при давлении 600 кг/см^2. С дальнейшим повышением давления до

2 кбар скорости продольных волн повышаются постепенно и в общем незначительно.

Все исследователи приводят данные о том, что в пределах желобов наблюдаются отрицательные аномалии силы тяжести (в свободном воздухе, или Фая).

Таким образом, имеющиеся факты не противоречат выводу, что в глубоководных частях океана (океанические котловины) положение выявляемой границы Мохо коррелируется с глубиной океанического дна.

Из всего сказанного можно заключить, что И. М. Волохов намеренно распространил неполные пока сведения о геофизических разрезах структур-исключений (желоба, островные дуги) на весь океан!!

О ПРИРОДЕ РАЗДЕЛА МОХО

Приданное геофизическому разделу Мохо понимание как границы между разными по составу пластующимися оболочками геологического разреза Земли вытекало из недостаточного фактического материала, но быстро распространилось среди ученых, не занимающихся вплотную горными породами. Основанное на косвенных фактах о скоростях прохождения упругих волн отождествление горных пород, залегающих ниже раздела Мохо, с породами ультрабазитового состава, эклогитами или гипотетическими пиролитами, впредь до проведения больших экспериментальных исследований преждевременно!

К сожалению, многими геологами такое примитивное представление не воспринималось критически. В последние годы некоторые геологи и даже петрографы не задумываясь классифицируют те или иные горные породы как «мантийные» или «коровые». На прямой вопрос: «Почему они „мантийные“ и что такое „верхняя мантия“?» — слышу ответ: «Потому что они залегают ниже раздела Мохо». Могу утверждать, что ни один геолог или геофизик не держал в руках породу, добытую ниже современного раздела Мохоровичича ни в пределах континентов, ни из океанического сегмента Земли.

Колоссальное количество исследований по прохождению упругих волн, проведенных за последние 20 лет, не дало однозначного ответа на вопрос о природе Мохо и о том, является ли переход «коры» к «мантии» постепенным, или имеется скачок в скорости упругих волн при переходе, резок ли он или растянут.

В 1957 г. Тейтл и Тьюв в статье «Сейсмические исследования континентальной коры» писали: «В коре типичной структуры средняя скорость лишь слегка возрастает с глубиной на протяжении ее первых двух третей. В пределах третьей, нижней части коры скорость увеличивается быстрее, а может быть, и резче до тех пор, пока она достигает величины 8 км/сек, характерной для верхней части оболочки. Увеличение скорости либо концентрируется в особой преломляюще-фокусирующей зоне в нижней части коры, простирающейся на глубину нескольких километров, либо оно происходит скачком, в пределах малой доли последнего километра глубины коры от значения 7 до 8 км/сек» (с. 64).

В 1972 г. И. П. Косминская в предисловии к сборнику «Сейсмические свойства границы Мохоровичича» пишет: «Начиная с времен Мохоровичича и примерно до конца 50-х годов при интерпретации сейсмических годографов модель коры представлялась в виде многослойной среды со

скачками скоростей на границах однородных слоев. Введение в анализ динамических характеристик, которое стало практически возможным только во второй половине 50-х годов, даже в пределах этой простой модели существенно изменило представление о схеме годографов P^* и $P^м$, принятых в работах Мохоровичича, Джефриса, Калои и др. Динамические расчеты и их сравнение с волновыми полями, наблюдаемыми при детальных работах по ГСЗ, по существу открыли отраженную волну от границы М в группе так называемых волн P^*». На следующей странице после общего рассмотрения вопроса она пишет: «И все же, несмотря на значительные успехи, достигнутые в изучении свойств волнового поля, ясно, что все более и более сложные модели еще очень далеки от реальной структуры слоисто-блоковой коры. Реальная модель еще ждет своих теоретиков и экспериментаторов, причем ее изучение является актуальнейшей проблемой ближайшего будущего. Сейчас же пока в основном идет накопление фактов о свойствах этой модели и изучаются характеристики ее отдельных элементов» [9].

Н. И. Давыдова в том же сборнике [6, с. 6] в статье «Возможности метода ГСЗ при изучении свойств глубинных сейсмических границ» пишет: «Волны, связанные с подошвой земной коры, границей М, обладают наиболее яркими и стабильными свойствами по сравнению с волнами, связанными с границами внутри кристаллической коры. По-видимому, это обусловлено тем, что область перехода от коры к мантии разделяет наиболее существенно различающиеся по физическим свойствам части разреза.

До недавнего времени границу М чаще всего представляли себе в весьма идеализированном виде — как границу первого рода с бóльшим (от 6 до 8 км/сек) или меньшим (от 7,5 до 8,2 км/сек) скачком скорости продольных сейсмических волн.

В последнее время в ряде работ граница М рассматривается как область перехода от коры к мантии, имеющая определенную толщину. Тонкая структура этой области для разных районов Земли может быть представлена разными моделями».

Мак-Кензи в статье «Граница Мохоровичича» пишет, что «факты, установленные разными исследователями, заставляют отказаться от фазовой природы границы Мохо. Новейшие мировые сейсмические данные фиксируют изменения скорости в верхней мантии. Таким образом, раздел Мохоровичича является лишь одной из многих границ в верхней части мантии и не имеет решающего значения, которое приписывалось ему ранее» [10, с. 13].

Дорман свою статью «Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия» заканчивает следующим высказыванием: «Граница Мохоровичича не является ни верхней, ни нижней границей изменения, а представляет собой по отношению к ним какой-то случайный раздел. Таким образом, всю область от поверхности до глубины в несколько сотен километров можно назвать активной геологической зоной» [7, с. 221].

Очевидно, колоссальное количество наблюдений над распространением упругих волн в верхней оболочке Земли оказалось все же недостаточным для однозначного ответа на вопрос о характере изменения скоростей V_p в зоне перехода от «коры» к «верхней мантии». Выделение границы М также не всегда обусловлено появлением скоростей V_p 8 км/сек. Нередко граница М выделяется по разделу, отвечающему появлению волн с V_p= =7,6 км/сек.

Мне представляется, что приведение в соответствие с реальной геологией всевозрастающего множества данных по выделению в составе разрезов верхней оболочки Земли «пластов» с различной скоростью прохождения в них продольных волн требует широкого и глубокого экспериментального изучения физических свойств горных пород и минералов при разных давлениях (до 10—15 кбар) в условиях повышенных (до 300—400°) температур. Сделанного до сих пор, видимо, совершенно недостаточно для перехода к более реальной оценке петрографического состава горных пород, слагающих геологический разрез верхней оболочки Земли.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СКОРОСТЯХ V_p УПРУГИХ ВОЛН В МОНОКРИСТАЛЛАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В работе коллектива авторов [2], а для пород и в более ранних публикациях было экспериментально показано, что V_p в монокристаллах типично «сиалических» минералов в условиях всестороннего сжатия приближается к скоростям, известным для многих габброидов и метаморфических пород (табл. 1).

Закрытие порового пространства под влиянием всестороннего сжатия — главный фактор повышения V_p в породах и минералах на I этапе сжатия (до 500—600 бар), когда прирост скорости значителен (20—25%). При дальнейшем увеличении P прирост значения V_p становится в общем значительно ниже и постепеннее.

Каким же давлениям отвечают эти различные этапы в экспериментальных условиях? Опубликованные данные [2] показывают индивидуальное поведение минералов в зависимости от состава и структуры. Из табл. 1 видно, что в кварце при повышении давления от 1 до 10 000 кг/см² V_p [1] незначительно, но постоянно повышается. Олигоклазы и микроклины дают максимальный прирост V_p на I этапе повышения P (до 500 кг/см²). На этом этапе V_p увеличивается от 10 до 75%. На следующем этапе давления (500—1000 кг/см²) прирост V_p уменьшается, составляя единицы и доли процентов по отношению к предыдущему этапу. На III этапе давления (1000—10 000 кг/см²) прирост V_p становится равномерным, достигая 10% по отношению к значению для предыдущего этапа.

Анортоклаз показывает картину равномерного прироста V_p с увеличением на каждом этапе на 5—8%. Точно так же ведет себя и лабрадор из лабрадоритов платформенной области. Скорость продольных волн V_p в нем на каждом из трех диапазонов давления повышается на 1—2%. В нефелине на I и II этапах давления V_p увеличивается до 4%, а на III этапе (1000—10 000 кг) возрастает на 13%.

В породах (как агрегатах) наблюдается значительный прирост V_p на I этапе сжатия, до 500—600 кг/см².

По нашей просьбе в лаборатории проф. Штиллера (ГДР, Потсдам) было изучено пять образцов основных и щелочных пород с замерами скоростей для малых значений давлений (табл. 2 и фиг. 1). Считаю приятным долгом поблагодарить проф. Штиллера за выполнение исследования и переданные нам данные.

Из рассмотрения табл. 2 и фиг. 1 видно, что и для ультраосновных и для щелочных пород максимальное и скачкообразное повышение V_p про-

[1] О соотношении единиц измерения давления см. примечания на с. 332.— *Прим. ред.*

Таблица 1

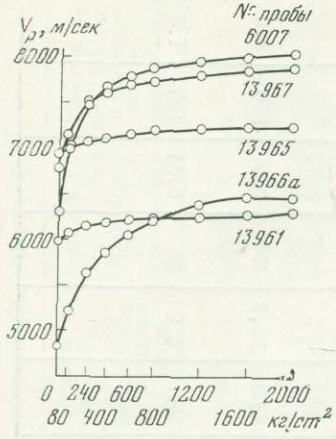
Зависимость V_p от P в монокристаллах породообразующих минералов при всестороннем сжатии [2]

Минерал, место взятия	Кристаллографическое направление вырезанного цилиндра	Объемный вес, г/см³	Пористость, %	Скорость V_p км/сек (функция P, кбар)						Прирост V_p при 500 атм по отношению к исходному давлению		Прирост V_p при 1,0 кбар по отношению к V_p при 0,5 кбар		Прирост V_p при 10,0 кбар по отношению к V_p при 1,0 кбар	
				0,001	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0	км/сек	%	км/сек	%	км/сек	%
Кварц	∥ оптич. оси	2,65		6,36	6,37	6,39	6,41	6,47	6,55	0,01	0,11	0,02	0,31	0,16	2,5
»	⊥ оптич. оси			5,78	5,82	5,85	5,89	5,98	6,10	0,04	0,7	0,03	0,56	0,15	2,6
Олигоклаз (А 29), Карелия, Черная Салма	∥(001)	2,64	0,90	5,57	7,08	7,40	7,60	7,96	8,14	1,51	27	0,32	4,5	0,74	1,0
Олигоклаз, Беломорье	⊥(001)	2,65	0,62	4,41	7,74	7,85	7,95	8,16	8,27	3,33	75,3	0,11	1,4	0,32	4,0
	⊥(010)			5,08	6,30	6,84	7,05	7,44	7,77	1,22	24,0	0,54	8,5	0,93	13,5
Анортоклаз, р. Чу	∥(010)	2,569	0,79	7,30	7,55	7,70	7,93	8,25	8,35	0,25	3,4	0,15	2,5	0,65	8,3
То же	⊥(001)			6,70	7,00	7,30	7,43	7,60	7,67	0,30	4,4	0,30	4,3	0,37	5,0
Лабрадор из анортозитов Украины	Без точной ориентировки и с участками породы	2,88	0,4	6,55 ?	6,65	6,71	6,76	6,85	6,90	0,10	1,52	0,006	0,9	0,19	2,8
Микроклин	∥(010)	2,60	0,62	7,30	7,70	7,90	8,15	8,28	8,40	0,40	5,5	0,20	2,6	0,50	6,3
»	⊥(010)	2,60	0,62	5,40	6,10	6,18	6,22	6,25	6,30	0,70	13,0	0,08	1,3	0,12	2,0
Нефелин, Урал, Вишневые горы	⊥(0011)	2,60	Не обн.	6,67	6,90	7,20	7,45	7,80	8,25	0,23	3,5	0,30	4,3	1,05	13,2
Нефелин	⊥(0001)	2,585	»	5,50	5,60	5,62	5,65	5,70	–	0,10	1,8	0,02	0,4	–	–
»	∥(0001)	2,585	»	6,85	6,90	7,05	7,30	7,40	–	0,05	0,7	0,15	2,2		
Микроклин [по 18]	⊥(001)	2,571	»	6,43	7,22	7,43	7,53	7,59	7,62	0,79	12,3	0,21	3,0	0,19	2,5
	∥(010)	2,570	Не обн.	7,67	8,18	8,25	8,29	8,35	8,45	0,51	6,7	0,07	0,8	0,20	2,4
Нач. P=10 кг/см²	⊥(100)	2,571		4,65	5,11	5,18	5,22	5,30	5,38	0,46	10,0	0,07	1,4	0,20	4,0

Таблица 2

Изменения V_p в функции давления на образцах горных пород, полученные в лаборатории Штиллера (ГДР, Потсдам)

№ пробы	Порода, место взятия	Плотность, г/см³	Пористость, %	Скорость V_p (функция P, кг/см²), м/сек									Прирост V_p при P = 600 кг/см² по отношению к исходному давлению		Прирост V_p при P = 800 кг/см² по отношению к V_p при P = 600 кг/см²		Прирост V_p при P = 2000 кг/см² по отношению к V_p при P = 800 кг/см²	
				0 (1 атм)	80	240	400	600	800	1200	1600	2000	м/сек	%	м/сек	%	м/сек	%
6007	Оливинит, Ковдорский массив, скв. 428, шахта, глуб. 100 м	3,304	0,40	6300	7000	7450	7650	7750	7850	7890	7940	7970	1450	23	100	1,3	120	1,52
13967	Ийолит, Ковдорский массив	2,958	1,69	6770	7125	7450	7550	7650	7680	7730	7780	7810	880	10	30	0,4	130	1,6
13965	Перидотит, Воронежский массив, Нижне-Мамонтовское месторождение	2,965	0,72	6925	6970	7050	7090	7120	7135	7150	7175	7225	195	2,83	15	0,25	90	1,25
13966а	Нефелиновый сиенит, Ковдорский массив	2,866	2,06	4850	5200	5700	5850	6000	6150	6325	6400	6400	1150	23,7	150	2,5	250	4,0
13961	Кварцевый диорит, Воронежский массив, Нижне-Мамоновское месторождение	2,672	0,80	5900	6050	6100	6130	6160	6200	6200	6200	6200	260	4,2	40	0,64	100	1,6



Фиг. 1. График скоростей продольных волн в функции P для горных пород табл. 2

исходит в диапазоне давлений 1—600 кг/см². На этом этапе сжатия V_p увеличивается от 3—4 до 23—24%. В диапазоне повышения давления 600—800 кг/см² V_p увеличивается на доли процента и в одном случае на 2,5%. В диапазоне давлений 800—2000 кг/см² V_p во всех породах увеличивается на целые проценты, причем этот прирост для нефелиновых сиенитов выше, чем для ультраосновных пород. Эти данные интересны тем, что скачок увеличения V_p в породах происходит, видимо, в диапазоне увеличения давления от одной атмосферы до 600 кг/см². А давление 600 кг/см² эквивалентно давлению столба океанической воды на донные породы в глубоководных частях океана.

Требуется расширить эксперименты подобного рода, но уже сейчас видно, что при увеличении давления от 600 до 2000 кг/см² происходит относительно плавное повышение скорости упругих волн с отдельными отклонениями для минералов и пород в зависимости от их состава и структуры. Как коррелировать такой ход кривых повышения V_p в функции давления для минералов и пород с ходом кривых, получаемых при проведении глубинно-сейсмического зондирования земной коры,— существенная задача будущих исследований. Во всяком случае, при интерпретации геофизических данных для так называемой океанической коры значение столба океанической воды — реального давления на твердое тело — нельзя не учитывать.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
2. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П., Воларович М. П., Ефимова Г. А., Левыкин А. И.* Исследование скоростей упругих волн некоторых породообразующих минералов при давлениях до 2 кб.— Докл. АН СССР. Сер. геофиз., 1971, т. 201.
3. *Афанасьев Г. Д.* О строении и составе верхней оболочки Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4.
4. *Бёнс Э.* Желоб Пуэрто-Рико.— В кн.: Науки о земле. Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
5. *Боуин К.* Сила тяжести над желобами и рифтами.— В кн.: Науки о земле. Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
6. *Давыдова Н. И.* Возможности метода ГСЗ при изучении свойств глубинных сейсмических границ.— В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М.: Наука, 1972.
7. *Дорман Д.* Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
8. *Дрейк Ч., Неф Дж.* Переход от океана к континенту по данным сейсмических исследований методом преломленных волн.— В кн.: Наука о Земле. Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
9. *Косминская И. П.* Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М.: Наука, 1972.
10. *Мак-Кензи Д. П.* Граница Мохоровичича.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
11. *Тейтл Х. Е., Тьюз М. А.* Сейсмические исследования континентальной коры.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.

12. *Уезерил Дж. Л., Шербет Г. Л.* Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков.— Там же.
13. *Уезерил Дж. Л.* Строение окраин континентов и развитие океанических желобов.— В кн.: Науки о Земле. Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
14. *Юинг М., Пресс Ф.* Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами.— В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
15. *Юинг Дж.* Сейсмическая модель строения коры Атлантического океана.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
16. *Afanass'yev G. D.* L'interprétation pétrogaphique des donnèes gèophysigues sur la structure du Pècorel terrestre.— Bull. Soc. gèol. France. Sèr. 7, 1961.
17. *Afanass'yev G. D.* On the boundary delimiting the Earth's crust and the upper mantle.— In: Intern. Geol. Congr. Rept of the XXIII Sess. Upper Mantle (geological Processes). Proc. Sect. 1. Prague, 1968.
18. *Simmons G.* Velocity of compressional waves in various minerals at 10 kilobars.— J. Geophys. Res., 1964, vol. 69.

V. МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

УДК 552.3 : 553.4

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ПЕТРОГРАФИИ В СВЯЗИ С МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМИ ОБОБЩЕНИЯМИ [1]

Правильное понимание магматических месторождений в широком смысле слова (включая сюда и контактметаморфические и гидротермальные месторождения) — задача чисто петрологическая и геохимическая.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [*11*, с. *97*]

В статье затронуты вопросы о связи между оруденением и магматическими комплексами, а также об эволюции во времени процессов магматизма и сопутствующей им минерализации в зависимости от формирования структур геосинклинального типа в отдельных областях СССР.

На современной стадии развития геологии металлогенические построения представляются все более и более возможными и даже обязательными. В то же время такие построения приобретают все больший интерес у геологов широкого профиля. Однако решение этой проблемы разными специалистами намечается по-разному, так как база для обоснованных фактами положений только начинает создаваться. В настоящее время в сущности только вырабатывается направление, по которому должна развиваться эта синтетическая отрасль геологии.

Изученность намеченных еще А. Е. Ферсманом и С. С. Смирновым рудных поясов пока еще не является такой глубокой и полной, чтобы считать совершенно выясненными закономерности проявления того или иного типа минерализации даже в наиболее исследованных рудных районах.

Идеи В. А. Обручева, А. Е. Ферсмана, С. С. Смирнова, заложивших основы наших современных металлогенических знаний, требуют дальнейшей детализации и разработки на основе вновь накопленного громадного фактического материала.

Большое значение глубокому изучению магматических пород с точки зрения их геохимии придавал П. И. Лебедев. Такие исследования, тесно увязанные с геологией изверженных масс, весьма важны для металлогенических обобщений.

В последних работах, кратких по объему, но весьма содержательных, Ю. А. Билибин подытоживает современное состояние вопроса о металлогенических исследованиях и высказывает ряд руководящих идей о принципах металлогенических исследований [7] и о некоторых случаях их

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.

применения [8]. Изложенные Ю. А. Билибиным общие принципы металлогенических исследований [7], в частности распределение металлогенических факторов на три группы, не вызывают возражений, кроме того, что они слишком схематичны, и при этом, пожалуй, теряется роль таких факторов, как вещество земной коры и различия процессов, происходящих в ней, в зависимости от времени и пространства. Другая [8] работа Ю. А. Билибина, относящаяся к конкретному случаю металлогенической эволюции геосинклинальных зон, вызывает некоторые серьезные возражения. Значительная часть возражений в свое время была высказана в прениях по докладу Ю. А. Билибина, опубликованных в «Известиях АН СССР. Сер. геол.», № 4 за 1948 г. (А. А. Амирасланов, Н. С. Шатский и др.), а также в статье П. С. Саакяна [17].

В начале статьи [8] Ю. А. Билибин, уточняя представления о тектоно магматических циклах, отмечает, что их формирование во времени, как это указано в его более ранних работах [7, 9], подразделяется на несколько этапов. Для ранних этапов цикла характерны основные и ультраосновные магмы и их более кислые, в основном натровые дифференциаты как в эффузивных, так и в интрузивных проявлениях. Для средних этапов характерны батолитовые интрузии кислых, существенно калиевых магм. На поздних и конечных этапах цикла преобладают малые интрузии пестрого состава,— от основных до кислых, с переходом до щелочных пород.

Сопоставляя Тихоокеанский и Средиземноморский металлогенические *пояса, Ю. А. Билибин указывает, что в строении этих поясов четко выделяются* внутренняя и внешняя зоны, различающиеся возрастом формирования, магматизмом и металлогенией.

Развитие Средиземноморского пояса захватило полностью палеозой, мезозой, а также и кайнозой; в отношении Тихоокеанского пояса Ю. А. Билибин предполагает, что его развитие не достигло заключительного этапа.

Во внутренних зонах лучше всего, по Ю. А. Билибину, представлена металлогения р а н н и х этапов тектоно-магматического цикла, в дальневосточном типе минерализации — металлогения с р е д н и х этапов его и в западноевропейском — металлогения п о з д н и х этапов (разрядка моя.— *Г. А.*). Отсюда Ю. А. Билибин предполагает возможность трехстадийного *развития металлогенических поясов «с возникновением ближе всего* к платформе наиболее внешней зоны западноевропейского типа, дальше (во времени и пространстве) — промежуточной зоны дальневосточного типа и, наконец, внутренней зоны» [8, с. 57].

Последний вывод о последовательности формирования в пространстве и во времени зон (внешней, промежуточной и внутренней) металлогенических поясов находится в противоречии с выводами о последовательности развития тектоно-магматических циклов.

В выводах Ю. А. Билибина остается также неясным, что определяет металлогеническую специфику той или иной провинции: пространственное ли положение в геосинклинальном поясе, тектонический ли этап общего тектоно-магматического цикла, во время которого сформировался весь пояс, или, наконец, те магматические комплексы, которые специфичны для разных этапов тектоно-магматического цикла.

Из сказанного видно, что имеющиеся попытки приведения в стройную систему наших знаний о закономерностях происхождения металлов и их распространения, т. е. стремление дать основу учения о металлогениче-

ских закономерностях, еще не могут удовлетворить нас в силу своей абстрактности и противоречивости, в некоторых отношениях присущей им [1].

В последующем изложении ставится задача заострить внимание геологов на некоторых далеко не новых вопросах геологии, тектоники и петрографии, которые, на мой взгляд, имеют существенное значение для металлогенических выводов, относящихся к складчатым геосинклинальным структурам.

В. В. Белоусов [6], рассматривая геотектонические и магматические циклы, разделяет формирование геосинклиналей на этапы прогибания, инверсии и главных фаз складкообразования, сменяющиеся воздыманием земной коры. Для Европы он использует данные Коссмата о магматических циклах, согласно которым формирование этих циклов сужено до рамок главных эпох складчатости. В частности, для Европы, по Коссмату, выделяются каледонский, варисский и альпийский магматические циклы. Магматические комплексы отдельных фаз этих циклов примерно отвечают этапам формирования тектоно-магматического цикла в понимании Ю. А. Билибина.

Весьма важным в общегологическом смысле и не менее важным для металлогенических построений является вопрос об обратимости превращения геосинклиналей в платформы. В. В. Белоусов, отмечая, что многие геосинклинали прежних циклов становились платформами (и сохраняли это состояние до последних дней), указывает вместе с тем, что почти всюду, где обнаруживается геосинклиналь того или иного цикла, можно найти явные признаки геосинклинальных условий и прежних циклов. В качестве одного из примеров он приводит Тавро-Кавказскую геосинклиналь, где наряду с альпийским циклом наблюдаются признаки герцинского и каледонского геосинклинальных циклов.

Н. С. Шатский [18], критикуя представления Штилле о том, что в истории земной коры длительные эпейрогенические периоды чередуются с короткими орогеническими фазами, считает эти представления типичными для современных неокатастрофистов.

П. Н. Кропоткин в краткой сводке об успехах советской тектоники [10] также останавливается на двух важных для нас моментах. Приводя ряд примеров (Тянь-Шань, Алтай, Саяны и Донбасс), П. Н. Кропоткин отмечает, что «уже консолидированные массивы платформенного типа могут в известных условиях вторично вовлекаться в процесс складчатости» [10, с. 41], и далее, резюмируя, он пишет, что «процесс превращения геосинклинали в платформу, по-видимому, является более сложным, более зигзагообразным, чем это рисует современная теория геосинклиналей» (Там же).

В отношении другого вопроса — об универсальности тектонических фаз — П. Н. Кропоткин считает, что современный объем наших знаний недостаточен для однозначного решения этого вопроса. Вместе с тем он отмечает, что «одновременное усиление или ослабление интенсивности вертикальных движений и складчатости отмечается в весьма удаленных однотипных геосинклинальных областях земного шара, но не является универсальным правилом для всей поверхности земли» [10, с. 44].

[1] В последних сообщениях Ю. А. Билибин, конкретизируя свои металлогенические представления, более четко увязывает их с определенной геологической обстановкой.

Из сказанного видно, что совместными усилиями геотектоники, петрографии и других наук пока не решены многие вопросы, выяснение которых для металлогенических обобщений совершенно необходимо.

Прежде всего нет ясности в вопросе о превращении геосинклинальных зон в платформенные области и о возможности повторного возникновения геосинклинального режима на месте более древних геосинклинальных зон, перешедших в платформенное состояние. Нет ясности также в вопросе о соответствии между историей развития геосинклинальных зон и тектоническими циклами. Пока еще не может быть воссоздана с достаточной детальностью история развития с древнейших времен даже для геологически наиболее изученных областей, таких хотя бы, как Кавказ. Нет ясности в вопросе о соответствии между тектоническими и магматическими циклами. Нет полного единогласия в вопросе о наличии связей эндогенного оруденения с магматизмом, не выработаны критерии, позволяющие находить эти связи.

Не имеется также точных данных об эволюции геосинклинальных зон во времени, иначе говоря, не имеется точных данных о чертах сходства, различия, прерывистости или повторяемости тектонических процессов (складкообразование, глыбовые движения и пр.), магматических циклов, а также рудообразования, отнесенных пространственно к одной и той же структурной зоне и рассматриваемых с точки зрения эволюции их во времени.

Из краткого освещения высказываний о зависимости металлоносности от тектонических процессов, а также вопроса о генетических связях между рудными образованиями и магматическими комплексами, что особенно касается гидротермального типа месторождений, видно, что определение такой зависимости находится пока в рамках широких обобщений. В связи с этим уместно привести высказывание С. С. Смирнова [13, с. 5, 6] по этому поводу.

«...Вопрос о связи руд с магматическими породами является достаточно сложной проблемой. Ни „батолитовая концепция" в ее более или менее чистом выражении, ни гипотеза неизменно глубинного происхождения рудных растворов не может считаться достаточно удовлетворительной. Почти бесспорно, что характер связи между рудами и магматическими породами различен в различных геологических условиях. Ближе подойти к более определенному и более обоснованному его пониманию мы, очевидно, сможем лишь тогда, когда, отказавшись от «универсальных» гипотез, займемся более тщательным, более глубоким изучением форм проявления магматизма в каждом рудном узле. Выяснение истории развития магматического комплекса (комплексов) рудного района, определение условий залегания, формы и размеров магматических тел, ассоциированных с рудами, изучение положения этих тел в общей структуре — вот в сущности общеизвестный, но редко в полном объеме осуществляемый один из путей исследования поставленной проблемы» [13].

Прежде чем перейти к изложению нашего материала, коснемся одного общего вопроса, имеющего значение и для металлогении и для магматизма.

М. А. Усов [15] с полной определенностью указывал, что каждая эпоха характеризуется своим комплексом как осадочных, так и магматических образований. Столь же индивидуальны, по М. А. Усову, соответствующие комплексы полезных ископаемых. Ту же мысль развивает М. А. Усов и в более поздней работе [16].

В. А. Обручев в 1926 г. опубликовал работу о металлогенических эпохах Сибири в связи с орогенезисом и эруптивными процессами.

Говоря о состоянии минерально-сырьевой базы СССР, С. С. Смирнов, в частности, указывал: «Важно также и то, что различные структуры, как кратогенные, так и орогенные, выражены у нас почти всеми основными возрастными группами. Последнее представляется весьма важным с точки зрения эволюции магматической минерализации со времени от докембрия до наших дней (гипотезы, до сих пор, к сожалению, не привлекающей еще к себе должного внимания)» [14, с. 22—23].

Тиррель и Дэли также отмечали различия вещественного состава магматических масс, отличающихся возрастом.

Наличие громадного фактического материала, накопленного к настоящему времени, но еще недостаточно систематизированного, позволяет высказать уверенность, что один из обязательных вопросов, которые следует ставить для разрешения,— это вопрос об эволюции во времени магматизма и связанного с ним минералообразования.

Обоснованному решению вопроса о генетических связях между рудообразованием и магматическими комплексами, о зависимости магматизма и сопровождающего его рудообразования от приуроченности к участкам земли различного тектонического строения (платформы, геосинклинальные области) и, наконец, о специфике вещественного состава магматических комплексов и оруденения для одинаковых тектонических условий, но формирующихся в разное время — выяснению всего этого, естественно, мешает далеко еще не достаточная ясность геологического положения, особенностей структуры и вещественного состава большинства изучавшихся объектов.

Ниже приводятся некоторые данные, основанные на личных моих исследованиях некоторых областей СССР. Эти данные могут служить известным материалом для металлогенических выводов, и совокупность их позволяет конкретно ставить вопрос о связях минерализации с петрографическими комплексами в зависимости от специфики их состава, а также от структурно-фациального и, может быть, возрастного положения в пределах таких областей, как Кавказ, Алтай, Забайкалье и Дальний Восток.

В дополнение к нашей более ранней статье [3], характеризующей палеозойский магматизм некоторых областей СССР, здесь приводятся некоторые данные об особенностях минерализации, связанной с различными магматическими комплексами и в некоторых случаях достаточно определенно с их отдельными фазами формирования.

При сопоставлении палеозойского магматизма, проведенном в упомянутой статье [3] для четырех областей (Северо-Западный Кавказ, Горный Алтай, Забайкалье, Малый Хинган), достаточно отчетливо вырисовывается наличие разновозрастных, специфических по составу магматических комплексов.

В породах каледонских магматических комплексов Северо-Западного Кавказа, Горного Алтая, Забайкалья и Малого Хингана натрий самым четким образом превалирует над калием как в эффузивах, предшествовавших интрузиям, так и во всех последовательно формирующихся членах интрузивного ряда — от основных и ультраосновных до самых кислых (аляскиты и аплиты). Совершенно обратная картина наблюдается для варисских интрузивных комплексов и эффузивных образований, им предшествующих. Здесь, наоборот, для вещественного состава магматических

пород характерен калий, который в конечных членах комплекса (аляскиты и аплиты) подавляюще преобладает над натрием.

С этими разновозрастными комплексами связана разнообразная, специфичная для данного комплекса минерализация. В качестве примера в табл. 1 приводятся данные, в основном для Северо-Западного Кавказа, о некоторых особенностях вещественного состава магматических комплексов и связанных с ними производных — контактовых, пегматитовых и жильных образований.

На основании наших исследований по Кавказу можно заключить, что многие из известных на Северо-Западном Кавказе проявлений минерализации находятся в тесной связи с интрузивными комплексами и в ряде случаев с отдельными фазами выделенных комплексов. При этом интрузии разного возраста и размещенные в различных структурных зонах характеризуются спецификой вещественного состава рудопроявлений.

Обоснование связи оруденения с определенными интрузиями опиралось на следующие критерии:

1) наличие структурно-территориальной сопряженности оруденения и интрузивных серий;

2) близость возраста и степени метаморфизованности интрузивных пород и рудных образований;

3) специфика вещественного состава интрузий с возможным проявлением ее в рудных образованиях, и наоборот;

4) условия залегания оруденения разных типов по отношению к материнским интрузиям.

Совокупность таких наблюдений позволила сделать также выводы о следующих особенностях размещения и генетических связей рудопроявлений.

1. Непосредственные генетические связи оруденения с определенными массивами, вероятно, имеют место лишь для интрузий абиссальной фации (может быть, вернее, средних глубин), обстановка формирования которых характеризуется относительной медленностью кристаллизации при постоянных условиях и часто при значительном объеме интрузивных масс. В непосредственной связи с интрузиями такой фации встречаются проявления минерализации контакт-метасоматического, пегматитового и гидротермального типов. При этом контакт-метасоматические процессы идут в непосредственном ореоле активной интрузии, а гидротермальные кварцевые жилы чаще встречаются на значительном удалении (свыше 1,5 км). Пегматитовые образования чаще концентрируются вблизи материнской интрузии, реже — в теле самих интрузий.

2. Проявления оруденения, сопряженные с малыми интрузиями (гипабиссальная фация), скорее связаны с ними парагенетически, являясь производными общего магматического источника.

Из наблюдения всего материала по интрузивным комплексам следует, что не все интрузивные фазы отдельных магматических комплексов сопровождаются полезными ископаемыми. По имеющимся данным, с гранодиоритовой фазой комплекса Главного хребта и тоналитами уруштенского комплекса Северо-Западного Кавказа, а также с гранодиоритовыми фазами магматических комплексов других затронутых районов не связаны проявления оруденения ни контакт-метасоматического, ни пневматолито-гидротермального генезиса, что обусловлено, вероятно, в значительной мере бедностью этих фаз летучими компонентами. Наоборот, заключитель-

Таблица 1

Некоторые данные о минерализации, связанной с магматическими комплексами отдельных геосинклинальных областей СССР

Магматический комплекс	Северо-Западный Кавказ		Горный Алтай		Восточное Забайкалье	
	этапы формирования комплекса	сопровождающая минерализация	этапы формирования комплекса	сопровождающая минерализация	этапы формирования комплекса	сопровождающая минерализация
					Нижнепалеозойский (?) комплекс	
Нижнепалеозойский (абиссальный)	Эффузии спилитов, кератофиров	Колчеданные залежи (возможно, контактного происхождения)	Спилиты, кератофиры	Наложенная минерализация	Ультраосновные породы	Хромиты (?)
	Интрузии ультраосновных пород	Хромиты, никель, кобальт (?)	Ультраосновные породы	Магнетит, хромит	Габбро-амфиболиты	Минерализация не выяснена
	Габбро-амфиболиты	Колчеданные залежи (пирротин). Вкрапленные титано-магнетитовые скопления	Габброиды	Колчеданные руды (пирротин)	Плагиограниты	Доломитовые скарны с ильменитом, магнетитом, эпидотом
	Тоналиты	Специальная минерализация неизвестна	Плагиограниты	Минералы эпидотовой группы	Na-граниты и аляскиты	Пегматиты с минералами эпидотовой группы
	Na-граниты	Гематитизация сланцев, колчеданные залежи, скарны доломитов с апатитом, ильменитом, магнетитом, флогопитом и другими минералами	Na-аляскиты	Пегматиты, кварцево-карбонатно-ильменитовые жилы		
	Na-пегматиты, аляскиты	Слюдяно-апатитовые пегматиты. Полевошпатово-апатитовые пегматиты, пегматоидные граниты с минералами эпидотовой группы, пегматиты с баритовым целестином и другими минералами. Кварцево-апатитовые жилы. Кварцево-рутиловые жилы				
Среднепалеозойский (абиссальный)	Диориты, гранодиориты	Не константирована	Гранодиориты	Рудная минерализация не констатирована	Диориты. Гранодиориты	Рудная минерализация не обнаружена
	Лампрофиры	Медно-пирротиновые залежи				
	Двуслюдяные граниты	Скарны гранат-эпидотовые. Пегматиты, грейзены. Гидротермальные кварцевые жилы с арсенопиритом и другими минералами	Двуслюдяные и мусковитовые граниты	Пегматиты, грейзены	Двуслюдяные граниты. Аляскиты	Пегматиты. Кварцевые жилы
	Калиевые аляскиты	Mn-Fe пироксены в скарнах. Пегматиты. Кварцевые жилы				
Верхнепалеозойский) (гипабиссальный)	Трахиандезиты, альбитофиры, липариты и их туфы, гранит-порфиры	Жилки барита, карбонатов, флюорита	Альбитофиры. Кварцевые порфиры	Барит, карбонаты, полиметаллы	Порфировидные граниты, граниты. Граниты равномерно-зернистые. Альбититы	Пегматиты. Кварцевые жилы с разнообразной минерализацией
	Кварцевые диориты, монциониты, гранодиориты. Граниты	Кварцевые жилы с полиметаллами. Кварцево-баритовые жилы	Диориты. Гранодиориты. Граниты	Гранат-эпидотовые скарны. Пегматиты. Кварцево-арсенопиритовые жилы		

ные интрузивные фазы комплексов (граниты, аляскиты), богатые летучими, несут с собой минерализацию, специфичную для данного комплекса.

Обилие подвижных компонентов может повести на разных стадиях консолидации магмы к их концентрации в особых структурных формах — куполовидных интрузиях с затвердевшей краевой частью. Последующие процессы могут привести к разламыванию жесткой коры и проникновению по этим разломам магматических производных, богатых флюидами и некоторыми компонентами, как присущими самой магме, так и захваченными ею из субстрата.

Этим правильнее объяснить обилие пегматитов и пегматоидных жил, образующих целые поля в связи с кислыми членами интрузий абиссального типа. Малые интрузии гипабиссальной фации, что давно отмечено М. А. Усовым, обычно бедны пегматит-аплитовой жильной серией. В качестве примера приведены некоторые данные (см. табл. 1) о минерализации, связанной с различными интрузивными фазами палеозойских комплексов Северо-Западного Кавказа и Горного Алтая.

Нижнепалеозойский комплекс представлен наиболее полно на Северо-Западном Кавказе последовательными интрузиями гипербазитов — габбро-амфиболитов — тоналитов — гнейсо-гранитов — аляскитов с пневматолито-гидротермальными производными.

По условиям формирования кислые интрузии комплекса вероятнее относить к абиссальной фации.

Изученность отдельных интрузивных фаз нижнепалеозойских комплексов с точки зрения их металлоносности допускает сделать следующие выводы.

С ультраосновными породами Северо-Западного Кавказа, а также и Горного Алтая генетически связаны месторождения хромита, асбеста и проявления никелевой минерализации.

Представляют интерес возможные накопления сульфоарсенидов некоторых металлов (Ni, Co) в зонах гидротермального перерождения змеевиков и вмещающих пород, подвергнутых воздействию более молодых интрузий гранитов.

Среди габброидов и основных эффузивов ранних этапов формирования нижнепалеозойских комплексов Кавказа и Горного Алтая встречаются залежи колчеданов (пирротин, пирит) и участки развития вкрапленных титаномагнетитовых руд.

С интрузивной фазой тоналитовых ортогнейсов для исследованных нами районов определенная металлоносность не связывается. Интрузии лейкократовых гранито-гнейсов, обычно значительно альбитизированные, являлись источниками обильных пегматитовых, пегматоидных и гидротермальных образований.

Выявленные к настоящему времени на Северо-Западном Кавказе проявления минерализации, связанные с кислыми членами каледонского комплекса, относятся к следующим генетическим типам.

Контакт-метасоматический тип. В экзоконтактовой зоне натриевых гранито-гнейсов образуются мощные тела доломитовых скарнов, содержащие скопления таких минералов, как апатит, альменит, магнетит, флогопит и др. В контактовом ореоле интрузии, вмещающие сланцы, испытывают сильную гематитизацию, в контактирующих породах развиты также пластовые залежи колчеданов (пирит).

Таблица 2

Содержание стронция и бария в некоторых минералах и породах Северо-Западного Кавказа и Забайкалья, вес.%

	Северо-Западный Кавказ							
	Уруштенский интрузивный комплекс (каледонская серия)							
	Пегматоидные граниты			Пегматиты		Кварц-апатитовые жилы и скарны		
	минералы эпидотовой группы			бариевый целестин	мусковит	апатиты из жил		скарны доломитов
	25	312	119			225	203	206
SrO	0,42	0,84	2,53	28,84	0,15	0,50	1,23	0,60
BaO	Не опр.	Не опр.	0,39	21,12	1,00	0,02	0,03	0,03

Примечание. Обр. 203 и 206 анализированы В. Н. Нестеровой, образец бариевого целес

Пегматиты. В пегматитовых образованиях уруштенского комплекса развиты стронцийсодержащие минералы эпидотовой группы, стронциевый цоизит, апатит, бариевый целестин, сульфиды меди, фосфаты железа и вторичные сульфаты. Породообразующими минералами являются кварц, альбит-олигоклаз и часто какой-либо из вышеупомянутых минералов.

Гидротермально-пневматолитовый тип. К этому типу могут быть отнесены кварцево-апатитовые и кварцево-рутиловые жилы, встреченные в кристаллических сланцах кровли натриевых гранитогнейсов.

Минерализация, связанная с кислыми каледонскими интрузиями Горного Алтая и Восточного Забайкалья, хотя и менее нами изучена, но, повидимому, имеет сходные черты с приведенными данными для Кавказа. Совсем другим вещественным составом представлена минерализация, связанная с отдельными этапами формирования интрузивных комплексов среднего палеозоя (варисский комплекс Главного хребта) и верхнего палеозоя Северо-Западного Кавказа, а также Горного Алтая и Забайкалья.

Батолитоподобные гранодиоритовые интрузии с краевыми диоритовыми оторочками в исследованных районах не несут с собой определенной минерализации. Здесь не рассматриваются процессы микроклинизации, мусковитизации и хлоритизации, которыми затронуты и сами породы интрузий, и породы контактового ореола.

Жильная серия лампрофиров Северо-Западного Кавказа, по нашим данным, являющаяся членом варисского интрузивного комплекса, иногда сопровождается образованием колчеданных медно-пирротиновых руд сингенетического с лампрофирами происхождения.

Интрузии фазы двуслюдяных гранитов в отличие от интрузий других фаз и других комплексов весьма активно воздействовали на вмещающие породы с образованием андалузит-силлиманитовых пород и гранат-эпидотовых скарнов. В последних часто встречаются также минералы рассеянных элементов. Эти интрузии сопровождаются серией пегматитов и процессами грейзенизации. В таких производных интрузии встречаются минералы олова и других элементов. С этими же интрузиями связываются

Северо-Западный Кавказ			Восточное Забайкалье		
Комплекс Главного хребта (варисский)	Малые интрузии, верхний палеозой (?)		Каледонские (?) интрузии	Комплекс Борщевочного хребта	
K-Na полевой шпат, вкрапленник из порфировидного гранита	K-Na полевой шпат из кварц-карбонатной жилы	кварцево-баритовые жилы	скарны из контактной зоны	вкрапленники калиевого полевого шпата из порфировидных гранитов	K=Na полевой шпат из полевошпатовых пегматитов
Нет	0,03	0,02	0,31	0,07	0,03
»	1,47	58,66	Следы	0,16	Нет

тина — Л. Б. Тумилович, остальные образцы анализированы Т. Н. Покровской.

кварцевые жилы, содержащие арсенопирит, галенит и другие минералы.

Условно относимые к верхнему палеозою магматические комплексы исследованных районов отличаются своей специфической минерализацией. Прежде всего необходимо отметить, что эффузивная и экструзивная фации верхнепалеозойского магматизма сопровождаются проявлениями карбонатной баритовой и флюоритовой минерализации и, вероятно, полиметаллического оруденения. Фация малых интрузий верхнепалеозойского магматизма сопровождается сходной минерализацией (кварцево-баритовые, полиметаллические жилы).

В моей статье о стронции [2] в интрузивных породах Западного Кавказа приведены факты, указывающие на специфическую обогащенность стронцием некоторых породообразующих минералов пород каледонского интрузивного комплекса Кавказской области. Такое же обогащение, как уже отмечалось, характерно для пегматитовых и гидротермальных производных этого комплекса, вплоть до появления в них самостоятельных стронциево-бариевых минералов.

Данные по породообразующим минералам изверженных пород и минералам гидротермальных жил варисского магматического комплекса (табл. 2) говорят о том, что если барий и играет существенную роль в гидротермальных жилах, связанных с варисскими интрузиями, то стронций образует в них незначительные концентрации. Аналогичную роль стронция в комплексах разного возраста, правда на основании только трех химических определений, можно предполагать и для Восточного Забайкалья.

Имеющиеся данные, интересные уже сами по себе, вместе с тем делают обязательным более широкое изучение стронция в разных породообразующих минералах. Учитывая, однако, что стронций присутствует на Кавказе и в формациях более молодого возраста, вплоть до третичных (альпийских), крайне желательным является определение его изотопического состава в породах разного возраста.

Помимо стронция, для каледонских интрузий (Кавказа в основном) характерно накопление фосфора (апатит в скарнах и кварцевых жилах),

титана (ильменит в скарнах, рутил в кварцевых жилах) и железа (гематит в экзоконтактовых породах). Вольфрам и олово не образуют сколько-нибудь ощутимых концентраций в связи с этим натриевым комплексом.

В то же время для контакт-метаморфических, пегматитовых и гидротермальных образований, связанных с интрузиями фазы двуслюдяных гранитов варисского магматического комплекса (Кавказа и, вероятно, других исследованных нами областей), наоборот, характерны концентрации вольфрама и до некоторой степени олова при отсутствии или крайне незначительных концентрациях элементов, характерных для минерализации, связанной с каледонским уруштенским магматическим комплексом.

Специфика минерализации существует и для комплекса малых интрузий, которая для Кавказа имеет много общих черт с минерализацией, обусловленной заключительными фазами формирования в абиссальной фации комплекса Главного хребта.

Далеко не полно приведенный материал позволяет говорить о качественном сходстве процессов минерализации, сопровождающих магматические комплексы Северо-Западного Кавказа, Горного Алтая и Забайкалья, близкие по возрасту. В то же время этот материал говорит о различиях минерализации, связанной с комплексами разного возраста. Вместе с тем он обрисовывает Северный Кавказ, одну из наиболее изученных в геологическом отношении областей, как пример структурной зоны, в пределах которой достаточно ясно заметно неоднократное возобновление геосинклинальных условий на протяжении времени от низов палеозоя до кайнозоя включительно. Что касается магматизма, то, по данным моих исследований в области Северо-Западного Кавказа, здесь в течение палеозоя проявились по крайней мере три магматических цикла, создавшие специфические комплексы эффузивов и интрузивных пород.

Кроме того, в пределах Кавказа трудами многих исследователей выявлена активная интрузивная и эффузивная деятельность и в течение мезозоя. Наконец, кайнозойский вулканизм Центрального Кавказа достаточно общеизвестен.

Уже имеющиеся данные о магматизме и металлогении Кавказа в историческом разрезе позволяют, следовательно, в предварительной форме говорить, что в пределах одной крупной структурной зоны имеет место формирование нескольких интрузивных циклов. При этом, помимо обособления интрузивных комплексов в особых структурных подзонах, имеет место также формирование интрузий более молодого цикла в подзонах, где ранее уже происходили внедрения интрузий более древнего цикла.

Намечается также предварительный вывод о том, что определенная геоструктурная обстановка, соответствующая тому или иному этапу эволюции геосинклинальной области, сопровождается формированием определенных магматических комплексов, которым отвечает специфичная минерализация.

Для палеозойского отрезка истории геосинклинальных областей СССР, затрагиваемых в настоящей статье, намечается следующая картина эволюции. Формирование геосинклинальных структур в течение нижнего, до среднего, палеозоя (каледониды) сопровождалось внедрением спилит-диабаз-кератофирового комплекса в эффузивной фации и интрузивного комплекса, представленного рядом пород — от ультраосновных до кислых производных натриевых гранитов. Сопутствующая минерализация специфична по парагенезисам как элементов, так и минералов.

Среднепалеозойский этап эволюции тех же зон, характеризующийся крупными вертикальными движениями отдельных блоков, сопровождался формированием в абиссальных условиях гранодиоритовых интрузий (возможно, анатектического происхождения) и последующих интрузий гранитов и аляскитов. Для гранитных фаз этого комплекса характерна обильная минерализация специфичного облика.

Верхнепалеозойский этап эволюции геосинклинальной области, характеризующийся для затронутых районов накоплением громадных толщ грубообломочного осадочного материала, в структурном отношении отличается образованием крупных разрывов, к которым приурочены малые интрузии монцонит-диорит-гранитного состава и излияния лав андезито-*дацито-липаритового состава, с экструзиями риолитов и кварцевых порфиров*. Минерализация, связанная с этим этапом магматизма, как видно из предыдущего, имеет свои специфические черты.

Имеющиеся и частью приведенные материалы о магматизме и минерализации Кавказа, Алтая, Дальнего Востока позволяют также высказать мнение, что в общеизвестные традиционные представления о связи отдельных полезных ископаемых с определенными породами, например, олова, вольфрама с кислыми породами, по-видимому, следует внести известные коррективы. Граниты в широком смысле этого понятия известны для многих геологических формаций от докембрия до третичного времени. Однако во многих случаях это будут граниты, отличающиеся спецификой своего состава в весьма существенных деталях.

Подобно этому, и создание концентраций некоторых элементов, напри-*мер олова или вольфрама, присуще производным не всех без исключения* гранитных интрузий, а лишь некоторых из развитых в том или ином районе.

В настоящей статье используется главным образом материал личных исследований по магматизму и минерализации геосинклинальных структур. Составление крайне нужной сводки по затронутому вопросу с позиций, изложенных в статье, является делом будущего, причем такой сводке, по нашему мнению, должно предшествовать дополнительное исследование магматических комплексов и проявлений рудообразования для разных геоструктурных условий в духе идей Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и С. С. Смирнова.

Однако представляется интересным привести некоторые общеизвестные данные, несколько подкрепляющие выводы, изложенные в статье.

В зарубежной литературе много работ посвящено вопросам связи рудных месторождений со стратиграфией, структурой и изверженными породами той или иной области. Например, Батлер считает, что образование рудных месторождений представляет лишь одну фазу целой серии тесно сопряженных геологических событий, что формулируется им в таком выводе: «Циклы эрозии, отложения осадков, складчатости и образования сбросов, вулканической деятельности повторялись в течение геологического времени, в результате чего в совершенно определенные периоды происходило образование рудных месторождений» [4, с. 73].

В этой статье [4], посвященной рудным месторождениям западных штатов США, Батлер для области Кордильер Соединенных Штатов выделяет три больших периода минерализации — докембрийский, послеюрский и верхнемеловой, третичный. При этом им совершенно не освещается ка-

чественная сторона вопроса, не даются характеристики различия типов минерализации, свойственных выделяемым периодам.

В том же сборнике в статье [5] Баддингтона разбирается вопрос о связи оруденения с различными группами изверженных пород на примере тех же западных штатов. В своей статье он обращает внимание на различия минерализации двух поясов, один из которых расположен восточнее, а другой — западнее мезозойских батолитов Берегового хребта Аляски и Сьерра-Невады Калифорнии. Указывая на это различие и констатируя, что западнее батолитов расположен пояс, где обычно развиты основные и ультраосновные породы, он тем не менее считает эти различные ассоциации (гранитные батолиты и серия основных и ультраосновных пород) магматических пород за проявления единого магматического цикла.

Геологический материал, приведенный в статьях этого сборника, вполне допускает возможность и другой трактовки вопроса, а именно что в пределах этой области имели место проявления магматизма разных циклов, отнюдь не отвечающие последовательной эволюции единой магмы. Наоборот, можно думать, что на общем фоне геологической истории области имеется соответствие между тектоническими и магматическими циклами, которым также отвечают определенные ассоциации изверженных пород, сопровождающиеся специфической минерализацией. Касаясь некоторых конкретных случаев специфической минерализации, отметим, что многочисленные апатитовые жилы Юго-Восточной Норвегии, колчеданные залежи в сланцах и древних эффузивах той же Норвегии, развитые в пределах каледонских сооружений, представляют примеры минерализации, сходной с проявлениями минерализации каледонских магматических комплексов Кавказа и Горного Алтая. С другой стороны, оловорудные с определенной ассоциацией минералов месторождения Западной Европы (Корнуэлл, Рудные горы) связаны с гранитными интрузиями варисских сооружений. Проявления такой минерализации, естественно в других масштабах, известны также для варисских интрузий Кавказа и Алтая.

Одновременно со сказанным, учитывая специфику рудопроявлений, связанных с тем или иным магматическим комплексом, формировавшимся в определенных геоструктурных условиях, настоящей статьей обращается также внимание на желательность более детального изучения разновозрастных и приуроченных к различной геоструктурной обстановке эффузивных комплексов. С эффузивными и субвулканическими комплексами связаны многие крупнейшие рудные месторождения. С этой точки зрения, помимо общеизвестных данных о металлоносности порфиров и риолитов Американского континента (олово-серебряные руды Новой Мексики и др.), небезынтересно вспомнить об особенностях состава пород вулканической формации Аппенинского полуострова, описанной Бурри [19], которая представлена своеобразными трахитами (по Вашингтону — тосканиты), содержащими в своем составе до 0,71% редких земель (массив Monte Amiata). Минерализация, связанная с эффузивами, известна для эффузий не только кайнозойского вулканизма, но и верхнепалеозойского. Вместе с тем пока не имеется данных, говорящих о концентрациях редко встречающихся элементов в каледонских эффузивах (спилито-кератофировая формация) геосинклинальных зон, в которых, как видно из предыдущего, часто залегают колчеданные руды.

Учитывая все это, представляется целесообразным с точки зрения выявления связей между оруденением и магматизмом при исследованиях

в областях развития эффузивов обращать внимание на особенности состава эффузивных и экструзивных пород и их производных, с учетом специфики акцессорных примесей.

Предварительные общие выводы, изложенные в настоящей статье, о возможной специфике разновозрастных магматических комплексов и связанной с ними минерализации, формирующихся в определенных геоструктурных условиях, т. е. о специфике, находящейся в зависимости от эволюции во времени геосинклинальных поясов, основаны пока на небольшом фактическом материале.

Вопросы, затронутые настоящей статьей, одинаково должны интересовать и петрографа, и тектониста, и исследователя в области металлогении. Решение этих вопросов, достаточно важных для указанных областей геологии, возможно лишь при совместных усилиях заинтересованных специалистов. С этой точки зрения представляется целесообразным и своевременным провести комплексное изучение во всех возможных деталях истории развития какого-либо определенного, наиболее изученного участка геосинклинального пояса (Кавказ, Средняя Азия и т. д.). При этом вопросы тектоники, стратиграфии, магматизма и рудообразования должны разрешаться так, чтобы получилась достаточно ясная картина соотношений и соответствия во времени тектонических и магматических процессов, характеризующих определенные этапы истории развития геосинклинальной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* О древних интрузивных циклах Северо-Западного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1946, т. 4, № 5.
2. *Афанасьев Г. Д.* О стронции в минералах пегматитовых и гидротермальных дериватов каледонских интрузий Западного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1948, т. 42, № 5.
3. *Афанасьев Г. Д.* Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 4.
4. *Батлер Б. С.* Связь рудных месторождений в западных штатах со стратиграфией, структурой и изверженными породами.— В кн.: Общий обзор (перевод). Геол. рудн. местор. зап. штатов США. Объед. науч.-техн. изд-во, 1937.
5. *Баддингтон А. Ф.* Соотношения различных типов минерализации с различными типами изверженных пород (перевод).— В кн.: Геол. рудн. местор. зап. штатов США. Объед. науч.-техн. изд-во, 1937.
6. *Белоусов В. В.* Общая геотектоника. М.: Госгеолиздат, 1948.
7. *Билибин Ю. А.* Общие принципы металлогенических исследований.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
8. *Билибин Ю. А.* Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4.
9. *Билибин Ю. А.* О некоторых чертах металлогении золота.— Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1947, т. 76, вып. 1.
10. *Кропоткин П. Н.* Пути развития советской геотектоники за годы сталинских пятилеток (1928—1949).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 1.
11. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Задачи петрографии в СССР.— Природа, 1937, № 10.
12. *Обручев В. А.* Металлогенические эпохи и области Сибири.— Тр. Ин-та прикл. мин. и металл., 1926, вып. 21.
13. *Смирнов С. С.* Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 3.
14. *Смирнов С. С.* Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 5.
15. *Усов М. А.* Главнейшие геохимические эпохи Западносибирского края.— В кн.: Тр. Междунар. геол. конгр., 1937. М.: Госгеолиздат, 1940, т. V.
16. *Усов П. А.* Циклы, фазы и этапы эндогенных геологических процессов.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1945.

17. *Саакян П. С.* К вопросу о металлогении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 2.
18. *Burri C.* Die petrographischen Provinzen Mittelitaliens.— Schweiz. Min. und Petrol. Mitt., 1948, Bd. XXII, H. 1.
19. *Шатский Н. С.* Орогенические фазы и складчатость.— В кн.: Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. М.: Госгеолиздат, 1939, т. 2.

УДК 552.3 : 553.4

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СВЯЗИ МАГМАТИЗМА И РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

(на примере Северо-Кавказской горной системы) [1, 2]

ВВЕДЕНИЕ

Магматизм и эндогенное рудообразование — глубинные процессы, часто структурно-территориально совмещенные.

Хотя идея о закономерных сообществах горных пород крупнейшими петрографами, нашими предшественниками, была выдвинута давно (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг — 1888 г., Джедд — 1896 г., Гольдшмидт — 1922 г., Тиррелл — 1932 г.), однако накопление фактического материала, как собственно петрографического, так и полученного благодаря успехам сопредельных наук (радиогеология, геохимия стабильных изотопов, геофизика, тектоника), создало возможность разработки проблем геологической петрологии только в наше время.

Познание соотношений — взаимосвязей горных пород и сопровождающих их жильных, контактовых образований различных типов петрографических ассоциаций, обоснование генетических связей между ними, выявление корреляционных зависимостей между магматизмом и тектоникой, специфика ассоциаций изверженных и метаморфических пород складчатых областей и платформ, проблема родоначальных магм — все эти аспекты геологической петрологии могут разрабатываться в наше время с уверенностью в получении результатов, ценных и для теории, и для практической геологии.

Фундаментальный для геологии вопрос о развитии геосинклиналей и их преобразовании в участки коры устойчивых областей, вплоть до платформ, а также вопрос о новом вовлечении платформенного участка коры в геосинклинальные условия развития требуют знания эволюции вещества подвижной зоны, т. е. типов ассоциаций горных пород, отвечающих определенным этапам структурно-тектонического развития горноскладчатой системы.

Мной предложено следующее определение понятия «магматический комплекс»: это совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза [4].

В другой работе [8, с. 200] под понятием «формация» в применении

---

[1] Доклад на заседании Ученого совета ИГЕМ АН СССР 28 февраля 1973 г.
[2] В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.

к Северному Кавказу подразумевается ассоциация пород определенной фациальной принадлежности (эффузии, интрузии, гипабиссальные интрузии), образовавшаяся в результате внедрения магмы в верхний структурный ярус, внедрения, отвечающего отдельной фазе дифференциации глубинного магматического очага. Конкретная формация сложена породами единого петрографического семейства, близкими по возрасту.

Выявление конкретных магматических формаций в разных регионах и их объединение в родственные комплексы лежат в основе решения проблем петрогенезиса и эндогенного рудогенеза.

КРАТКИЙ ОБЗОР НЕКОТОРЫХ ЛИТЕРАТУРНЫХ ИСТОЧНИКОВ

На 1-м Всесоюзном петрографическом совещании в 1953 г. была поставлена на обсуждение проблема «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых».

В большинстве докладов и в решении, принятом совещанием, отражена принципиальная важность проблемы связи эндогенного оруденения с магматическими источниками.

Мной тогда были подчеркнуты некоторые важные мысли С. С. Смирнова [5]. В частности, он писал [29, с. 17]: «...вопрос о связи руд с магматическими породами является достаточно сложной проблемой. Почти бесспорно, что характер связи между рудами и магматическими породами различен в различных геологических условиях. Ближе подойти к более определенному и более обоснованному его пониманию мы, очевидно, сможем лишь тогда, когда, отказавшись от „универсальных" гипотез, займемся более тщательным, более глубоким изучением форм проявления магматизма в каждом данном рудном узле. Выяснение истории развития магматического комплекса (комплексов) рудного района, определение условий залегания, формы и размеров магматических тел, ассоциированных с рудами, изучение положения этих тел в общей структуре — вот в сущности общеизвестный, но редко в полном объеме осуществляемый, один из путей исследования поставленной проблемы».

В моем докладе [5] были сформулированы следующие выводы.

1. Изверженные породы складчатых областей образуют закономерные разновозрастные ассоциации — магматические комплексы, приуроченные к определенным геоструктурным зонам.

2. Пример Северо-Кавказской складчатой области позволил наметить от кембрия до кайнозоя включительно не меньше четырех качественно различных разновозрастных магматических комплексов, что свидетельствует об отсутствии постоянного ювенильного источника магмы и, наоборот, говорит о периодичности магмообразования в земной коре.

3. На примере Северо-Кавказской складчатой области вырисовываются два главных типа серий магматических пород: а) серия, включающая дифференциаты от ультраосновных пород до относительно небольших, но активных интрузий натриевых гранитов; б) серия гранодиорит-граниталяскит с краевыми базифицированными оторочками за счет ассимиляции вмещающих пород, происшедшая за счет анатексиса и гомогенизации разнородных пород сиаля.

4. Эндогенное рудообразование — контакт-метасоматическое, эпимагматическое, пегматитовое и гидротермальное — достаточно определенно генетически связано с интрузивными массами, относительно абиссальными.

В условиях гипабиссальной фации гидротермальные месторождения связаны с интрузиями парагенетически. Некоторые кислые магматические, в том числе и эффузивные, породы вследствие эпимагматической и собственно магматической обогащенности являются носителями ценных рудных полезных ископаемых.

5. Важнейшими факторами эндогенного рудообразования являются: а) потенциальная и вместе с тем специфическая металлоносность магм различных геологических эпох; б) воздействие среды формирования интрузий в виде прямого обогащения магмы отдельными компонентами или их возможного своеобразного катализирующего действия; в) термодинамическая обстановка формирования изверженных пород из магм (фациальная обстановка, объемы изверженных масс), определяющая длительность взаимодействия магмы со средой и прогрев ее; сюда же, в частности, следует отнести скорость кристаллизации и формы отделения, а также концентрации летучих компонентов; г) структурная подготовленность участков земной коры, наличие благоприятных структур регионального значения (разломы) и локальных структур (трещиноватость).

7. Главнейшими критериями, определяющими возможные генетические связи металлоносности и магматических комплексов, являются: а) наличие тектонических структур и магмопроявлений; б) возрастная близость и геологический возраст магматических комплексов и проявлений оруденения; в) структурно-территориальная сопряженность рудных проявлений и магматических комплексов; г) специфика вещественного состава магматических пород и рудных проявлений с учетом акцессорных минералов и элементов примесей, а также изотопного состава отдельных образований.

В книге, посвященной геологическим основам поисков и разведки рудных месторождений, В. И. Смирнов [26, с. 51, 52], рассматривая признаки связи между изверженными породами и эндогенными рудными месторождениями, указывает, «что к ним относятся следующие: 1) одновременность образования, 2) приуроченность к одним и тем же геологическим структурам, 3) одинаковые фациально глубинные условия образования, 4) связь с интрузивными дайками, 5) связь определенных по составу изверженных пород и месторождений, 6) закономерность размещения рудных месторождений по отношению к массивам изверженных горных пород, 7) геохимические признаки».

Выделенные В. И. Смирновым признаки были близки к тем критериям связи оруденения с магматизмом, которые были сформулированы в моем докладе в 1953 г. на 1-м Всесоюзном петрографическом совещании [6, с. 32]. В частности, В. И. Смирнов упоминает на с. 52: «Для ряда областей такая общая схема развития магматизма и рудообразования конкретизируется путем выделения серии последовательно образовавшихся магматических комплексов и связанных с ними месторождений. Так, например, Г. Д. Афанасьев (1953) для Северного Кавказа выделяет пять разновозрастных магматических комплексов, обладающих специфичным оруденением». В качестве примера гидротермальных колчеданных руд В. И. Смирнов приводит месторождение Рио-Тинто в Испании и уральские колчеданные месторождения.

В обзорной статье В. И. Смирнова и Г. А. Соколова [30] рассмотрены доклады, доложенные на 1-й сессии Международного геологического конгресса (Л. Н. Овчинников, Эльснер – ГДР и др.). Отмечено, что имеются различные точки зрения относительно сингенетического или наложенного

происхождения руд, ассоциирующихся с эффузивно-осадочными комплексами.

В статье 1969 г. В. И. Смирнов рассматривает источники вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. Он считает, что сейчас можно наметить следующие три источника вещества, идущего на формирование эндогенных полезных ископаемых [27].

1. Ювенильная группа, связанная с подкоровой магмой базальтового состава,— эндогенные месторождения, формирующиеся за счет снабжения их минеральным веществом из ювенильных источников базальтовой магмы в обстановке устойчивого растяжения участков земной коры; такие условия осуществляются дважды в рамках нормального развития земной коры: на ранней геосинклинальной стадии в трогах эвгеосинклиналей, в платформенный этап в рифтовых зонах. Для собственно геосинклинальных условий характерны следующие магматические формации: 1) перидотитовые с магматическими месторождениями хромита, осмия, иридия; 2) габбровая с магматическими месторождениями титаномагнетитов, платины и палладия; 3) плагиогранит-сиенитовая со скарновыми месторождениями железа и меди; 4) вулканогенно-субмаринная спилит-диабазовая формация с колчеданными месторождениями сульфидов железа, меди и цинка, а также окисных руд железа и марганца. К базальтоидным формациям активизированных платформ относятся: траповая формация с месторождениями сульфидов меди и никеля, кимберлитовая с магматическими месторождениями алмазов, ультраосновных щелочных пород с месторождениями цветных редких металлов в карбонатитах.

2. Главная масса месторождений ассимиляционной группы имеет источником коровую гранитную магму палингенного происхождения, из остывающих продуктов которой они выносятся или экстрагируются активными постмагматическими растворами.

3. Для последней, фильтрационной группы в ряде случаев, особенно для телетермальных месторождений (например, стратиформные месторождения свинца), существенна доля внемагматических веществ, заимствованных из окружающих пород.

Основные представления В. И. Смирнова, которые сводятся к признанию генетической связи конкретных типов рудогенеза с конкретным магматизмом для так называемой ювенильной и ассимиляционной групп, отвечают в основном и нашим выводам по этой проблеме. Именно признание такой связи с магматизмом имеет превалирующее значение при постановке поисков на эндогенные полезные ископаемые, а следовательно, и для прогнозной оценки территории.

Гипотетическое отнесение одних источников к «коровым», а других к «подкоровым» не имеет реального практического значения.

Современное отношение к проблеме рудных месторождений наших ведущих ученых нашло отражение в сборнике докладов к XXIV конгрессу в Канаде.

В Предисловии к указанному сборнику отмечено, что рассмотрена проблема формирования рудоносных растворов и возникновение из них магматических месторождений, ассоциированных с плутоническими комплексами изверженных пород.

В статье В. И. Смирнова «Соотношение сингенетичных и эпигенетичных процессов при формировании стратиформных месторождений цветных металлов» вопрос о медноколчеданных месторождениях рассматривается

несколько иначе, чем в 1969 г. Все же, по В. И. Смирнову, колчеданные месторождения, входя в состав офиолитовых поясов, ассоциируются с вулканогенными комплексами эвгеосинклинального режима [28].

Автор настоящей статьи считает, что понятие об офиолитовых сериях и вопрос о связи с ними колчеданного оруденения (на основе изучения кавказского материала) требуют дальнейшей разработки и, возможно, некоторого пересмотра.

Статья Ф. К. Шипулина [34] «Об условиях образования рудоносных растворов в глубинных магматических очагах» посвящена важной и интересной проблеме, где, однако, должны иметь больший вес материалы экспериментальных исследований и изучения современных лав. Генетическая связь эндогенных месторождений с различными по глубине залегания и составу магматическими системами у Ф. К. Шипулина не вызывает сомнения. Работа Ф. К. Шипулина, несомненно, петрологическая, но суждения по метасоматитам, дайкам и разным элементам в этих породах далеко не достаточны для решения поставленной теоретической задачи — образование рудоносных растворов в глубинных магматических очагах, ибо по дайкам, даже если они являются дифференциатами магм глубинных магматических очагов, нельзя судить о магмах в целом этих очагов.

Н. П. Лаверов в том же сборнике к XXIV конгрессу [18] опубликовал статью «Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических толщах». Рудные месторождения он относит к нескольким формациям: медно-порфировой, Q-молибденовой, турмалин-халькопиритовой, молибденит-настурановой, редкометальной бертрандит-фенакитовой и др. Всего до 11 рудных формаций. Для них характерны:

а) тесная связь с континентальными вулкано-интрузивными комплексами кислых и средних субщелочных пород, образованных в условиях консолидированной земной коры;

б) незначительный разрыв во времени между рудообразующими процессами, приведшими к формированию месторождений, и завершающей стадией вулканической деятельности;

в) полигенные источники рудообразующих веществ (в статье скорее постулируется этот тезис, чем доказывается!);

г) геотектоническая позиция;

д) магматический контроль «оруденения» (в чем он осуществляется, не показано!).

Далее автор отмечает, что совместное присутствие отражает тесную связь рудообразующих процессов с магматической деятельностью (но какова эта связь, Н. П. Лаверов не раскрывает!). На с. 40 [18] он пишет: «На основе этих наблюдений можно сделать вывод, что рудообразующие процессы, по-видимому, связаны с завершающей стадией магматической деятельности, проявлявшейся в континентальных условиях». Совокупность геохимических, геохронологических и геологических наблюдений свидетельствует о тесной связи руды и магматических формаций. При анализе причин такой связи он не формулирует иной, кроме общих источников вещества. Говоря об источниках рудного вещества, Н. П. Лаверов считает, что все исследования (главным образом геохимические, изотопные) указывают на полигенные источники рудного вещества.

Первоначальный источник как магмы, так и рудных компонентов, в ней содержащихся, как мы считаем, конечно, полигенный: кора ведь — это мозаика геологических образований разного возраста и состава.

Естественно, при анатексисе сложной гаммы пород магмой захватывается ряд ценных компонентов. Важно выяснить, какие процессы являются главными для концентрации полезных компонентов с образованием месторождений.

Н. П. Лаверов пишет: «Источником рудообразующих компонентов, входящих в состав руд и околорудных метасоматитов, могут быть внутрикоровые и подкоровые магматические очаги, трансмагматические растворы и вмещающие породы. На глубинное происхождение основных компонентов руд рассматриваемых месторождений — Cu, Mo, W, Be, Au, Ag, Pb, Zn и F указывает ряд признаков» [18, с. 43].

Н. П. Лаверов считает, что сера и вода экзогенны, фтор и тяжелые металлы имеют глубинное (возможно магматическое!) происхождение (Там же, с. 44).

Какие же закономерности определяют размещение месторождений, кроме территориальной сопряженности с эффузивно-экструзивными комплексами?

Отсутствие петрологической изученности (в статье данные не приводятся) вулканогенов и экструзивов не позволило автору сформулировать наиболее важный вывод — не об источнике рудного вещества, не о генезисе месторождений, а о том, каковы факторы, приведшие к концентрации рудных компонентов в месторождении. Тем не менее основной общий вывод напрашивается сам собой. Такими факторами являются близко одновременный магматизм района и тектоническая подготовка региона. На основе скоррелированного изучения этих факторов (магматизм, тектоника, руды) могли быть выявлены закономерности размещения руд, что является основным.

Работа А. И. Гинзбурга и И. И. Куприяновой [15] «Редкометальные пегматиты магматического происхождения» своим названием подчеркивает связь магматизма и разбираемого оруденения. Работа Г. Н. Щерба и др. «Рудоносный блок и локализация в нем редкометального оруденения» [35] рассматривает редкометальное оруденение (Центральный Казахстан) кварцево-жильной грейзеновой формации, имеющее достаточно четкую генетическую и пространственную связь с гранитными интрузивами.

Обзор новейших представлений наших видных геологов, специалистов по рудным месторождениям, свидетельствует о признании связи (структурно-территориальной в большинстве случаев и генетической для ряда объектов) магматизма и эндогенного оруденения, источники которого являются магматогенными.

Для практической геологии определение первоначальных источников рудного вещества имеет только теоретическое значение.

Для поисковых работ и перспективной оценки отдельных регионов в отношении эндогенного оруденения необходимо знание геологического развития региона, особенно его структурно-тектонического развития и эволюции магматизма, с учетом металлогенической специфики разновозрастных магматических формаций и их отдельных членов.

ОБ АКТИВНОЙ РОЛИ ИНТРУЗИВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ МАСС

Анатектический генезис магм гранитного состава сейчас достаточно общепризнан. Мной об этом докладывалось в 1953 и 1961 гг. на петрографических симпозиумах.

Для решения вопроса о связи магматизма и эндогенной минерализации большое значение имеет однозначность наших знаний о глубинах генераций магматических расплавов разного состава, о количестве растворенной в них воды и других летучих (например, углекислоты), об образовании промежуточных очагов родоначальной магмы с последующей ее дифференциацией или о множественности магм, возникающих на различных глубинных уровнях верхней оболочки Земли. Важно также договориться о том, что следует понимать под представлением о генетических связях магматизма и эндогенной минерализации. Если мы согласны с палингенным происхождением фанерозойской гранитной магмы, то это будет означать отрицание, и вопрос об ювенильности рудных компонентов переходит уже в область уточнения самого понятия «ювенильность». Источник рудных компонентов, ассоциирующийся с положением интрузивов гранитоидного ряда, достаточно однозначен и не требует абстрактных предположений. Мобилизующая роль кислой магмы на глубоких уровнях с высоким PT меняется на отдающую способность при переносе расплавов на уровни более низких температур и давлений, когда отделяются вода и другие летучие и экстрагируемые полезные компоненты.

Познать рудоносность интрузивной магмы непосредственно мы не в состоянии, а магма излившаяся (современные лавы) в значительной мере уже лишена ряда компонентов (летучих, рудных). Поэтому генетическая роль магмы в эндогенном рудообразовании реализуется двояко: 1) отдачей в окружающую среду присущих ей ювенильных компонентов и 2) отдачей тех компонентов, которые были вместе с водой мобилизованы из вмещающих пород на уровнях с высокими параметрами давлений и температур.

Изучение конкретных магматических формаций дает основания для представления о существовании глубинных промежуточных магматических очагов родоначальной магмы, близкой по составу к кварцевому диориту, андезиту, дифференциация которых дает производные магмы андезит-базальтового, диорит-гранодиоритового и гранитного состава.

Однако глубина генерации исходных расплавов и глубина образования промежуточных очагов родоначальной магмы пока довольно гипотетичны. Установлена возможность эвтектоидной выплавки состава Q—Ab—Or при 600° С и давлении водяного пара, по Татлу и Уайту, около 4000 атм, что, возможно, осуществлялось при развитии геосинклинальных прогибов глубиной до 20 км, где возможны такие PT условия при температурном градиенте 30°/км.

Косвенным подтверждением такого распределения температур может быть выявленное геофизическими работами на Кавказе положение в разрезе коры нижней кромки магнитовозмущающих масс на глубине 50—60 км. На более глубоких уровнях можно предполагать температуры, превышающие точку Кюри магнетита +573°, т. е. глубины, отвечающие выплавке гранитной эвтектики, достигают здесь не менее 20, а возможно, и 50 км.

При значительно более высоком геотермическом градиенте эти уровни выплавки гранитной эвтектики должны быть значительно выше. При более высоких давлениях и температуре, превышающей точку тройного минимума, формируются гранодиоритовая и кварц-диоритовая магмы.

Мне представляется, что вопрос о глубине генерации магматических расплавов разного состава требует еще большой экспериментальной и геолого-петрологической разработки.

Для целей настоящего доклада существенным является признание магм, главным образом гранитной, в качестве важнейшего фактора переработки вмещающих пород по пути продвижения вверх, а также в камерах или участках замещения, где магма длительно взаимодействует с вмещающими породами.

Широко известны исследования Горансона, Кеннеди, Хитарова, Кадика и других ученых, которые выявили фактор чрезвычайной важности — высокую растворимость воды в силикатном расплаве при высоких давлениях водяного пара.

При давлении 1000 атм кислые магмы могут растворить около 3 вес.% воды. При давлении 5000 атм магма кислого состава может растворить 13 вес.% воды. При более высоких давлениях растворимость воды в кислом расплаве достигает десятков процентов.

Как пишет А. А. Кадик [16], для больших глубин Земли магма является мощным коллектором воды, однако вопрос, откуда берется вода, которая на больших глубинах может в больших количествах растворяться в магме, изучен пока недостаточно. Наиболее вероятный источник — вода вмещающих пород, но остается неясным, на какую глубину могут перемещаться блоки пород, включающих водосодержащие минералы. Возможно ли их погружение в область высоких давлений, порядка 5000 атм?

Гипотеза о глобальной тектонике плит допускает перемещения блоков верхней оболочки Земли. Однако механизм такого перемещения вовсе не отвечает так называемому дрейфу континентов. Речь может идти (так же как и для смещения магнитного полюса) об общих смещениях верхней оболочки Земли относительно астеносферной оболочки (или по ней), вызываемых изменениями положения Земли в пределах солнечной системы. Однако эта проблема требует особого рассмотрения. По данным А. А. Кадика, растворимость CO_2 примерно на порядок ниже растворимости воды; при давлении 3000—5000 атм она составляет 0,1—0,6 вес.%.

При движении в более высокие горизонты земной коры, вплоть до уровней кристаллизации расплавов, и при понижении давления и температуры происходит энергичная отдача магмой растворенных в ней летучих компонентов, захватывающих также полезные компоненты, растворимые в этих условиях.

Таким образом, области коры, входящие во взаимодействие с интрудировавшей магмой или ее производными, логично рассматривать как потенциально обогащенные полезными компонентами. Вне ареалов воздействия магматических масс и их производных эндогенные рудопроявления не концентрируются.

О СВЯЗЯХ МАГМАТИЗМА И ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Особенности структурно-формационного развития Северного Кавказа. Альпийская горная система Большого Кавказа имеет длительную историю развития. Буровые скважины в районе г. Ростова, Предкавказского прогиба, материалы конгломератов Горного Крыма и буровые скважины Палазу-Маре (близ г. Костанцы, Румыния) показывают, что Кавказско-Крымско-Карпатская система была заложена как подвижная зона на раздробленном докембрийском кристаллическом фундаменте южной периферии Русской платформы. Реликты докембрийского магматизма и мета-

морфизма, выявленные Rb-Sr методом, доказаны сейчас и в пределах Северного Кавказа.

Совокупность формаций магматических горных пород позволяет выявлять тип строения и развития той или иной геоструктурной зоны.

Все больше материалов появляется о реликтах рифейских геосинклинальных образований в районе г. Ростова и, вероятно, на Баксане (Северный Кавказ). Вполне четко выделяются последовательно смещающиеся на юг геосинклинальные зоны двух более молодых этапов геосинклинального развития Большого Кавказа:

1) вулканогенно-осадочная серия, метаморфизованная в фации зеленых сланцев, зона нижнего палеозоя Передового хребта, в основании трогового прогиба она прорвана интрузиями уруштенского комплекса;

2) в пределах южного склона Главного хребта намечается геосинклинальный прогиб нижнеюрского возраста.

За последние годы завершен предварительный этап структурно-формационного расчленения Северо-Кавказской горной системы и создания карты конкретных магматических формаций горных пород [11] [1].

Развитие магматизма на Северном Кавказе неразрывно связано с эволюцией крупных геоструктурных элементов (структурно-формационных зон). Границы этих зон определяются реально существовавшими (и, может быть, существующими) разломами, игравшими кардинальную роль в истории их развития на протяжении всего фанерозоя.

Структурно-формационное районирование Северного Кавказа. При составлении карты магматических формаций принята схема структурного районирования Северного Кавказа, приводившаяся в более ранних [11, 12] работах. Согласно этой схеме выделяются четыре основные структурно-формационные зоны: Бечасынская (Лабино-Малкинская), Передового хребта, Главного хребта и Южного склона. Строение этих крупных структурных элементов Северного Кавказа и история их развития различны. Субмеридиональные, длительно развивающиеся разломы в сочетании с разломами субширотного направления создают блоковое строение Кавказа. В настоящее время достоверно выявлены докембрийские образования в Бечасынской зоне и в составе кровли верхнепалеозойских гранитов из области зоны Главного хребта.

Бечасынская структурно-формационная зона. Фундамент ее сложен в основном дислоцированными кристаллическими сланцами и гнейсами докембрия. Докембрийские образования вскрываются в долинах большинства рек — от р. Лабы на западе до р. Черек Балкарский на востоке. Наиболее полный разрез докембрийского кристаллического фундамента, а также разрезы палеозойских и мезозойских толщ, слагающих мульдообразные прогибы в докембрийском фундаменте, наблюдаются по долине р. Кубани. В первом приближении разрезы докембрия дают возможность выделить две мощные толщины:

докембрий I — толща слюдистых, слюдисто-гранатовых, эпидот-цоизитовых кристаллических сланцев и гнейсов;

докембрий II — толща амфиболитов, зеленокаменных (хлорит-эпидотовых) порфиритов и порфироидов.

В пределах развития докембрийских толщ могут быть выделены конкретные магматические формации последующих эпох магматизма. К таким формациям относятся (снизу вверх):

[1] См. карту-вклейку на с. 92—93.— *Прим. ред.*

а) додевонская (ордовикская) габбро-сиенитовая формация р. Аманкола, представленная габбро, сиенитами, красноватыми ортоклазовыми гранитами с жильной серией аплитов и редких пегматитов;

б) в пределах площадей развития толщ докембрия выделяются дайковые серии пироксеновых габброидов, подвергшихся воздействию верхнепалеозойских гранитов (район Малкинского массива), дайки порфиров и гранит-порфиров среднего — верхнего девона;

в) формация порфиров и гранит-порфиров (D_2—D_3?), слагающая депрессии в пределах докембрия по разрезу р. Кубани;

г) в верхнем палеозое докембрийский фундамент подвергался дислокациям, с которыми связано проникновение отдельных даек микроклиновых гранитов или сложных ассоциаций глубинных пород типа значительно эродированного Малкинского гранитного массива или менее эродированной ассоциации гранитоидов р. Индыш;

д) в Даутско-Кубанском блоке широко развиты малые интрузии гранит-порфиров перми.

На схеме показаны мощные проявления магматизма, начавшиеся в нижней—средней юре. Они известны в пределах Карачаевского блока, где долеритовая—трахиандезитовая—гранодиорит-гранитовая формации образуют магматический комплекс, формировавшийся в условиях консолидированной области.

Бечасынская зона сочленяется с зоной Передового хребта по субширотному (СЗ—ЮВ) разлому глубокого заложения. Наиболее молодые образования филлитов, вулканогенов среднего—верхнего девона, залегающие на северном крыле антиклинальной структуры Передового хребта и несогласно перекрытые верхним карбоном, тектонически сопряжены с породами фундамента Бечасынской структурной зоны. При этом часто вдоль разлома выведены на поверхность перемятые породы субстрата с включенными серпентинитами и древними (500 млн. лет) плагиогранитами. Такой контакт хорошо наблюдается на р. Теберде у пос. Нижне-Тебердинского.

В развитии структур Кавказа, как это было показано еще Освальдом, существенную роль играли субмеридиональные разломы разновременного заложения. Наложение таких разломов привело к созданию блокового строения всего Северного Кавказа и усложнению контура сочленения зоны Передового хребта с Бечасынской зоной. В результате сочленение этих зон в разрезе Кубани значительно смещено к югу.

Формирование тектонического шва северо-западного простирания между Бечасынской зоной и зоной Передового хребта не древнее верхнего девона и, несомненно, древнее нижней юры.

Зона Передового хребта наиболее полно отражает развитие палеозойской геосинклинали Северного Кавказа. В различных блоках выведены на поверхность геологические образования, характеризующие тот или иной уровень денудационного среза и этап развития геосинклинали. В отрезке палеозойской геосинклинали от Кубани до Зеленчука может быть прослежен троговый прогиб, сложенный зеленокаменными породами, вероятнее всего, ордовика (K-Ar возраст серицита 437 млн. лет), прорываемый интрузиями и дайками габброидного и диоритового состава. Находка Ф. М. Дыссой граптолитов силура на Гидаме подтверждает вероятность ордовикского возраста зеленокаменных пород основания геосинклинального трога.

В более западной части зоны в поднятых блоках верховьев р. Кизильчук и в бассейне Большой и Малой Лабы выведены на поверхность более глубинные зоны геосинклинального трога, сложенные в основном интрузивным магматическим комплексом, названным мной еще в 1950 г. уруштенским. В состав этого комплекса входят глубинные интрузивные магматические формации габбро-амфиболит-ультрабазитовая и плагиогранит-диоритовая с широким развитием на заключительном этапе процессов натриевого метасоматоза. Эти интрузивы внедрились в ордовикскую зеленокаменную толщу основания трога в девоне (370—360 млн. лет). Требуется, однако, уточнение цифр другими методами.

По северной периферии геосинклинального трога в зоне, более устойчивой в среднем—верхнем девоне (известны находки кораллов и микрофауны во вмещающих филлитах), формируется ассоциация вулканогенов от кислого (кератофиры) до андезит-базальтового состава с горизонтами их туфов, прорываемая комагматическими экструзивными телами субщелочных и других габброидов, штоками кислых натриевых пород и трахитов. Все месторождения колчеданных руд приурочены не к трогу, а к этой, уже устойчивой, зоне [1].

Структурно-формационная зона Передового хребта тектонически срезается более южной зоной Главного хребта по Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне. Вдоль этой зоны не позднее нижней юры фиксируется поднятие кристаллического ядра Кавказа́, сложенного гранитными формациями верхнего палеозоя с сохранившейся местами кровлей из пород докембрия.

В верхнем палеозое зона Передового хребта и тем более Лабино-Малкинская зона являлись устойчивыми областями с развитием в их пределах главным образом дизъюнктивных нарушений, с перемещениями блоков разной амплитуды и разного знака. Поэтому гранитный магматизм верхнего палеозоя и последующий мезокайнозойский характеризуются формами, типичными для устойчивых областей или участков субплатформенного режима. Большая стабильность структурных элементов более благоприятна для образования рудопроявлений.

Зона Главного хребта сложена кристаллическими породами глубинной фации, среди которых выделяется субстрат, образованный кристаллическими сланцами и гнейсами докембрийского возраста. Магматические образования верхнего палеозоя — комплекс гранитоидов Главного хребта формировался в глубинных условиях и в основном не выходил за пределы кристаллического субстрата. Очень важно для геологии Кавказа установить истинный геологический возраст сланцев Главного хребта, спор о котором продолжается свыше 100 лет.

Петрографо-геологические факты по соотношениям изверженных пород с толщей филлитизированных сланцев (изредка с девонской микрофауной) ороговикованных песчаников, конгломератов и некоторых даек с палеозойскими гранитами свидетельствуют о доюрском возрасте этих метаморфизованных образований зоны Главного хребта.

Вместе с тем накоплено много материалов, свидетельствующих, что в пределах зоны Главного хребта в юре происходило осадкообразование, приведшее к формированию песчано-аргиллитовых толщ флишоидного характера. Такие толщи перекрывают зону Главного хребта западнее вер-

[1] См. карту-вклейку на с. 92—93.— *Прим. ред.*

ховьев р. Пшеха. Слабо метаморфизованные аргиллиты в верховьях р. Санчаро с угловым несогласием налегают на дислоцированную толщу девонских филлитов с прорывающими их гнейсированными породами.

Все это дает основание для более строгого анализа уже накопленных и вновь получаемых фактов о стратиграфическом положении толщи филлитов, ороговикованных песчаников и конгломератов зоны Главного хребта в Осетии и в верховьях р. Малой Лабы.

В пределах зоны Главного хребта развиты:

1. Древний (додевонский) субстрат кристаллических сланцев, гнейсов, в значительной части переработанных под воздействием гранитоидов верхнепалеозойского магматического комплекса. В разрезе р. Даут обнажена контактовая зона гранитов и вмещающих пород субстрата. В кровле гранитов в верховьях р. Теберды встречены мусковитовые пегматоидные тела с докембрийским возрастом мусковита.

2. Осадочно-метаморфизованные, частично контактно-ороговикованные породы второго структурного этажа. В настоящее время возраст филлит-конгломератовой толщи (Северная Осетия) обычно принимается за юрский. В некоторых разрезах наблюдается развитие формации габброидов. Встречаются также согласные тела гнейсированных ортоклазовых гранит-порфиров. Эти магматические образования, вероятно, относятся к девонским. Часть габброидных даек мезозойские.

Строение зоны Главного хребта в ее отрезке между реками Ардон и Малая Лаба отличается от строения более западных и более восточных участков. Большой интерес представляет Буронский блок, где на поверхность выведены кристаллические сланцы и граниты более древние, чем верхнепалеозойские Садона и Кассарского ущелья.

3. Верхнепалеозойский магматический комплекс гранитоидов Главного хребта, представленный формациями порфировидных гранитов, гранодиоритов, двуслюдяных гранитов и существенно калиевых аляскитовых гранитов. Каждая из этих гранитовых формаций сопровождается своей пегматит-аплитовой серией пород. На схеме весь этот магматический комплекс глубинной фации показан одним условным знаком.

Перестройка структуры Северного Кавказа в мезозойско-кайнозойское время ассоциировалась в разных блоках зоны Главного хребта и ее сочленения с другими зонами, с интрузиями более молодых магматических пород — Цей, Тырныауз.

Зона Южного склона представляет собой область развития мезозойского геосинклинального трога. Сложена она в основании метаморфизованными толщами палеозоя, выходящими в виде опущенных изолированных «окон», перекрытых мощными отложениями терригенной юры. На севере по системе субширотных разломов зона Южного склона сочленяется с зоной Главного хребта.

Подробное изложение материалов по эволюции магматизма и структур северокавказской области от докембрия до формирования антропогеновой вулканической деятельности типа вулкана Эльбрус, а также характеристика вещественного состава пород и рудопроявлений опубликованы в ряде работ автора, поэтому на этих разделах в настоящем докладе не останавливаемся.

Изучение кавказского материала, а также литературные данные показывают повторяющуюся тождественность геологоструктурной и петрологомагматической обстановки для некоторых типов руд, например медноколь-

чеданных, возникающих на определенных этапах развития геосинклиналей разного возраста. Постепенная временная и территориальная сопряженность во многих районах мира (Англия, США, Азия и др.) урановой минерализации с верхнепалеозойскими гранитоидами и олова с меловым магматизмом достаточно широко известны. Такая сопряженность рудных и магматических проявлений имеет глубокую основу — генетическую связь между рудой и магмой.

Геологическая ассоциированность магматических формаций Северного Кавказа и отдельных интрузивов с рудопроявлениями. Наряду с материалами личного исследования проявлений эндогенной минерализации на карту магматических формаций нанесены некоторые рудопроявления, отмеченные в книге В. Б. Черницына, В. Л. Андрущука и П. Ф. Рубцова [33].

При рассмотрении рудопроявлений с точки зрения их связи с определенными формациями и интрузиями положены в основу критерии, сформулированные в докладе на 1-м Петрографическом совещании (1953 г.):

1) структурно-территориальная сопряженность;

2) близость геологического возраста изверженных пород и рудопроявлений;

3) специфика состава и поведение элементов и минералов индикаторов в рудных проявлениях и в ассоциирующихся с ними изверженных породах.

Магматизм и рудопроявления палеозойского геосинклинального этапа эволюции Северного Кавказа. Для вулканогенно-осадочных образований, слагающих собственно геосинклинальный трог и относящихся по возрасту к силуру (скорее к ордовику), заметные рудопроявления пока не выявлены.

В приподнятых блоках основания трога (Лабинский, Речепстинский) вскрыты интрузивные магматические формации специфического облика, представленные формацией габбро-амфиболитов и перидотитов и формацией пород кислой магмы от диоритов до плагиогранитов, сопровождаемых интенсивным преобразованием вмещающих пород, их альбитизацией и мусковитизацией. Петрографический состав этих формаций резко отличен от последующих формаций основной и кислой магмы, развитых в структурных зонах Северного Кавказа.

Для габбро-амфиболитовой формации характерно образование ильменита и апатита в виде сегрегаций в самих габброидах. Для производных плагиогранитных интрузий характерно проявление скарнов с ильменитом, апатитом и цирконом. Апатит образует мощные скопления в кварц-мусковитовых жилах и метасоматических залежах.

Редкие элементы, преимущественно Th, Ce, Za, встречаются как акцессорные в пегматоидных гранитах, пегматитах и минерализованных кварцевых жилах. Характерна обогащенность стронцием как рудных образований, так и гранитных пород. Минерализация, ассоциирующаяся с интрузиями основной и кислой магмы развивающейся геосинклинали, весьма специфична.

В Урупско-Худесской зоне, прилегающей с севера к геосинклинальному трогу, в более спокойных условиях уже в среднем—верхнем девоне развивался эффузивно-экструзивный магматизм, представленный ассоциацией перемежающихся лав основного и кислого состава (от андезит-ба-

зальт-диабазов до кератофиров Na-липаритов) с туфами и прорезающими дайками габброидов, трахитов интрузивных кератофиров. Возраст этих вулканогенно-осадочных толщ определен по остаткам кораллов и микрофауне во вмещающих филлитах. С этими вулканогенно-экструзивными комплексами среднего—верхнего девона ассоциируются эпигенетичные месторождения колчеданных полиметаллических руд Северного Кавказа — Уруп и Худес. Такое возрастное и структурное положение месторождений создает некоторые перспективы для поисковых работ в пределах выходов девона на промежуточных площадях (Аксаут, Кубань). Возможно, что одним из источников полигенного оруденения буронского типа являются колчеданные месторождения аналогичного типа, переработанные верхнепалеозойским гранитным магматизмом.

Рудопроявления, генетически связанные с магматизмом верхнего палеозоя. Комплекс гранитоидов кристаллического ядра Кавказа сложен формациями гранодиорит-гранитовой (порфировидные граниты в том числе), двуслюдяных гранитов и гранит-аляскитовой.

Наиболее активной, в смысле контактового воздействия на вмещающие породы (образование в контактовых породах силлиманита и андалузита), явилась формация двуслюдяных гранитов. С ними в зоне Главного хребта связаны рудопроявления редких элементов, в том числе разрабатывавшееся вольфрамовое месторождение Кти Теберда и др. Вольфрам-арсенопиритовое оруденение горы Кургашип-Чит приурочено к кровле активных гранитов, непосредственно подпираемой куполовидными апофизами этих гранитов. В апикальной части самих гранитов встречаются рудные минералы.

Малые интрузивные тела верхнего палеозоя (карбон, пермь), развитые в более устойчивой к тому времени области Передового хребта, содержат редкие элементы (Аксаут, Пскент, Малая Лаба). В некоторых экструзивах присутствуют углеродистые соединения, выполняющие ячеистые участки в эффузивах и экструзивных породах. Это указывает на их постмагматическое происхождение при выделении газов из магм с частичным выполнением образовавшихся пустот углеродистыми соединениями.

В области субплатформенного режима верхнепалеозойский магматизм также сопровождается специфической минерализацией того же верхнепалеозойского возраста.

С проявлениями верхнепалеозойского магматизма в субплатформенной Бечасынской зоне связано свинцово-цинковое месторождение Эльбрус.

Есть достоверные основания считать руды, часто приуроченные к гранит-порфирам верхнего палеозоя, интрудирующим субплатформенный докембрийский субстрат, генетически связанными с гранитными магмами, давшими эти гранит-порфиры.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКОГО ЭТАПА, РАЗВИТЫЕ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ

Повторение условий, отвечающих формированию колчеданных месторождений среднего—верхнего девона, отчетливо наблюдается и в связи с образованием нижне-среднеюрского прогиба в зоне Южного склона Главного хребта. Здесь среди среднеюрских вулканогенно-осадочных толщ с экструзиями альбитофиров и пород основного состава известно Лаурское

медноколчеданное рудопроявление. В пределах зоны Южного склона Лаурское рудопроявление не единственное (р. Санчаро и др.).

У кавказских исследователей создалось достаточно прочное убеждение о связи полиметаллических рудопроявлений (свинцово-цинковое) садонского типа с мезозойским магматизмом. Оруденение эпигенетично по отношению к верхнепалеозойским интрузиям. Пространственная связь с разломной тектоникой и проникновением лав среднего состава, сопровождаемых куполами интрузивов гранитоидного состава средне-верхнеюрского возраста, достаточно отчетлива. Однако для окончательных выводов требуются дополнительные исследования, что сейчас и осуществляется.

Остается неясной позиция молибден-вольфрамового месторождения Тырныауз в отношении генетической связи рудных элементов с интрузивной деятельностью определенного возраста и состава. В. В. Ляхович [20] приводит геологическую схему месторождения. В пределах интенсивно перебитой пачки осадочных, частью вулканогенных пород палеозоя (мезозоя?) месторождение образует залежь скарнов и роговиков, в которых локализовано оруденение. В пределах рудоносной толщи развиты также тела плагиогранитов и близких пород, называемых местными геологами породами трондъемитового ряда.

Мои наблюдения 1964 г. показали, что рудоносные скарны с прожилками молибденита срезаются интрузией эльджуртинских гранитов. Та же в сущности картина демонстрируется и схемой В. В. Ляховича [20]. Рудоносная толща и отдельные несущие молибденит тела плагиоклазитов срезаны интрузией эльджуртинских гранитов, в породах которой по разрезу скважины на 1,5 км (по В. В. Ляховичу), заложенной с нижнего горизонта месторождения, обнаружены лишь кларковые содержания W и Mo как в валовых породах, так и в отдельных породообразующих минералах, например в биотите, кварце. В. В. Ляхович заключает, что приведенный фактический материал о содержаниях (частных и средних) в породах, биотите и кварце вертикального разреза по массиву эльджуртинских гранитов (1500 м) не позволяет выделить признаки, по которым этот гранит однозначно характеризовался как рудоносный. Молибденовое оруденение, вероятно, связано с плагиогранитными телами до эльджуртинского возраста. Сходные натриевые граниты в виде близповерхностных куполовидных тел послениижнеюрского возраста, содержащие вкрапленность молибденита, известны в осевой зоне хребта на западе. Еще недостаточно выяснены соотношения магматизма Тырныаузского района и района Минеральных Вод, хотя K-Ar данные как будто бы свидетельствуют о большей древности «лакколитов» Пятигорья.

Многие вопросы петрологии и стратиграфии для Тырныауза еще не изучены, но мне представляется, что молибденовая минерализация связана с эоценовыми—плагиоклазовыми интрузиями; внедрившиеся позднее эльджуртинские граниты способствовали переотложению уже накопленных концентраций Mo и W.

Известные для Северного Кавказа рудопроявления ртути тяготеют к крупным тектоническим швам, к которым также приурочены субщелочные габброиды мела. В работе Н. Х. Айдиньяна и Г. Д. Афанасьева [1] была показана обогащенность ртутью этих пород.

Рудопроявления редких элементов, ассоциирующиеся со среднетретичными гипабиссальными интрузиями минераловодского типа, генетически с ними связаны.

Из диаграммы, приведенной в работе Г. Д. Афанасьева, С. В. Кондаковой и С. Г. Цейтлин [13], о распространении радиоактивных элементов в разновозрастных и разнотипных формациях изверженных пород видно преобладание Th для интрузий геосинклинального трога и U для существенно калиевых гранитов устойчивых зон других этапов магматизма (верхний палеозой, третичное время) Северного Кавказа.

Рассмотрение схемы конкретных магматических формаций и размещения в ее пределах некоторых эндогенных рудопроявлений позволяет выделить разновозрастные и для отдельных типов повторяющиеся (колчеданные руды) рудопроявления. В аналогичной обстановке, в частности по типу связи с магматизом, колчеданные рудопроявления, а также рудопроявления редких элементов аналогичны многим месторождениям, известным из мировой практики. Такая связь рудопроявлений с повторяющейся сходной геологической обстановкой и специфичным магматизмом, известная как для повторяющихся однотипных геологических событий одного региона (палеозойская и мезозойская геосинклинали Большого Кавказа), так и для минерализации близкого возраста, ассоциирующейся с гранитным магматизмом верхнего палеозоя (редкие элементы) и мела (Sn), отмечена для многих горных систем не только нашей страны.

Большинство эндогенных рудопроявлений Северного Кавказа четко ассоциируется с определенными этапами интрузивной магматической деятельности, с критериями, характеризующими такую ассоциированность как генетическую связь магматизма и эндогенного оруденения.

Особо интересным нам представляется вывод о том, что медноколчеданные руды приурочены не к геосинклинальному трогу, а образуются на значительно более позднем этапе в пределах относительно устойчивой подзоны с развитием магматизма не собственно геосинклинального типа, а с тенденцией к повышенной щелочности. При этом медноколчеданные руды являются, как правило, эпигенетичными по отношению к вмещающим породам.

Отсюда вырисовывается настоятельная задача геологоструктурного и петрологического изучения длительной истории развития конкретных геосинклинальных систем горных складчатых областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Айдиньян Н. Х., Афанасьев Г. Д.* Предварительные данные о распространении ртути в горных породах Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 7.
2. *Афанасьев Г. Д.* О стронции в минералах пегматитовых и гидротермальных деривата каледонских интрузий Западного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1948, т. 62, № 5.
3. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук. Сер. петрогр., 1950, вып. 69, № 38.
4. *Афанасьев Г. Д.* О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
5. *Афанасьев Г. Д.* Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— Тр. 1-го Всесоюз. петрогр. совещ., 1953.
6. *Афанасьев Г. Д.* Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении.— Тр. 1-го Всесоюз. петрогр. совещ., 1955.
7. *Афанасьев Г. Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
8. *Афанасьев Г. Д.* Принципы геологического картирования магматических формаций. Л., 1960.

9. *Афанасьев Г. Д.* К проблеме гранитов.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
10. *Афанасьев Г. Д.* О некоторых вопросах изучения базитового магматизма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3.
11. *Афанасьев Г. Д., Борсук А. М., Кондаков Л. А., Лупанова Н. П., Плошко В. В.* Конкретные магматические формации Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
12. *Афанасьев Г. Д.* и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей (на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока). М.: Наука, 1968.
13. *Афанасьев Г. Д., Кондакова С. В., Цейтлин С. Г.* Радиоактивность магматических пород разнотипных формаций Кавказа в зависимости от состава и структурного положения.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 4.
14. *Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. К.* О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2.
15. *Гинзбург А. И., Куприянова И. И.* Редкометальные пегматиты магматического происхождения.— МГК, 24 сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1972.
16. *Кадик А. А.* Отделение воды от магм в процессе их движения к поверхности Земли.— 1 МГК, Магматич. процессы, т. 1. М., 1972.
17. *Кузнецов Ю. А.* Формации магматических горных пород. М.: Недра, 1964.
18. *Лаверов Н. П.* Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических толщах.— МГК, 24 сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1972.
19. *Лупанова Н. П. О палеозойских конгломератах балки Никитиной* (Северный Кавказ, р. Малая Лаба).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 11.
20. *Ляхович В. В., Свириденко А. Ф.* Распределение вольфрама и молибдена в вертикальном разрезе Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 11.
21. *Масуренков Ю. П.* Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 51.
22. *Петров В. П.* Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972.
23. *Плошко В. В.* Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М.: Наука, 1965.
24. *Робинсон В. Н.* Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейна рек Лабы и Белой на Северном Кавказе.— Тр. Всесоюз. геол.-развед. объед. НКТП, 1932, вып. 226.
25. *Савченко Н. А.* Фиагдонское рудное поле. Киев: Наукова думка, 1970.
26. *Смирнов В. И.* Геологические основы поисков и разведка рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1954.
27. *Смирнов В. И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3.
28. *Смирнов В. И.* Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов при формировании стратиформных месторождений цветных металлов.— МГК, 24 сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1972.
29. *Смирнов С. С.* Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 3.
30. *Смирнов В. И., Соколов Г. А.* Генетические проблемы рудных месторождений на XXI сессии МГК.— В кн.: Проблемы геологии на 21 сессии МГК. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
31. *Соболев И. Д.* Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1952.
32. *Срабонян М. Х.* Строение кристаллической толщи междуречья Тиберды — Большого Зеленчука.— Тр. по геологии и полезн. ископ. Северного Кавказа, 1967, вып. 12.
33. *Черницын В. Б., Андрушук В. Л., Рубцов П. Ф.* Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа, 1971.
34. *Шипулин Ф. К.* Об условиях образования рудоносных растворов в глубинных магматических очагах.— МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1972.
35. *Шерба Г. Н., Паумуло Т. Н., Сенчило И. П.* Рудоносный блок и локализация в нем редкометального оруденения.— МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1972.

УДК 552.3 : 553.4

МАГМАТИЗМ И СВЯЗЬ С НИМ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ [1]

ВВЕДЕНИЕ

В работе с позиций магматической геологии освещены основные выводы о возможных уровнях магмообразования с учетом положения нижней кромки магнитовозмущающих масс в разрезе Кавказа, а также итоги экспериментальных исследований по растворимости H_2O в магме при разных PT (Н. И. Хитаров, А. А. Кадик и др.), из которых следует, что на глубоких уровнях при давлении водяного пара до 5000 атм кислая магма может растворить 13 вес.% воды и в меньших количествах другие летучие (CO_2, например). Следовательно, кислый магматизм — существенный фактор переноса активных эндогенных масс вещества в более верхние горизонты Земли.

Тема совещания «Источники рудного вещества эндогенных месторождений» четко очерчивает круг месторождений, подлежащих рассмотрению, исключая заведомо осадочные месторождения. Весь опыт геологии свидетельствует, что эндогенное породообразование, рудообразование и структурообразование — процессы, связанные между собой во времени и пространстве. Эндогенное рудообразование в громадном большинстве случаев структурно-территориально ассоциирует с изверженными породами. Однако сложность и разнообразие ассоциаций изверженных пород и более обычное последующее развитие рудных процессов вызывали споры о характере связи магматизма и оруденения.

В настоящее время преобладают представления о генетической связи большинства эндогенных рудных месторождений с эндогенными источниками, относимыми к магматогенным явлениям, происходящим частью *в земной коре, частью в верхней мантии. В пользу латерально-секреционного* происхождения рудных месторождений высказывается весьма мало исследователей.

Достаточно общепринятым является признание магматогенного происхождения хромитовых руд в ультраосновных, а медно-никелевых — в основных породах.

Не вызывает особых дискуссий вопрос о генетической связи оловянного, вольфрамового и редкометального оруденения разных рудных формаций с гранитным магматизмом. К такому выводу о связи оловянного и вольфрамового оруденения с кислым магматизмом пришли в основном участники симпозиума в Чехословакии в 1974 г. Общеизвестна генетическая связь специфических редкометальных руд с комплексами щелочных горных пород. В ряде случаев дискуссионным остается наличие генетической связи полиметаллического (в основном Pb, Zn, Hg) оруденения с конкретным магматизмом, хотя общая ассоциированность его с кислым, средним или основным магматизмом является достаточно обоснованной позицией. Сложность обусловлена в основном пространственной разобщенностью материнских пород и руд. Во всех случаях выявления генетических связей оруденения с конкретными магматическими комплексами главными критериями являются:

[1] Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976.

а) структурно-территориальная сопряженность магматических комплексов или их монофациальных подразделений — конкретных магматических формаций — с рудопроявлениями конкретного типа;

б) близость геологического (или изотопного) возраста конкретных магматических формаций и рудопроявлений, с ними сопряженных;

в) специфика состава минералов и элементов-примесей, проявляющаяся как в породах конкретных магматических формаций, так и в ассоциирующих с ними рудопроявлениях.

Такие критерии, ставящие задачей оказать конкретную научную помощь производству, потребуют детальных исследований в области петрологии, минералогии и геохимии горных пород конкретных формаций и вещественного состава рудопроявлений, с ними ассоциирующихся.

Мной неоднократно подчеркивались некоторые важные мысли С. С. Смирнова. О соотношениях рудообразования и магматизма, в частности, он писал [16, с. 5—6]: «...вопрос о связи руд с магматическими породами является достаточно сложной проблемой. Почти бесспорно, что характер связи между рудами и магматическими породами различен в различных геологических условиях. Ближе подойти к более определенному и более обоснованному его пониманию мы, очевидно, сможем лишь тогда, когда, отказавшись от «универсальных» гипотез, займемся более тщательным, более глубоким изучением форм проявления магматизма в каждом данном рудном узле. Выяснение истории развития магматического комплекса (комплексов) рудного района, определение условий залегания, формы и размеров магматических тел, ассоциированных с рудами, изучение положения этих тел в общей структуре — вот в сущности общеизвестный, но редко в полном объеме осуществляемый один из путей исследования поставленной проблемы».

К сожалению, рекомендации С. С. Смирнова по проблеме выяснения связей между рудой и изверженными породами учитывались больше петрографами, чем рудниками, что, видимо, затруднило разработку проблемы «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых».

В настоящее время существенную помощь решению конкретных вопросов о связи оруденения и магматизма может оказать новый критерий установления анхисинхронности между конкретным магматизмом и конкретными эндогенными рудопроявлениями. В применении методов абсолютного датирования горных пород и ассоциирующихся с ними рудных образований имеются известные успехи, позволяющие во многих случаях констатировать такую временную близость. Однако еще большие задачи стоят в отношении повышения точности методов и разработки приемов выявления истинного возраста геологического объекта, сочетающегося с информацией о последующих метаморфических преобразованиях.

Проведение совещания по источникам рудного вещества эндогенных рудных месторождений, очевидно, имело своей основной целью помочь решению таких конкретных задач, как прогнозирование отдельных видов минерального сырья и перспективная оценка возможной рудоносности отдельных регионов, имея в виду концентрацию металлов, допускающих их промышленную разработку. С этих позиций принимать за первичные источники рудного вещества конкретных месторождений целые оболочки нашей планеты (типа «кора» или «мантия») явно не является практическим способом решения задачи.

Учение о рудных месторождениях представляет собой область познания, посвященную конкретным геологическим объектам, изучаемым комплексно и другими геологическими науками — тектоникой, петрологией, минералогией и геохимией. Поэтому использовать в основе выводов этих наук, изучающих конкретные геологические явления, геофизические построения, полученные на основе косвенных фактов, надо весьма осторожно.

Выделение субгоризонтальных слоев в строении верхней оболочки Земли, как это мной многократно обосновывалось в ряде работ [3, 5], вызвано не сменой петрографического состава пород радиального разреза верхней оболочки Земли, а изменением преимущественного их физического состояния. Не говоря о выделении таких слоев, как гранитовый, базальтовый, которые самими геофизиками признаются как условные, представления о границе Мохоровичича в настоящее время также являются дискуссионными. Представления о составе литосферы, ниже поверхности Мохо, относятся главным образом к предположениям и догадкам. Связывать источники рудного вещества конкретных эндогенных месторождений с гипотетическими мантийными образованиями теоретически интересно, но практически бесполезно. Источники и способы переноса рудных компонентов эндогенных месторождений разнообразны, но главным рудогенерирующим экстрагирующим и транспортирующим процессом эндогенных месторождений является магматизм.

НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ СВЯЗИ МАГМАТИЗМА И ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Выявление корреляционных связей рудных объектов с магматизмом обеспечивается составлением рудно-петрологических крупномасштабных карт. Поскольку показ отдельных магматических тел часто затруднителен, целесообразно сочетать на карте руду и магматизм в виде конкретных магматических формаций. Эта работа в первом приближении сделана для Северного Кавказа. На карте выделяются естественные ассоциации пород единой фациальной принадлежности, приуроченные к единой геологоструктурной обстановке (структурно-формационная зона). Они характеризуются близостью возраста, общностью петрографического состава и геохимической спецификой. На карту наносятся также известные точки рудопроявлений различного типа и происхождения (пегматиты, контактно-метасоматические, гидротермальные месторождения). Они коррелируются в соответствии с указанными выше критериями во времени и пространстве с конкретными формациями горных пород, с ними сопряженными [1].

Остановлюсь на некоторых новых данных о формациях Северного Кавказа и связях магматизма и эндогенного оруденения. Северный Кавказ — подвижная область сложного полицикличного развития. Специфичны для этой территории, как, вероятно, и для других горно-складчатых систем, возобновление и развитие геосинклинальных режимов с образованием прогибов, сменяющихся во времени зонами перехода подвижных зон к более стабильным субплатформенным условиям. Заложение ранней протерозойско-нижнепалеозойской эвгеосинклинали происходило около

[1] См. карту-схему на с. 92—93.— *Прим. ред.*

0,5 млрд. лет назад на раздробленном основании из докембрийского гранито-гнейсового фундамента, вскрытого сейчас скважинами на западном побережье Черного моря (Палазу-Маре, Румыния). В строении Северо-Кавказской подвижной области намечается развитие трех разновозрастных эвгеосинклинальных прогибов и ряда устойчивых зон. Краткая характеристика некоторых из них сводится к следующему.

I. Северный, верхнепротерозойский—нижнепалеозойский прогиб. В настоящее время эволюция этого прогиба изучена еще недостаточно, он отчетливо намечается севернее глубинного разлома, прослеживаемого по рекам Баксан (севернее Тырныауза), Кубань (севернее пос. Нижне-Тебердинского) и Большая Лаба (севернее балки Мощевой). В пределах этой зоны развиты типичные геосинклинальные формации изверженных пород. Инициальный магматизм представлен диабаз-кератофировой формацией пород, относящихся к зеленокаменной фации метаморфизма. Массивы серпентинизированных ультрабазитов внедрены в эти метаморфические толщи и сами прорваны гранито-гнейсами с возрастом до 500 млн. лет (K-Ar и Rb-Sr методы).

II. Центральный эвгеосинклинальный прогиб, отвечающий структурно-формационной зоне антиклинория Передового хребта (Западный Кавказ). Возраст пород, вовлеченных в отдельные стадии формирования прогиба — от нижнепалеозойского до верхнедевонского (дофаменский). Намечаются отдельные стадии развития этого эвгеосинклинального прогиба.

а) Троговая часть, сложенная зеленокаменными толщами сланцеватых эффузивов нижнего палеозоя (возможно, есть и более древние образования), относящимися к формации инициального магматизма (диабазы, кератофиры). Интрузивный комплекс представлен породами от ультрабазитов до натриевых гранитов, аплитов.

б. Периферийные более поздние части прогиба — зоны развития вулканических центров андезит-базальтового состава повышенной щелочности. Тектонически скорее режим миогеосинклинальный, характерны менее интенсивный магматизм (андезито-базальты, трахиты) и меньшая дислоцированность вмещающих филлитов. Типичная минерализация, ассоциирующаяся с развитием центров вулканической деятельности,— медноколчеданное оруденение.

в. Периферийная и наиболее поздняя стадия развития среднепалеозойской геосинклинали (область к востоку от р. Чегем). Здесь проявлена габбро-анортозитовая экструзивно-интрузивная формация, предположительно ассоциирующаяся с контрастными K-Na порфирами.

III. Южный, мезозойский прогиб с развитием специфических формаций изверженных пород приурочен к Перевальной зоне Главного хребта и протягивается от верховьев Малой Лабы в область Восточного Кавказа.

Приводимые, еще очень схематичные, данные показывают геолого-петрографическую сложность развития геосинклинальных прогибов, выявление чего стало возможным после составления карты конкретных магматических формаций Северного Кавказа. Выяснение конкретных связей магматизма тектоники и рудообразования для обстановок геосинклинальных прогибов требует в наше время уже детального изучения корреляционных зависимостей между разнообразными и разновременными проявлениями магматизма, оруденения и структурообразования в разные

Таблица 1

Содержание [1] некоторых рудных элементов в основных породах и породах девонского возраста Северного Кавказа (см. [14])

Ассоциации пород	Место нахождения	Содержание, $n \cdot 10^{-3}$ %			
		Cu	Zn	Pb	Ni
Основные породы	Худесский рудный район	5,0	3,9	0,46	4,0
	Урупский рудный район	4,2	4,5	0,6	2,0
	Кубано-Даутский рудный район	4,4	4,0	0,4	3,2
	Больше-Лабинский рудный район (Быковское рудное поле)	3,0	3,0	0,4	1,0
Вмещающие филлиты	Для первых трех районов в среднем	4,3	3,3	0,55	14,0
	гора Пастухова (D_3)	1,1	3,0	3,4	1,0
Мраморизованные известняки	р. Фиагдон	0,8	$<2,0$	0,6	0,3

[1] Г. Д. Афанасьев приводит данные, округленные по сравнению с оригиналом. — *Прим. ред.*

стадии развития эвгеосинклинали. По общим схемам уже нельзя решать ответственные задачи по прогнозированию полезных ископаемых.

Остановлюсь на некоторых, пока неполных, данных о содержании рудных элементов в некоторых типах пород отдельных рудных и безрудных районов.

В табл. 1 приведены усредненные данные по содержанию Cu, Zn, Pb и Ni в основных породах по четырем рудным районам Северного Кавказа (по опубликованным данным) и средние данные по содержанию этих металлов во вмещающих филлитах. Из рассмотрения этих данных видно: а) содержания Cu, Zn, Pb почти тождественны для основных пород и вмещающих филлитов; б) содержание Ni для трех рудных районов низко, а для вмещающих филлитов оно почти на порядок больше. Соответственно ведет себя и хром, однако данные по нему в табл. 1 не вошли. Полагаю, что обогащение филлитов хромом и никелем происходит терригенным путем за счет денудации додевонских ультрабазитов, а близкое содержание Cu, Zn и Pb как в основных породах, так и во вмещающих филлитах получено за счет импрегнации вмещающих филлитов металлами из гидротермальных растворов, связанными с основными породами. Филлиты р. Фиагдон (D_3), контактирующие с гранитами верхнего палеозоя, обогащены на 0,5 порядка свинцом, а Cu и Zn, наоборот, обеднены.

Обогащены Cu и Zn породы габбро-анортозитовой формации позднего этапа развития геосинклинали (табл. 2).

В табл. 3 данные по мезозойским основным породам показывают, что силлы долеритов, дайки пироксенитов обогащены Cu и Zn.

В табл. 4 для кислых разновидностей: а) в приконтактовом филлите содержание металлов идентично содержанию металлов в разновозрастных гранитах, их прорывающих; б) заметно увеличивается Cu, Zn, Pb в экструзивных порфирах близ Буронского месторождения.

Таблица 2

Содержание некоторых рудных элементов в породах габбро-анортозитовой формации (данные Г. Д. Афанасьева) $n \cdot 10^{-3}$ %

Порода	Место нахождения	Cu	Zn	Pb	Ni
Экструзивные андезито-базальты	р. Даут	8,0	18,6	Не опр.	12,0
Габбро-диорит, секущий вулканогены	р. Кубань, выше Поляны	15,0	11,0	1,0	2,2
Дайка габбро	хр. Ужум	7,0	20,0	Не опр.	12,0
Ксенодайка габбро	Там же	8,2	15,2	2,5	18,0
Габбро-анортозитовая формация поздней стадии					
Анортозиты	р. Фиагдон	1,6	10,0	1,0	7,2
Анортозиты	р. Даут	2,0	10,0	1,6	0,5
Габбро измененное	»	5,6	10,0	1,5	0,8

Таблица 3

Содержание некоторых рудных элементов в мезозойских основных породах (данные Г. Д. Афанасьва) $n \cdot 10^{-3}$ %

Порода, возраст	Место нахождения	Cu	Zn	Pb	Ni
Долерит верхнего силла	р. Подкумок	10	–	–	10
Долерит нижнего силла	»	13	–	–	33
Габброиды мела	р. Подкумок, р. Мара	5	7,0	Не опр.	34
Послетриасовые габброиды (среднее из трех определений)	р. Фиагдон	10,5	12,5	1,2	9,0

Таблица 4

Содержание некоторых рудных элементов в кислых горных породах Северного Кавказа (данные Г. Д. Афанасьева) $n \cdot 10^{-3}$ %

Порода	Место нахождения	Cu	Zn	Pb	Ni
Моицонит, Kz	р. Фиагдон	1,6	6,4	2,6	Не опр.
Гранит аляскитовый, Pz_3	»	1,3	3,6	3,2	То же
Филлиты приконтактовые, D	р. Фиагдон, медноколчеданные рудные районы (см. табл. 1)	4,3	3,8	0,55	14
Гранит, Pz_1	То же	0,8	1,2	1,8	–
Гранит-порфир, Pz	р. Даут	0,5	3,0	1,5	0,8
Экструзивный кварцевый порфир D?	р. Ардон	2,6	12,0	4,8	0,8

Наряду с эволюцией геосинклинального режима Кавказской горной системы, выразившейся в миграции с севера на юг закладывающихся более молодых прогибов, отдельные структурно-формационные зоны превращались в устойчивые области с развитием иного магматизма и сопутствующей ему специфической минерализацией.

Остановимся кратко на проявлениях редкометальной минерализации в гранитоидах устойчивых зон.

А. Известны пегматиты и гидротермальные жилы с ортитом и другими минералами редких земель, с апатитом и Sr сульфатами, ассоциирующиеся с натриевыми плагиогранитами уруштенского комплекса, т. е. с гранитами орогенной стадии развития нижне-среднепалеозойской геосинклинали. Возраст пород, определенный K-Ar методом по слюдам, определен в 350—360 млн. лет. По предварительным данным, возраст рудного ортита несколько древнее (U, Th-Pb методы).

Б. Верхнепалеозойскому магматизму устойчивой зоны сопутствует пятиэлементная рудная формация, причем рудные минералы имеют тот же, изохронный возраст, равный 335 млн. лет (по константе Джафая), что и граниты Даховского массива, для которого получено K-Ar и Rb-Sr методами 340—315 млн. лет. Возраст II этапа минерализации этой зоны — углеродистые соединения — дают до 270 млн. лет, что отвечает пермскому этапу развития гранитов; то же относится к Индышскому массиву.

В. Проявления минерализации в трахилипаритах пятигорских лакколитов практически синхронны с вмещающими породами. Приведенные примеры подтверждают наличие, по нашему мнению, генетических связей эндогенной минерализации с магматизмом разного типа как подвижных, так и устойчивых структурно-формационных зон Северо-Кавказской области. Однако и магматизм и минерализация этих зон специфичны.

НЕКОТОРЫЕ ЛИТЕРАТУРНЫЕ ДАННЫЕ О СВЯЗЯХ КОЛЧЕДАННЫХ РУД С МАГМАТИЗМОМ

Постоянная ассоциированность в пространстве и времени медноколчеданных месторождений с вулканогенными толщами позволяет сделать однозначный вывод о генетической связи процессов рудообразования с процессами вулканизма. В частности, проф. Ватанабе статью в сборнике «Вулканизм и рудообразование» [10, с. 93] завершает следующими словами: «Едва ли стоит подчеркивать еще раз, что вулканизм имеет прямое отношение к рудообразованию как в континентальных, так и в подводных условиях».

Тацуоми и другие в статье «Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии» [см. 10] пишут, что «с основным вулканизмом в геосинклиналях связано медноколчеданное и железо-марганцевое оруденение, а с кислым — медно-свинцово-цинковое». Далее: «Наличие такой зависимости определенно указывает на существование общности между проблемами рудообразования и проблемами магм». «...остается, по мнению авторов, проблема происхождения металлов, т. е. источник металлов и поведение их в процессе эволюции тектоники и магматизма, с которыми генетически связаны вулканогенные минеральные месторождения» [Там же, с. 105]. В статье Канехиры вывод делается такой же.

Большое количество геологических фактов, таким образом, видимо, свидетельствует о генетической связи эндогенного оруденения с магматизмом. Сложная мозаика геологических процессов, характерная для любого геологического объекта, требует кропотливой и длительной работы по выявлению связей между ними. Но эта работа, редко выполняемая в нужном объеме, позволит подойти к решению многих сложных и важных для науки и практики вопросов по генезису и закономерностям размещения эндогенных рудных месторождений.

Особо назрела необходимость разобраться во всех деталях со строением конкретных эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей и эволюцией для них эндогенных, как магматических, так и рудных, процессов. Точно так же можно провести сравнительные исследования специфики магматизма и рудной минерализации сосуществующих и иногда сочленяющихся подвижных и относительно стабильных зон земной коры в пределах единой горно-складчатой системы. Металлогеническая специфика гранитных массивов в ряде случаев, видимо, обусловлена режимами относительного спокойствия при формировании магматических тел и ассоциирующейся с ними рудной минерализации.

Обращаясь к вопросам связи эндогенного оруденения с вулканическими процессами и породами, считаю необходимым подчеркнуть, что вулканизм нашей планеты — частный случай проявления магматизма Земли, известного в истории планеты с архея до современного периода. Поэтому когда рассматриваются месторождения, залегающие в вулканогенных сериях (во многих случаях эпигенетически!), то удивляет подход к таким месторождениям в отрыве от магматизма, обусловившего развитие вулканогенных процессов. Здесь также обязательна кропотливая работа по выяснению связи того или иного типа минерализации с тем или иным петрографическим типом пород, образующих последовательные серии экструзивно-вулканогенных образований. Без такого отношения к вулканогенным месторождениям не могут быть выяснены вопросы генезиса руд и разработаны поисковые и оценочные критерии оруденения.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ОБ ИССЛЕДОВАНИЯХ ПО ИСТОЧНИКАМ МЕТАЛЛОВ ДЛЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В общей форме постановка вопроса недостаточно ясна. Для магматических месторождений источником руд и изверженных пород, их вмещающих, является магма. Для большинства эндогенных месторождений (Sn, W, редкие и другие металлы) также источником являются магмы — кислая, щелочная. Роль магм в этих случаях или непосредственно генерирующая, или экстрагирующая и транспортирующая и затем генерирующая в силу дифференциации различного типа продвигающихся магм. Это положение достаточно обоснованно и геологически и экспериментально, и нет оснований для постановки специальных ревизионных работ. Для гидротермальных руд, удаленных обычно от первичных источников, требуется система доказательств для нахождения такого источника. Однако допускаемое во многих работах крайне широкое представление о мантийном или коровом происхождении источников совершенно недостаточно и бесполезно.

Представление о границе Мохо (по которой отделяется кора и мантия) чисто геофизическое, еще не имеющее однозначного геологического

толкования ни по составу слагающих пород, ни по их физическому состоянию. Дают ли для геологии и особенно для ее практической ветви какие-нибудь новые направления поисков и разведки полезных ископаемых такие теоретические представления? Думаю, что нет. Накопленный материал по вариациям изотопного состава серы сульфидных месторождений подчас противоречив и для суждения об источнике серы не представляет твердой основы.

Есть основания считать, что за время геологического развития Земли — 4,4 млрд. лет — на поверхности Земли мы скорее встречаемся с палингенными образованиями пород гранитной и базальтоидной формаций. Ювенильных горных пород и с ними ассоциирующихся рудных элементов мы достоверно на поверхности Земли не знаем. Поэтому априори можно считать, что на глубинах генерации магматических расплавов и рудоносных растворов исходным материалом, подвергающимся гомогенизации, расплавлению и дифференциации, является мозаичная по составу литосфера Земли, протягивающаяся до так называемой астеносферы, оболочки с пониженными скоростями упругих волн.

Периодично-циклично развивающиеся эндогенные процессы обусловливают развитие тектоно-магматических эпох и более узких этапов продвижения магмы к поверхности, сопровождающимся специфической минерализацией. Известно, что рудопроявления (месторождения) редких металлов и олова, например в ассоциации со специфическими гранитоидами, образуют анхисинхронные рудно-петрологические ассоциации планетарного порядка. Факты, подтверждающие это положение, мной неоднократно публиковались в печати.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большинство эндогенных рудопроявлений четко ассоциирует с определенными этапами интрузивной магматической деятельности. Особо важным представляется вывод о том, что медноколчеданные руды эвгеосинклинальных областей не приурочены к геосинклинальному трогу, а образуются на значительно более позднем этапе развития эвгеосинклинали в пределах относительно устойчивых подзон с развитием магматизма не собственно геосинклинального типа, а с тенденцией к повышенной щелочности. Отсюда вырисовывается настоятельная задача геологоструктурного и петрологического изучения длительной истории развития конкретных геосинклинальных систем горных складчатых областей.

Обзор новейших представлений наших видных геологов, специалистов по рудным месторождениям, свидетельствует о признании связи (структурно-территориальной в большинстве случаев и для ряда объектов генетической) магматизма и эндогенного оруденения, источники которого являются магматогенными. Для практической геологии определение первоначальных источников рудного вещества имеет только теоретическое значение.

Для поисковых работ и перспективной оценки отдельных регионов в отношении эндогенного оруденения необходимо знание геологического развития региона, особенно его структурно-тектонического развития и эволюции магматизма, с учетом металлогенической специфики разновозрастных магматических формаций и их отдельных членов. В заключение

считаю необходимым подчеркнуть еще раз важность для геологии и необходимость для практических целей дальнейшей разработки проблемы «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых».

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении.— Тр. 1-го Всесоюз. петрогр. совещ. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 00.
2. *Афанасьев Г. Д.* Геология магматических пород Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
3. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
4. *Афанасьев Г. Д.* О некоторых вопросах изучения базитового магматизма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3.
5. *Афанасьев Г. Д.* О строении и составе верхней оболочки Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4.
6. *Афанасьев Г. Д.* О связях магматизма и эндогенного оруденения на примере соотношений конкретных рудопроявлений и конкретных формаций Северо-Кавказской горной системы.— В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.
7. *Айдиньян Н. Х., Афанасьев Г. Д.* Предварительные данные о распределении ртути в горных породах Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 7.
8. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П.* и др. Исследование скоростей упругих волн некоторых породообразующих минералов при давлениях до 2 килобар.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 21.
9. *Афанасьев Г. Д., Быков С. И., Ступникова Н. И.* О возрасте акцессорных урансодержащих минералов Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6.
10. *Ватанабе Т.* Вулканизм и рудообразование.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
11. *Дорман Д.* Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
12. *Кадик А. А.* Отделение воды от магм в процессе их движения к поверхности Земли.— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. «Магматические процессы». М.: Наука, 1971, т. 1.
13. *Канехира К., Тацуоми Т.* Обзор пластовых медноколчеданных месторождений Японии.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
14. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Недра, 1973.
15. *Мак-Кензи Д. П.* Граница Мохоровичича.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
16. *Смирнов С. С.* Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 3.
17. *Тацуоми Т., Секина И., Канехира К.* Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
18. *Afanass'yev G. D.* L'interpretation pètrographique des donnès gèophysiques sur la structure du Pècorel terrestre.— Bull. Soc. géol. France, 1961, sèrie 7.
19. *Afanass'yev G. D.* On the boundary delimiting the Earth crust and the upper mantle.— In: Intern. Geol. Congr. Rept of the 23 Sess. Upper Mantle (geological Processes) Proc. Sect. 1. Prague, 1968.

VI. ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

УДК 552.3(470.6)

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЗМА БОЛЬШОГО КАВКАЗА [1]

Некоторые итоги изучения Северного Кавказа за последнее время были подведены, с одной стороны, коллективом северокавказских геологов в виде главы «Магматизм» для IX тома «Геологии СССР», с другой стороны, сотрудниками ИГЕМа, завершившими в текущем году при участии петрографов Азербайджана итоговую работу по теме. Все это позволяет кратко изложить итоги изучения магматизма Кавказа.

В ранее опубликованных моих работах [1, 2 и т. д.] обосновывалось представление о магматических комплексах, фазах и фациях магматизма. В работе 1958 г. для Северного Кавказа [4] была предпринята попытка выделения конкретных формаций изверженных пород. Настоящая статья также основывается на опыте изучения конкретных формаций.

В частности, в работе 1953 г. дана следующая формулировка понятия комплекса: «Под магматическим комплексом понимается совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза.

В зависимости от глубинности формирования изверженных пород и сопровождающих их постмагматических отщеплений естественные ассоциации изверженных пород могут быть отнесены к различным фациям. Фациальное положение определяет термодинамическую обстановку кристаллизации магматических масс» [2, с. 17].

На пути от глубинных интрузий до вулканических и субвулканических, включая и плутоно-вулканические ассоциации, для каждой области может быть выделен ряд фаций, в условиях которых формируются конкретные магматические массивы, сопровождаемые метасоматическими образованиями, отвечающие фазам развития глубинного магматического источника.

Любая складчатая область имеет сложную историю тектоно-магматического развития. В общем случае современный облик складчатой области представляет закономерную ассоциацию структурно-формационных зон и подзон, к которым приурочены конкретные формации разновоз-

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7.

растных магматических комплексов. Структурно-формационные зоны, как правило, за время длительного развития складчатой области испытывают длительно развивающиеся продольные и поперечные нарушения. В целом складчатая область может приобрести блоковое строение.

В пределах различных структурно-формационных зон могут быть развиты формации — производные разновозрастных магматических комплексов, а в пределах отдельных блоков одной структурно-формационной зоны могут быть развиты формации — производные единого магматического комплекса, но относящиеся к разным фациям глубинности.

В результате современная картина размещения и соотношений магматических пород (и связанных с ними производных), наблюдаемая в пределах длительно развивающейся складчатой области, обычно очень сложна и с большим трудом поддается расшифровке.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-КАВКАЗСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В. Н. Робинсоном [34] и И. Г. Кузнецовым [22] были заложены основы структурно-тектонического районирования Северного Кавказа. Наш подход к его структурно-формационному расчленению несколько отличается от представлений других авторов (фиг. 1).

В табл. 1 приведена схема размещения формаций изверженных пород в структурных зонах Северного Кавказа[1].

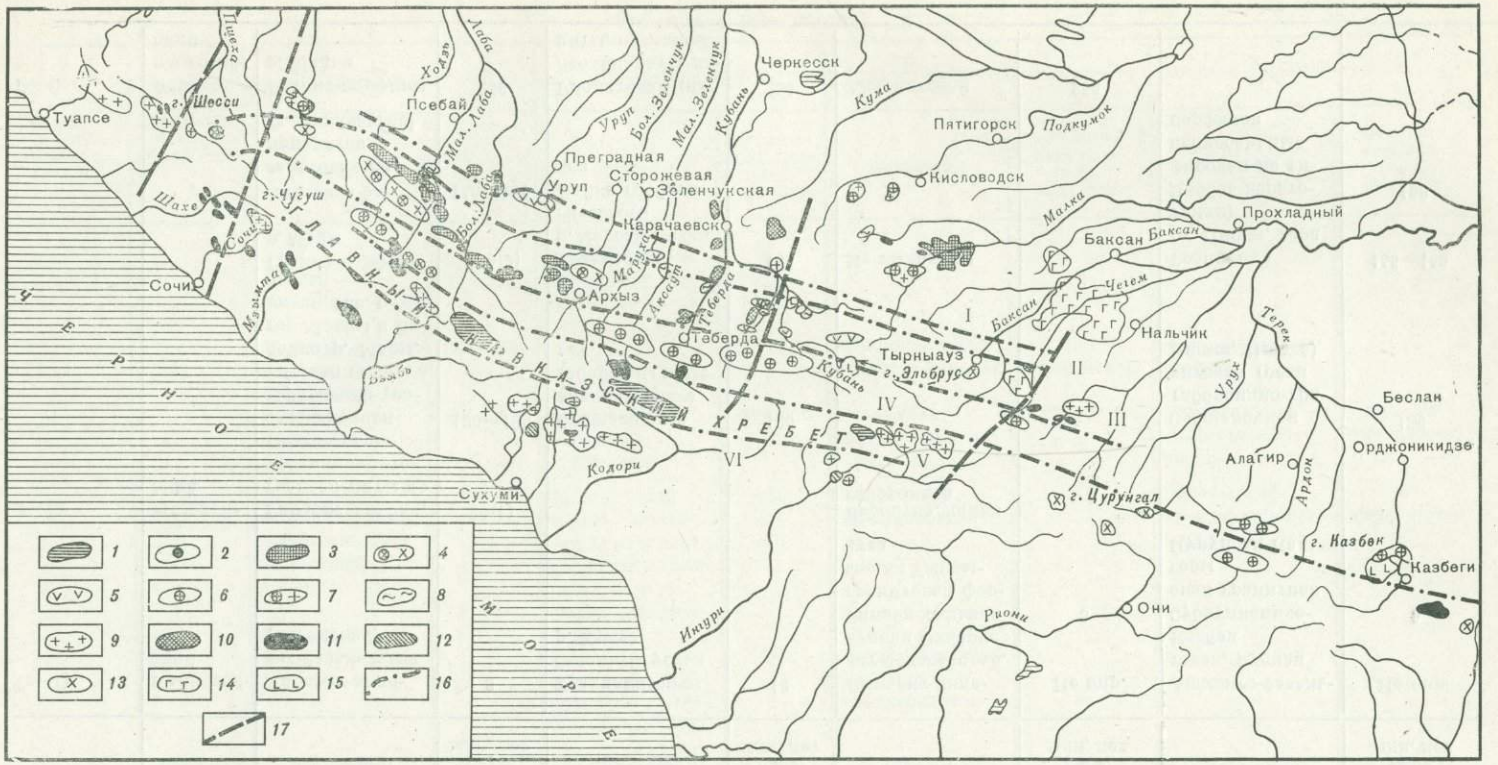
I. Лабино-Малкинская зона, сложенная досилурийскими кристаллическими сланцами и метаморфизованными вулканогенными, относящимися к породам зеленокаменной ступени метаморфизма, включает крупные массивы ультрабазитов, прорванных ордовикскими гнейсированными гранитами. Начиная с силура эта зона приобрела характер платформенной структуры, однако в верхнем палеозое и позднее в ее пределах неоднократно происходила активизация магматизма.

II. Бескесско-Марухская зона сложена средне-верхнедевонской толщей филлитов и вулканогенов. Последние в верхней части свиты имеют субщелочной характер с развитием гипабиссальных тел основного и кислого типов. В связи с воздыманием древних структурных зон Лабино-Малкинской, Передового и Главного хребтов девонские отложения формировались в мульдах, осложненных последующими разрывами.

III. Зона Передового хребта четко выделяется своим мозаичным строением из блоков и тектонических клиньев, сложенных горными породами различных разделов палеозоя. В ядре этой структуры, в поднятом Лабинском блоке, развит гнейсо-амфиболитовый комплекс, вероятно, наиболее древний из известных на Северном Кавказе; начиная с девона эта структура перерабатывалась интрузиями Na-гранитов. Кристаллические сланцы, образующие субстрат, по степени метаморфизма относятся к амфиболитовой фации.

IV. Зона гранитоидов Главного хребта отчетливо фик-

[1] Предлагаемая в данной статье схема структурного районирования в последующие годы неоднократно уточнялась Г. Д. Афанасьевым, что нашло отражение в более поздних публикациях (см. другие статьи настоящего раздела). В частности, в более поздних работах Бескесско-Марухская зона не рассматривается как самостоятельная единица, а зоны гранитоидов Главного хребта и Осевая зона Главного хребта объединены в единую зону Главного хребта.— *Прим. ред.*



Фиг. 1. Схема размещения магматических комплексов в структурно-формационных зонах Большого Кавказа

I—VI — зоны: I — Лабино-Малкинская; II — Бескесско-Марухская; III — Передового хребта; IV — Главного хребта, V — Осевая, VI — Южного склона

1 — древние толщи Осевой зоны; *2* — гранито-гнейсы ордовика; *3* — ультрабазиты; *4* — плагиогранитная формация нижнего девона — верхнего силура; *5* — девонский вулканический комплекс; *6* — гранитоиды комплекса Главного хребта; *7* — гранитоиды Лабино-Малкинской зоны; *8* — плутонические и вулканические образования перми; *9* — послесреднеюрские производные кислого гранитоидного расплава (граниты, диориты, гранодиориты) в интрузивной гипабиссальной и субвулканической фациях (J_3); *10* — субщелочные порфиры нижнего мела — верхней юры; *11* — габброиды повышенной щелочности (Cr_1—Cr_2); *12* — габбро-монцониты (возможно глубинная фация габброидов повышенной щелочности); *13* — плиоцен — плейстоценовые гипабиссальные гранитоиды; *14* — липаритовые лавы и игнимбриты; *15* — новейший вулканизм Эльбрусско-Казбекской области; *16* — структурно-формационные зоны; *17* — тектонические нарушения

Таблица 1

Размещение формаций изверженных пород в структурных зонах Северного Кавказа и Южного склона

Геологический возраст	Магматический комплекс	Лабино-Малкинская		Передового хребта		Гранитоидов Главного хребта		Осевая Главного хребта	
		формация	абсолютный возраст, млн. лет	формация	абсолютный возраст, млн. лет	формация	абсолютный возраст, млн. лет	формация	абсолютный возраст, млн. лет
Tr—Q	Кайнозойский	Липарит-андезит-базальтовая (Чегемская)	3	Трахиандезиты, базальты устья р. Худес	10	Липарит-андезит-базальтовая, вулкан Эльбрус	Не опр.	Андезито-базальтовая, вулкан Казбек	Не опр.
						Гипабиссальная гранитовая формация Тырныауза	3	Субвулканическая гранитная горы Цурунгал-Калько	5
J—Cr	Мезозойский	Гипабиссальная, граносиениты до трахилипаритов (Пятигорье)	20(?)			Вероятно, дайки габброидов			
		Субщелочная габброидно-трахитовая (р. Мара, дайка р. Мары, гор Шоаны и Великан, бас. р. Теберды)	130—120	Субщелочные анальцимовые габброиды р. Чегем	120			Субщелочная габброидно-трахитовая (реки Пшиш, Пшеха)	120
		Гранит-порфиры р. Мары	180(?)	Трахитовая р. Черека Безингиевского	130	Не выявлены		Гранитная (р. Пшиш, гора Тепли)	145—150
		Андезито-базальтовая до липаритов (г. Карачаевск)	140—150	Дайки габброидов				Диабаз-кератофировая до гипабиссальных порфиров	150
P—C	Верхнепалеозойский	Гранит-порфиры р. Малки	250	Риолитовая (палеолипариты, дациты, андезиты	250	Аляскитовая	250		

Таблица 1 (окончание)

Геологический возраст	Магматический комплекс	Лабино-Малкинская		Передового хребта		Гранитоидов Главного хребта		Осевая Главного хребта	
		формация	абсолютный возраст, млн. лет	формация	абсолютный возраст, млн. лет	формация	абсолютный возраст, млн. лет	формация	абсолютный возраст, млн. лет
				р. Малой Лабы, порфиры р. Теберды, р. Аксаута					
		Гранитная р. Белой (станицы Даховской)	250—300			Микроклиновые граниты Дарьяла	*150* (омоложены)	Порфировидные граниты	
		Гранитная рек Малки, Эшкакона	250—290	Гранитовая формация р. Индыша	250—280	Гранитная: порфировидные серые граниты	*270—290*	Гранитоидная (Кассарского ущелья)	*150—320* (омоложены)
D_1—D_3	Среднепалеозойский	Определенно не выявлена. Возможно, гранитогнейсы р. Белой		Субщелочная трахибазальтовая (Урупская): порфириты, спилиты, кератофиры, дайковая серия	340	Гранитоиды докарбоновые	370	Гнейсы, габброиды неясного возраста	160 (омоложены)
				Гранитовая формация Na-гранитов и метасоматитов; субстрат: интрузии гипербазитов	360	Реликтовые тела габброидов и ультрабазитов			
Cm—S	Нижнепалеозойский	Плагиопорфиры *р. Малки. Гранитогнейсовая* р. Бескеса и балки Мощевой *Гипербазитовая* горы Беден, станицы Даховской, рек Андрюка, *Нижнего* Индыша, Малки, Хасаута	300—450	Габбро-амфиболитовая, гипербазитовая	?	Возможные *реликты среди* переработанного субстрата		Возможны *реликты среди* переработанного субстрата	
				Диабаз-кератофировая	*440*				

сируется в отрезке от горы Фишт до р. Черек. Восточнее она несколько смещена к югу. Активизация гранитного магматизма в ее пределах проходила в глубинных условиях в течение верхнего карбона и нижней перми. Широко развитые процессы гранитизации, частью в условиях абиссального гранитообразования, и внедрение в несколько этапов собственно магматических расплавов привели к формированию серий пород, образующих многообразный комплекс гранитоидов Главного хребта. При этом произошла грандиозная переработка субстрата из более древних пород, включая и девонские образования. Субстрат из пород среднего палеозоя сохранился в кровле лишь на флангах зоны Главного хребта (реки Терек, Малая Лаба).

V. Осевая зона Главного хребта, расположенная в труднодоступной области, изучена еще недостаточно: она характеризуется развитием древних формаций. Однако в отдельных участках зоны четко выступают мезозойские и кайнозойские проявления магматизма, представленные как габброидами, так и гранитными интрузиями.

Все более отчетливым становится вывод о том, что развитие Северо-Кавказской складчатой области начинается по крайней мере в низах палеозоя. Разрезы Хасаута, Мушта, Теберды, Большой и Малой Лабы свидетельствуют, во-первых, о существовании здесь досилурийского магматизма и, во-вторых, о том, что силурийские отложения, начинающиеся конгломератами, знаменуют начало стабилизированного субплатформенного состояния Кавказа после развития кембро-ордовикской геосинклинали.

Изучение магматизма и этапов метаморфизма горных пород в пределах отдельных структурных зон показывает, что в современном разрезе по крайней мере пяти главных структурных зон выступает нижнепалеозойский или более древний субстрат, вероятно являвшийся основанием единой эвгеосинклинали, развивающейся в основном в фанерозое.

Последние данные по геологическим формациям Причерноморья, приведенные автором в докладе на конференции по верхней мантии (январь 1967 г.), опубликованы в «Известиях АН СССР. Сер. геол.», № 5 за 1967 г. Они свидетельствуют о принципиально важном обстоятельстве. Кавказская геосинклиналь, начало развития которой скорее должно быть отнесено к протерозою (рифей), заложилась на кристаллическом субстрате платформенного докембрия, представлявшем единое целое с кристаллическим докембрием юга Русской платформы. Об этом свидетельствуют дислоцированные гнейсы и кристаллические сланцы криворожского типа, вскрытые румынскими геологами около г. Констанцы при бурении скважины.

Дзирульский массив и, возможно, Южно-Каспийская впадина представляют, вероятно, также довольно древние структурные участки.

О НЕКОТОРЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМАХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

К числу стратиграфических проблем Северного Кавказа относятся и те, которые уже были давно поставлены исследователями этого региона, и те, которые возникли за последние годы, уже после создания, казалось бы, общепринятых схем тектонического районирования Северного Кавказа.

Выделение в современном строении Северного Кавказа ряда структурно-формационных зон показало, что развитие каждой из них — это сложный и длительный процесс, обусловленный возобновляющейся складчатостью и неоднократными блоковыми движениями разной амплитуды и разного знака. Поэтому из геологических разрезов, особенно из нижних частей разрезов, соседних структурно-формационных зон зачастую выпадают целые разделы систем или даже системы полностью. Наоборот, относительно мелкие блоковые движения приводят к одному уровню разные части разреза одной системы, и тогда возникают предположения о самых разнообразных фациальных переходах. Естественно, особенно сложной представляется корреляция синхронных, но в разной степени метаморфизованных «немых» толщ докембрия и палеозоя. В ряде случаев неясности возникают и при решении вопроса о юрском или палеозойском возрасте многих филлитовых пачек.

ДРЕВНЕЙШИЕ МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Выделение древнейших стратиграфических подразделений Северного Кавказа на основе палеонтологических данных ограничивается лахранской свитой верхнего силура.

Однако в том же бассейне рек Хасаут и Мушт четко намечаются два типа ассоциаций более древних пород: 1) толща вторичных кварцитов с горизонтами вулканических брекчий, выходы которой известны по р. Хасаут ниже устья р. Шитзатмаз; 2) толща кристаллических сланцев и амфиболитов нижнего течения р. Мушт, прорванная интрузиями гранитов верхнепалеозойского возраста.

Долина р. Хасаут, видимо, совпадает с субширотным разломом, отделяющим кристаллические сланцы р. Мушт от подсилурийской толщи вторичных кварцитов и вулканогенных брекчий. В зоне разлома сохранилась пачка перемятых филлитов и песчаников, как бы прилепившаяся к нижней части левого склона долины р. Хасаут выше устья р. Шитджатмаз. Петрографический облик этой пачки перемятых филлитов и песчаников свидетельствует скорее об их среднепалеозойском (D_3—C_1) возрасте. Однако здесь необходимы дополнительные исследования. Выяснение времени образования самих толщ рек Хасаут и Мушт или возраста этапов регионального метаморфизма, ими испытанного, затрудняется наложенным воздействием верхнепалеозойских гранитов Малкинского массива. Поэтому большинство K-Ar измерений по досилурийским породам из вулканических брекчий и из кристаллических сланцев р. Мушт дало цифры 290—300 млн. лет.

С целью приближения к определению истинного возраста досилурийских толщ в дальнейшем необходимо применить комплекс методов, в частности Rb-Sr метод, так как здесь факторы, вызывающие нарушение равновесных отношений, другие, чем при K-Ar методе.

Вместе с тем к настоящему времени на Северном Кавказе достаточно надежно с помощью абсолютного датирования установлено присутствие доордовикских метаморфических формаций. Гранито-гнейсы балки Мощевой на Западном Кавказе имеют K-Ar возраст (по флогопиту) 450 млн. лет (табл. 2). Но эта интрузия прорывает толщу кристаллических сланцев с залегающими в ней змеевиками Беденского массива.

Таблица 2

K-Ar датирование некоторых геологических рубежей Северного Кавказа по параллельным анализам в разных лабораториях (константы $\lambda_к=0{,}557\cdot10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta=4{,}72\cdot10^{-10}$ год$^{-1}$)

Порода, минерал, геологическая формация	ИГЕМ АН СССР, Л. Л. Шанин			Иркутск, С. Б. Брандт			Новосибирск, Л. В. Фирсов		
	K, %	^{40}Ar рад, нмм^3/г	T, млн. лет	K, %	^{40}Ar рад, нмм^3/г	T, млн. лет	K, %	^{40}Ar рад, нмм^3/г	T, млн. лет
I. Сверочная проба 1/64, среднее из данных 12 лабораторий; мусковит уруштенского комплекса (девон), р. Малая Лаба	K=7,78%, ^{40}Ar=0,114 нмм^3/г, T=360 млн. лет								
II. Верхнеплиоценовый магматизм									
1. Эльджуртинские граниты	2,67	0,66	3,5	6,29	0,012	5,0			
2. Гранит-порфиры	2,75	0,78	3,5						
3. Игнимбриты р-на г. Нальчика, с. Заюково	5,28	2,07	5,5						
4. г. Цурунгал, г. Калько	3,72	1,02	3,5						
III. Трахибазальт, р. Чегем (мел)	1,71	0,008	120				0,72	0,0033	115
IV. Трахиты мела, реки Пшиш, Шоана, Черек	10,49	0,0451	110				3,82	0,0177	125
V. Граниты верхней юры–нижнего мела, р. Пшиш	5,23	0,293	140						
VI. Домеловые трахиты, реки Пшиш, Черек	9,55	0,059	158				10,06	0,059	145
VII. Порфиры перми, реки Аксаут, Теберда	2,65	0,028	255	0,81	0,0094	255			
VIII. Андезито-базальты основания верхнего карбона, р. Даут	0,62	0,0078	300				0,85	0,0102	290
IX. Трахибазальты среднего–верхнего девона (дофаменские), р. Марух, гора Пастухова, р. Аксаут	1,57	0,0288	345	2,21	0,031	340			
X. Герцинские серые граниты Главного хребта, биотит, Учкулан	5,50	0,0748	280				5,95	0,070	285
XI. Гранитизированные амфиболиты Даховского массива, электромагнитная фракция (Лабино-Малкинская зона)							0,99	0,014	340
XII. Флогопит из контакта змеевиков и блыбских гранитов	5,77	0,0847	352				6,18	0,090	350

Таблица 2 (окончание)

Порода, минерал, геологическая формация	ИГЕМ АН СССР, Л. Л. Шанин			Иркутск, С. Б. Брандт			Новосибирск, Л. В. Фирсов		
	K, %	$^{40}Ar_{рад}$, нмм³/г	T, млн. лет	%	$^{40}Ar_{рад}$, нмм³/г	T, млн. лет	K, %	$^{40}Ar_{рад}$, нмм³/г	T, млн. лет
XIII. Граниты р. Мощевой [4], интрудирующие серпентиниты: флогопит, ордовик	7,99	0,153	450						
XIV. Измененный биотит из интрузии в змеевиках сел. Нижне-Тебердинского							0,14	0,0027	450

В Башкирском ГГИ А. М. Гаррис для этих гранитов получены следующие данные: K, % = 7,52; $^{40}Ar_{рад}$ нмм³/г = 0,1446; T, млн. лет = 450.

Кератофир-диабазовая серия зеленокаменных сланцеватых пород р. Малой Лабы близ устья р. Уруштен пронизана кварц-серицитовыми прожилками. Возраст серицитов по K-Ar данным 440 млн. лет. Эта цифра указывает на один из этапов (последний) регионального метаморфизма. Возраст самих эффузивов может быть значительно древнее.

Выше шла речь о выделении древнейших пород в пределах структурно-формационных зон Лабино-Малкинской и Передового хребта. Возрастное расчленение метаморфических пород в других структурно-формационных зонах и межзональная их корреляция представляют еще более сложную, но все же разрешимую задачу.

ВЫДЕЛЕНИЕ И МЕЖЗОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время проблема выделения и межзональной корреляции девонских осадочно-вулканогенных образований Северного Кавказа выдвигается на первый план. С решением этой задачи связана ориентация поисковых работ на медноколчеданное оруденение.

В этой связи представляется целесообразным обратить внимание на необходимость введения некоторых поправок в созданные за последние годы [21, 18] схемы расчленения девонских образований и в их межзональную корреляцию. Эти поправки прежде всего должны иметь в виду недоказанность синхронизации конгломератовых толщ, залегающих в ассоциации с заведомо девонскими комплексами (но в разных геологических соотношениях) в разных структурно-формационных зонах Северного Кавказа. Можно согласиться с названиями и относительным положением девонских толщ по Д. С. Кизевальтеру и С. М. Кропачеву — андрюковская свита, сосновская свита и семиродниковская осадочно-вулканогенная с конгломератами. Однако проводить знак возрастного тождества между толщей девонских пород хр. Ужум (водораздел между реками Зеленчук и Маруха) и толщей метаморфизованных конгломератов и песчаников, слагающих в 10—12 км южнее восточный склон горы Пастухова, нет сколько-нибудь достаточных оснований. Тем не менее это сделано и от-

ражено в печати [21]. В таком аспекте конгломераты хр. Ужум и горы Пастухова мне были показаны С. М. Кропачевым во время совместной экскурсии на гору Пастухова в 1962 г. Средне-верхнедевонский возраст толщи филлитов, песчаников и конгломератов хр. Ужум обосновывается микрофауной, найденной в филлитах, а также абсолютным возрастом 340 млн. лет субщелочного авгитового габброида, залегающего в нижней пачке филлитов хр. Ужум. В обр. 6/62 филлита с хр. Ужум близ контакта с экструзивным телом субщелочного габброида (возраст 342 млн. лет) А. Куликовской определены Vicinesphaera (?) squalida Antr., Arhaesphaera minima Sal., Parathurammina (?) ex gr. Suleimanovi Lip., свидетельствующие о верхнедевонском его возрасте. Между вершиной горы Пастухова и девоном хр. Ужум вдоль тектонической зоны выведены на поверхность отложения юры и карбона.

Мощные конгломераты, развитые в нижней части склона горы Пастухова — по левобережью р. Марухи, сменяются кверху толщей песчаников с прослоями плойчатых мраморов. Все эти породы несогласно перекрываются полого залегающими известняками фаменского яруса верхнего девона.

Характер и степень метаморфизма подфаменской толщи песчаника и нижележащих конгломератов горы Пастухова не сравнимы со степенью метаморфизованности и составом галек и цемента верхов девонской толщи хр. Ужум. Конгломераты горы Пастухова преимущественно представлены галькой и крупными глыбами плагиогранитов и плагиогранофиров и в меньшей степени — альбитизированных кератофиров или порфиритов типа хлоритизированных диабазов. Породы галек и особенно цемента подверглись эпидотизации и хлоритизации и вполне заслуживают отнесения к фации зеленых сланцев. Поскольку цемент подвергся зеленокаменному перерождению, тем самым очевидна разница геологических условий существования конгломератов горы Пастухова по сравнению с конгломератами хр. Ужум, очень слабо метаморфизованными вообще. В девонских отложениях хр. Ужум часто встречаются гальки свежих девонских эффузивов из более нижних толщ девона, в частности подобных развитым на правобережье р. Марухи в этом районе. Кроме того, здесь часты гальки девонских ортоклазсодержащих гранитов и гранит-порфиров, подобных, в частности, гнейсированным гранит-порфирам р. Индыш с возрастом 340 млн. лет (видимо, потерявших некоторое количество радиогенного аргона). Среди конгломератов горы Пастухова такие породы не встречаются. Поэтому можно предполагать, что в ее пределах фаменские известняки перекрывают не франские отложения девона, а гораздо более древние образования, возраст которых требует уточнения.

В качестве примера, иллюстрирующего недостаточную обоснованность отнесения некоторых толщ из разных зон к девону и проводимой корреляции между ними, можно привести также и такие данные. Если, например, состав и ассоциация пород, а также степень метаморфизма филлито-конгломератовой пачки балки Никитиной (приток р. Малой Лабы) в Бескесско-Марухской зоне позволяют соглашаться с отнесением этой пачки к семиродниковской свите девона (по Д. С. Кизевальтеру и С. М. Кропачеву), то синхронизация с ней метаморфических толщ хр. Дженту и Белых скал, перекрываемых почти неметаморфизованными известняками, не имеет достаточных обоснований.

Поскольку в известняках хр. Дженту до сих пор не найдена фауна, позволяющая однозначно относить их к тому или иному разделу палеозоя, остается условно предположить девонский возраст этих пород, основываясь на их слабой метаморфизованности и несогласном залегании на сильно метаморфизованных сланцах и порфиритоидах левобережья р. Бзыбь. Но допустить такой же возраст в отношении подстилающей метаморфической толщи, сходной с зеленокаменной толщей р. Уруштен (с возрастом метаморфизма 435 млн. лет), не представляется возможным.

Наконец, следует напомнить, что проблема столетней давности о возрасте сланцевых толщ Главного хребта не может считаться до конца решенной. Хотя за годы, прошедшие после опубликования нашей статьи [3], в связи с проведенными с тех пор работами некоторые стороны проблемы стали яснее, однако полностью она еще не решена.

В пределах древних структурно-формационных зон — Лабино-Малкинской, Передового хребта — юрские аргиллиты достаточно хорошо отличимы по степени метаморфизованности от девонских и карбоновых филлитов, которые зачастую содержат и микрофауну соответствующего возраста. Соотношения таких филлитов с изверженными породами тоже однозначные, поскольку доюрские изверженные породы в этих зонах сохраняют свой «доюрский» возраст при абсолютном датировании. Сложнее отчленить юрские филлитизированные аргиллиты от среднепалеозойских филлитов в зоне Главного хребта и в Осевой зоне, что хорошо иллюстрируется возрастным положением кистинской свиты в Дарьяльском ущелье. На ее палеозойский возраст указывает ряд фактов, приведенных в статьях автора [3, 4]. Однако существуют и другие представления, например о ее нижнеюрском и триасовом возрасте. Однозначному решению вопроса здесь могут помочь только палеонтологические находки и выяснение соотношения ее со специфическими типами изверженных пород, изученными разными методами абсолютного датирования. Обнаружение микрофауны вполне возможно, о чем свидетельствует микрофотография палеонтологической находки в ларских филлитах, опубликованная автором в 1956 г. [3, с. 19].

Дарьяльские милонитизированные граниты аналогичны кассарским порфировидным гранитам. K-Ar датирование для пород обоих массивов дает цифры (145 млн. лет), отвечающие границе юры и мела, т. е. соответствующие эпохе наложенного метаморфизма, проявившегося на этом рубеже. Однако Rb-Sr возраст мусковита из пегматита среди кристаллических сланцев, вмещающих Кассарский массив, оказался равным 330 млн. лет, т. е. карбоновым.

Иначе говоря, метаморфизованные до филлитов глинистые породы зоны Главного хребта и Осевой зоны могут быть надежно стратифицированы лишь при обнаружении палеонтологических остатков в этой конкретной толще или при однозначном выявлении геологических соотношений филлитов со специфическими магматическими породами.

В настоящей статье, посвященной итогам изучения магматизма Северного Кавказа, краткий обзор стратиграфического положения и межзональной корреляции некоторых важнейших «немых» толщ был необходим, так как это поможет в будущем более однозначно подойти к решению проблемы петрогенезиса и рудогенезиса на примере Кавказа.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА

Благодаря работе радиологов институтов АН СССР и республиканских академий наук для кавказских горных пород к настоящему времени получено много цифр абсолютного возраста.

Были вновь переопределены возрасты K-Ar, частью Rb-Sr методами для главнейших формаций Северного Кавказа (в табл. 2 эти данные приведены). В частности, на кавказском материале была проведена сверочная работа в разных лабораториях СССР по мусковиту из пегматитов, связанных с девонскими интрузиями. Проба $^{1}/_{64}$ — мусковит из кварцево-мусковитых с апатитом жил с р. Малой Лабы у III роты — служила сверочной пробой для всех лабораторий Советского Союза. Среднее по данным 12 лабораторий — 360 млн. лет. Эта достаточно надежная цифра подкрепляется также данными по амфиболу и биотиту, в том числе и Rb-Sr методом.

Флогопит из балки Мощевой (Лабино-Малкинская зона), образующийся на контакте гранитов со змеевиками, показал цифру 450 млн. лет, причем полученную независимо в двух лабораториях (ИГЕМ и Башкирского горно-геологического института).

Возраст 340 млн. лет, полученный для гранитизированных амфиболитов Даховского массива, интрудированного пермо-карбоновыми гранитами и аляскитами, показывает правильность отнесения этого массива к Лабино-Малкинской структурно-формационной зоне.

Датировка средне-верхнедевонских эффузивов, проведенная в Иркутске в лаборатории проф. С. Б. Брандта, подтверждает цифру возраста 340—345 млн. лет, полученную ранее в ИГЕМе по гипабиссальным телам габброидов и граносиенитов из урупской формации изверженных пород. Необходимо отметить, что экструзивные породы, попавшие в дофаменские (но не обязательно девонские!) конгломераты, показали возраст 350—355 млн. лет. Однако эти данные могут свидетельствовать о времени метаморфизма додевонской толщи конгломератов в условиях Передового хребта. В этой структурно-формационной зоне в девоне происходило внедрение сложного интрузивного комплекса (уруштенский) с возрастом 360—370 млн. лет. Андезито-базальты в основании верхнего карбона на р. Даут показали возраст 300 млн. лет. Красноцветные порфиры Аксаута и Теберды, фиксирующие сохранившиеся аппараты извержений пермских вулканов, показали возраст 255 млн. лет по данным ИГЕМа и С. Б. Брандта.

Трахиты, предшествовавшие внедрению интрузий типа горы Индюк и залегающие в их кровле, показали K-Ar возраст 158 млн. лет в лаборатории ИГЕМа и 145 млн. лет в лаборатории Л. В. Фирсова.

Экструзии гранитов типа горы Индюк, относящиеся к границе юры и мела, показали возраст 140 млн. лет. Субщелочной магматизм мела датируется для разных частей Северного Кавказа близкими цифрами.

Трахиты (бостониты) из эруптивных брекчий верховьев р. Малый Пшиш дают цифру возраста 110 млн. лет. Трахиты из эруптивных брекчий горы Шоаны — 125 млн. лет. Трахибазальты р. Чегем (у сел. Булунгу), прорывающие нижнеюрские отложения, датируются значениями 120 и 115 млн. лет.

Не останавливаясь на других результатах переопределения возраста главнейших формаций Северного Кавказа, следует лишь отметить еще,

что для биотита эльджуртинских гранитов С. Б. Брандтом независимо была получена цифра возраста 5 млн. лет. Тем самым плиоценовый возраст ряда проявлений гранитного магматизма (в интрузивной фации) на Северном Кавказе может считаться доказанным с радиологических позиций.

Таким образом, в истории развития магматизма Северного Кавказа выявлен ряд эпох гранитообразования от ордовика — 450 млн. лет до плиоцена — 5 млн. лет. Выделяется также девонский этап с возрастом 380—360 млн. лет, карбоновый — с возрастом 290—300 млн. лет, пермский — 250 млн. лет, а также на границе юры—мела — 140 млн. лет. Вероятно, будут выявлены и другие этапы гранитообразования. Нам еще неизвестны, например, происхождение и источники размыва мощных конгломератов, содержащих гальку плагиогранитов, а также источники формирования красных ортоклазовых гранитов, образующих гальки в пермских конгломератах.

Процессы магматизма, связанные с развитием заложенной на границе докембрия и кембрия (?) Кавказской геосинклинали в пределах зон Лабино-Малкинской и Передового хребта, протекали в несколько крупных этапов.

I. Вулканизм диабаз-кератофирового состава существенно натриевой магмы с последующими интрузиями ультрабазитов и гранитов типа развитых в бассейне рек Бескес — Мощевая. Граниты бескесского типа сопровождаются пегматитами и аплитами также специфического состава. Для всех этих производных гранитного магматизма характерен ортоклазовый K-Na полевой шпат с высоким содержанием альбитовой составляющей, что резко отличает эти интрузии от герцинских микроклиновых гранитов и свидетельствует о более высокой температуре их кристаллизации. С интрузиями доордовикских или ордовикских ультрабазитов связана минерализация хромом, никелем и хризотил-асбестом. Вероятны тальково-магнезитовые месторождения. Гранитная серия этого этапа сопровождается акцессорной минерализацией редкими элементами.

К досилурийским магматическим образованиям относятся вторичные кварциты, образовавшиеся за счет натриевых кератофиров р. Хасаут, и дайки плагиогранофиров р. Малой Лабы ниже балки Мраморной.

II. После стабилизации региона в силуре дальнейшее развитие магматизма Северо-Кавказской области сместилось к югу; в структурно-формационной зоне Передового хребта в ядре антиклинали вскрываются уже интрузии плагиогранитного состава уруштенского комплекса с возрастом 370—360 млн. лет. Гранитная серия представлена натриевыми гранитами и натриевыми аляскитами. Широкое развитие контактовых и метасоматических (Na-метасоматоз) процессов в глубинных условиях формирования уруштенского комплекса привело к преобразованию вмещающих пород и проявлению разнообразной акцессорной минерализации ортитом (цериевая группа TR), апатитом (P), ильменитом (Ti) и молибденитом. Существенным признаком этой серии наряду с постоянно отмечаемыми редкими элементами, титаном, фосфором является обогащение стронцием, прослеживаемое во всех типах пород. В пегматоидно-гидротермальных образованиях хр. Магишо, в районе III роты, известно развитие стронциевых апатитов, цоизитов и сульфатов стронция и бария.

В связи с этим этапом магматизма возможно образование месторождений флогопита и вермикулита.

III. В девоне в депрессионной Бескесско-Марухской зоне активизировался магматизм, близкий по возрасту к магматизму зоны собственно Передового хребта.

Вулканизмом диабаз-кератофирового состава началось развитие девонского этапа магматизма геосинклинали Кавказа в пределах Бескесско-Марухской зоны и зоны Передового хребта.

Магматизм этого этапа завершился формированием субщелочных, трахибазальтового типа верхнедевонских эффузивов и гипабиссальных интрузий. В приподнятых блоках зон Передового хребта и Бескесско-Марухской на поверхность выходят глубинные интрузии основных пород типа габброидов устья р. Даут и гнейсированных гранит-порфиров р. Индыш. С этим этапом развития магматизма в пределах зоны Передового хребта связаны месторождения колчеданных руд Урупское, Бескесское, а также ряд месторождений на южном крыле антиклинория Передового хребта. Все эти колчеданные месторождения близко сходны по возрасту руд, вмещающим осадочно-вулканогенным породам и петрографической ассоциации последних.

При проведении дальнейших исследований надо иметь в виду возможность бокситонакопления в толщах верхов девона на границе с карбоном за счет выветривания и накопления в водоемах продуктов разложения верхнедевонских эффузивов. В ряде участков зоны гранитоидов Главного хребта и Осевой зоны в состав субстрата входят формации, синхронные и аналогичные по составу дофаменским формациям Лабино-Малкинской зоны Передового хребта.

IV. Развитие верхнепалеозойского магматизма и особенности связанной с ним минерализации рассматривались автором в работах 1950 и 1958 гг. и более поздних. Основные выводы, изложенные в указанных работах в свете современных данных, остаются в силе.

Сравнение проявлений гранитного магматизма верхнего палеозоя, формировавшихся: а) в условиях стабильной Лабино-Малкинской зоны и б) подвижной зоны гранитоидов Главного хребта — дает ценную информацию о закономерностях развития синхронного магматизма в различной тектонической обстановке.

Верхнепалеозойская формация гранитоидов Главного хребта приурочена к глубоко эродированной складчатой структурной зоне. Вместе с тем само становление формации гранитоидов Главного хребта происходило на относительно более глубоких горизонтах земной коры по сравнению с образованием гранитных тел в других структурных зонах.

Все это приводит к отличиям минерагении, связанной с верхнепалеозойским гранитным магматизмом зоны Главного хребта, по сравнению с минерагенией проявлений близкого по времени гранитного магматизма в других структурно-формационных зонах Северного Кавказа.

Структурные зоны с сохранившимися осадочно-вулканогенными комплексами верхнего карбона и перми являются депрессионными по отношению к структурной зоне гранитов Главного хребта. В дальнейшем важно провести сопоставление относительно глубинных проявлений гранитного магматизма Лабино-Малкинской зоны Главного хребта с развитием эффузивно-интрузивных формаций в зоне Передового хребта и дайковых поясов вдоль разломов, разделяющих структурные зоны и подзоны Северного Кавказа. В связи с этим следует заметить, что с ордовика до плиоцена к субширотным возобновляющимся разломам были приурочены

центры вулканизма в девоне, карбоне, перми и в мезозое—кайнозое. Подобно девонским магматическим комплексам, карбоновый и пермский, существенно гранитный магматизм проявился в разных структурах в различных фациях. Пермский магматизм дал формацию порфиров экструзий и вулканогенов по рекам Аксаут, Теберда, а в зонах сочленения Передового и Главного хребтов и в самой зоне Главного хребта, а также в Лабино-Малкинской зоне интрудировали пермские, существенно аляскитовые граниты.

V. Проявления гранитного мезозойского магматизма фиксируются в пределах западного окончания Осевой зоны Главного хребта. Начальные стадии мезозойского магматизма представлены приповерхностными внедрениями диабазов и вулканическими телами спилитов рек Псеушхо и Пшиш на Западном Кавказе. Уже на Южном склоне в районе хр. Псехохо и р. Бзерпни верхнелейасовые (тоарские?) аргиллиты прорваны штоками и пластовыми телами крупнозернистых пироксен-лабрадоровых габбро с псевдоморфозами хлорита—серпентита по, вероятно, бывшему оливину. В аргиллитовой толще развиты также пластовые тела (силлы?) кератофиров и диабазов. Эта ассоциация завершилась внедрением небольших тел натриевых гранит-порфиров в верховьях рек Лаура и Уруштен. Плагиогранит-порфиры содержат сингенетичную вкрапленность сульфидов пирита, реже галенита. Как было опубликовано в нашей с соавторами статье [11], образцы порфиров 8/59 и 93/59 из района Лаурского колчеданного месторождения показали возраст 140 и 145 млн. лет по данным K-Ar датирования. Оруденение колчеданного типа приурочено к зонам дробления, в которых в качестве обломков наряду с аргиллитами присутствуют и сульфидированные светлые кератофиры. Можно предполагать, что колчеданное оруденение сопровождает здесь байосский вулканизм, завершившийся Na-гранит-порфирами.

Существенным является то, что в настоящее время к перевальной части Главного хребта, чаще к его южным склонам, тяготеет ряд рудопроявлений колчеданного типа.

Выявление этих рудопроявлений юрского возраста, сходных по ассоциациям магматических пород и этапам тектонического развития структурной зоны с девонским колчеданным оруденением Северного Кавказа, создает дополнительные обоснования для выявления закономерностей образования и размещения колчеданных руд в связи с магматизмом и развитием структурно-формационных зон. Интересно также отметить, что и в пределах Малого Кавказа известны, частью давно используемые, рудные месторождения колчеданного типа, связанные с заключительными стадиями среднеюрского магматизма.

Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян и др. [13] провели радиологические исследования колчеданной формации Алавердского района. Серицитизированные околорудные породы Шамлугского месторождения в среднем показали возраст 161±4 млн. лет. Среднее из восьми определений для собственно серицитолитов этого месторождения дает цифру 157±3 млн. лет. Среднее из 13 измерений гидротермально измененных пород, связанных с медноколчеданным оруденением Шамлугского месторождения, дает цифру возраста 147±9 млн. лет. Среднее значение из 27 определений возраста гидротермально измененных пород Ахтальского полиметаллического месторождения равно 149±9 млн. лет. Субвулканические кварце-

вые порфиры Ахтальского участка имеют возраст 165±5 млн. лет, а плагиограниты Ахбарского массива — 142±6 млн. лет.

Иными словами, колчеданное и полиметаллическое оруденение Алавердского рудного района имеет вероятный возраст, если рассматривать гидротермальную измененность пород в связи с рудным процессом, в пределах 160—145 млн. лет. К этому же отрезку средней юры в Алавердском районе приурочено развитие эффузивно-интрузивных ассоциаций кварцевых порфиров и кератофиров и малых интрузий плагиогранитного состава.

На границе юры и мела внедрились гранитные интрузии. На Западном Кавказе внедрение гранитной магмы происходило в специфических условиях, связанных с физическими особенностями прорываемых пород субстрата.

Большой интерес представляет более поздний комплекс пород, относящихся уже к субщелочной ветви, завершающей магматизм, связанный с развитием мезозойского прогиба в области Большого Кавказа.

На Северном склоне известны также экструзии с эруптивными аппаратами и пояса даек субщелочных ультрабазитов и базитов до тешенитовых производных, приуроченных к разломным нарушениям в осевой зоне — верховьях рек Пшиш, Пшеха.

К той же ассоциации, вероятно, относятся основные щелочные и трахитовые породы окрестностей г. Карачаевска и анальцимовые габброиды междуречья Чегема и Черека Безингиевского. Бескварцевые ортоклазовые порфиры р. Черек по времени внедрения скорее отвечают проявлениям гранитного магматизма границы юры и мела на Западном Кавказе.

Представляет значительный интерес изучение приповерхностных аппаратов внедрения субщелочных пород, в частности эруптивных брекчий р. Кушинко, горы Два Брата, напоминающих образования типа трубок взрыва, а также эруптивных брекчий горы Шоаны. Эти эруптивные аппараты приурочены к разломам, отделяющим блоки консолидированных к верхней юре разных структурных зон.

Имеются данные, указывающие на возможность продолжения петрографических формаций Кавказа к западу, в бассейн Черного моря. В частности, в Крыму, несомненно, развиты аналоги некоторых мезозойско-кайнозойских магмопроявлений Большого Кавказа, о чем ниже будет сказано несколько подробнее.

VI. Формирование поперечного Эльбрусско-Ставропольского поднятия Северного Кавказа, начавшееся в послеюрское время, тесно связано с развитием этого поднятия, продолжавшимся в кайнозое.

Кайнозойские магматические породы образуют разнофациальные, различающиеся и петрографически серии пород. Это: 1) близповерхностные послеолигоценовые, но доплиоценовые интрузии трахилипаритов Пятигорска и Ессентукско-Минераловодского района, 2) гранитная формация Тырныаузского узла и 3) серия игнимбритов, туфолав и некков липаритового состава Прикальчикского и Верхнечегемского районов.

Все эти ассоциации пород характеризуются каждая своей металлогенической спецификой.

Уже в антропогеновое время формировались вулканические постройки Эльбруса и Казбека, эволюция магматизма которых должна рассматриваться особо.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-КАВКАЗСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Изучение развития магматизма в отдельных структурно-формационных зонах Северного Кавказа позволило выявить конкретные формации для каждой зоны. В сводной монографии, сданной в печать[1], сделана попытка сопоставления эволюции состава конкретных магматических формаций во времени и пространстве.

Все изложенное выше показывает длительность активного существования Северо-Кавказской структурной области земной коры (как части планетарной системы Тетиса). По крайней мере в течение 500 млн. лет (в продолжение всего фанерозоя) в этом сегменте земной коры периодически генерировались магматические расплавы, в том или ином виде перемещавшиеся в направлении к поверхности. Помимо проявлений магматизма, ассоциировавшихся с периодически возникавшими, мигрировавшими постепенно к югу геосинклинальными прогибами, синхронные магматические образования формировались и в зонах, уже прошедших геосинклинальное развитие. Однако такая синхронность магматизма отмечена главным образом для магм гранитного и щелочного или субщелочного состава.

Периодичность возобновления магматических формаций, связанных с эволюцией кислой или основной магмы, отнюдь не означает тождества состава самих горных пород и сопровождающих производных гидротермального генезиса. Для каждой конкретной формации может быть выявлена специфика состава.

Средне-верхнедевонская (дофаменская) формация вулканогенов завершилась развитием субщелочных пород трахибазальтовой ветви и сопровождалась в условиях более грубинной обстановки гранитоидами нескольких типов, а в гипабиссальной фации — граносиенитовыми разностями. Развитие этой формации сопровождалось образованием медноколчеданных месторождений.

Пермо-карбоновая (верхний карбон—нижняя пермь) формация гранитов зоны Главного хребта прошла сложную историю гранитной активизации древнего докарбонового субстрата и завершилась внедрением аляскитов в пермское время.

По разломам верхнепалеозойского времени, вдоль границ, разделявших другие, более древние структурно-формационные зоны, в верхнем карбоне и перми магма внедрялась в условиях эффузивной фации и малой глубины интрузивов: а) на границе среднего и верхнего карбона, б) в послеранепермское время.

В условиях консолидированной до силура Лабино-Малкинской зоны в верхнем карбоне и перми также активизировались процессы магматизма, приведшие к формированию Малкинского, Эшкаконского и Даховского массивов. По данным В. Н. Любофеева и И. П. Журавлева [32], верхнепалеозойские гранитоиды вскрыты бурением на глубине свыше трех километров во многих районах Предкавказья, до г. Кропоткина и севернее его. Следует сказать, что гранитный магматизм верхнего карбона и перми сопровождался акцессорной редкометальной минерализацией. Однако обстановка, благоприятствующая развитию рудопроявле-

[1] Имеется в виду книга «Закономерности развития магматизма складчатых областей» (М.: Наука, 1968).— *Прим. ред.*

ний, свойственна гранитному магматизму, характерному в основном для двух типов структурно-формационных зон: а) платформенной, в верхнем палеозое, Лабино-Малкинской зоны, б) разломных структур верхнепалеозойского возраста с приуроченными к ним эффузивно-экструзивными образованиями гранитной магмы верхнего карбона и перми. По сути говоря, лишь в этих структурных условиях сохранились апикальные части интрузий с прилегающей кровлей, т. е. фации интрузивов и контактных зон кровли, наиболее благоприятные для гидротермальной минерализации типа, например, пятиэлементной формации.

Остается напомнить, что по вопросу генетических связей такого рода проявлений, как ртутные, свинцово-цинковые и Mo-W тырныаузского типа, автор уже выступал в печати [4].

Имеющиеся данные о геологическом распределении ртутных рудопроявлений и о геохимии ртути в разновозрастных породах позволяют поддержать высказанную ранее идею о генетической связи ртутной минерализации с субщелочными габброидно-базальтовыми комплексами среднего или верхнего мела, отвечающими переходной стадии развития Большого Кавказа от юрского геосинклинального этапа к меловому субплатформенному этапу.

Новые материалы подтверждают также вероятность генетических связей свинцово-цинкового оруденения садонского типа с меловым магматизмом, представленным как кислыми интрузиями, так и габброидно-щелочными комплексами.

Ограничившись этими примерами по конкретным формациям, мы не будем касаться в настоящей статье остальных важных для Кавказа металлогенических проблем, так как выводы о закономерностях формирования того или иного типа рудопроявления в свое время излагались в опубликованных работах. Однако следует отметить, что изучение магматизма Северного Кавказа с полной очевидностью доказывает существование генетических связей эндогенной минерализации с магматизмом.

При этом для ряда магматических и рудных формаций выявляются связи, имеющие не только локально-региональное значение, но и более общее, приложимое к явлениям почти планетарного порядка. В частности, это касается связи медноколчеданных месторождений с эффузивно-экструзивными формациями дифференциатов повышенной щелочной, существенно натриевой основной магмы. Уже сейчас можно говорить о том, что за время фанерозойской истории Большого Кавказа колчеданный тип месторождений появляется в ордовике, верхнем девоне и в средней—верхней юре в структурно-формационных зонах с геосинклинальным режимом развития зоны в соответствующий геологический период, на заключительной стадии развития геосинклинали. При этом колчеданные рудопроявления территориально и по возрасту ассоциируются с экструзивно-эффузивными формациями основной и существенно натриевой кератофировой магмы. Глубинным первичным источником и формаций изверженных пород этого типа, и колчеданных рудопроявлений являются очаги базальтовой по составу магмы.

То же можно говорить о связи пятиэлементной формации с заключительными этапами становления верхнепалеозойского гранитного магматизма в определенных структурных условиях.

В настоящее время на основе изучения эволюции магматизма Северо-Кавказской складчатой области могут быть сделаны выводы, имею-

щие и общее значение в отношении закономерностей развития геосинклинального режима (в верхнем докембрии?), первоначально захватывавшего большую территорию с последующей миграцией прогибов и активизацией магматизма от периферийной (платформы) части к молодым, альпийским прогибам Закавказья. Это смещение активизации геологических процессов в пространстве и времени отражается в развитии разновозрастных магматических формаций в структурных зонах и в закономерном метаморфическом омоложении K-Ar данных возраста для все более южных зон с возрастающим количеством наложенных этапов магматической активности.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ КАВКАЗСКО-КРЫМСКОГО РЕГИОНА

Геофизические (ГСЗ и гравиметрические) профили, пересекающие западную часть Северного Кавказа, позволяют судить о глубинной его геологии и сравнивать геологическое строение Кавказа, Черноморской впадины и Крыма.

Кавказский антиклинорий, расчленяемый на ряд структурно-формационных зон — от северной, Лабино-Малкинской, геосинклинальное развитие которой закончилось к нижнему силуру, до зоны Южного склона с геосинклинальным развитием в юре, претерпел сложную историю. На севере антиклинорий отделен от эпигерцинской платформы Предкавказским прогибом, заполненным малоплотными породами третичного возраста, мощностью не меньше 5 км.

Структура земной коры, выявляемая здесь по данным сейсмических и гравиметрических исследований, достаточно хорошо сопоставима с геологией по данным геологического картирования [10, 37].

В частности, прогиб поверхности Мохо, сопровождаемый увеличением отрицательной аномалии в редукции Буге, под Главным Кавказским хребтом отвечает скоплениям тех легких масс гранитоидов и молодых извержений типа Эльбрус, Казбек, которые приурочены к зоне Главного хребта.

Наоборот, в области Предкавказского прогиба и таких орографических элементов, как Терский и Сунженский хребты, при наличии большой мощности кайнозоя с пластовой скоростью 3,6 км/сек нижние этажи сложены палеозойскими и нижнепалеозойскими образованиями Лабино-Малкинской зоны. Плотность пород этой структуры близка к 3,0 г/см^3, в то время как в области Главного хребта гранитоиды в среднем дают значения плотности вряд ли более высокие, чем 2,8—2,85. Отсюда, естественно, в области прогиба происходит и относительное увеличение силы тяжести, и воздымание поверхности Мохо, которая залегает здесь примерно на 10 км выше, чем под структурной зоной Главного хребта.

Зона Южного склона Главного хребта характеризуется байосским основным вулканизмом и интрузиями гранитоидов, относящихся к границе юры—нижнего мела.

В Закавказье выступает срединный Дзирульский кристаллический массив, сложенный палеозойскими и, может быть, более древними, метаморфическими изверженными породами.

В осевой области хребта развиты среднеюрские диабазы, субвулканические интрузивные тела гранитов границы юры и мела, а также комп-

лекс субщелочных габброидов и трахитовых пород натриевой и калиевой ветви. По времени образования эта ассоциация относится к первой половине мела и характеризует переход к платформенному состоянию зоны Главного хребта и Южного склона Кавказской складчатой области.

Структурно-формационные зоны Кавказа на западе обрезаются Черным морем. Геофизическая изученность Причерноморья за последние годы сильно продвинулась вперед. Работы украинских геологов и геофизиков [35], а также Ю. П. Непрочнова, Б. К. Балавадзе и других представляют большую ценность для понимания строения Черноморской впадины.

Вместе с тем следует сказать, что вопросы магматической геологии Крымского полуострова к настоящему времени освещены совершенно недостаточно. Чрезвычайно ценные работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга в соавторстве с Е. Н. Дьяконовой-Савельевой, работы П. Н. Чирвинского, В. И. Лучицкого и М. В. Муратова внесли большой вклад в познание геологии и петрографии Крыма. Сейчас, однако, пришло время для изучения магматической геологии Крыма, Керченского и Таманского полуостровов на новой основе, с учетом выявленных черт развития магматизма Кавказа, Карпат и собственно бассейна Черного моря с его побережьями, включая Добруджу и другие районы Румынии. Равнинная часть Крыма относится к Скифской платформе и, видимо, представляет продолжение эпигерцинской платформы Северного Предкавказья. Некоторые признаки того, что структуры Кавказа погрузились под воды Черного моря, можно видеть в изверженных породах и структурах Крыма. Равнинная часть Крыма характеризуется развитием меловых отложений, включающих экструзивные тела трахитовых пород и третичные липариты. Горная часть Крыма сложена дислоцированным мезозоем (триас, юра), прорванным интрузиями гранит-порфиров и габбро-монцонитами, которые согласно данным абсолютного датирования (табл. 3) имеют нижнемеловой возраст. С аргиллитами байоса Крыма ассоциируются основные эффузивы.

При ознакомлении с чрезвычайно интересными в геолого-петрологическом отношении горными породами вулканического массива горы Карадаг по коллекции Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, хранящейся в Петрографическом музее ИГЕМ АН СССР, автором настоящей статьи были выявлены значительные аналоги между многими породами Карадага и породами, слагающими экструзивно-эффузивные образования Западного Кавказа (реки Малый Пшиш, Кушинко) и таких вулканических центров, как гора Шоана близ г. Карачаевска на р. Кубани. Мной были также просмотрены образцы пород с горы Аюдаг и горы Кастель, полученные от Л. В. Фирсова. Петрографии Крыма посвящена монография В. И. Лебединского, изданная в 1939 г. С тех пор, кроме работ В. И. Лебединского, посвященных спилитам Крыма и другим его отдельным магматическим формациям, обобщений по петрографии Крыма в целом не было [25—27]. Все исследователи прежде всего выделяют малые интрузивные тела от диоритового до гранодиоритового состава. Эти мелкие интрузии прорывают триасовые и юрские отложения, включающие также основные эффузивы.

Большинство исследователей Крыма возраст интрузий и эффузивов в составе таврической свиты не считают более молодым, чем средняя юра; для интрузий допускается батский возраст. В отношении вулкано-

Таблица 3

Данные К-Ar датирования горных пород мезозоя–кайнозоя Крыма и Кавказа (константы $\lambda_K = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$, $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$)

№ п/п	Местоположение	Порода, минерал	K, %	$^{40}Ar_{рад}$, нмм^3/г	T, млн. лет	Лаборатория, аналитик
		КРЫМ				
А–100	гора Карадаг, Святая гора	Палеолипарит	3,57	0,0128	90	Геол. ин-т Дагест. фил-ла АН СССР С. С. Сардаров
11/24	гора Хоба-Тепе	Трахит	8,85	0,0460	132	То же
272	Там же	Оксикератофир	2,38	0,0090	98	»
851	гора Кок-Кая	Липарито-дацит	2,00	0,007	90	
553	гора Хоба-Тепе	Оксикератофир	2,27	0,0120	95	Ин-т геохимии СО АН СССР, С. Б. Брандт
1	гора Карагач	Кератофир	1,35	0,0035	68	То же
2541	То же	Зеленый туф	3,75	0,0160	105	»
147/62	гора Кастель	Кварцевый порфир	0,71	0,0036	130	Геол. ин-т Дагест. фил. АН СССР, С. С. Сардаров
147/63	То же	Кварцевый порфир	0,89	0,0049	140±15	ИГЕМ АН СССР, Л. Л. Шанин
149/63	*гора Аюдаг*	*Габбро-монцонит*	0,94	0,0046	126±15	*То же*
150/63	гора Кучук-Ламбат	Альбитит	1,05	0,0049	120±12	»
	гора Святая	Трасс	1,04	0,0025	62±10	»
		КАВКАЗ				
115/57	р. Кушинко	Трахит, эруптивная брекчия	10,49	0,0460	107	»
74/60	гора Шоана	То же	3,82	0,0177	125	Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, Л. В. Фирсов
120/60	сел. Булунгу	Габбро-монцонит	1,21	0,0058	122	ИГЕМ АН СССР, Л. Л. Шанин

Примечание. С № А—100 по № 147/62 определение К в породах проводилось в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР.

генных образований, так называемых палеотипных, допускается возраст до келловея включительно. Так называемые кайнотипные эффузивы (Карадаг, окрестности Балаклавы), по схеме В. И. Лучицкого, имеют возраст верхний келловей—альб. В работе Л. В. Фирсова [36, табл. 4 и 5] приведены данные определений абсолютного возраста крымских пород К-Ar методом, которые были ему переданы В. И. Лебединским. По результатам анализов четко выделяются две возрастные группы: первая — основные породы и плагиопорфиры с возрастом около 160 млн. лет, что позволяет относить их к байосу; вторая — диориты с. Украинка (Курцы) и кератофиры Карадага, давшие в среднем возраст около 110 млн. лет, что позволяет относить их к мелу.

По имеющимся у меня материалам были также проведены некоторые измерения абсолютного возраста К-Ar методом (см. табл. 3). В частности, изучались интрузивные породы горы Аюдаг (№ 149/63), представленные роговообманковыми габброидами с некоторым содержанием биотита, кварца и иногда кварцево-ортоклазового гранофира в интерстициях между зернами главной массы минералов. Эти габброиды имеют несколько щелочную тенденцию. Как видно из табл. 3, их возраст 126±10 млн. лет, т. е. по данным абсолютного датирования они выходят за пределы юры. Альбитит Кучук-Ламбата также показал возраст 120 млн. лет. Дайкообразный шток Биюк-Исар в районе Оползневого (Кикевенс) представлен субщелочным габбро с возрастом 125 млн. лет. Микрогранодиорит-порфир горы Кастель, сходный петрографически с гранодиорит-порфирами экструзивного типа в Туапсинском районе Западного Кавказа, показал и близкий к ним возраст. В лаборатории ИГЕМа возраст гранодиорит-порфира был определен равным 140±10 млн. лет, а в лаборатории Дагестанского геологического института (С. С. Сардаров) — 130 млн. лет. Проведенные в разных лабораториях определения возраста вулканогенных пород Карадага и Святой горы достаточно однозначно свидетельствуют о меловом и палеогеновом возрасте этих вулканогенов. Полученные цифры позволяют ставить вопрос о необходимости уточнения геологической позиции интрузивных и эффузивных формаций Крыма.

По-видимому, все изверженные породы Карадагской вулканической группы относятся к извержениям не геосинклинального типа, а скорее являются субаэральными образованиями трахиандезит-липаритового ряда. Крайне интересны находки на Карадаге существенно калиевых трахитов, а также то, что липариты и «триассы» Святой горы в возрастном отношении скорее относятся к границе мела с третичной системой.

Приведенные предварительные данные позволяют надеяться, что при более полном изучении магматизма Крыма, с привлечением кернового материала, станет более ясной история его развития во времени и пространстве, что поможет лучше понять основные черты геологии Кавказско-Крымско-Карпатской горной системы и бассейна Черного моря в целом, включая Добруджу, Южные Карпаты и, возможно, частично Балканы.

История развития впадины Черного моря тесно связана с геологией Кавказско-Крымско-Карпатской системы. Эта впадина, сформировавшаяся в начале третичного времени, находится к северо-западу от срединного Дзирульского массива, разделяющего Большой и Малый Кавказ. К юго-востоку от Дзирульского массива расположена Южно-Каспийская впадина. Если мы вернемся к обнаружению румынскими геологами (см. выше) у г. Констанцы дислоцированного докембрия, то длительность развития многих морских бассейнов, эпох складчатости, магматизма и металлогении в сегменте земной коры, занимаемом Кавказом, Крымом, Карпатами и современным Черным морем, становится очевидной. Познать историю развития столь сложно и длительно развивающегося участка земной коры — большая, ответственная и нужная задача для будущих исследователей.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЗМА КАВКАЗА

Развитие структурных зон и магматизма Кавказа происходило последовательными этапами в течение всего фанерозоя в пределах эвгеосинклинали, заложенной в верхах (?) докембрия на фундаменте, сложенном кристаллическими породами, вновь вовлеченными в геосинклинальную форму развития земной коры.

В настоящее время накоплен обширный фактический материал об эволюции состава конкретных формаций, отвечающих отдельным этапам развития эвгеосинклинали Большого Кавказа. Выявлена миграция геосинклинальных прогибов от Лабино-Малкинской (ордовик) до Севан-Акеринской (верхний мел—палеоген) зоны, сопровождавшаяся развитием эффузивных и интрузивных формаций основной магмы и Na-гранитной.

Гранитные образования нормального типа (K-Na) связаны с постумными движениями структурных зон меньшей амплитуды.

Эволюция фанерозойской эвгеосинклинали сопровождалась периодической активизацией магматических процессов.

Наблюдается повторяемость проникновения к поверхности основных и кислых магм. Однако конкретные формации, представляющие серии дифференциатов, характеризуются спецификой состава пород и сопутствующих производных. В области Северного Кавказа наблюдаются близко расположенные шовные зоны субширотного направления, к которым в девоне, карбоне и перми были приурочены вулканические аппараты, частью представленные вулканами центрального типа.

Материал по кавказским конкретным формациям изверженных пород доказывает первично-магматическое происхождение базито-габброидных и гранитовых пород. Однако внедрению магм, в меньшей степени базитовых, сопутствуют также процессы и метасоматической переработки, особенно ярко и полно выражающиеся в гранитизации вмещающих пород, обусловленной гранитными магмами.

Нахождение разумных границ метасоматических и магматических процессов и выяснение роли магм при метасоматических преобразованиях субстрата помогут завершению дискуссий по проблемам происхождения гранитов и базито-ультрабазитовых интрузий.

Кавказский материал доказывает реальность генетических связей различной эндогенной минерализации с конкретными формациями изверженных пород или с их отдельными членами, характеризующими определенные стадии развития структурно-формационных зон. При этом специфика минерализации в большинстве случаев отражается и на составе элементов и минералов-примесей в горных породах соответствующих формаций.

Развитие гранитного магматизма на Кавказе показывает, что проблема жильных серий не может решаться по схеме двухэтапного развития, как это было принято на основе изучения казахстанского материала. Кислым дифференциатам гранитных серий отвечают и кислые жильные производные. Все факты прорезания аляскитовых интрузий дайками основного состава требуют специального изучения, эти основные породы могут быть магматическими образованиями независимого от гранитной интрузии генезиса и возраста.

Проведенные совместно с ИФЗ АН СССР исследования физических свойств горных пород позволили сделать предварительные выводы о глубинной геологии Северного Кавказа [10], опирающиеся при интерпретации геофизических профилей на данные по магматической геологии и петрофизике Кавказа.

Материал, изложенный в настоящей статье, о развитии магматизма в структурно-формационных зонах Кавказской геосинклинали по крайней мере с низов палеозоя до плейстоцена позволяет выделить конкретные формации, связанные единством происхождения. Иными словами, на этом материале можно ставить как разрешимую задачу выяснение роли геологических факторов для генезиса изверженных пород и эндогенной минерализации.

В связи с кавказскими работами возникают и вопросы петрографической терминологии. Заботой многих наук является упорядочение терминологии, ими используемой. В петрографии — естественноисторической науке — основные термины и понятия были сформулированы достаточно давно. Накопление новых фактов, выявление новых ассоциаций пород, характеризующих специфичность геологических условий их формирования, естественно, приводят к необходимости не пытаться втискивать новое, более широкое содержание в уже установившиеся понятия и термины, а создавать для этих целей новую, четко сформулированную терминологию. Так, на основе материала Кавказско-Крымской области целесообразно выдвинуть для обсуждения вопрос о границах группы гранитоидов в целом и о подразделении ее на разновидности по составу, структуре, геологической обстановке формирования. В частности, закономерен вопрос о положении среди гранитоидов такой группы, как плагиограниты. Точно так же установившиеся для метаморфных, геосинклинального типа пород понятие о кератофир-спилитовой формации, существенным признаком пород которой является их натриевый характер, в последние годы приобрело значительное расширение. В литературе, например, известны описания калиевых спилитов. Тем самым специфичность их образования в геосинклинальных условиях исчезает, химизм породы как критерий геологических условий генезиса теряет свое значение, что вряд ли правильно. Думается, что и отнесение вулканической серии Карадага в Крыму к спилит-кератофировой формации нуждается в уточнении. Ассоциации эффузивных и экструзивных пород Карадага и Святой горы, возраст их и геологическая обстановка их формирования скорее характерны для структур, переходных к платформенным. Все это показывает, что к настоящему времени накоплен новый фактический материал о природных ассоциациях изверженных горных пород, нуждающийся в соответствующем развитии номенклатурных понятий и терминологии в петрографии.

Развитие дальнейших исследований в области магматизма Кавказа требует создания обобщающей работы «Магматизм Кавказа», представляющей итоги познания магматизма на территории Северного Кавказа, Дагестана, Азербайджана, Грузии и Армении. В этом обобщении должна быть проведена корреляция магматических образований всего Кавказа с показом эволюции их во времени и пространстве.

На основе критического анализа данных изотопной геологии должен быть создан раздел «Петрохимия и редкие элементы разновозрастных магматических формаций Кавказа». Наконец, существенным разделом

должна быть «Петрофизика Кавказа», как основа для интерпретации геофизических данных. Такая монография должна также содержать итоговый теоретический раздел по петрологии Кавказа, включающий разработку проблемы формаций изверженных пород и проблемы петрогенезиса.

Такому обобщению должны предшествовать сверочные исследования по магматической геологии, изучение кернов глубоких скважин, специально поставленное разбуривание определенных геологических узлов с целью однозначного решения конкретных проблем кавказской геологии, абсолютному датированию и металлогенической специфике магматических формаций Кавказа по единой разработанной программе.

Совершенно необходимы заложение и проходка научно-опорных скважин *в пределах срединного Дзирульского массива, на вулканических* аппаратах мелового и плиоценового возраста, а также в пределах наиболее древних образований Северного Кавказа — приподнятых блоках древнего кристаллического основания рек Мушт — Хасаут и р. Малой Лабы.

Учитывая относительно хорошую изученность Кавказско-Крымского региона, включающего два моря — Черное и Каспийское, необходимо превратить этот регион в своеобразный экспериментальный полигон для комплексного изучения фундаментальных проблем геологии, петрологии и геофизики современными геолого-петрологическими и геофизическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, *1950*, вып. *69*.
2. *Афанасьев Г. Д.* Магматические комплексы и геологическое картирование.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
3. *Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
4. *Афанасьев Г. Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
5. *Афанасьев Г. Д., Цейтлин С. Г.* Предварительные итоги изучения радиоактивности горных пород Северного Кавказа и их значение для некоторых проблем петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3.
6. *Афанасьев Г. Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
7. *Афанасьев Г. Д.* Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
8. *Афанасьев Г. Д.* Еще раз о строении земной коры по геофизическим данным с позиций петрографии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10.
9. *Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. В.* О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Сев. Кавказ).— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2.
10. *Афанасьев Г. Д., Баюк Е. И., Беликов Б. П., Борсук А. М., Воларович М. П., Залесский Б. В., Синянов И. З.* Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
11. *Афанасьев Г. Д., Куцев Ю. С., Шанин Л. Л.* Калий-аргоновое датирование пород, вмещающих отдельные рудопроявления, по материалам Северного Кавказа и Иртышской зоны смятия (Алтай).— Тр. 13-й сессии комис. по опред. абсолют. возраста геол. формаций. М.: Наука, 1966.
12. *Балавадзе Б. К., Миндели П. Ш.* Строение земной коры бассейна Черного моря по геофизическим данным.— В кн.: Геофиз. Ком. Сейсмические исследования, № 6. М.: Наука, 1965.
13. *Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Карамян К. А., Сагателян Э. А.* Абсолютный возраст некоторых рудных формаций Армении.— Тр. 13-й сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Наука, 1966.

14. *Багдасарян Г. П.* О возрастном расчленении интрузивов Средней Армении.— Тр. 13-й сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М.: Наука, 1966.
15. *Белянкин Д. С.* О Дарьяльском граните.— В кн.: Геологические исследования в области перевальной железной дороги. СПб.: Изд-во Упр. по сооруж. жел. дор., 1914.
16. *Греков И. И., Потапенко Ю. А., Снежко В. А.* Некоторые особенности развития досилурийского вулканизма на Северном Кавказе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
17. *Демин А. М., Кропачев С. М., Круть И. В.* Девонский вулканический комплекс Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11.
18. *Кизельватер Д. С.* Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 1.
19. *Кизевальтер Д. С., Бахтеев М. К.* Сравнительная характеристика среднепалеозойских вулканогенных комплексов Западного Кавказа.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, № 4.
20. *Ковалевский С. А.* Корни Горного Крыма.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 3.
21. *Копачев С. М.* К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Дауд и Малая Лаба.— В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962, т. 3.
22. *Кузнецов И. Г.* Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении сланцев Главного хребта на Кавказе.— Изв. Геол. ком., 1926, т. 45, № 3.
23. *Лебедев А. П.* Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. петрогр., 1950, вып. 113, № 33.
24. *Лебедев П. И.* Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками.— Тр. Северо-Кавказ. ассоциации и исслед. ин-тов, 1930, вып. 15, № 75.
25. *Лебединский В. И., Добровольская Т. П.* О проявлениях палеозойского магматизма на юге Крымской геосинклинали.— Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 2.
26. *Лебединский В. И.* Пластовые интрузии в Таврической серии и их роль в геологической истории Горного Крыма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4.
27. *Лебединский В. И., Шалимов А. И.* Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма.— Сов. геология, 1967, № 2.
28. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа.— Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей, 1898, вып. 5, № 26.
29. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н.* Вулканическая группа Карадага в Крыму. М.: Изд-во АН СССР, 1933.
30. *Лупанова И. П.* О палеозойских конгломератах балки Никитиной (Северный Кавказ, р. Малая Лаба).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 11.
31. *Лучицкий В. И.* Петрография Крыма.— В кн.: Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1939.
32. *Любофеев В. Н., Журавлев И. П.* Петрографический состав палеозойских гранитоидов Западного Предкавказья и некоторые особенности их метасоматического изменения.— Тр. Краснодар. фил. ВНИИ, 1966, вып. 17.
33. *Ренгартен В. П.* Геологический очерк р-на Военно-Грузинской дороги.— Тр. Всесоюз. геол.-развед. объед., 1932, вып. 148.
34. *Робинсон В. Н.* Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рр. Лабы и Белой на Северном Кавказе.— Тр. Всесоюз. геол.-развед. объед., 1932, вып. 226.
35. *Субботин С. И.*— В кн.: Строение земной коры и физические свойства горных пород, № 1 (12). Киев: Наукова думка, 1965.
36. *Фирсов Л. В.* Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4.
37. *Юров Ю. Г.* Строение земной коры на Кавказе и изостазия.— Сов. геология, 1963, № 9.

УДК 552.3+550.93(470.6)

МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ОБОБЩЕНИЙ ПО МАГМАТИЗМУ И ГЕОХРОНОЛОГИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА [1]

В предлагаемом сообщении излагаются некоторые выводы, полученные группой геологов отдела общей петрографии ИГЕМ АН СССР, ведущих многолетнюю работу по изучению магматизма и металлогении Большого Кавказа.

Рассмотрение эволюции магматизма во времени проводится на основе выделения следующих структурно-формационных зон (с севера на юг): Лабино-Малкинской, Бескесско-Марухской и Передового хребта, гранитоидов Главного хребта, Осевой зоны Главного хребта. Для Северного Кавказа характерны явления миграции магматизма во времени с севера на юг и все более усложняющаяся картина магматизма в этом направлении. Геосинклинальное развитие области началось не позднее кембро-ордовикского времени.

ДОСИЛУРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Досреднепалеозойский метаморфический субстрат обнажается во всех зонах. В нем по данным абсолютного датирования выявлены древнейшие из известных на Кавказе гранито-гнейсы, вероятно, нижнепалеозойского возраста. Возраст слюд в них 400—450 млн. лет. Флогопит из контакта серпентинитов и гранито-гнейсов р. Мощевой, проанализированный в лабораториях ИГЕМа и Башкирского филиала АН СССР, показал одинаковое значение — 450—460 млн. лет. Но этим гранитоидам предшествовали гипербазиты и гранулиты, а также вулканогенные породы вмещающих толщ. Эти данные позволяют выделить следующие досилурийские магматические формации.

Условно рифейская формация амфиболитов и гнейсов балканского типа залегает в ядре антиклинальной структуры юго-западной части Передового хребта.

Формация зеленокаменных эффузивов и плагиопорфиров гипабиссального характера обнажается в Лабино-Малкинской зоне (хасаутская серия), в Главном хребте и в меньшей мере в Передовом хребте. Наиболее полно диабаз-кератофировая формация выражена на Малке, где представлена сопряженной серией лавовых излияний натриевых порфиров и диабазов, туфоконгломератами и дайками плагиогранит-порфиров и плагиогранодиорит-порфиров, обогащенных темноцветными. Данные абсолютного возраста плагиогранитов показали потерю ими части радиогенного аргона. С формацией связаны колчеданные рудопроявления. Плагиогранит-порфиры и альбитофиры, превращенные во вторичные кварциты по рекам Хасаут и Малка, могут быть выделены в отдельную экструзивно-эффузивную субформацию.

[1] Магматизм, метаморфизм и метасоматизм: Материалы 1-го Регионального петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам (11—15 мая 1966 г., Тбилиси). Тбилиси, 1969.— В соавт. с А. М. Борсуком, И. В. Круть, В. Т. Кудрявцевым, Н. П. Лупановой, В. В. Плошко.

Гипербазитовая формация проявлена в Лабино-Малкинской зоне и в зоне Главного хребта, причем в последней гипербазиты менее серпентинированы и отличаются повышенным содержанием алюминия, железа и пониженным — магния. С ультрабазитами связаны проявления хрома, никеля, хризотил-асбеста, талька и магнезита. Есть основания полагать, что обе указанные формации — вулканогенная и гипербазитовая — отвечали доордовикскому начальному этапу развития геосинклинальной области.

Гранитная формация предположительно ордовикского возраста. Установленная по радиологическим данным в Бескесском массиве, проявлена в Лабино-Малкинской зоне. Представлена гнейсовидными гранитами нормального ряда, в которых наряду с плагиоклазом (№ 20) содержится полевой шпат микроклинового ряда, с повышенным содержанием альбитовой частицы. Граниты сопровождаются редкоэлементной минерализацией. Сходные катаклазированные лейкократовые гранито-гнейсы развиты в Перевальной зоне. Возможно, что к этой же формации относятся неогнейсованные тоналиты (плагиограниты) хр. Балканы, в которых плагиоклаз пелитизирован, но не альбитизирован. Плагиогранитные тела в зоне Главного хребта в значительной мере переработаны последующими интрузиями.

В области Главного хребта, особенно в Перевальной зоне, развиты ультрабазиты, амфиболиты и олигоклазовые гнейсы с натриевым ортоклазом, т. е. в целом ассоциации пород аналогичны кембро-ордовикским формациям Лабино-Малкинской зоны.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

В области максимального поднятия антиклинория Передового хребта в междуречье Большой Лабы и Белой получает развитие древний гипербазито-плагиогранитный комплекс, известный под названием «уруштенский». Все структурные и минералогические особенности пород этого комплекса, сам набор пород (от ультрабазитов до крупнокристаллических пегматитов) свидетельствуют о глубинности его формирования.

Среди горных пород комплекса наиболее распространены ультрабазиты и гранитоиды. Более древние среди них — ультрабазиты. Время формирования их имеющимися данными не устанавливается. Выходы ультрабазитов приурочены главным образом к крупному Уруштен-Маркопиджскому разлому, заложение которого, вероятно, произошло в нижнем палеозое. Этот разлом протягивается на расстояние 50—60 км в северо-западном направлении — от р. Маркопидж на востоке до горы Слесарня на западе и далее. Ультрабазиты пространственно и генетически связаны с этим долгоживущим разломом и представлены гарцбургитами, оливиновыми пироксенитами, пироксенитами и различными серпентинитами, связанными между собой взаимопереходами. Все они являются производными единой ультраосновной магмы, отличающимися друг от друга степенью автометасоматической переработки первичных ультрабазитов.

Выявление гипербазитовых интрузий древнее 450 млн. лет в Лабино-Малкинской зоне оставляет открытым вопрос о возрасте змеевиков Передового хребта: относятся ли они к начальной фазе девонского магматизма или являются более древними, аналогичными доордовикскому комп-

лексу. Послесилурийский возраст змеевиков р. Малки требует уточнения, так как контакты их там тектонические.

Внедрение плагиомусковитовых гнейсированных гранитоидов происходило в несколько фаз (гранодиоритовую, гранитовую и аляскит-пегматоидную) и приурочено к тому же Уруштен-Маркопиджскому разлому. Формирование горных пород аляскит-пегматоидной фазы датируется возрастом 355±20 млн. лет, что соответствует среднему девону. С этой фазой связано широкое проявление натриевого метасоматоза, что обусловило изменение вмещающих пород. С заключительными этапами внедрения гранитоидов аляскитовой фазы связана интенсивная переработка ультрабазитов с появлением большого разнообразия метасоматитов, в том числе и апатитсодержащих.

Существенно натриевые гранитоиды уруштенского комплекса, сопровождаемые пегматитами, аплитами, гидротермальными жилами, являются важным фактором разнотипной эндогенной минерализации (редкие элементы, апатит, титан и др.). Явления натриевого метасоматоза, связанного с уруштенским комплексом, проявились наиболее существенно в зоне Передового хребта. Уруштенский комплекс относится ко второму этапу развития геосинклинального магматизма. К третьему этапу относится средне-верхнедевонский эффузивный магматизм.

Средне-верхнедевонская осадочно-вулканогенная формация, развитая в Передовом хребте, начинается излияниями диабаз-кератофирового состава и сопровождается гипабиссальными и субвулканическими интрузиями. В западной части зоны выделяются две субформации, связанные с заключительными фазами образования формации: а) палеоандезитов, трахиандезитов и щелочных эффузивов, с которыми ассоциируют небольшие тела ультрабазитов, и б) комагматичных основных субщелочных и граносиенитовых гипабиссальных интрузий, которые не проникают в фаменские отложения. Возраст эффузивов, определявшийся по породе (около 320 млн. лет), следует считать несколько омоложенным. В верхнедевонских конгломератах встречены валуны субщелочных порфиров, возраст которых (по электромагнитным фракциям) равен 350 млн. лет. С формацией связан второй известный этап колчеданного рудообразования. Верхнедевонские эффузивы завершают развитие эвгеосинклинального магматизма.

Формация девонских (?) интрузий р. Кубани, возможно, составляет самостоятельную группу. К ней относятся, в частности, гнейсированные гранит-порфировые интрузии рек Индыш и Даут, а также габбро-амфиболиты, переходящие вследствие сиенитизации в сиенито-диориты. Возраст гранит-порфиров по электромагнитной фракции 340—350 млн. лет. Поскольку радиологические и геологические данные позволяют считать их девонскими, можно полагать, что на Кубани вскрыт глубинный срез тех малых интрузий, которые слагают предыдущую формацию.

Химизм верхнедевонской вулканогенной формации свидетельствует о повышенной щелочности слагающих пород (некоторые приближаются к фонолитам и трахитам). Повышенно-щелочны также габброидные интрузивы. Предфаменский магматизм в целом представлен породами, приближающимися к щелочному ряду. Общее рассмотрение этих явлений магматизма позволяет усматривать в них черты сходства с вулканизмом океанических островов. Связанные с ними месторождения колчеданных руд по возрасту и геологическим условиям близки между собой. При про-

ведении дальнейших исследований следует иметь в виду возможности бокситонакопления в толщах верхов девона на границе с карбоном за счет выветривания и накопления в водоемах продуктов разложения верхнедевонских эффузивов.

Несомненно, в пределах Главного хребта также имеются среднепалеозойские магматические образования, переработанные верхнепалеозойскими гранитоидами.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Во всех своих глубинных эффузивно-экструзивных и дайковых проявлениях верхнепалеозойский магматизм представлен кислыми и средними породами гранит-липаритовой формации. Только сиениты и габбро-сиениты комплекса малых интрузий, а также пермская экструзивно-эффузивная ассоциация начинаются с более основных и щелочных пород.

Проявления гранитного магматизма на глубине были, по-видимому, развиты в пределах всех зон. Сейчас они вскрыты в зоне гранитоидов Главного хребта. Гипабиссальные интрузии и экструзивно-эффузивные проявления близповерхностной фации этого магматизма сейчас приурочены главным образом к зоне Передового хребта и к пограничным участкам различных зон и подзон.

В настоящее время вполне обоснованным является положение о сложном многоэтапном развитии гранитного магматизма в пределах Северо-Кавказской складчатой области. На примере серых гранитов устанавливается развитие двух генераций биотита, одна из которых сильно хлоритизирована. Калий-аргоновое и рубидий-стронциевое датирование показали, что возраст биотита — 370 млн. лет — отвечает девону. Это свидетельствует о переработке древнего субстрата верхнепалеозойскими гранитами. Среднее из определений слюд субстрата показывает 340± ±15 млн. лет, что, вероятно, отвечает времени девонского метаморфизма.

В формации гранитоидов глубинной фации собственно зоны Главного хребта выделяются следующие стадии: 1) амфиболовые и амфибол-биотитовые диориты, кварцевые диориты; 2) гранодиориты, микроклиновые граниты; 3) порфировидные гранодиориты, граниты; 4) жильные роговообманковые спессартиты; 5) серые двуслюдяные граниты (средний возраст 280 млн. лет); аляскиты (средний возраст 250 млн. лет); 7) пегматиты и аплиты. Диориты, порфировидные граниты, микроклиновые граниты образуют сложнопостроенные массивы. Двуслюдяные, так называемые серые, граниты представляют более поздние, обычно самостоятельные проявления, отдельные разновидности их известны как уллукамский тип. С «серыми» гранитами связаны обширные зоны гранитизации, а в отличие от предыдущих гранитов в них редки ксенолиты. Аляскитовые граниты образуют мелкие тела, ассоциирующиеся обычно со сложнопостроенными массивами.

К формации северных гранитов относятся верхнепалеозойские интрузивы, сформированные в условиях относительно стабильной Лабино-Малкинской зоны. Массивы гранитов здесь также многофазны и являются в основном гетерогенными образованиями средних глубин. К более древним среди них относятся ортоклазовые граниты и гранодиориты, которые интрудировались микроклиновыми гранитами. В нижнепермских конгломератах в гальке распространены именно ортоклазовые гранодиориты, а в нижнетриасовых — также микроклиновые граниты и аляскиты.

Плутоно-вулканическая средне-верхнекаменноугольная формация представлена липаритами и риолитами, обнажающимися по рекам Малая Лаба, Бескес и другим в зонах Передового хребта и Бескесско-Марухской. Комагматичные им туфы залегают в верхах среднекаменноугольной толщи. Значения абсолютного возраста экструзий, отвечающие скорее нижней перми, возможно, связаны с более поздним магматизмом. По химическому типу породы формации относятся к эффузивно-экструзивной фации кали-натриевой гранитной магмы. Вероятно, к этой формации принадлежат относительно более глубинные малые тела от гранодиоритов до аляскитов, обнажающиеся в долине Индыша, которые сходны с дайкой гранит-порфиров по р. Большой Лабе, несущей повышенное количество редких земель.

Возраст гранитных интрузий 240—280 млн. лет. Они также содержат карбурановую минерализацию.

Нижнепермская вулкано-плутоническая формация красноцветных лав и пирокластов трахиандезитового и липарит-гранитного трахидацитового состава приурочена к зоне Передового хребта. Специфическая минерализация, связанная с этой формацией, аналогична верхнекаменноугольному магматизму. Малые интрузии кварцевых порфиров и гранит-порфиров (с микропегматитом) рек Худеса, Джаланкола завершают развитие этой формации. Эффузивно-экструзивная серия эволюционирует от более основных, повышенно-щелочных, через средние повышенно-щелочные, к кислым гранитам (липаритовым), остаточным расплавам. Абсолютное датирование пермских трахиандезитовых экструзивов на р. Теберде и «кератофиров» р. Худес указывает скорее на верхнепермский возраст в соответствии с принятой шкалой.

Весьма сложная ассоциация малых интрузий габброидов, диоритов, сиенитов и гранитоидов развита в полосе сочленения зон Передового и Главного хребтов. К ней относятся интрузивы районов гор Ятыргварта, Магишо, Закана, Загедана, Карабека и рек Теберды, Даута, Чегема, Джуги-Челепсы, Киши. Интрузии горы Ятыргварта являются заведомо *донижнетриасовыми и имеют возраст 250 млн. лет.*

Все многообразие магматических пород комплекса малых интрузий в районе горы Ятыргварта обусловлено внедрением магмы сиенитового, гранодиоритового и, вероятно, гранитного состава. Все остальные породы переменного состава могут рассматриваться как продукты кристаллизации магмы с измененным составом в результате главным образом *контаминации за счет ассимиляции вмещающих пород. Начало формирования* комплекса — верхний карбон, завершение — нижняя пермь.

Сопоставление особенностей вещественного состава серии малых интрузий, кристаллизовавшихся в гипабиссальных условиях, с серией пород, образующих нижнепермскую эффузивную формацию и гранит-порфиры, позволит уяснить влияние обстановки кристаллизации магм на особенности образующихся горных пород.

С верхнепалеозойским гранитоидным магматизмом связана разнообразная полезная минерализация — полиметаллическая и редкометальная.

МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Важнейшие тектонические подразделения, контролировавшие пространственное размещение и в известной мере характер магматических проявлений в мезокайнозое, были унаследованы еще со времен нижнего

и среднего палеозоя. Если каледонские прогибания достигали максимальной интенсивности в Лабино-Малкинской зоне и зонах Главного и Передового хребтов, то центром тектоно-магматической активности на Большом Кавказе в течение альпийского цикла становится Южный склон Большого Кавказа. Если для каледонского (или байкальского?) и герцинского циклов развития доминантными являлись структуры субширотного простирания, то в течение альпийского цикла все большее значение приобретают субмеридиональные структуры, сочетание которых с продолжающими активно развиваться структурами северо-западного простирания обусловливает блоковое строение мегантиклинория Большого Кавказа.

В истории развития магматизма на Большом Кавказе в мезокайнозое можно выделить четыре крупных этапа, в течение которых формируются главные магматические формации, имеющие региональное распространение. Новый этап охватывает раннюю и среднюю юру, второй — послесреднеюрское и донижнемеловое время, третий — мел и четвертый — неоген—антропоген. Магматические образования каждого этапа обладают отчетливо выраженной петрогенетической спецификой и характеризуют собой разные стадии развития магматизма в мезокайнозое.

Очевидным фактом геологической истории Большого Кавказа является миграция геосинклинального режима с севера на юг, устанавливающаяся достаточно убедительно для палеозойского и особенно мезокайнозойского отрезков геологического времени. В связи с этим в одно и то же время разные структурно-формационные зоны, сменяющие друг друга в направлении с севера на юг, находились в различной тектонической обстановке.

МАГМАТИЗМ РАННЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ

Ранне- и среднеюрское время на значительной части территории Большого Кавказа характеризуется погружением крупных участков земной коры, осуществившимся по системе глубинных разломов, унаследованных еще с палеозоя. С этим периодом связано возникновение формации основных пород, представленной спилитами, диабазовыми и базальтовыми порфиритами.

В пределах западного погружения Главного Кавказского хребта (Туапсинский и смежные с ним районы) известны проявления нижнеюрского магматизма в эффузивной субвулканической и дайковой фациях. Так, в бассейне р. Гунайки (район станицы Пшиш) фиксируются останцы ааленских лавовых покровов, представленных базальтовыми порфиритами с шаровой текстурой.

Южнее, в районе с. Малая Псеушхо, обнаружены дайки диабазовых порфиритов, петрогенетически однотипные с лавами бассейна р. Гунайки. В бассейне р. Пшехи, в районе с. Верхние Тубы, породы кристаллического фундамента, а также аргиллиты лейаса прорваны дайками и межпластовыми телами диабазовых порфиритов, близких по составу, структурным особенностям и характеру автометаморфических изменений к порфиритам р. Гунайки и с. Малая Псеушхо.

Аналогичные дайки диабазовых порфиритов встречены в районе перевала Санаторного, северо-восточнее с. Бабук-Аул.

На водоразделе рек Чессу и Малчепа (район пастбища Абаго), а так-

же в бассейне р. Белой выходят горизонты туфов, порфиритов и туфогенных песчаников, переслаивающихся с глинистыми сланцами среднего лейаса.

Наиболее интенсивная вулканическая деятельность ранней стадии геосинклинального развития (нижняя и средняя юра) фиксируется в пределах зоны Южного склона Главного Кавказского хребта. Именно эта область становится центральной частью геосинклинали на Большом Кавказе в течение альпийского тектоно-магматического цикла, и здесь наиболее мощно проявлен базитовый магматизм.

В узкой полосе, протягивающейся вдоль Южного склона Главного Кавказского хребта от верховьев р. Лашипсе к верховьям рек Авадхар, Мзымта, Пслух и Бзерпия, среди глинистых сланцев среднего лейаса залегают туфобрекчии альбитофиров и петрогенетически связанные с ними субвулканические тела. Наряду с альбитофирами на этой же территории развиты небольшие межпластовые тела и дайки диабазовых порфиритов.

Особенно широко в зоне Южного склона Главного Кавказского хребта распространена байосская порфиритовая формация, образующая полосу северо-западного простирания, протягивающуюся параллельно распространению флишевых толщ. Эта полоса байосских порфиритов прорезана ущельями рек Бзыбь, Кодори, Моква, Галлидзга, Ингули, Цхенисцкали, Риони и Лиахви. Изучению байосской вулканогенной толщи в разное время были посвящены работы Абиха, Фавра, С. П. Симоновича, Г. М. Смирнова, А. И. Джанелидзе, впервые установившего ее стратиграфическое положение, П. Д. Гамкрелидзе, Д. С. Белянкина, В. П. Петрова, Б. В. Залесского, Б. П. Беликова, Г. Р. Чхотуа, В. И. Курочкина, И. Р. Кахадзе, Г. М. Заридзе.

Особенно полно геологическое положение и петрографические особенности этой толщи были освещены в работах Г. С. Дзоценидзе.

Геолого-петрографическое изучение вулканогенов байоса Южного склона Главного хребта со всей очевидностью указывает на то, что здесь мы имеем дело с типичной спилит-порфиритовой формацией, характерной для ранних стадий геосинклинального развития.

Известны проявления раннеюрского магматизма в зоне Главного Кавказского хребта на территории Северной Осетии. С первой, наиболее ранней стадией вулканического цикла здесь было связано образование серии спилитовых покровов и инъекции в приповерхностные зоны магматического расплава того же состава.

В Садоно-Дигорской области развиты покровы альбитофиров, кератофиров и их туфов.

Широко развиты в пределах Северной Осетии производные основной магмы в виде даек и межпластовых залежей диабазов, габбро-диабазов, лейкодиабазов, диабазовых порфиритов и т. д. По минеральному и химическому составу они весьма разнообразны. Некоторые из пород этой серии отчетливо прорывают вмещающие отложения лейаса, другие размещены в осадочных отложениях спорного возраста. Часть этих даек, вероятно, генетически связана со спилитами эффузивной фации нижней юры. Однако объединение всей серии даек в единый петрогенетический комплекс в узком временном интервале сейчас вряд ли возможно. Есть основание считать, что часть даек основного состава бассейнов Терека и Ардона древнее юры, а часть — моложе.

Наиболее крупные массивы диабазов известны в зоне Главного Кавказского хребта в районе гор Чаухи (Хевсуретия) и Чутхаро (Рача). Эта область развития базитов была детально изучена Г. С. Дзоценидзе.

Своеобразно проявлен магматизм ранней и средней юры в пределах субплатформенной Лабино-Малкинской структурной зоны, которая на протяжении всего альпийского тектоно-магматического цикла представляла собой южную периферию погребенной платформы. Здесь фиксируются два района развития магматических образований. Один из них охватывает бассейн нижнего течения р. Теберды и часть бассейна Кубани, верховья рек Подкумок, Эшкакон и Хасаут. Второй район ограничен на западе долиной р. Чегем, а на востоке — р. Черек Балкарский.

Изучением магматизма Кубано-Тебердинского участка занимались А. П. Герасимов, П. И. Лебедев, М. В. Муратов, Л. А. Варданянц, И. Р. Кахадзе, Д. И. Панов, Ю. А. Потапенко и др.

Магматические образования размещены здесь в песчаниковой угленосной хумзаринской свите (лотаринг-плинсбах) и представлены несколькими вулканогенными горизонтами, состоящими из туфов, туфобрекчий и лав, андезитовых порфиров. Помимо вулканогенных пород, здесь развиты интрузивные межпластовые залежи, секущие дайковые тела, штоки и лакколиты, сложенные диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами и порфирами трахитоидного типа. В ряде мест интрузивные породы прорывают отложения плинсбаха, тоара и аалена, образуя в зонах контакта с вмещающими песчаниками эруптивные брекчии (балки Кара-Сырх и Шайлы-Лаы в бассейне р. Мары). В верховьях балки Шау-кол (бассейн р. Кубани) зафиксированы эруптивные брекчии андезитовых порфиритов, прорывающих песчаники тоара. Эруптивная брекчия андезитовых порфиритов, в свою очередь, прорвана штоком гранодиорит-порфиров более молодого возраста, возможно выходящего за пределы нижней юры.

Верхняя возрастная граница для ряда интрузивных пород существенно кислого состава (гранодиорит-порфиров и дацитов) в настоящее время не может считаться установленной. Определенно можно говорить о том, что они представляют собой более поздний этап проявления мезозойской магматической активности в пределах Кубано-Тебердинского участка.

Магматические породы Чегемско-Черекского района размещены в песчано-сланцевой толще тоара—байоса и представлены лавами, субвулканическими телами и пирокластическими образованиями основного состава и альбитофирами.

Особое положение среди продуктов магматизма Черекско-Чегемского района занимают ортоклазовые трахиты, описанные ранее как кератофиры, а также титан-авгитовые ортоклазсодержащие субщелочные габброиды типа эссекситов.

И те и другие в виде даек рассекают вмещающие песчаники байоса и подчиненные им вулканогены базитового состава. Подобная субщелочная ассоциация пород возникла в верхнемеловое время в пределах северо-западного блока зоны Главного Кавказского хребта и зоны Южного склона, т. е. в период, когда эти зоны переживали послегеосинклинальный этап развития.

ПОСЛЕНИЖНЕЮРСКИЙ—ДОНИЖНЕМЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ

С завершающим периодом раннеальпийской стадии в развитии альпийского тектоно-магматического цикла на Большом Кавказе, знаменующимся интенсивной складчатостью, связано внедрение интрузивов габбродиоритового, гранодиоритового и гранитного состава, фиксирующихся в зоне Главного Кавказского хребта и в северной периферии зоны Южного склона.

В пределах северо-западного блока зоны Главного Кавказского хребта магматическая активность этого времени привела к образованию кислых пород в гипабиссальной и субвулканической фациях, а также в виде интрузий специфического механизма внедрения (гранитоиды типа горы Индюк). Породы этой формации фиксируются на Санчарском перевале, в бассейнах рек Кодори и Ингури (абхазский и верхнесванетский интрузивные комплексы). Здесь распространены глубинные фации, которые несут на себе следы интенсивно проявленных процессов ассимиляции и гибридизма.

В это же время в зоне Южного склона формируется сложнопостроенный многофазный келасурско-гумистинский магматический комплекс, состоящий из диоритов и особенно широко развитых гранитов и их жильных производных. В разное время интрузивные породы этого комплекса изучались Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым, В. Я. Степановым, Г. М. Заридзе, Г. Р. Чхотуа и другими исследователями. Положение габброидов и монцонитов типа интрузии р. Зимы требует дополнительных исследований.

МАГМАТИЗМ МЕЛА

В области западного окончания Главного Кавказского хребта к раннему мелу предположительно относится ряд гипабиссальных и субвулканических пород повышенной щелочности.

Значительно интенсивнее проявлен магматизм в низах позднего мела, когда возникает формация субщелочных габброидов, имеющая региональное распространение. В гипабиссальной и субвулканической фациях субщелочные габброиды обнаружены в области западного погружения Главного Кавказского хребта (бассейн рек Пшиш и Пшеха), где они представлены кринанитами и жильными тешенитами. В бассейне рек Лоо, Сочи и Мзымта субщелочные габброиды (эссексит-диабазы) в виде даек межпластовых тел залегают среди отложений сеномана. В бассейне р. Псоу, у с. Аибга, субщелочные габброиды слагают довольно крупные интрузивные тела, рвущие аргиллиты байоса и известняки титона. Дайки субщелочных габброидов обнаружены в бассейнах рек Восточная Гумиста и Келасури, где они прорывают послебайосские гранитоиды. Уже в зоне Главного Кавказского хребта (на Санчарском перевале и в приледниковой части р. Аксаут) известны крупнозернистые титан-авгитовые субщелочные габбро, представляющие собой глубинную фацию субщелочных габброидов.

МАГМАТИЗМ КАЙНОЗОЯ

С кайнозоем связан последний период магматизма на Большом Кавказе. Выделяются две главные фазы магматизма — миоцен-плиоценовая и позднеплиоцен-антропогеновая.

В миоплиоцене на участке сочленения северного края поднятия Центрального Кавказа с эпигерцинской платформой (Лабино-Малкинская зона) в Минераловодском районе формируются гипабиссальные интрузивы повышенной щелочности (горы Бештау, Змейка, Кинжал, Бык, Шелудивая, Джуца, Золотой курган, Верблюд, Юца и др.).

В позднем плиоцен — раннечетвертичном периоде возникает сложная вулкано-плутоническая формация, объединяющая липаритовые лавы и игнимбриты Чегем-Баксанского района, гипабиссальные гранодиорит-порфиры р. Джунгу-Су, эльджуртинские граниты и липариты Тырныауза. Возникновение этой формации, представленной породами различной фациальной принадлежности — от сравнительно глубинных гранитоидов до субвулканических некков и громадных по объему толщ свареных туфов (игнимбритов) кислого состава, характеризует собой посторогенный и постскладчатый периоды в альпийской геосинклинальной системе Большого Кавказа, т. е. переход ее в состояние молодой платформы. К этой же вулкано-плутонической формации относятся гранит-порфиры (интродациты) горы Калько в Хевсуретии и горы Таймази в Северной Осетии.

Вулканическая деятельность заключительного этапа альпийского цикла на Большом Кавказе проявлена в Эльбрусской и Казбекской вулканических областях и Грозненском вулканическом районе. Важным является тот факт, что возникновение магматических пород, сходных в петрогенетическом отношении и близких по возрасту (3—5 млн. лет по данным абсолютного датирования), происходит и в Лабино-Малкинской зоне, для которой субплатформенные условия были характерны на протяжении большей части мезокайнозоя, и в зонах Главного Кавказского хребта и его сочленения с Южным склоном, для которых эти условия устанавливаются лишь в верхнем неогене.

ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Неоднократное возобновление гранитного, базитового и субщелочного до собственно щелочного магматизма в пределах Кавказского сегмента земной коры позволяет подойти к проблеме о составе глубинных частей земной коры в этом сегменте и о периодичности возникновения источников магмы и направленности развития периодически возникающих магматических очагов. Так как рассмотрение этих проблем должно проходить на основе глубокого анализа обильных фактов по особенностям вещественного состава разновозрастных и разнофациальных проявлений Северного Кавказа, то это может быть сделано лишь в специальной работе по петрологии и геохимии магматических формаций Кавказа.

Существенной задачей нынешнего дня является сведение и анализ геохронологических данных по Большому Кавказу. Со времени последнего обобщения такого рода, сделанного в 1960 г., накопился новый и принципиально важный материал.

Геологические аспекты магматизма Большого Кавказа необходимо развивать на основе существующего структурно-формационного районирования, которое требует дальнейшего уточнения и стратиграфического расчленения вмещающих толщ с учетом крайней необходимости получить новые данные по древним метаморфическим толщам, что даст возможность увязать ряды осадочных и магматических формаций в еди-

ные надежные корреляционные схемы. Нужно учитывать крайнюю условность в целом существующих сейчас схем, которые тем не менее играют положительную роль.

Важно помнить, что происходящий в настоящее время переход «к геологии формаций» требует все более строгого подхода к теоретическим вопросам, к определениям основных понятий и к номенклатуре и терминологии. Кроме того, Большой Кавказ *является одним из лучших объектов для отработки этих вопросов и развития учения о геологических формациях и других кардинальных проблем геологии.* В *перспективе* сочетание геологических и региональных геофизических методов позволит подойти к объемному картированию геологических формаций Кавказа.

В заключение перечислим некоторые конкретные вопросы геологии кристаллических пород Большого Кавказа.

1. Расчленение и датировка досилурийских орто-парасланцевых метаморфических толщ и интрузий.

2. Геологическая позиция, особенности различия ультраосновных пород древней геосинклинальной стадии развития.

3. *Особенности и различия досилурийских и среднепалеозойских плагиогранитных интрузий и связь их с ультрабазитами и базитами.*

4. *Специализированное изучение досилурийских вулканогенных пород* с целью выявления перспектив их колчеданоносности.

5. Установление пространственных особенностей размещения девонских колчеданоносных эффузивных субформаций и палеотектонической обстановки их образования.

6. Выявление критериев и установление комагматичности палеозойских плутонических и вулканических формаций.

7. Дальнейшее изучение геологических условий становления верхнепалеозойских гранитоидов с учетом необходимости сравнительной оценки *тектонической их позиции в разных зонах.*

8. *Специализированное изучение верхнепалеозойского магматиза с точки зрения условий образования и специфической полезной минерализации.*

9. Детальное изучение верхнепалеозойских серий малых интрузий с целью дальнейшего их расчленения и корреляции.

10. Выявление структурных элементов, сопряженных с центрами вулканизма (горы Эльбрус, Казбек, Ахалкалакское плато, андезито-базальтовый вулканизм Армении южнее оз. Севан, горы Арагац и т. д.).

11. Выявление разными методами истории развития структурно-формационных зон Грузии, Азербайджана и Армении.

12. *Изучение реликтовых срединных массивов типа Дзирульского.*

13. *Изучение петрохимической, геохимической и металлогенической* специфики магматических комплексов и связи магматизма и оруденения.

14. Эволюция магматизма и история структур длительного развития Кавказской складчатой области как части Тетиса.

15. Интерпретация геофизических данных на основе данных глубинной геологии и петрологии.

16. Обобщение данных о составе, положении в структурно-формационных зонах и возрасте ассоциации субщелочных и щелочных горных пород.

УДК 551.31:552.3(470.6)

КОНКРЕТНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

(опыт формационного анализа эволюции магматизма длительно развивающейся горно-складчатой системы) [1]

ВВЕДЕНИЕ

Геологический аспект познания горных пород и их закономерных ассоциаций, сопровождаемый детальным изучением вещества с позиций историзма и в связи с эволюцией структурных элементов земной коры, представляет основное содержание геологической петрологии.

Хотя идея о закономерных сообществах горных пород крупнейшими петрографами, нашими предшественниками, была выдвинута достаточно давно (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг — 1888 г., Джедд — 1896 г., Гольдшмидт — 1922 г., Тиррелл — 1932 г.), однако накопление фактического материала, как собственно петрографического, так и полученного благодаря успехам сопредельных наук (радиогеология, геохимия стабильных изотопов, геофизика, тектоника), создало возможность разработки проблем геологической петрологии только в наше время.

Познание соотношений — взаимосвязей горных пород различных типов петрографических ассоциаций, обоснование генетических связей между ними, выявление корреляционных зависимостей между магматизмом и тектоникой, специфика ассоциаций изверженных и метаморфических пород складчатых областей и платформ, проблема родоначальных магм — все эти аспекты геологической петрологии могут разрабатываться в наше время с уверенностью в получении результатов, ценных и для теории, и для практической геологии.

Фундаментальный для геологии вопрос о развитии геосинклиналей и их преобразовании в участки коры устойчивых областей, вплоть до платформ, а также вопрос о новом вовлечении платформенного участка коры в геосинклинальные условия развития требуют знания эволюции вещества подвижной зоны, т. е. типов ассоциаций горных пород, отвечающих определенным этапам структурно-тектонического развития горно-складчатой системы.

В 1949—1950 гг. на основе первого обобщения данных о древних гранитоидах Северного Кавказа и изучения конкретных ассоциаций пород Г. Д. Афанасьевым [2] было проведено расчленение магматических пород Северного Кавказа на магматические комплексы и фазы. В этой же работе рассматривалось содержание этих понятий и были сформулированы их определения как терминов. По мере уточнения объемов выделенных комплексов возникла необходимость выделения более дробных закономерных ассоциаций горных пород и целесообразного их отождествления с понятием конкретных магматогенных формаций.

В работе Г. Д. Афанасьева дается следующее определение понятия «магматический комплекс»: «Под магматическим комплексом понимает-

---

[1] Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.— В соавт. с А. М. Борсуком, Л. А. Кондаковым, Н. П. Лупановой, В. В. Плошко.

ся совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза» [2, с. 54].

В работе этого же автора 1960 г. («Принципы геологического картирования магматических формаций») на с. 200 указывалось: «Исходя из ранее данных формулировок... под понятием „формация" в применении к Северному Кавказу подразумевается ассоциация пород определенной фациальной принадлежности (эффузии, интрузии, гипабиссальные интрузии), образовавшаяся в результате внедрения магмы в верхний структурный ярус, внедрения, отвечающего отдельной фазе дифференциации глубинного магматического очага. Следует, видимо, уточнить, что конкретная формация сложена породами единого петрографического семейства, близкими по возрасту».

Выявление конкретных магматических формаций в разных регионах и их объединение в родственные комплексы лежат в основе решения проблем петрогенезиса; в этом отношении подобные исследования тесно связаны с проблемами, затронутыми в известной работе Ю. А. Кузнецова [37].

Одним из автором настоящей статьи (Г. Д. Афанасьевым) на основании данных по геологической петрологии Кавказа и изучения керна из буровой скважины Палазу-Маре близ г. Констанцы (СРР) была показана вероятность того, что Кавказско-Крымско-Карпатская геосинклиналь как система заложилась в нижнем палеозое на раздробленном субстрате из докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев.

Впервые публикуемая карта-схема магматических формаций Кавказа (см. вклейку на с. 92—93) [1], составленная на основе накопленных материалов по геологической петрологии этого региона, позволяет более детально рассмотреть эволюцию магматизма кавказской части нижнепалеозойского геосинклинального прогиба. Она составлена авторами на основе личных исследований с использованием материалов по геокартированию, полученных северокавказскими геологическими организациями. Следует, однако, отметить, что при составлении схемы магматических формаций авторы убедились, что еще далеко не все вопросы геологической петрологии Кавказа выяснены однозначно.

Развитие магматизма на Северном Кавказе неразрывно связано с эволюцией крупных геоструктурных элементов (структурно-формационных зон). Границы этих зон определяются реально существующими разломами, игравшими кардинальную роль в истории их развития на протяжении всего фанерозоя. В связи с этим магматические образования в пределах формации описываются по выделенным структурно-формационным зонам.

В целях большей наглядности в публикуемой схеме опущены некоторые детали и объединены некоторые формации.

[1] См. примечание к статье «Магматические формации как индикаторы тектоно-магматического развития...».— *Прим. ред.*

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

В настоящей статье использована схема районирования Северного Кавказа, приводившаяся в более ранних работах. Согласно этой, достаточно общепринятой, схеме выделяются четыре основные структурно-формационные зоны: 1) Бечасынская, 2) Передового хребта, 3) Главного хребта и 4) Южного склона. Строение этих крупных структурных элементов Северного Кавказа и история их развития различны. Субмеридиональные, длительно развивающиеся разломы в сочетании с разломами субширотного направления создают блоковое строение Кавказа.

1. *Бечасынская зона.* Фундамент ее сложен в основном дислоцированными кристаллическими сланцами и гнейсами докембрия. Он вскрывается в долинах большинства рек — от Лабы на западе до р. Черек Балкарский на востоке. Наиболее полный разрез докембрийского кристаллического фундамента, а также разрезы палеозойских и мезозойских толщ, слагающих мульдообразные прогибы в докембрийском фундаменте, наблюдаются по долине р. Кубани.

Магматические формации докембрия, не отраженные на схеме, требуют более детального картирования и петрологического изучения. В первом приближении разрезы докембрия дают возможность выделить две мощные толщи: докембрий I — толща слюдистых, слюдисто-гранатовых, эпидот-цоизитовых кристаллических сланцев и гнейсов и докембрий II — толща амфиболитов, зеленокаменных (хлорит-эпидотовых) порфиритов и порфироидов.

В пределах развития докембрийских толщ могут быть выделены конкретные магматические формации последующих эпох магматизма.

К таким формациям снизу вверх относятся.

а. Додевонская (ордовикская) габбро-сиенитовая формация р. Аманкола, представленная габбро, габбро-сиенитами, сиенитами, жильными титан-авгитовыми габбро, красноватыми ортоклазовыми гранитами с жильной серией аплитов и редких пегматитов.

б. В пределах площадей развития толщ докембрия выделяются дайковые серии пироксеновых габброидов, подвергшихся воздействию верхнепалеозойских гранитов (район Малкинского массива), дайки порфиров и гранит-порфиров среднего—верхнего девона с абсолютным возрастом (K-Ar метод) около 350 млн. лет.

в. Формация порфиров и гранит-порфиров (D_2—D_3), слагающая депрессии в пределах докембрия по разрезу р. Кубани.

г. В верхнем палеозое докембрийский фундамент подвергался дислокациям, с которыми связано проникновение отдельных даек микроклиновых гранитов или сложных ассоциаций глубинных пород типа значительно эродированного Малкинского гранитного массива или менее эродированной ассоциации гранитоидов р. Индыш.

На схеме[1] показаны мощные проявления магматизма, начавшиеся в нижней—средней юре. Они известны в пределах Карачаевского блока, где долеритовая—трахиандезитовая—гранодиорит-гранитовая формации образуют магматический комплекс, формировавшийся в условиях консолидированной платформы.

Бечасынская зона сочленяется с зоной Передового хребта по субширотному (СЗ—ЮВ) разлому глубокого заложения. Наиболее молодые

[1] См. карту-схему на с. 92—93.— *Прим. ред.*

образования филлитов, вулканогенов среднего—верхнего девона, залегающие на северном крыле антиклинальной структуры Передового хребта и несогласно перекрытые верхним карбоном, тектонически сопряжены с породами фундамента Бечасынской структурной зоны. При этом часто вдоль разлома выведены на поверхность перемятые породы субстрата с включенными серпентинитами и древними (500 млн. лет) плагиогранитами. Такой контакт хорошо наблюдается на р. Теберде — у сел. Нижне-Тебердинского; аналогичные контакты известны в урочище Котел, на Малой Лабе и на Кубани.

В развитии структур Кавказа, как это было показано еще Освальдом, существенную роль играли субмеридиональные разломы разновременного заложения. Наложение таких разломов привело к созданию блокового строения всего Северного Кавказа и усложнению контура сочленения зоны Передового хребта с Бечасынской зоной. В результате сочленение этих зон в разрезе Кубани значительно смещено к югу.

Формирование тектонического шва северо-западного простирания между Бечасынской зоной и зоной Передового хребта не древнее верхнего девона и, несомненно, древнее нижней юры.

2. *Зона Передового хребта* наиболее полно отражает эволюцию магматизма среднепалеозойского геосинклинального прогиба Северного Кавказа, блоковое строение Кавказа в целом. Лабинский блок, охватывающий междуречье Большой Лабы — Уруштена,— это глубоко вскрытая часть антиклинальной структуры, где в ядре выведены метаморфические толщи, сложенные гнейсами, гнейсо-гранитами, кристаллическими слюдистыми гранатовыми сланцами с мощными пачками амфиболитов и серпентинитов. Северная периферия кристаллического ядра (разрез Малой Лабы) сложена метаморфическими породами фации зеленых сланцев (ордовик по данным абсолютного возраста). Более верхняя часть разреза к северу, вплоть до сочленения с Бечасынской зоной, сложена верхнедевонской филлито-вулканогенной толщей с конгломератами в основании.

Возраст кристаллического субстрата Лабинского блока, вероятно, древнее ордовика. Об этом свидетельствует постепенность перехода зеленокаменных пород ордовика к кристаллическим сланцам и метаморфическим гнейсам по р. Уруштен, близ ее устья.

Выше уже отмечалось, что на крыльях структуры сохранились девонские (ордовикские?) зеленокаменные образования, участвовавшие в складчатости. В девоне (ордовике?) происходило и формирование магматических пород уруштенского комплекса, сопровождавшееся мощными процессами гранитизации и образованием «согласных» тел плагиогранитов. На опущенных участках блока сохранились от денудации отложения перми, триаса и юры.

В карбоне (верхнем!) и в перми для Лабинского блока были характерны субплатформенные условия; закладывались прогибы, формирование которых сопровождалось проявлениями кислого наземного вулканизма (липариты Кутана, Большой Лабы и др.), а по расколам интрудировали гранит-порфиры, интрузивные фельзиты (Пскент и др.). Юго-восточнее Лабинского блока структурная формационная зона Передового хребта испытывает погружение.

Значительно меньшие площади кристаллического субстрата этой зоны развиты в верховьях р. Кяфар и по р. Теберде выше сел. Верхне-Тебер-

динского. В разрезах же рек Даут и Кубань фундамент зоны Передового хребта на поверхности не вскрывается. Существенное развитие здесь приобретают вулканогены верхнего девона, осадочные и эффузивно-экструзивные формации среднего—верхнего карбона и перми. Как правило, верхнедевонские вулканогены прорываются штоками плагиогранит-порфиров, выше по разрезу не проникающими.

Сочленение зон Передового и Главного хребтов фиксируется тектоническим швом, к которому приурочены затронутые дислокациями вулканогенные и осадочные формации перми. Поскольку простирание зоны Передового хребта юго-восточное, а тектонической шовной зоны — субширотное, структура Передового хребта срезается структурной зоной Главного хребта, что четко обозначается на карте-схеме. К востоку от Кубани зона Передового хребта прослеживается по выходам верхнего девона, карбона и перми. Воздымание зоны Главного хребта происходило, вероятно, в послеранеюрское время.

3. *Зона Главного хребта* сложена кристаллическими породами глубинной фации, среди которых выделяется субстрат, образованный кристаллическими сланцами и гнейсами додевонского возраста. На этом субстрате в течение верхнего девона, карбона и, вероятно, перми развивались осадочные формации. Магматические образования верхнего палеозоя — комплекс гранитоидов Главного хребта формировался в глубинных условиях и в основном не выходил за пределы додевонского кристаллического субстрата. Только изредка отдельные небольшие массивы или дайки гранитоидов проникали в осадочные толщи верхнего этажа.

Очень важно для геологии Кавказа установить истинный геологический возраст «сланцев Главного хребта», спор о котором продолжается свыше ста лет.

Геологические факты по соотношениям изверженных пород с толщами филлитизированных сланцев (изредка с девонской микрофауной), ороговикованных песчаников, конгломератов и некоторых даек с палеозойскими гранитами свидетельствуют о доюрском возрасте этих метаморфизованных образований зоны Главного хребта. Однако в Северной Осетии в бассейнах рек Фиагдон и Гизельдон известны случаи находки юрской фауны в сходных породах. Вместе с тем накоплено достаточно материалов, свидетельствующих, что в пределах зоны Главного хребта в юре происходило осадкообразование, приведшее к формированию песчано-аргиллитовых толщ флишоидного характера. Такие толщи перекрывают зону Главного хребта западнее верховьев р. Пшеха. Слабо метаморфизованные аргиллиты в верховьях р. Санчаро с угловым несогласием налегают на дислоцированную толщу девонских филлитов с прорывающими их гнейсированными породами.

Все это дает основание для более строгого анализа уже накопленных и вновь получаемых фактов о стратиграфическом положении толщи филлитов, ороговикованных песчаников и конгломератов зоны Главного хребта в Осетии и в верховьях р. Малой Лабы.

В пределах зоны Главного хребта развиты.

1. Древний (додевонский) субстрат кристаллических сланцев, гнейсов, в значительной части переработанных под воздействием гранитоидов верхнепалеозойского магматического комплекса. В разрезе р. Даут обнажена контактовая зона гранитов и вмещающих пород субстрата.

2. Осадочно-метаморфизованные, частично контактно-ороговикованные

породы второго структурного этажа. В настоящее время возраст филлито-конгломератовой толщи (Северная Осетия) обычно принимается за юрский. В некоторых разрезах наблюдается развитие формации габброидов. Встречаются также согласные тела гнейсированных ортоклазовых гранит-порфиров. Эти магматические образования, вероятнее, относятся к верхнедевонским. Часть габброидных даек — мезозойские.

Строение зоны Главного хребта в ее отрезке между реками Ардон и Малая Лаба отличается от более западных и более восточных участков.

3. Верхнепалеозойский магматический комплекс гранитоидов Главного хребта, представленный формациями: а) порфировидных гранитов, гранодиоритов, б) двуслюдяных гранитов и в) существенно калиевых аляскитовых гранитов. Каждая из этих гранитовых формаций сопровождается своей пегматито-аплитовой серией пород. На схеме весь этот магматический комплекс глубинной фации показан одним условным знаком.

4. Послеверхнеюрские осадочные образования зоны Главного хребта, относящиеся к верхнему этажу, ко времени вероятного ее воздымания.

Перестройка структуры Северного Кавказа в мезозойско-кайнозойское время вызвала в разных блоках зоны Главного хребта интрузии магматических пород — Цей, Тырныауз.

По южной границе зоны гранитов Главного хребта в перевальной части развиты преимущественно древние формации, представленные главным образом метаморфическими и (древними) изверженными породами. Область перевалов отделяется от зоны гранитов Главного хребта разломами и, несомненно, значительно менее изучена с точки зрения формаций магматических пород. Однако и для нее наблюдается блоковое строение. Верховья рек Лабы, Аксаута, Теберды сложены главным образом древними формациями милонитизированных плагиогранитов (тектониты), биотитовыми гнейсами, секущими амфиболиты. Есть среди них также мелкие тела гнейсированных лейкократовых гранитов с ортоклазовым K-Na полевым шпатом, сходных с гранитами девонской формации Лабино-Малкинской зоны.

4. *Зона Южного склона* представляет собой область развития мезозойского геосинклинального трога. Сложена она в основании метаморфизованными толщами палеозоя, выходящими в виде опущенных изолированных «окон», перекрытых мощными отложениями терригенной юры и верхнемезозойского флиша, сильно смятыми в изоклинальные складки. На севере по системе субширотных длительно развивавшихся разломов, унаследованных еще с верхнего палеозоя, зона Южного склона сочленяется с зоной Главного хребта.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПАЛЕОЗОЯ

В табл. 1 приведена схема размещения палеозойских магматических формаций в структурно-формационных зонах, а в табл. 2 — химические анализы типичных пород этих формаций.

Формации древнего кристаллического субстрата ($Pt—Pz_1$). Кристаллические породы субстрата обнажаются в наиболее высокогорной части Главного хребта, в истоках рек, текущих в Черное море (р. Клыч и др.), в верховьях рек Лаба, Уруштен, Лаура, Аксаут и др. В зоне Передового хребта эти породы вскрыты в междуречье Большой и Малой Лабы, где они подстилают нижнепалеозойские отложения. Докембрийские фор-

Таблица 1

Домезозойские формации магматических пород в структурных зонах Северного Кавказа

Геологический возраст	Бечасынская зона (с нижнего палеозоя — устойчивая область)		Зона Передового хребта (нижне-среднепалеозойская геосинклиналь, с верхнего палеозоя — устойчивая область)		Зона Главного хребта (система блоков из верхнепалеозойских гранитоидов с кровлей из пород разной глубинности)	
	формация	радиологический возраст, млн. лет	формация	радиологический возраст, млн. лет	формация	радиологический возраст, млн. лет
Карбон—пермь	Гранит-порфировая	250	Пермская экструзивно-эффузивная гранитоидная	250—270	Аляскитовая Гранитовая (серые)	260 290
	Гранитовая: аляскиты граниты гранодиориты	 260 290 320	Карбоновая эффузивно-экструзивная гранитоидная	310	Диорит-гранодиорит-порфировая гранитовая	320
			Габбро-диорит-сиенитовая (на сочленении с Главным хребтом)	260—330		
Девон—нижний карбон	Субщелочная габброидная	345	Плагиогранитовая Диоритовая	340	Гранит-порфировая в кровле	?
	Трахиандезитовая	360?	Андезито-базальтовая Трахиандезитовая	350—360	Габброидная в кровле	?
Ордовик—девон	Габбро-сиенит-аляскитовая	400	Габбро-амфиболит-плагиогранитовая	380	Гнейсы, плагиогнейсы, амфиболиты, слагающие субстрат кровли	
	Гранитовая?	450	Диабаз-кератофировая	?		
Верхний рифей—нижний палеозой	Гранитовая Диабаз-кератофировая Гипербазитовая	? ?	В составе переработанного субстрата			

мации представлены слюдистыми, амфиболитовыми, гранатовыми и другими кристаллическими сланцами, различными амфиболитами, залегающими в виде перемежающихся пачек, амфиболизированными габбро-*диабазами*, диабазами с пластовыми телами кварцевых кератофиров и порфиритов. В кровле верхнепалеозойских гранитов зоны Главного хребта залегают гнейсированные плагиограниты, диориты и габбро-амфиболиты, иногда *слагающие отдельные* интрузии.

С древними формациями в пределах зоны Передового хребта ассоциируются эклогиты [7, 63]. Четко устанавливается пространственная и

генетическая связь эклогитов с апатитоносными метасоматитами. Установлено, что эклогиты и другие омфацитсодержащие метасоматиты относительно широко распространены в пределах полосы, примыкающей к Уруштен-Маркопиджскому разлому. Характерно появление омфацитсодержащих пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма [8].

Гипербазитовая формация ($Pt—Pz_2$). Гипербазиты Северного Кавказа условно объединены в одну формацию. Повсеместно они ассоциируются с образованиями кристаллической и зеленокаменной толщ и приурочены к глубинным разломам, осложненным тектоническими нарушениями низших порядков. Эти разломы фиксируют пути проникновения ультраосновных интрузий в раннюю стадию формирования геосинклинали. Контакты гипербазитов с вмещающими породами обычно тектонические. Гипербазитовые тела участвовали в складчатости и внедрены преимущественно в холодном состоянии, что характерно для альпинотипных гипербазитов.

В пределах Бечасынской зоны известны крупные массивы гипербазитов (Беденский, Нижнетебердинский, Малкинский). В зоне Передового хребта гипербазиты сосредоточены в трех участках: 1) Белореченско-Лабинском, 2) Зеленчукском (хребты Эхреску, Абишира-Ахуба); 3) Тебердино-Кубанском. Выходы гипербазитов в зоне Главного хребта отмечаются от верховьев р. Белой до верховьев р. Уруп. Ряд специфических признаков гипербазитов Осевой зоны (Северная Осетия) позволяет выделить их в особую габбро-перидотитовую формацию.

Как правило, гипербазитовые массивы Бечасынской зоны и зоны Передового хребта сложены серпентинитами с реликтовыми участками гарцбургитов, лерцолитов, дунитов, бронзититов, энстатитов, диопсидов (диаллагитов). В зоне Главного хребта, помимо указанных пород, встречаются перидотиты (Северная Осетия) с серпентинизированным оливином.

Наиболее надежные определения верхнего предела абсолютного возраста получены для Бечасынской зоны. Гипербазиты Беденского и Нижнетебердинского массива не моложе 450 млн. лет. Серпентиниты зоны Передового хребта (реки Малая Лаба, Кизильчук и др.) не моложе 380—360 млн. лет.

Габбро-сиенитовая формация (Pz_1). К ней относится ассоциация, образующая массив, рвущий докембрийские толщи по р. Кубани в устье рек Даут и Аманкол. По ряду особенностей этот массив приближается к интрузиям типа кольцевых; ее внедрение происходило в два этапа. На раннем этапе внедрялись крупнозернистые габбро (периферия массива), габбро-сиениты и сиениты (центральная часть). Им сопутствовали дайки мелкозернистых габбро-сиенитов и габбро, проникавшие во вмещающие породы (реки Даут, Кубань). Дайки габбро прорезаются жилами аплитовидных граносиенитов, испытавших постмагматические изменения. Второй этап характеризовался внедрением гранитов в сопровождении пегматитов и аплитов.

Сиениты, грано- и габбро-сиениты показывают высокое содержание SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Na_2O и заметное — BaO, P_2O_5. Геохронологические исследования пород этой формации не дают однозначных цифр (265—450 млн. лет) и должны быть проверены U-Pb и Rb-Sr данными.

Гнейсо-гранитовая формация (Pz_1 (?)) объединяет небольшие изолированные интрузивные массивы, расположенные в пределах Бечасынской зоны и ее сочленения с зоной Передового хребта.

Таблица 2

Химический состав и радиологические даты типичных пород магматических формаций Большого Кавказа

Формация	Зоны	Название породы, место взятия образца	Состав, вес.%						
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Гранитоидная эффузивно-экструзивная (Pz_3)	II	Туф липарита, сел. Кутан	68,88	0,16	16,55	1,46	0,57	0,05	0,55
		Вулканоген, сел. Кутан	67,21	0,46	16,59	2,54	1,35	0,04	1,48
		Гранит-порфир, р. Большая Лаба	72,72	–	14,17	0,16	1,61	–	0,40
		Кварцевый порфир, пос. Кировский	71,44	Сл.	12,58	3,42	1,70	–	1,67
		Плагиогранит-порфир, р. Аксаут	69,80	0,23	13,29	1,89	0,37	0,06	0,11
Сиенит-диоритовая малых интрузий (Pz_3)	II	Биотитовый гранодиорит, р. Ахцархва	64,36	0,49	16,05	1,50	2,86	0,09	2,28
		Сиенит, гора Закан	47,61	0,12	16,52	4,15	4,69	0,23	4,57
		Монцонит, гора Ятыргварта	60,76	0,85	14,71	2,89	4,31	0,09	4,30
		Гранит, гора Ахцархва	71,15	0,25	14,52	0,59	1,60	0,05	0,93
Гранитоидная (Pz_3)	I	Гранит, р. Малка	73,24	0,28	12,91	0,60	1,68	0,52	0,29
		Гранит, Даховский массив	64,58	0,52	15,64	1,39	3,64	0,09	2,38
		Гранит аляскитовидный, р. Малая Лаба	77,37	0,15	12,31	0,98	0,09	Сл.	0,09
	III	Гранит двуслюдяной, р. Макера	73,52	0,13	14,61	0,64	0,50	–	0,44
		Диорит, р. Малая Лаба	57,40	0,97	19,09	Сл.	5,46	0,07	1,73
Базальт-трахитовая (D_{2-3})	II	Базальтовый порфирит, р. Андрюк	49,66	0,57	15,62	2,77	8,07	0,17	7,24
		Трахибазальтовый порфирит, р. Маруха	48,74	0,86	18,15	1,73	7,13	0,31	4,70
Габбро-диорит-плагиогранитная (Pz_{1-2})	II	Плагиогранит жильный, р. Буруны	63,23	0,37	13,29	1,35	1,70	0,03	3,64
		Тоналит, хр. Большие Балканы	66,08	0,39	17,08	1,39	1,67	0,06	1,54
		Габбро-амфиболит, р. Малая Лаба	43,38	0,37	14,26	8,96	9,40	0,20	7,46
Диабаз-кератофировая (Pz_{1-2})	II	Кератофир, р. Уруштен	72,49	0,24	12,21	2,33	1,93	0,05	0,76
		Диабаз, р. Уруштен	54,16	0,66	14,62	6,42	6,29	0,12	4,59
Гнейсо-гранитовая ($Pz_{1(?)}$)	II	Гранито-гнейс, р. Мощевая	68,78	0,42	16,47	1,83	0,62	0,07	0,01

Состав, вес.%								Литературный источник или автор материала, анализ по которому публикуется впервые	Возраст, млн. лет
CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O-	H_2O+	CO_2	П. п. п.		
0,48	3,06	4,64	0,20	0,15	3,10	–	–	Афанасьев и др. [6]	240
1,32	3,86	1,54	0,61	0,40	1,12	–	–	Кудрявцев	–
0,51	4,40	4,23	0,06	0,18	0,81	0,92		Лупанова [40]	245
1,60	2,61	3,92	–	0,48	0,36	–	–	Пазюк, Хасин [46]	–
2,84	2,85	3,58	–	0,33	1,79	2,36	–	Кудрявцев	–
2,55	3,38	3,45	0,17	0,50	–	–	2,26	Затоковенко [28]	–
8,64	3,10	3,30	0,45	0,11	2,68	–	3,07	Дьяконова-Савельева [22]	320
6,08	2,18	2,10	0,52	0,16	1,44	–	–	Афанасьев [2]	–
1,70	3,14	4,60	0,12	–	–	–	–	»	–
0,90	4,87	3,76	0,89	–	–	–	–	Паффенгольц	–
3,04	2,17	4,75	0,12	0,41	1,39	–	–	Дьяконова-Савельева [22]	305
0,46	2,93	4,92	«	–	0,89	–	–	Афанасьев [2]	260–250
0,48	3,12	5,78	—	–	–	–	0,61	Михеев [44]	290–280
6,59	2,61	1,72	0,15	–	–	–	3,64	Афанасьев [2]	–
10,66	1,41	0,27	0,01	0,30	2,93	–	–	Лупанова	–
5,50	4,00	3,18	0,30	0,65	4,26	0,94	–	Афанасьев	340–350
2,89	5,10	2,81	0,26	0,14	0,77	3,60	–	Плошко [48]	–
3,31	4,78	1,54	0,38	0,17	1,50	–	–	Афанасьев	380–360
13,42	0,40	0,20	Не обн.	0,31	1,86	–	–	Плошко [48]	–
2,03	6,12	0,08	Не обн.	0,59	0,18	0,83	–	Лупанова	–
4,05	5,61	0,08	0,14	0,37	1,40	0,53	–	»	–
2,63	4,70	2,30	0,08	0,04	1,72	–	–	Сердюченко [54]	450 (ряд лабораторий)

Таблица 2 (окончание)

Формация	Зоны	Название породы, место взятия образца	Состав, вес.%						
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Габбро-сиенитовая (Pz_1)	I	Габбро-сиенит, р. Кубань	53,48	1,28	16,73	1,50	6,23	0,12	4,91
Гипербазитовая ($Pt–Pr_2$)	I, II, III	Хризотил-баститовый серпентинит, р. Маркопидж	47,02	0,16	1,03	3,71	3,53	0,11	32,95
		Бастит, р. Маркопидж	45,39	0,08	0,85	5,60	3,13	0,17	32,39
		Гарцбургит, р. Закан	39,90	0,14	2,25	2,08	5,97	0,14	41,29
Древнего кристаллического субстрата ($Pt–Pz_1$)	I, II, III	Эклогит, р. Большая Лаба	46,94	2,20	13,60	4,46	10,09	0,29	6,60
		Эпидотовый амфиболит, р. Малая Лаба	48,20	1,46	16,37	4,30	5,63	0,23	8,01

Примечание. Содержание BaO в туфе липарита сел. Кутан — 0,10; вулканогене (оттуда же) — 0,61; сиените горы Закан — 0,35; граните р. Ахцархвы — 0,05; граните р. Малки — 0,16; жильном плагиограните р. Буруны — 0,41; габбро-сиените р. Кубани — 0,11.

По типу магмы и геологическому возрасту эти гранитоиды платформенной зоны, вероятно, различны, но геохронологические данные позволяют условно объединить их в нижнепалеозойскую формацию, типичным представителем которой являются K-Na граниты Мощевой—Бескеса. Они внедрены в кристаллические сланцы и гипербазиты, с которыми имеют активный контакт (возраст флогопита из экзоконтакта 450—470 млн. лет). В полосе сочленения Бечасынской структуры с зоной Передового хребта, у сел. Нижне-Тебердинского, встречены гранитоиды, прорывающие гипербазиты [7]. Петрографически и по возрасту (500 млн. лет) они близки к гранитоидам балки Мощевой, отличаясь более натриевым составом.

Вопрос о геологической позиции и формационной принадлежности гнейсированных гранитов р. Аликоновки требует дополнительного уточнения. Отнесение их к данной формации условно. Геологически они доюрские. Имеющиеся данные K-Ar датирования (240 млн. лет) отвечают их омоложению в верхах палеозоя в условиях платформенного режима.

Диабаз-кератофировая формация (Pz_{1-2}). Относимые к ней породы вскрыты на северном крыле антиклинальной структуры зоны Передового хребта (бассейны рек Лабы, Зеленчука и в Даутском блоке). Они обнажаются в южной, приподнятой части этой зоны, а также в западном ее отрезке, между субширотными разломами, которые отделяют ее от Бечасынской. Породы этой формации вскрыты также в долине р. Андрюк, на р. Пцицерке и в бассейне р. Уруп, в крыльях антиклинальной структуры субширотного простирания.

Состав, вес.%								Литературный источник или автор материала, анализ по которому публикуется впервые	Возраст, млн. лет
CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O-	H_2O+	CO_2	П. п. п.		
5,67	4,14	1,54	0,19	0,15	2,41	1,35	–	Афанасьев	450–270
Не обн.	0,10	0,06	–	1,10	10,2	–	–	Плошко [48] »	–
0,81	0,18	0,07	–	2,19	8,58	–	–	»	–
1,44	0,10	0,03	–	0,30	4,87	0,44	–	Плошко	–
10,39	4,14	0,58	–	Не обн.	0,62	0,23	–	Афанасьев, и др. [7]	–
9,39	3,25	0,68	–	0,04	2,83	–	–	Плошко [48]	–

Для низов диабаз-кератофировой формации характерны мощные (до 30 м) покровы слабо дифференцированных диабазов, чередующихся с прослоями хлоритовых, хлорит-эпидот-альбитовых сланцев, кератофиров и кварцевых кератофиров. Формирование этих покровов сопровождалось выбросами туфов, а также внедрением гипабиссальных тел и даек кварцевых кератофиров и жил (кварц-карбонатные и аплиты). В этой серии пород нередко наблюдаются горизонты колчеданных руд или их пластовые скопления (ручьи Красный, Буруны и др.).

К верхним горизонтам диабаз-кератофировой формации приурочены урупские колчеданные месторождения.

Наиболее характерной чертой химизма горных пород диабаз-кератофировой формации является низкое содержание K_2O (десятые доли процента) и высокое Na_2O (до 7%). Абсолютный возраст нижних горизонтов формации (по серициту р. Уруштен) равен 436 млн. лет. Эта формация — типичное проявление инициального магматизма нижне-среднепалеозойской геосинклинали Северного Кавказа.

Габбро-диорит-плагиогранитовая формация (D_{1-2}) широко развита в пределах зоны Передового хребта, в ядре антиклинальной структуры бассейна р. Лабы. Это ассоциация габбро-диорит-плагиогранитных пород, известная под названием урушtенского комплекса [2, 48]. С ней сопоставима ассоциация пород так называемого архызского, или карабекского, комплекса [64] г. Зеленчук; сходные образования встречаются и в кровле гранитов Главного хребта.

Внедрение магмы происходило в несколько этапов. С наиболее ран-

ним связано проникновение основной магмы, сопровождавшееся образованием мощных (свыше 120 м) горизонтов орто- и габбро-амфиболитов (р. Лаба), формированием габбровых массивов (реки Зеленчук, Теберда) или пластовых тел габброидов (р. Лаба). Контакты их с боковыми породами затушеваны вследствие процессов полиметаморфизма. На втором этапе происходило внедрение магмы среднего состава, приведшее к формированию самостоятельных батолитоподобных массивов или жилообразных тел в габброидах (тоналиты хр. Большие Балканы, диориты Архызского массива, кварцевые диориты и диориты хр. Чилик, верховьев рек Уруп и Ацгара). Третий этап отвечает внедрению согласных активных интрузий плагиогранитного состава (Передовой хребет), сопровождавшемуся интенсивным натриевым метасоматозом. С этим этапом магматизма связаны процессы контаминации и гибридизма, контактовый метаморфизм и месторождение апатита (р. Лаба). Химизм типичных горных пород формаций приведен в табл. 2.

Определения возраста горных пород пегматитовой стадии рассматриваемой формации дают цифру 360—370 млн. лет, что соответствует среднему девону [1].

Базальт-трахитовая формация (D_{2-3}). Субщелочная ассоциация трахибазальтового состава отвечает переходу геосинклинали зоны Передового хребта в устойчивую область. Горные породы этой формации залегают в опущенном Кубано-Тебердинском блоке Передового хребта, близ сочленения его с Бечасынской зоной (р. Андрюк, балка Никитина, гора Хацавитая, реки Пицерка, Маруха, Уруп и др.) в пределах Даутского блока (реки Даут, Кубань) и на значительной площади высокогорья приподнятого Худесского блока.

В базальт-трахитовую формацию объединены вулканогены основного и кислого состава, переслаивающиеся с туфами, филлитовыми и другими сланцами, гипабиссальные тела (факолиты) различного состава, дайки и жилы лампрофиров среди филлитов. К этой формации отнесены также породы спилитовой группы.

Для формации в целом характерны: порфировый облик эффузивов (кварцевые кератофиры, различные порфириты, фельзиты, ортофиры, граносиенит-порфиры и др.), обилие туфов (чаще туфы порфиритов и кератофиров), присутствие жил актинолит-асбеста, редкие месторождения в низах формации полиметаллических колчеданных руд (р. Уруп) и метаморфизм пумпеллиитовой ступени низкотемпературной стадии. Потоки лав основного состава (вариолиты, спилиты, кератофиры и др.) имеют подушечное (шаровое) строение.

Определения абсолютного возраста дают цифры в пределах 340—350 млн. лет. В филлитовых сланцах, вмещающих штоки, дайки и жилы субщелочных габбро, лампрофиров, найдены остатки кораллов и девонская микрофауна (D_{2-3}) [5]. Вулканогены этой формации рассекаются штоками и жилами лейкократовых плагиогранитов (реки Даут, Маруха).

Гранитоидная формация (Pz_3) охватывает проявления глубинного гранитного магматизма, формировавшиеся в различной тектонической обстановке: а) в глубинных условиях позднее тектонически выдвинутой зоны Главного хребта, б) платформенной Бечасынской зоны. Сюда же отнесены эффузивно-экструзивные образования гранитной магмы верхнего карбона и перми в зоне Передового хребта.

Гранитоиды Главного хребта (а) представляют собой продукт типич-

ного развития гранитного процесса в глубинных условиях обособленной зоны в пределах складчатой области. Они распространены в бассейнах рек Аксаута, Теберды, Марухи, Малой Лабы. В процессе внедрения гранитоидные интрузии размещались в полостях разломов, раздвигая и поглощая вмещающие сланцы и образуя совместно с более ранними плагиогранитами сложнопостроенные батолитоподобные плутоны, либо они использовали межформационные границы и, приспосабливаясь к складчатым структурам, приобретали форму пластообразных тел [2, 18, 44]. Внедрение гранитоидов происходило в три этапа: 1) образование морфологически единых, но петрографически гетерогенных массивов диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и порфировидных гранитов (средний карбон), 2) интрудирование серых гранитов нормального состава (верхний карбон), 3) проявления нормальных аляскитовых гранитов (250—260 млн. лет).

Горные породы, слагающие сложнопостроенные плутоны, различаются вещественным составом и структурно-текстурными особенностями, в зависимости от расположения этих пород в краевой или центральной части массива.

В связи с опусканием восточного блока зоны Главного хребта, ограниченного реками Терек и Ардон, в бассейнах этих рек обнажаются апикальные части описанных выше интрузивов.

В условиях стабильной Бечасынской структуры (б), которая с силура приобрела характер субплатформенной, верхнепалеозойский гранитный магматизм проявлен в виде отдельных гранитных массивов (реки Малка, Тызыл, Мара, Эшкакон и др.) или комплекса интрузивных тел диоритов и аляскитов (реки Индыш, Белая и др.). Становление гранитоидов происходило в относительно менее глубоких горизонтах земной коры, чем образование гранитоидов в структуре Главного хребта. Характерно, что для одних массивов (Малкинский и др.) внедрение гранитов сопровождалось дифференцитами более основного (диоритового) состава, в то время как для других (Даховский, Сахрайский и др.) гранитоидный магматизм проявился несколько раз (диориты, граниты, аляскиты).

По вещественному составу верхнепалеозойские гранитоиды Бечасынской зоны относятся к нормальному типу; по химизму (а также по абсолютному возрасту) они близки к гранитоидам Главного хребта.

В пределах зоны Передового хребта, близ ее сочленения с Бечасынской, в карбоне (C_2—C_3) возникли центры кислого вулканизма с развитием гранит-порфировой экструзивно-эффузивной липаритовой серии пород (р. Пскент, с. Кутан, р. Большой Зеленчук). В зоне Передового хребта распространены также эффузивно-экструзивные гранитоиды, перми, представляющие анхисинхронный аналог верхнепалеозойской глубинной формации аляскитовых гранитов зоны Главного хребта.

Сиенит-диоритовая формация (Pz_3). К ней отнесены небольшие, но сложные по составляющим их породам интрузивные массивы, расположенные вдоль субширотных депрессий в южной части зоны Передового хребта, близ ее сочленения со структурой Главного хребта. С запада на восток это Ятыргварта, Закан, Загедан, Абишира-Ахуба, Карабек (сиениты) и Эпчикский перевал из Теберды в Даут.

Подобные интрузии появились, вероятно, в результате проникновения магмы в структуру Передового хребта в связи с эволюцией очага, повлекшей развитие в глубинных условиях трех формаций гранитоидов

в зоне Главного хребта. Структурная зона Передового хребта в верхнем палеозое была относительно стабильной, вследствие чего магма, проникшая по разломам из глубинного источника в более высокие уровни, кристаллизовалась в сравнительно спокойных условиях. Благодаря этому некоторые массивы (гора Закан) по своему строению близки к стратиформным. В послеверхнеюрское время зона Главного хребта была поднята, и глубинный ее срез в настоящее время сочленяется с опущенной зоной Передового хребта. По южной периферии последней сейчас вскрыты лишь апикальные части верхнепалеозойских интрузий габбро-диорит-сиенитового состава.

Вещественный состав пород, слагающих малые интрузии, разнообразен (монцониты, кварцевые монцониты, лейкократовые гранодиориты, сиениты, граниты, сиенит-диориты и др.). Часть из них, вероятно, образовалась вследствие процессов контаминации и гибридизма сиенитовой гранодиоритовой и гранитной магмы.

Определения абсолютного возраста пород дают цифры 250—285 млн. лет для полевошпатовой части и ~320 млн. лет для амфибол-биотитовой.

Гранитоидная эффузивно-экструзивная формация (Pz_3). Изверженные породы эффузивной фации этой формации приурочены к тектоническим нарушениям в зоне Передового хребта. Вмещающими породами этих образований являются платформенные красноватые молассовые толщи нижней перми.

а. Эффузивная фация характеризуется излиянием лав трахиандезитового (ранние) и трахидацитового (поздние) состава, образовавших покровы с содержанием туфового материала. Распространены эти породы в бассейнах Аксаута, Теберды, Даута, в верховьях Кубани и Чучкура. Наиболее крупные излияния отмечены на р. Кишкит.

Абсолютный возраст эффузивов 255 млн. лет.

б. Интрузивная фация связана с более поздними этапами нижне-пермской магматической деятельности в зоне Передового хребта (интрузии плагиогранит-, гранодиорит-, граносиенит-порфиров и др.). Массивы имеют штокообразную либо дайковую форму залегания с почти вертикальными контактами и сильно изменены гидротермальными процессами (окварцевание, карбонатизация, хлоритизация). В результате сравнительного изучения состава интрузивов и гальки из конгломератов верхней красноцветной толщи (P_1) установлено их петрографическое сходство. Это даст возможность решить вопрос о верхней возрастной границе интрузивов и связанной с ними рудной минерализации. Верхнепалеозойский возраст этих пород (245 млн. лет) подтверждается и данными абсолютного датирования.

К гранитоидной пермской формации пока отнесены также кислые интрузии, развитые в Бечасынской зоне по рекам Даут и Кубань. Для них характерны высокое содержание калия, силлообразная, иногда цилиндрическая форма залегания и субмеридиональная ориентировка. Наземные вулканогенные образования типа липаритов р. Лабы, экструзивные фельзиты и гранит-порфиры р. Пскент с абсолютным возрастом 300 млн. лет отнесены к верхнекарбоновой экструзивно-эффузивной формации гранитоидного магматизма в зоне Передового хребта.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МЕЗОЗОЯ—КАЙНОЗОЯ

К началу альпийского тектоно-магматического цикла, охватывающего период от юры до антропогена, горное сооружение Большого Кавказа уже представляло собой систему разнопостроенных структурно-формационных зон субширотного простирания, унаследованных с нижнего и среднего палеозоя.

В табл. 3 показано размещение магматических формаций мезозоя—кайнозоя в структурных зонах Кавказа, а в табл. 4 приведены химические составы типичных пород мезозоя—кайнозоя.

Диабаз-кератофировая формация (J_{1-2}). В нижней и особенно в средней юре (байос) в пределах зоны Южного склона формировалась диабаз-кератофировая формация, отвечающая этапу наибольшего прогибания этой зоны. Вмещающими породами этой формации являются мощные отложения аргиллитов и глинистых сланцев лейаса и доггера. Диабазы, диабазовые порфириты и реже спилиты распространены в виде широкой полосы северо-западного простирания, прорезанной ущельями рек Бзыби, Кодори, Моквы, Гализги, Ингури, Цхенисцкали, Риони, Лиахвы. Среднеюрской вулканогенной толще в разное время посвятили исследования выдающиеся геологи (Г. В. Абих, А. И. Джанелидзе, Д. С. Белянкин, П. Д. Гамкрелидзе, Г. С. Дзоценидзе и многие другие).

Таблица 3

Мезозойско-кайнозойские магматические формации в структурных зонах

Геологический возраст	Бечасынская зона		Зона Главного хребта		Зона Южного склона	
	формация	радиологические даты, млн. лет	формация	радиологические даты, млн. лет	формация	радиологические даты, млн. лет
Кайнозой	Базальт-трахиандезитовая	<1	Базальт-трахиандезитовая	<1		
	Гранит-порфиры, Липариты — гранитоидная	0,5–4,5	Гранит-порфиры, Липариты — гранитоидная	0,5–4,5		
	Субщелочных гранитов	9–12 (20?)	Плагиогранитная	20	Базальт-трахитовая	30–40
	Трахиты (?)					
	Субщелочные габброиды — базальт-трахитовая	100–110	Базальт-трахитовая	100–110	Базальт-трахитовая	100–110
					Гранитоидная	140–150
Мезозой	Гранитоидная	140–190 (?)	Экструзивные и гипабиссальные гранитоиды Андезито-дациты, граниты южной части — гранитоидная	145–170		
	Трахиандезитовая	150–160			Базальт-трахитовая	150–160
	Долеритовая	180–185	Габброидная—дайковая	180–360?	Диабаз-кератофировая	

Таблица 4

Химический состав и радиологические даты типичных пород мезозойско-кайнозойских магматических формаций Большого Кавказа

Формация	Зоны	Название породы, место взятия образца	Состав, вес.%						
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Гранитоидная (N_2^3–Q)	III, IV	Дацит, гора Эльбрус	66,04	0,73	15,35	2,37	1,28	0,07	1,89
		Липарит, р. Джунгусу	73,70	0,35	13,82	0,50	0,60	0,00	0,21
		Липариты, бас. р. Чегем	73,70	0,11	13,05	0,65	0,60	0,03	0,08
		Гранит-порфир, гора Калько	68,02	0,47	16,30	–	2,62	0,03	1,17
		Гранит-порфир, гора Тепли	68,46	0,49	15,54	0,12	2,73	0,07	1,44
		Гранит-порфир, гора Кароби	69,00	0,38	15,71	0,43	1,49	0,03	0,93
Базальт-трахиандезитовая (N_2^3–Q)	III	Трахиандезит из силла, бас. р. Чегем	62,20	0,77	16,22	1,90	2,85	0,09	2,75
		Трахиандезит из лавового покрова, бас. р. Кубани (близ устья р. Худес)	61,74	1,06	15,84	0,56	4,41	0,10	3,25
		Трахиандезит из лавового покрова, бас. р. Терек (близ горы Казбеги)	62,10	0,82	16,66	1,63	3,01	0,09	2,75
Субщелочных гранитоидов (N_2)	I	Граносиенит-порфир, гора Развалка	67,72	0,23	15,06	0,30	1,43	0,05	1,17
		Гранит-порфир, гора Книжал	70,47	0,18	15,28	0,70	0,46	0,02	0,00
Базальт-трахитовая (Cr_{1-2})	I	Трахит, бас. р. Даут (гора Караул-Тюбе)	71,66	0,26	15,37	1,53	0,99	0,03	0,30
		Эссексит из силла, бас. р. Черек Безенгийский	51,16	2,97	15,08	1,83	6,52	0,15	4,23
		Эссексит из штока, бас. р. Теберды	51,59	1,42	18,78	4,78	2,98	0,27	3,83
	V, IV III	Жильный тешенит, бас. р. Кушинко	45,66	0,56	18,74	1,29	3,51	0,25	4,62
		Кринанит из некка, бас. р. Кушинко (Туапсинский район)	47,56	1,80	17,71	2,43	5,41	0,12	6,80
Гранитоидная (J_{2-3})	I	Гранит-порфир, бас. р. Мары	75,12	0,10	14,22	0,46	0,40	сл.	–
		То же	68,62	0,46	16,40	1,17	1,72	0,09	0,97

Состав вес.%								Литературный источник или автор материала, анализ по которому публикуется *впервые*	Возраст, млн. лет
CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O-	H_2O+	CO_2	П. п. п.		
3,66	4,16	3,21	0,29	Не опр.	Не опр.	0,00	0,53	Борсук	⩽0,5
1,90	3,88	3,75	0,11	»	»	0,26	0,83	»	2,50±0,20
0,74	3,56	5,01	0,07	»	»	–	2,33	»	3,00±0,20
3,10	4,92	2,70	0,24	0,22	0,28	0,13	Не опр.	»	1,60±0,15
2,90	4,50	3,43	0,16	0,09	0,18	0,11	»	»	2,25±0,20
2,72	4,77	2,14	0,43	0,00	1,18	0,00	»	»	4,40±0,20
4,40	3,95	2,68	Нет	0,60	0,71	0,70	Не опр.	Борсук	<5
4,34	4,05	3,21	0,60	0,00	0,53	0,25	»	»	0,80±0,25
5,12	4,48	2,06	0,31	0,16	0,26	0,00	»	»	1,20±0,2
1,65	3,85	5,59	0,27	Не опр.	Не опр.	1,66	0,22	Соболев и др. [57]	8,8±0,6
1,21	5,05	5,14	0,06	»	»	0,24	0,73	То же	
0,42	4,06	3,90	0,04	Не опр.	0,37	0,60	1,50	Борсук, Кондаков [14]	104±0,5
7,00	5,60	1,12	Не опр.	0,25	3,41	0,76	Не опр.	Борсук	109±12
4,41	4,74	3,14	0,23	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,63	Борсук, Кондаков [14]	101±6
15,04	0,42	4,47	0,03	0,98	2,75	1,19	Не опр.	Борсук [11]	
9,23	3,16	0,83	0,39	1,64	2,87	0,60	»	»	108±4
0,54	2,84	4,08	0,04	0,01	0,10	0,18	2,06	Борсук, Кондаков [14]	192±8
2,40	3,30	1,90	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,74	То же	192±8

Таблица 4 (окончание)

Формация	Зоны	Название породы, место взятия образца	Состав, вес.%						
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
	III	Гранодиорит, гора Кирар (Сванетия)	67,82	0,32	16,64	1,77	1,14	0,22	0,78
		Гранодиорит-порфир, Туапсинский район	66,60	0,55	14,68	2,53	2,14	0,9	1,79
	IV	Экструзии гранитоидного состава, бас. р. Туапсе	76,44	0,08	12,53	0,28	0,96	0,07	0,79
Базальт-трахиандезитовая (J_{2-3})	I	Трахит из силла, бас. р. Черек Безенгиевский	65,60	0,47	16,70	1,87	1,20	0,12	0,31
		Трахиандезит из некка, бас. р. Теберды	60,02	0,85	17,82	3,11	2,11	0,14	2,16
Долеритовая (J_{1-2})	I	Долерит, бас. р. Кубани близ г. Карачаевска	54,10	0,62	17,08	2,32	3,12	0,12	2,40
Диабаз-кератофировая (J_{1-2})	IV	Кератофир (кварцевый альбитофир), бас. р. Авадхары	65,55	0,57	14,32	0,78	4,31	0,09	2,47
		Диабазовый порфирит	41,50	0,79	14,90	2,64	6,15	0,27	6,89

Главными типами пород формации являются авгит-лабрадоровые порфириты, альбитизированные, преимущественно плагиоклазовые (без цветных минералов) порфириты и значительно менее распространенные спилиты. Порфириты образуют лавовые покровы, дайки и некки, а также межпластовые тела. Широко распространены туфы и туфобрекчии того же состава.

Помимо доминирующих диабазовых порфиритов и спилитов, в составе формации участвуют более кислые породы — натриевые кератофиры (альбитофиры). Выходы их известны в узкой полосе, вытянутой вдоль северного края зоны Южного склона от верховьев р. Лашипсе к верховьям рек Авадхары, Мзымты, Пслуха и Бзерпии [33]. Аналогичные породы развиты и на восток от бассейна р. Лашипсе — к верховьям рек Кодори, Ингури и Риони.

По минеральному и химическому составу породы диабаз-кератофировой формации в общем достаточно однообразны. Важной особенностью химизма пород, объединенных в эту формацию, является их существенно натриевый состав.

К западу от р. Бзыби полоса развития юрских порфиритов резко сужается, и в пределах северо-западного блока Главного Кавказского хребта, т. е. за Пшехско-Адлерской системой субмеридиональных разломов, мы встречаем лишь незначительные проявления этой формации

Состав вес.%								Литературный источник или автор материала, анализ по которому публикуется впервые	Возраст, млн. лет
CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O-	H_2O+	CO_2	П. п. п.		
3,43	3,34	3,87	0,08	»	»	»	0,40	Заридзе [25]	135±14
1,35	3,76	3,91	Не опр.	»	»	»	2,42	Борсук [11]	140
0,37	3,64	3,98	»	»	»	»	0,83	»	154
0,60	7,40	4,19	Не опр.	0,71	0,35	0,26	Не опр.	Борсук	155±8
4,11	5,37	1,64	»	Не опр.	Не опр.	0,38	2,00	Борсук, Кондаков [14]	170±11
5,66	4,92	1,39	0,21	3,50	Не опр.	3,69	0,57	Борсук, Кондаков [14]	186±15
5,15	1,55	0,31	Не опр.	Не опр.	»	Не опр.	3,07	Ломизе, Сомин [39]	
10,93	2,57	0,23	»	4,63	0,97	7,44	Не опр.	Борсук [11]	

в виде диабазовых порфиритов р. Пшехи и с. Псеушхо и шаровых лав р. Гунайки.

Здесь же, в пределах северо-западного блока зоны Главного хребта (Гойтхский антиклинорий), в бассейне р. Туапсе обнаружены выходы интрузивных пород, описанные ранее как натриевые трахиты [41, 11]. Эти породы слагают пластовые интрузивные тела и дайки, прорывающие аргиллиты аалена. По минеральному и химическому составу «натриевые трахиты» близки к плагиогранитам и, вероятно, являются представителями весьма характерной для геосинклинального магматизма плагиогранитной формации.

Долеритовая формация (J_{1-2}) Бечасынской зоны. В то время как в пределах мезозойского геосинклинального трога зоны Южного склона развивалась типично геосинклинальная диабаз-кератофировая формация, на Северном склоне Кавказа, в субплатформенной Бечасынской зоне, формировалась существенно иная — долеритовая формация. Наиболее широко долериты распространены на территории Кубано-Малкинского междуречья, где они слагают многоярусные силлы различной мощности, прорывающие терригенный плансбах [6, 14].

В слабо измененных долеритах нижних ярусов многоэтажных тел обнаружены отдельные зерна оливина. Датирование долеритов K-Ar методом по валовым пробам пород дало значения 170—180 млн. лет.

Базальт-трахитовая формация (J_{1-2}) Бечасынской зоны объединяет вулканогены андезито-базальтового, трахиандезитового, реже дацитового состава и интрузивные гипабиссальные тела трахитов. Так же как и предыдущая, долеритовая, она отражает специфику юрского магматизма субплатформенной Бечасынской зоны.

Эффузивы широко распространены в приустьевой части бассейна р. Теберды (район г. Карачаевска). Субвулканические тела андезитов и трахиандезитов прорывают отложения плинсбаха, а в ряде мест и нижнего тоара (р. Малая Шоана). Лавы и некки сопровождаются пирокластами того же состава. Экструзивные тела и дайки трахиандезитов известны в бассейнах рек Теберды и Ардона.

В бассейне р. Черек Безенгиевский и на водоразделах между Череком Безенгиевским и Чегемом песчаники и аргиллиты байоса прорваны силлами трахитов, описанных в свое время как кератофиры [10, 38]. Трахиты представляют собой розоватые или светло-коричневые породы, состоящие из порфировидных выделений альбитизированного ортоклаза, редко щелочного амфибола, титан-авгита и полевошпатовой основной массы. Результаты радиологического датирования трахитов K-Ar методом (155—160 млн. лет), а также определенно установленные факты прорыва отложений байоса трахитовыми силлами дают основание относить эти породы по возрасту к средней юре.

Гранитоидная формация (J_{2-3}). В послебайосское—донижнемеловое время в пределах зон Главного хребта и Южного склона резко сменился геотектонический режим: вместо устойчивого погружения наступил период воздыманий и интенсивной складчатости. Возникли основные антиклинории Северо-Западного, Восточного и Юго-Восточного Кавказа, возродился горстантиклинорий Центрального Кавказа.

На фоне восходящих движений в зоне Южного склона, области ее сочленения с зоной Главного хребта, а также в самой зоне Главного хребта началось формирование сложной и разнообразной по составу гранитоидной формации.

Движения разной амплитуды по системе субмеридиональных глубинных разломов, осуществлявшиеся в течение всего мезозоя—кайнозоя, разделили структурно-формационные зоны на отдельные разно приподнятые блоки. Двигаясь от бассейна р. Ингури на запад, мы последовательно наблюдаем блоки, ступенчато погружающиеся в акваторию Чёрного моря.

Гранитоидная формация зоны Южного склона развита в бассейнах рек Ингури, Кодори, Келасури и Гумисты. В них в пределы территории, для которой составлена схема магматических формаций, попадают лишь верховья бассейна р. Ингури, где расположен Верхнесванетский магматический узел. Магматические породы Верхней Сванетии неоднократно описывались в геологической литературе (В. А. Агалин, В. П. Петров и В. П. Еремеев, Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе, М. А. Фаворская и др.). Они представлены здесь кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенит-диоритами, гранодиоритами, гранитами и их конечными производными — аплитами и эвтектоидными микропегматитами. Широко развиты образования, возникшие в результате процессов контаминации и гибридизма.

Близкие в возрастном и петрологическом отношении породы слагают Цейский интрузив в Северной Осетии и Санчаро-Кардывачский магматический узел, описанный в работах В. П. Еремеева [23], В. А. Мельни-

кова и др. В гипабиссальной и субвулканической фациях гранитоидная формация проявлена на участке западного погружения зоны Главного хребта — западнее Пшехско-Адлерской системы субмеридиональных глубинных разломов. Здесь эта формация представлена гипабиссальными гранодиорит-порфирами и сингенетичными экструзиями гранитоидного состава.

На основании установленных фактов прорыва интрузивами гранитоидной формации терригенных осадков тоара—аалена и вулканогенов байоса (*бассейны рек Авадхары, Верхней Гумисты, Кодори*) и нахождения гальки гранитоидов в конгломератах валанжина (бассейн р. Келасури), а также по данным К-Ar датирования возраст всей формации устанавливается как послебайосский—донижнемеловой.

В пределах субплатформенной Бечасынской зоны гранитоидная формация представлена близкими по времени последовательными внедрениями гипабиссальных интрузивов диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Эти породы распространены в верховьях р. Мары, в бассейнах рек Эшкакон, Подкумок и на Кубано-Маринском водоразделе [14, 31, 45].

В Северной Осетии в области сочленения зоны Главного хребта с Бечасынской зоной развиты вулканогены кислого и среднего состава и сопровождающие их субвулканические и гипабиссальные тела гранодиорит-порфиров.

Петрологические и геологические особенности, а также возраст этой эффузивно-экструзивной ассоциации позволяют считать ее фациальным *аналогом гранитоидов бассейна р. Мары, развитых в Бечасынской зоне.*

Базальт-трахитовая формация (Cr_{1-2}). После интенсивных воздыманий, складчатости и гранитоидного магматизма верхней юры, приведших к относительной стабилизации зоны Южного склона, на границе раннего и позднего мела в ее пределах, а также в пределах Главного хребта и субплатформенной Бечасынской зоны началось формирование гипабиссальных интрузивов субщелочных габброидов. По минеральному и химическому составу эти породы относятся к группе эссекситов, безоливиновых тешенитов и кринанитов. Крайними анхимономинеральными дериватами расплава, из которых образовались субщелочные габброиды, являются трахиты. Дайки и межпластовые тела эссекситов и кринанитов прорывают терригенные отложения юры, карбонатные — альба и нижнего сеномана в бассейнах рек Лоо, Сочи, Агвы и Мзымты в зоне Южного склона [47, 12]. Состоят субщелочные габброиды из вкрапленников основного плагиоклаза и титан-авгита, находящихся в микролитовой плагиоклазовой основной массе, в которой часто присутствует анальцим.

Петрологически аналогичные и одновозрастные субщелочные габброиды образуют дайки и штоки в пределах Гойтского антиклинория [4, 11], а также в верховьях р. Авадхары, в районе оз. Кардывач и Санчарского перевала.

Дайки и межпластовые тела субщелочных габброидов выявлены и в Бечасынской зоне в бассейнах рек Чегем (с. Булунгу), Черек Безенгиевский (села Шики, Думала), Кубань и Теберда [6, 14].

Радиологическое датирование субщелочных габброидов из перечисленных районов Кавказа дает повторяющиеся значения — 100—110 млн. лет.

Трахиты, синхронные и петрологически родственные габброидам повышенной щелочности, обнаружены на западном окончании зоны Глав-

ного хребта в бассейнах рек Пшиш и Пшеха [11] и на Даут-Кольтюбинском водоразделе Бечасынской зоны [14].

Формация гипабиссальных субщелочных гранитоидов (N_1). На границе миоцена и плиоцена в Минераловодском районе Бечасынской зоны в области Эльбрус-Кисловодского поперечного выступа образовались гипабиссальные интрузивные тела гранитоидов повышенной щелочности (Бештау, Змейка, Кинжал, Бык, Джуца и т. д.). Интрузивы прорывают осадочные породы мела, палеогена и нижнего миоцена, а в нижних слоях акчагыльских отложений найдена их галька. Петрография и минералогия интрузивов района Кавказских Минеральных Вод описаны в работах В. Н. Павлинова, Н. Д. Соболева и др. [57]. Гранитоиды этого района отличаются порфировой структурой, а по химическому составу варьируют от гранит-порфиров до сиенит-порфиров.

Гранитоидная формация (N_2^3—Q). Верхненеогеновый этап в истории развития магматизма на Большом Кавказе отмечен интенсивными воздыманиями складчатых сооружений и углублением краевых и межгорных впадин. Напряженная магматическая деятельность на Северном Кавказе локализовалась в области Транскавказского субмеридионального поднятия.

Гранитоидная формация N_2^3—Q представляет собой типичную субплатформенную вулкано-плутоническую ассоциацию, состоящую из эффузивной и интрузивной фаций. Эффузивная фация представлена туфами, лавами и игнимбритами липаритового и андезито-дацитового состава, а интрузивная — гипабиссальными телами гранит- и гранодиорит-порфиров.

В пределах длительноживущих субширотных разломов, а также на пересечении этих разломов со структурами антикавказского простирания развита серия гипабиссальных гранитоидных интрузивов верхненеогенового возраста, впервые открытых на Кавказе Ф. П. Левинсон-Лессингом и детально изучавшихся Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым, Г. Д. Афанасьевым, Л. А. Варданянцем, С. П. Соловьевым, Ю. П. Масуренковым, А. М. Борсуком и другими исследователями.

Проведенное в последние годы радиологическое датирование интрузивов р. Кыртык, ледника Мидагравин, гор Тепли, Калько, Кароби, Цурунгал, Таймази показало, что все интрузивы формировались в узком временном интервале — от 0,5 до 4,5 млн. лет. В этом же интервале находятся радиологические даты, полученные по эльджуртинским гранитам Тырныауза и прорывающим их гранит-порфирам[1] [1, 14].

Вулканические образования верхненеогенового возраста развиты в бассейнах рек Чегем и Баксан, в Нальчикском районе и в пределах Эльбрусской вулканической области. Представлены они туфами, лавами и игнимбритами липаритового состава. Вулканические центры контролируются крупными глубинными разломами фундамента. В Верхнечегемском и Нижнечегемском районах расположены центры мощных эксплозивных извержений, в результате которых накопились толщи липаритовых игнимбритов и пемзовых туфов.

Геологоструктурное положение и петрографо-минералогическая характеристика продуктов верхненеогенового вулканизма Северного Кав-

[1] Учитывая сложность определения «абсолютных» возрастов порядка 1—3 млн. лет К-Ar методом, уточнение этапов развития плиоцен-четвертичного магматизма Кавказа будет проводиться систематически.

каза детально описаны в работах С. П. Соловьева [58, 59], К. Н. Паффенгольца, Ю. П. Масуренкова [41], Е. Е. Милановского [42, 43], Н. В. Короновского [32] и др. Основная масса липаритовых лав обычно представлена стеклом кислого состава. В качестве фенокристов присутствуют олигоклаз, санидин, кварц, биотит, значительно реже пироксен или опацитизированная роговая обманка.

К эффузивной фации рассматриваемой гранитоидной формации мы относим и продукты антропогеновой вулканической деятельности Эльбруса. Андезиты и дациты этого вулкана, состоящие из кислого стекла, фенокристов андезина, кварца, биотита, реже гиперстена и опацитизированной роговой обманки, также являются производными гранитоидной магмы. Эльбрусу посвящена обширная литература (Г. В. Абих, П. П. Дубянский, А. П. Герасимов, С. П. Соловьев, К. Н. Паффенгольц, Е. Е. Милановский, Н. В. Короновский и др.).

По данным Ю. П. Масуренкова и Н. В. Короновского, слабая фумарольная деятельность Эльбруса, а также многочисленные теплые источники свидетельствуют, что в настоящее время вулкан находится лишь в состоянии покоя.

Базальт-трахиандезитовая формация (N_2^3—Q). Эффузивная фация этой формации представлена плиоцен-антропогеновыми лавами и пирокластами базальт-трахиандезитового состава, а интрузивная — дайками и *гипабиссальными межпластовыми телами трахиандезитов и эссекситов.*

В Верхнечегемском районе базальт-трахиандезитовые лавы слагают горы Шаухана, Сурх и Крандух, Кюген-Каю и Кумтюбе, а также образуют мощный поток в устье р. Худес. Большая часть эффузивных образований Казбекской вулканической области, представленных базальт-трахиандезитами, относится к этой же формации. Андезито-базальты и трахиандезиты состоят из стекловатой или микролитовой основной массы, *в которую погружены фенокристы резко зонального андезин-лабрадора,* ромбического пироксена, реже титан-авгита. Часто в породе содержатся сильно опацитизированные зерна роговой обманки и биотита. В андезито-дацитах среди порфировидных вкрапленников присутствует кристобалит. В бассейне р. Чегем обнаружена интрузивная фация базальт-трахиандезитовой формации в виде даек и межпластовых тел эссекситов.

Общность минерального и химического состава даек и силлов бассейна р. Чегем, лавовых покровов бассейна р. Худес и Казбекской вулканической области, близость их образования во времени указывают и на генетическую связь между ними — возникновение из единого магматического источника базальтового состава, дифференциация которого и проникновение в верхние структурные этажи происходит в условиях субплатформенного геотектонического режима.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный материал показывает исключительную сложность формационного анализа истории развития во времени и пространстве магматизма Северо-Кавказской горно-складчатой системы за длительный период ее существования.

К началу нижнего палеозоя Северный Кавказ и Предкавказье представляли стабилизированную область рифейского этапа развития, окаймляющую Русскую платформу с юга.

На этом стабилизированном основании в нижнем палеозое в пределах современной зоны Передового хребта был заложен геосинклинальный прогиб. Эволюция его была завершена к верхнему девону. Заложение *нижнепалеозойской геосинклинали на раздробленном докембрии* известно также для района г. Констанцы в Румынии. Анатексису и палингенезу в условиях прогибающейся геосинклинали, вероятно, подвергались горные породы, близкие по петрографическому составу к породам докембрийских формаций Бечасынской структурно-формационной зоны.

Развитие нижне-среднепалеозойского геосинклинального магматизма на Северном Кавказе происходило в структурно-формационной зоне Передового хребта. В настоящее время в этой зоне вскрыты блоки разного уровня денудационного среза и с разными наборами более молодых формаций, что связано с неоднократными движениями соседних блоков разного знака.

В пределах Северного Кавказа ни в верхнем палеозое, ни в мезозое—кайнозое не формировались прогибы, сопровождавшиеся развитием *собственно геосинклинального магматизма, в том смысле, каким его* характеризовал Штилле или Обуэн.

Как известно, по Штилле, последовательность геосинклинального магматизма (для внутренних зон — интенрид) сводится к следующему.

1. Инициальный базальтовый (симатический) магматизм проявляется в виде мощных подводных излияний с образованием «офиолитов» или «зеленокаменных» пород (доорогенный этап).

2. Синорогенный магматизм имеет гранитоидный (сиалический) характер и развивается в два этапа:

а) главная орогенная фаза — «согласно залегающие» граниты, сопровождаемые региональным метаморфизмом;

б) поздняя орогенная — «несогласно» залегающие интрузивные граниты и сопряженный с ними контактовый метаморфизм.

3. *Посторогенный магматизм идет в три фазы:*

а) субсеквентный (последующий) андезитовый вулканизм;

б) интерцендентный (промежуточный) гранитный и гранодиоритовый магматизм;

г) финальный — базальтовый.

Изложенные выше материалы, полученные по Северному Кавказу, позволяют расчленить эволюцию магматизма нижне-среднепалеозойского геосинклинального прогиба (зона Передового хребта) на этапы.

1. Инициальный магматизм — диабаз-кератофировая формация зеленокаменного типа, участвовавшая в интенсивной складчатости. Альпинотипные серпентинитовые тела, скорее протрузивного характера, залегают как в зеленокаменных толщах, так и среди кристаллических сланцев внутренней части прогиба.

2. Орогенный гранитный магматизм, представленный главным образом согласными телами, реже секущими массивами. При этом граниты существенно натриевые (плагиогранитная формация), сопровождаемые процессами натриевого метасоматоза.

3. Андезито-трахибазальтовый магматизм с тенденцией повышения содержания щелочей (и калия в том числе) к концу этапа. Эта формация затронута слабой складчатостью и не подвергнута значительному зеленокаменному изменению. Иными словами, эта формация уже отвечает устойчивым областям.

На завершающем этапе происходило внедрение по разломам мелких тел диоритового и плагиогранитного состава. После завершения геосинклинального развития в зоне Передового хребта известны проявления верхнекаменноугольного магматизма в виде экструзивно-эффузивных, чаще наземных образований. Они представлены карбоновыми андезитами (до андезито-базальтов), средне-верхнекарбоновыми липаритами, фельзитами, порфирами. В перми в пределах этой, относительно уже устойчивой, зоны вновь проявлялся наземный вулканизм и формировались сопряженные с ним интрузии малых глубин среднего и кислого состава, с тенденцией повышения содержания щелочей.

В пределах самого геосинклинального прогиба нормальные гранитные интрузии (Na-K граниты) неизвестны. Дифференциаты верхнепалеозойского гранитоидного магматизма представлены лишь эффузивно-экструзивными сериями пород кислой магмы карбона и перми.

Однако в прилежащей к разлому с юга структурно-формационной зоне Главного хребта выведены на современную поверхность мощные проявления многофазного «батолитового» гранитного магматизма верхнего палеозоя.

В западной части Центрального Кавказа, в кровле гранитов верхнего палеозоя, развиты кристаллические сланцы и гнейсы, сходные с докембрийскими образованиями Бечасынской зоны и некоторыми метаморфитами Передового хребта.

В восточной части (Осетия) зоны и западнее р. Лабы в кровле верхнепалеозойских гранитов Главного хребта развиты слабее метаморфизованные (ороговикованные) толщи филлитов, песчаников с дайками габбро, гнейсированных ортоклазовых порфиров. В области большего воздымания зоны Главного хребта сходные пачки филлитовых пород сохранились лишь в отдельных депрессиях. В мезозое (нижняя юра) закладывался геосинклинальный прогиб зоны Южного склона. Развитие мезозойской геосинклинали сопровождалось в основном теми же типичными магматическими формациями, что и нижне-среднепалеозойский геосинклинальный магматизм зоны Передового хребта.

Подробный анализ эволюции внегеосинклинального магматизма, проявившегося в платформенных условиях в ордовике, девоне, в верхнем палеозое и в мезозое—кайнозое, является предметом особого рассмотрения. Точно так же мезокайнозойский магматизм Северного Кавказа требует специального внимания.

Субширотный пояс разломов, сопровождаемый верхнеюрским гранитоидным магматизмом, по последним данным, протягивается, по-видимому, от р. Фиагдон на востоке до г. Майкопа на западе.

Существенно также детальное рассмотрение кайнозойских формаций, ассоциирующихся с субмеридиональными структурами Кавказа: Минераловодский, Тырныаузский, Санчаро-Кардывачский и другие узлы магматизма, и, вероятно, разной минерализации.

Изложенный материал по магматическим формациям Кавказской складчатой области вскрывает общие закономерности эволюции магматизма для участков земной коры, вовлеченных в геосинклинальный тип развития с последующим переходом вновь к устойчивому квазиплатформенному состоянию.

Направленность развития магматизма в самих геосинклинальных прогибах повторяется для палеозойского и для мезозойского прогибов. На-

бор магматических формаций, связанных с развитием прогибов, почти тождествен.

В устойчивых областях структурно-формационных зон платформенного характера, близкосинхронно прилежащих к геосинклиналям, активизируется магматизм, вещественно сходный с магматизмом прогибов, но с ярче выраженной щелочной тенденцией и морфологически специфичный. Проявления его приурочены главным образом к зонам разломов и их пересечениям с поперечными структурами.

Металлогеническая специфика магматических формаций прогибов структурных зон разной глубины заложения и формаций, образующихся в сопредельных субплатформенных зонах (активизированный магматизм), различна качественно и по формам проявления.

Изучение конкретных магматических формаций Кавказа позволило выявить в пределах альпийской области горной системы и такие собственно платформенные образования, как силловые интрузии долеритов юры. Конкретные магматические формации Кавказа, несомненно, являются аналогами многих типичных формаций других регионов, что составляет основу для выявления общих закономерностей развития магматизма в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аракелянц М. М., Борсук А. М., Шанин Л. Л.* Новейшая гранитоидная вулканоплутоническая формация Большого Кавказа по данным К-Ar датирования.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5.
2. *Афанасьев Г. Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук. Сер. петрогр., 1950, вып. 69, № 38.
3. *Афанасьев Г. Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
4. *Афанасьев Г. Д., Борсук А. М.* Новые данные о послеюрском магматизме Северо-Западного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2.
5. *Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. К.* О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ).— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2.
6. *Афанасьев Г. Д.* и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей (на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока). М.: Наука, 1968.
7. *Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Шпорт Н. П.* Эклогит Передового хребта Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 6.
8. *Афанасьев Г. Д., Гусева А. И., Плошко В. В., Сидоренко Г. А.* Омфацит из метасоматитов Передового хребта Кавказа.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 3.
9. *Белянкин Д. С.* Опыт петрографической характеристики Безенги и Балкарии в Центральном Кавказе.— Изв. Петрогр. политехн. ин-та, 1915, т. 23, вып. 2.
10. *Белянкин Д. С.* Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-Су в Центральном Кавказе.— Изв. СПб. политехн. ин-та, 1915, т. 23, вып. 2.
11. *Борсук А. М.* Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 86.
12. *Борсук А. М., Борукаев Г. Б.* О меловых габброидах Западного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 8.
13. *Борсук А. М.* Магматические формации и некоторые принципы структурно-формационного районирования на примере Большого Кавказа.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968.
14. *Борсук А. М., Кондаков Л. А.* Мезозойский магматизм юго-восточной части Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны (Сев. Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 11.
15. *Варданянц Л. Н.* Горная Осетия в системе Центрального Кавказа.— Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 25.
16. Геология СССР. Т. IX, 1968.
17. *Греков И. И.* Петрохимическая и геохимическая характеристики девонских эф-

фузивов р. Б. Лабы (Северный Кавказ).— Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1967, вып. 12.
18. *Демин А. М.* Этапы формирования герцинских гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа в бассейне р. Теберды.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 9.
19. *Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Наука, 1969.
20. *Дзоценидзе Г. С.* Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948.
21. *Дзоценидзе Г. С.* Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей.— Геотектоника, 1966, № 3.
22. *Дьяконова-Савельева Е. Н.* Гранитоиды Даковской и Сакрайской интрузий.— Учен. зап. ЛГУ, 1941, т. 45, № 8.
23. *Еремеев В. П.* К изучению неоинтрузий в районе оз. Кардывач.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР.— Сер. петрогр., 1947, вып. 84.
24. *Еремеев В. П., Петров В. П.* Петрографическое описание неоинтрузий, выходящих в бассейне р. Кодора.— В кн.: Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. М.: Изд-во АН СССР, 1940, ч. 2.
25. *Заридзе Г. М.* Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
26. *Заридзе Г. М.* Эндогенные формации орогенных областей. М.: Недра, 1970.
27. *Заридзе Г. М., Чичинадзе К. И.* Эцерская неоинтрузия на Кавказе.— Тр. Ин-та геол. наук. Сер. петрогр., 1940, вып. 44, № 14.
28. *Затоковенко В. А.* Основные черты петрологии интрузивного комплекса района горы Ятыргварта на Северном Кавказе.— Докл. АН СССР, 1941, т. 32, № 9.
29. *Каденский А. А.* Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
30. *Кизевальтер Д. С.* Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа.— В кн.: *Материалы по геологии и металлогении Центрального* и Западного Кавказа: (Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1957 г.). 1960, т. 2.
31. *Кондаков Л. А., Непомнящий Г. З.* Некоторые петрологические особенности проявлений мезозойского магматизма в центральной части Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 3.
32. *Короновский Н. В.* История развития вулкана Эльбрус.— В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
33. *Кикиадзе И. И.* Петрология мезозойских и кайнозойских магматических образований Северной Осетии. Тбилиси: Мецниереба, 1969.
34. *Красивская И. С.* Основные этапы метаморфизма досилурийских пород междуречья Чегема и Кубани (Северный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 6.
35. *Круглов С. С., Робинсон В. Н.* О контакте древнейших и нижнепалеозойских образований в бассейне р. Лабы (Геол. Центрального и Западного Кавказа).— Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ, 1962, т. 3.
36. *Кузнецов И. Г.* Геолого-петрографический очерк и генезис Карачаевского серебро-свинцово-цинкового месторождения.— В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 11, 1924.
37. *Кузнецов Ю. А.* Формации магматических горных пород. М.: Недра, 1964.
38. *Лебедев А. П.* Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— Тр. Ин-та геол. наук. Сер. петрогр., 1950, вып. 113, № 33.
39. *Ломизе М. Г., Сомин М. Л.* О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе.— Вестн. МГУ. Сер. IV, Геология, 1962, № 6.
40. *Лупанова Н. П.* О палеозойских конгломератах балки Никитиной (Сев. Кавказ, р. Малая Лаба).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 11.
41. *Масуренков Ю. П.* Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 51.
42. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус.— Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1960, вып. 6.
43. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа.— В кн.: Очерки региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1963, вып. 8.
44. *Михеев Г. А.* Интрузивные комплексы области Главного Кавказского хребта в истоках рек Аксаут, Большой Зеленчук и Лаба.— Сов. геология, 1965, № 9.
45. *Муратов М. В.* Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвежипсе (Южный склон Главного Кавказского хребта).— Бюл. МОИП, 1940, т. 18, вып. 2.

46. *Пазюк Л. И., Хасин Р. А.* Кварцевые порфиры с Малой Лабы на Северном Кавказе.— Научн. тр. Ростов. ун-та, 1952, т. 35.
47. *Пастушенко Ю. Н.* О верхнемеловом магматическом комплексе в бассейнах рек Псоу, Мзымты, Сочи (Юго-Западный Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 12.
48. *Плошко В. В.* Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М.: Наука, 1965.
49. *Плошко В. В.* Новые данные о первичной природе ультрабазитов зоны Уруштен-Маркопиджского разлома Кавказа.— В кн.: Вопросы магматической геологии. М.: Наука, 1969.
50. *Потапенко М. Я.* Стратиграфия досилурийских метаморфических толщ Кубани.— Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1967, вып. 12.
51. *Робинсон В. Н.* Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейна рек Лабы и Белой на Северном Кавказе.— Тр. Всесоюз. геол.-развед. объед. НКТП СССР, 1932, вып. 226.
52. *Рубинштейн М. М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Мецниереба, 1967.
53. *Савченко Н. А.* Фиагдонское рудное поле. Киев: Наукова думка, 1970.
54. *Сердюченко Д. П.* Граниты Бескеса и Мощевой и их контакты со змеевиками, Сев.-Кавк. петрогр. экспед. 1933 г. СОПС и Петрогр. ин-та АН СССР. М., 1936.
55. *Снежко Е. А.* О роли гранитоидов Главного хребта в формировании кристаллических сланцев Кавказа.— Тр. Новочеркасск. политехн. ин-та, 1958, т. 36—50.
56. *Соболев Н. Д.* Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолиздат, 1952.
57. *Соболев Н. Д., Лебедев-Зиновьев А. А., Назарова А. С., Винюкова Л. П., Баталов Ш. С., Брылина О. М., Афанасьева Л. К.* Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских минеральных вод.— Тр. ВИМС (нов. сер.), 1959, вып. 3.
58. *Соловьев С. П.* Геолого-петрографический очерк верховьев р. Ирик (юго-восточное подножие г. Эльбрус).— Изв. Гл. геол.-развед. объед., 1931, т. 60, вып. 18.
59. *Соловьев С. П.* Происхождение кристаллических сланцев верховьев реки Баксана (Сев. Кавказ).— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1938, ч. XVII, № 2.
60. *Соловьев С. П., Голубев Н. А.* Геологическое строение Верхней Сванетии.— Тр. ВСЕГЕИ, 1941, вып. 135 — А.
61. *Соловьев С. П.* О зональности кристаллических сланцев Центрального Кавказа и ее генезисе.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1958, ч. 37, вып. 6.
62. *Срабонян М. Х.* Строение кристаллической толщи междуречья Теберды.— Б. Зеленчука.— Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1967, вып. 12.
63. *Татришвили Н. Ф.* Об открытии эклогитов на Большом Кавказе.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 4.
64. *Хильтов Ю. Н.* Геология и петрология Архызского комплекса (Северный Кавказ). М.: Изд-во АН СССР, 1959.
65. *Шенгелиа Д. М.* Гранулитовая фация Большого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7.
66. *Фаворская М. А.* Неоинтрузии Верхней Сванетии.— Тр. Ин-та геол. наук. Сер. петрогр., 1947, вып. 84.

СОДЕРЖАНИЕ

I. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ 6

Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР 6

О петрографических исследованиях по проблеме магматизма в связи с глубинным строением земной коры и образованием полезных ископаемых 23

О необходимости развития исследовательских работ в области магматизма, радиогеологии и рудообразования 45

Проблемы магматической геологии 53

Некоторые вопросы геологической петрологии (к IV петрографическому совещанию) 70

Вклад геологической петрологии в решение общегеологических проблем 82

Магматические формации как индикаторы тектоно-магматического развития подвижных областей (на примере Кавказской подвижной области) 90

II. ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД 102

Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР 102

Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении 143

О некоторых вопросах изучения базитового магматизма 161

Проблема возраста и генезиса гранитоидов Среднечешского плутона 171

III. ПРОБЛЕМЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ 184

Некоторые геологические результаты исследований абсолютного возраста горных пород 184

Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных 195

Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию 219

Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении 233

Состояние и перспективы радиологических исследований 241

Влияние различных геологических процессов на искажение цифр абсолютного возраста 257

IV. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ Р—Т ПАРАМЕТРАХ И ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ 267

О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры 267
Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии 297
Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии 314
О границе земной коры и верхней мантии 343
Строение и состав земной коры в связи с проблемами геологической петрологии 351
О строении и составе верхней оболочки Земли 376
Недоучет фактов или их недопонимание? 397

V. МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ 406

О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями 406
Некоторые вопросы связи магматизма и рудной минерализации (на примере Северо-Кавказской горной системы) 420
Магматизм и связь с ним эндогенного рудообразования 437

VI. ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА 447

Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа 447
Магматизм Северного Кавказа и основные задачи обобщений по магматизму и геохронологии Большого Кавказа 473
Конкретные магматические формации Северного Кавказа (опыт формационного анализа эволюции магматизма длительно развивающейся горно-складчатой системы) 484

Г. Д. АФАНАСЬЕВ

Избранные труды

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
И ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ

Утверждено к печати
Отделением геологии, геофизики
и геохимии АН СССР

Редактор издательства
Т. Б. Гришина

Художественный редактор
С. А. Литвак

Технические редакторы
С. Г. Тихомирова, Т. А. Прусакова

Корректоры
Н. Г. Васильева, В. Г. Петрова

ИБ 21447

Сдано в набор 09.04.81.
Подписано к печати 13.10.81.
Т-25840. Формат 70×100¹/₁₆
Бумага книжно-журнальная
Гарнитура обыкновенная
Печать высокая
Усл. печ. л. 42,24. Уч.-изд. л. 43,4
Усл. кр.отт. 43,5
Тираж 1150 экз. Тип. зак. 583
Цена 7 р. 20 к.

Издательство «Наука»
117864 ГСП-7 Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовится к печати книга:

Ю. Е. Сает. ВТОРИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ ПРИ ПОИСКАХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В монографии рассматриваются геохимические особенности первичных ореолов и руд в ходе их гипергенного преобразования и формирования вторичных ореолов рассеяния; рассматриваются принципы интерпретации данных опробования пород в зоне гипергенеза, оцениваются условия и формы проявления корреляции между первичными и вторичными ореолами рассеяния; обосновывается закономерный характер появления наложенных ореолов над перекрытыми месторождениями и характеризуются экспрессные методы их выявления и интерпретации.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы «Академкнига», в местных магазинах книготорговых или потребительской кооперации без ограничений.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, *Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой»* Центральной конторы «Академкнига»; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
320005 *Днепропетровск, проспект* Гагарина, 24 («Книга — почтой»);
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 («Книга — почтой»);
335009 Ереван. ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 («Книга — почтой»);
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 («Книга — *почтой*»);
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;
660049 Красноярск, проспект Мира, 84;
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 («Книга — почтой»);
192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16;
220012 Минск, Ленинский проспект, 72 («Книга — почтой»);
103009 Москва, ул. Горького, 8;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
630090 Новосибирск. Академгородок, Морской проспект, 22 («Книга — почтой»);
142292 Пущино Московской обл., МР «В», 1;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»);
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 («Книга — почтой»);
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»);
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»);
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).

«АКАДЕМКНИГА»

3750