

Академия наук  
СССР



МАГМАТИЧЕСКИЕ  
ФОРМАЦИИ  
КАВКАЗА  
И ЮГА ВОСТОЧНО-  
ЕВРОПЕЙСКОЙ  
ПЛАТФОРМЫ



Издательство · Наука ·

2  
Академия наук СССР




Институт геологии  
рудных месторождений,  
петрографии, минералогии  
и геохимии

---

МАГМАТИЧЕСКИЕ  
ФОРМАЦИИ  
КАВКАЗА  
И ЮГА ВОСТОЧНО-  
ЕВРОПЕЙСКОЙ  
ПЛАТФОРМЫ

Издательство  
«Наука»  
Москва  
1977



2166

Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы.

Сборник посвящен исследованию магматизма с использованием метода формационного анализа. Главное внимание уделено роли магматических формаций как индикаторов глубинного строения и эндогенных режимов крупных структурных элементов земной коры. В сборнике помещен новый, расширенный и детализированный вариант карты магматических формаций Большого Кавказа. В статьях рассмотрены следующие проблемы: 1) установление типоморфных петролого-геохимических особенностей некоторых формационных типов магматических пород; 2) исследование вариаций в составе и условиях формирования синхронных магматических формаций, возникающих в пределах различных структурно-формационных зон единого подвижного пояса; 3) выявление специфических особенностей природных ассоциаций магматических пород для конкретных этапов развития эволюции геоструктур; 4) выявление петрологических и геохимических критериев связи рудоносных растворов с конкретными магматическими формациями.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов и петрографов. Илл. 40, табл. 30, библи. 214 назв.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *Г.Д. Афанасьев,*

*А.И. Борсук, И.С. Красивская*

Предлагаемый тематический сборник состоит из 11 статей, в которых с позиций формационного анализа исследуется развитие магматизма в главнейших структурно-формационных зонах Большого Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. Основное направление книги в том, что авторы всех статей рассматривают магматические формации как индикаторы тектоно-магматической эволюции крупных геоструктур, а также как источники рудного вещества ряда эндогенных месторождений.

Не случаен и выбор объектов исследования. Авторы сборника стремились показать развитие магматизма в главнейших структурах как самой подвижной области, так и в прилегающих к ней частях платформы.

В статье А.М.Борсука, в которой излагаются принципы выделения конкретных магматических формаций, обсуждаются понятия и термины, широко используемые в практике формационного анализа, а также геологические задачи, которые могут решаться этим методом. Остальные статьи объединены в два неравных по объему раздела. Первый, более крупный раздел посвящен магматическим формациям Кавказа. Он открывается статьей коллектива авторов, в которой изложены основы структурно-формационного районирования Большого Кавказа и дана характеристика каждой структурно-формационной зоны. Статья сопровождается картой, на которой показаны все главнейшие магматические формации Большого Кавказа – от докембрия до антропогена. Знакомясь с результатами исследований конкретных магматических формаций Кавказа, которые изложены в дальнейшем, читателю все время придется обращаться и к карте магматических флораций, и к характеристике структурно-формационных зон. Все статьи, в которых анализируются конкретные магматические формации Кавказа, расположены по возрасту описываемых формаций от докембрия до неогена. Следует особо подчеркнуть, что составители сборника не преследовали цели познакомить читателя со всеми или даже главнейшими магматическими формациями Кавказа. Причина этому – весьма ограниченный объем сборника, а также то обстоятельство, что часть магматических формаций Большого и Малого Кавказа уже была охарактеризована в ряде предыдущих публикаций. В сборнике помещены материалы либо по магматическим формациям, впервые выделяемым на Кавказе, либо по тем, по которым получены принципиально новые данные, позволяющие по-иному,

иногда более обоснованно, подойти к пониманию их индикаторного значения.

В статьях И.С. Красивской, Л.П. Брюшковой и И.С. Красивской предпринята попытка реконструировать историю тектоно-магматической эволюции самой северной структурно-формационной зоны Большого Кавказа в нижнепалеозойское-верхнепротерозойское время. На основе детального петрологического анализа метаморфических пород различного состава авторы восстанавливают их первично-магматическую природу и определяют формационную принадлежность. Намеченная схема последовательной смены во времени магматических формаций позволяет авторам высказать суждение о времени заложения геосинклинального прогиба в пределах этой зоны и этапах его эволюции.

Сравнительному анализу магматических формаций нижней-средней юры, образующихся почти синхронно в трех главнейших структурно-формационных зонах Большого Кавказа - эвгеосинклинальной, переходной и области активизированной платформы, посвящена статья А.М. Борсука. Рассматривая петролого-геохимические особенности магматических пород, формирующихся в условиях различных геодинамических режимов, автор приходит к выводу об углублении уровня выплавления базальтоидного расплава от эвгеосинклинальной зоны к области активизированной платформы. В том же направлении отмечается возрастание щелочности расплавов, а также появление формаций, представляющих собой результат анатектического плавления древнего сиалического субстрата. Из материалов, содержащихся в статье, становится очевидным, что юрская вулканоплутоническая формация зоны Главного Кавказского хребта, эффузивные члены которой представлены андезитами и дашидами, а интрузивные - гранодиорит- и гранит-порфирами, типична для геоантиклинальных зон и структур типа островных дуг. Это важное обстоятельство помогает установить геотектонический режим центральной части зоны Главного Кавказского хребта в нижней и средней юре. В заключении отмечается также, что геологические и геохронологические данные свидетельствуют о том, что начало и развитие тектоно-магматической активности во времени происходит от платформы в сторону эвгеосинклинальной зоны.

Анализу мезо-кайнозойских магматических формаций, контролируемых впервые выделяемой на восточном фланге Кавказа крупной субмеридиональной Тальш-Дагестанской зоной, посвящена статья Г.Д. Афанасьева, Р.Н. Абдуллаева и Л.А. Кондакова. Авторы приводят подробное описание выделяемой структуры и указывают на то, что петрологической особенностью приуроченных к ней магматических формаций является их повышенная щелочность.

Магматические формации, образующиеся в мезо-кайнозойском отрезке геологической истории на стыке двух разнопостроенных структур, охарактеризованы в статье А.Г. Гурбанова. Особый интерес представляют в этой статье данные, касающиеся формаций щелочных гранитоидов и субщелочных габброидов, свидетельствующие о наступлении режима субплатформенной консолидации.

В последней статье первого раздела В.Ф. Морковкина, Г.С. Аругюнян и С.И. Гаврилова приводят ряд геологических и петрологических фактов, в свете которых по-новому решается проблема возрастного положения и генезиса гипербазитов Армении и сопутствующих им пород, объединяемых в офиолитовую ассоциацию.

Второй, значительно меньший по объему раздел сборника состоит из трех статей, в которых рассмотрены базитовые и гипербазитовые формации юга Восточно-Европейской платформы. Внимание читателя концентрируется в этом разделе на трех формациях, роль которых как индикаторов глубинного строения и геотектонической эволюции крупных сегментов земной коры обсуждается в настоящее время особенно оживленно.

В.В. Плошко на основе сравнительного анализа гипербазитов Кавказа, Карпат и Украинского щита описывает типоморфные особенности, присущие альпинотипным гипербазитам как формационному типу.

В статье четырех авторов (А.К. Симон, Г.В. Зеленщиков, Г.А. Терентенко, М.Е. Островская) приведены новые данные по докембрийским базит-гипербазитовым формациям, развитым на юго-востоке Русской платформы.

В.И. Гоньшакова, статья которой завершает сборник, приводит результаты детальных петролого-геохимических и минералогических исследований пород, образующих совершенно новую кимберлитовую провинцию в пределах Покрово-Киреевской структуры Приазовья.

Сравнительный анализ приазовских кимберлитов с классическими кимберлитами Африки и Восточной Сибири позволил автору показать специфические петролого-геохимические и минералогические особенности девонских кимберлитов юга Восточно-Европейской платформы и выделить своеобразный тип кимберлитовых пород.

Приведенная краткая характеристика статей показывает, что сборник охватывает широкий круг проблем, касающихся связи магматизма и тектоники, магматизма и рудообразования, принципов выделения магматических формаций и практики использования их как индикаторов эндогенных режимов. Это позволяет надеяться, что предлагаемая книга будет интересной не только геологам и петрографам, интересующимся магматизмом Кавказа и Восточно-Европейской платформы, но и многим специалистам, занимающимся формационным анализом магматических горных пород.

## О НЕКОТОРЫХ ПОНЯТИЯХ, ТЕРМИНАХ И НАПРАВЛЕНИЯХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

А. М. Борсук

Проблема связи магматизма определенного типа с геодинамическим режимом подвижного пояса на разных этапах его эволюции является одной из фундаментальных в современной геологии. Все более очевидным становится тот факт, что развитие крупных геоструктур сопровождается закономерной сменой во времени естественных ассоциаций магматических горных пород. В последние десятилетия в трудах Г.Д. Афанасьева, Ю.А. Билибина, Г.С. Дзоценидзе, Г.М. Заридзе, Ю.А. Кузнецова, В.С. Коптева-Дворникова, Е.К. Устиева, М.А. Фаворской, Г. Штилле, Д.С. Штейнберга, Ю.М. Шейнмана, Н.П. Хераскова, В.Е. Хаина и многих других исследователей разрабатывались идеи и представления, отражающие различные аспекты этой проблемы.

Центральным объектом исследования в этой проблеме являются естественные ассоциации магматических горных пород — магматические формации.

Трудно сейчас найти в геологической литературе работу, в которой освещались бы те или иные аспекты магматической геологии и не использовались такие понятия, как "магматическая формация" и "магматический комплекс".

Еще в 1949–1950 гг. Г.Д. Афанасьев на основе первого обобщения данных о древних гранитоидах Северного Кавказа и изучения конкретных ассоциаций пород произвел расчленение магматических образований Северного Кавказа на магматические комплексы и фазы (Афанасьев, 1950) и дал определения этим понятиям. В 1960 г. Г.Д. Афанасьев, исходя из ранее данных формулировок, предлагает определение понятия "магматическая формация". Разработка основ формационного анализа применительно к магматическим породам содержится в работах Г. Штилле (Stille, 1940) и Ю.А. Билибина (1959), в которых также можно найти соответствующие определения.

В 1964 г. выходит капитальный труд Ю.А. Кузнецова, обобщающий опыт по типизации магматических формаций. Первые разделы этой основополагающей работы посвящены анализу содержания и объема понятий "магматическая формация", "магматический комплекс", "формационный тип" и т.п.

В 1968 г. на совещании по геологическим формациям в Ленинграде (ВСЕГЕИ) много внимания было уделено обсуждению содержания и объема понятия "магматическая формация". Принципы выделения магматических формаций были сформулированы коллективом геологов ВСЕГЕИ, составившим первую карту магматических форма-

ший территории СССР в масштабе 1 : 2 500 000 (гл. редактор Д.С. Харкевич, отв. редактор В.Н. Москалева).

Принципы формационного анализа магматических пород обсуждались на IV Всесоюзном петрографическом совещании в Баку, где с обстоятельным докладом о некоторых понятиях и терминах в учении о магматических формациях от имени формационной комиссии Петрографического комитета выступал Е.К. Устиев (1970).

Обсуждение терминов, используемых при формационном анализе, содержится в работах Ю.И. Половинкиной, Е.Т. Шаталова, В.И. Полова, Е.Н. Горещкой, М.А. Фаворской, К.А. Шуркина, Ф.П. Митрофанова и ряда других исследователей. Наконец, с определениями терминов "магматическая формация", "магматический комплекс" можно познакомиться в новом "Геологическом словаре" 1973 г. издания. Однако и до сих пор среди геологов нет единого мнения относительно того, что же понимать под "магматической формацией" и "магматическим комплексом" и каковы критерии их выделения.

Под формационным типом (или абстрактной магматической формацией) мы понимаем устойчивую, повторяющуюся в процессе геологической эволюции естественную ассоциацию магматических горных пород, обладающих определенной общностью состава.

Конкретным выражением формационного типа является конкретная магматическая формация, образовавшаяся в определенное время (обычно отвечающего геологическому периоду или его части) в пределах отдельного региона и отражающая специфику одного из этапов развития отдельной структурно-формационной зоны, из совокупности которых состоит этот регион.

Поясним это на примерах. Спилит-диабазовая формация, выделяемая Ю.А. Кузнецовым, характеризует раннегеосинклинальный этап развития подвижной области вообще и является формационным типом (или абстрактной магматической формацией). Спилит-диабазовая формация нижнесилурийского возраста Восточно-Уральского прогиба (Фролова, 1968<sub>2</sub>), характеризующая раннегеосинклинальный этап развития конкретной структуры Уральского подвижного пояса, представляет собой конкретную магматическую формацию.

По содержанию к понятию "конкретной магматической формации" близко понятие "магматический комплекс" в той редакции, которую придал ему коллектив геологов ВСЕГЕИ – составителей карты магматических формаций СССР (Харкевич и др., 1968). В той же редакции термин "магматический комплекс" дан и в "Геологическом словаре" 1973 г. Практически же часто приходится сталкиваться с тем, что в пределах одной конкретной магматической формации, характеризующей определенный этап развития единой структурно-формационной зоны, выделяется несколько магматических комплексов, развитых на отдельных локальных участках этой структуры. Обычно такие комплексы получают географические названия по той местности, где они обнаруживаются.

Таким образом, термин "магматический комплекс", как правило, используется для обозначения группы магматических пород, обяза-

тельно пространственно сопряженных. Между тем члены одной конкретной магматической формации могут быть в настоящее время и пространственно разобшены, но контролироваться при этом единой крупной структурой. Например, отдельные центры вулканизма среднеюрского времени на Кавказе разобшены выходами вмещающих осадочных пород юры или кристаллических пород палеозоя. Однако в пределах единой структурно-формационной зоны эти продукты вулканической деятельности, обладающие общей спецификой состава, должны объединиться в единую конкретную магматическую формацию. Пространственно разобшены, как правило, разнофациальные представители единой формации. Во многих случаях породы субвулканической и гиабиссальной фаций разобшены с лавовыми покровами — продуктами поверхностных излияний. Однако изучение состава, геологического положения и возраста всех этих пород может позволить установить их геологическое и петрогенетическое единство. В этом случае мы вправе объединить их в конкретную магматическую формацию, все представители которой образовались вследствие процесса эволюции единого магматического расплава, протекавшей в различной термодинамической обстановке (гиабиссальные интрузивы — корни вулканов, субвулканические фации — подводные аппараты, лавовые покровы и туфы — продукты поверхностных извержений).

Для сравнительного анализа естественных ассоциаций магматических горных пород, синхронно развивающихся в различных геоструктурах подвижного пояса, представляется целесообразным пользоваться такой категорией, как конкретная магматическая формация (а не комплекс!), ибо она объединяет всю совокупность магматических пород, связанных общностью состава, образующихся в узком временном интервале (обычно это период или часть периода), и характеризует определенный этап развития всей этой структурно-формационной зоны. Следует различать понятие "магматический комплекс" в терминологии "Геологического словаря" от понятия "магматический комплекс" которое сформулировал Г.Д. Афанасьев еще в 1950 г. Под магматическим комплексом Г.Д. Афанасьев понимает совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющую общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза (Афанасьев, 1950).

Магматический комплекс в понимании Г.Д. Афанасьева является более крупной таксономической единицей, чем конкретная магматическая формация, и объединяет ряд конкретных магматических формаций, следующих друг за другом во времени в процессе эволюции одной геоструктуры. Это совокупность конкретных магматических формаций, отражающих специфику развития протяженного отрезка истории одной структурно-формационной зоны.

В основу выделения конкретных магматических формаций, описываемых нами в дальнейшем, положены следующие критерии.

1. Сходство петрографических, петрохимических и геохимических признаков пород.

2. Единство структурно-геологического положения, т.е. развитие в пределах единой крупной геоструктуры (структурно-формационной зоны применительно, например, к кавказской подвижной области).

3. Связь с единым этапом тектоно-магматической эволюции этой структуры.

В дискуссии о принципах выделения конкретных формаций одно из центральных мест занимает вопрос о характере соотношений между породами — членами единой формации. Носит ли эта связь генетический характер, парагенетический или же это совокупность по сонахождению?

Несомненно, сильны доводы тех исследователей, которые указывают на то, что генетическое единство пород в выделяемых формациях во многих случаях достаточно гипотетично и трудно доказуемо. Между тем устойчивость такой ассоциации пород и повторяемость ее в истории геологического развития являются надежно установленными фактами. Это обстоятельство дает основание для выделения ее в отдельную магматическую формацию, а вопрос о соотношениях между породами внутри этой формации может оставаться спорным.

Ю.А. Кузнецов, исходя из этого положения, настаивал на том, что в определении таких кардинальных для геологии понятий, как "магматическая формация" и "магматической комплекс", не должно включаться ничего такого, что мы не можем непосредственно наблюдать и изучать (например, представления о глубинных магматических очагах, родоначальных магмах и т.д.). Такой же принцип еще раньше, при определении понятия "геологическая формация", сформулировали Н.С. Шатский (1945) и Н.П. Херасков (1952), рассматривая геологические формации как парагенезы пород. Так, в известной статье Н.П. Хераскова (1952) было отмечено, что наблюдающаяся иногда генетическая близость пород внутри формации — признак лишь гипотетический и во всяком случае неуниверсальный. Однако в работе Н.С. Шатского, вошедшей в "Избранные труды", т. III (1965), указывается, что парагенезы изучаются для того, чтобы выяснить условия образования данной формации, ее генетическое целое.

Таким образом, исследуя объективные признаки пород и используя их для выделения формаций, мы получаем данные для суждения о генетической общности пород внутри формации. В самом деле, геолог, занимавшийся изучением магматических пород, может располагать лишь фактами, относящимися к свойствам этих пород (минералогический и химический составы, свойства минералов, геохимические особенности, структуры) и их геологическому положению (положению относительно тектонических структур, взаимоотношения с вмещающими осадочными породами и т.п.). Даже геологический возраст магматической породы уже не является в строгом смысле фактом, а представляет собой результат интерпретации ряда фактов, полученных при изучении взаимоотношений этой породы с вмещающими образованиями, изотопных отношений некоторых элементов в ря-

де минералов, из которых она состоит, и т.д. Но именно на этих фактах, касающихся состава и свойств пород, их геологического положения и времени образования, мы строим свои суждения о генетическом единстве или разобщенности той или иной группы магматических пород. Естественно, что в каждом таком суждении есть доля субъективизма, отражающая уровень наших сегодняшних знаний. Выделение магматических формаций (конкретных или абстрактных – все равно) тоже является суждением, основанным на фактах того же порядка (состав и свойства магматических пород, их геологическое положение и возраст), и также допускает известный субъективизм. Выше были сформулированы критерии, которыми мы пользуемся при выделении конкретных магматических формаций: 1) сходство петрографических и геохимических признаков пород, 2) единство структурно-геологического положения, 3) связь с единым этапом тектоно-магматической эволюции одной геоструктуры. Но ведь общность петрографических и геохимических особенностей, близость по времени образования и единство структурно-геологического положения относятся к числу признаков, которые обязательны для генетически единого ряда пород. Для доказательства генетического единства магматических пород мы, помимо этих признаков, используем еще закономерности в изменении состава пород (наличие переходных разновидностей), основанные на изучении физико-химических систем, представления о механизме петрологического процесса, который мог бы привести к наблюдаемым в природе фактам, и т.п. Однако и после использования всего арсенала методов и средств для доказательства генетического родства пород во многих случаях все еще остаются сомнения, побуждающие к дискуссии.

По-видимому, различия между критериями, на основе которых выделяются магматические формации, и критериями для суждения о генетическом единстве ряда магматических пород сводятся к соотношению между необходимым и достаточным. Условия, достаточные для выделения какой-то ассоциации магматических пород в качестве магматической формации, являются необходимыми, но в ряде случаев недостаточными для доказательства генетического единства пород внутри формации. Убедительным примером тому являются контрастные базальт-липаритовые формации, хорошо изученные на Урале, в Исландии и во многих других регионах мира. В настоящее время, пожалуй, ни у кого не вызывает сомнения правомочность выделения такой ассоциации в качестве магматической формации. Вопрос о генетическом единстве контрастных членов этой формации – базальтов и липаритов – при отсутствии переходных по составу разновидностей пород до сих пор относится к числу дискуссионных.

Однако суждения о генетическом единстве пород, равно как и о генезисе вообще, заключают в себе больше гипотетических элементов, чем суждения, на основе которых выделяются магматические формации.

Не лишне указать на то, что в первоначальном варианте термин "формация" имел генетический смысл и объединял горные породы

единого происхождения. Это обстоятельство было особо подчеркнуто на II Международном геологическом конгрессе в 1881 г. в г. Болонья, рекомендовавшем пользоваться этим термином для обозначения совокупности пород, рассматриваемых с точки зрения их происхождения или способа формирования (Устиев, 1970).

Конкретная магматическая формация, как было указано выше, отвечает определенному этапу развития крупной геоструктуры — структурно-формационной зоны. Под структурно-формационной зоной мы понимаем отдельный сегмент подвижной области, длительно сохраняющей свои особенности, проявляющиеся в характере и распределении осадочных и магматических пород (или лучше формаций), изменении их мощностей, типе и характере дислокаций. Эти длительно сохраняющиеся особенности структурно-формационных зон являются следствием различного типа развития, различной геологической истории, различного глубинного строения. Структурно-формационные зоны, как правило, ограничены глубинными долгоживущими разломами. По масштабу структурно-формационные зоны являются величинами первого порядка в такой подвижной области, как Большой Кавказ.

В последние годы в формационном анализе магматических горных пород обозначалось два направления исследований. Одно направление ставит своей задачей выявление петролого-геохимических особенностей формационных типов магматических пород, исследование парагенезов пород. Это важное направление успешно развивает школа сибирских геологов, возглавляемая Ю.А. Кузнецовым (А.Ф. Белосусов, Э.П. Изох, В.А. Куголин и другие исследователи). Работы в этом направлении помогут понять механизмы петрологических и геохимических процессов, в результате которых возникают устойчивые естественные ассоциации горных пород. Другое направление, которое многие годы развивал Г.Д. Афанасьев, связано со сравнительным анализом конкретных магматических формаций, образующихся в процессе эволюции отдельных регионов. Такие исследования позволяют устанавливать вариации в составе и условиях формирования магматических формаций, возникающих синхронно или близко по времени в пределах различных структурно-формационных зон единого подвижного пояса, а также сменяющих друг друга во времени в процессе эволюции этих зон.

Сравнительный анализ конкретных магматических формаций дает возможность выявить специфику тектоно-магматического развития отдельных регионов и установить различия в характере эволюции отдельных структур.

Таким образом, если для первого направления наиболее важно установить типоморфные особенности природной ассоциации, то для второго необходимо выявить специфические особенности этой природной ассоциации, характерные для конкретной геоструктуры и конкретного этапа ее эволюции. Несомненно, что оба направления не могут развиваться в отрыве друг от друга.

# МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАВКАЗА

## СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И КАРТА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

А. М. Борсук, А. Г. Гурбанов, Л. А. Кондаков, И. С. Красивская,  
В. В. Плошко, М. К. Суханов, А. А. Цветков

Всю территорию Кавказа в тектоническом и геоморфологическом отношении традиционно делят на четыре крупные единицы: Предкавказье (платформа и передовые прогибы), складчатое сооружение Большого Кавказа, Закавказская межгорная депрессия и складчатое сооружение Малого Кавказа.

Первая тектоническая схема Большого Кавказа была составлена в 1926 г. В. П. Ренгартеном. Эта схема, положившая начало структурно-формационному районированию Кавказа, в дальнейшем неоднократно уточнялась и совершенствовалась самим же предложившим ее автором (Ренгартен, 1926, 1939, 1941). В основе схемы В. П. Ренгартена было подразделение на интенсивно складчатые и пологоскладчатые зоны, которые различались также по фациальному составу отложений и характеру рельефа. В период с 1935 по 1955 г. несколько схем структурно-формационного районирования всего Кавказа предложил один из виднейших исследователей мезо-кайнозоя Кавказа, Л. А. Варданыц, придававший первостепенное значение характеру и степени дислокаций и их возрасту (Варданыц, 1935<sup>1,3</sup>, 1947, 1955).

Тектонические карты всего Кавказа и отдельных его территорий составлялись Ш. А. Азизбековым и Г. П. Корневым, Г. Д. Ажгиреем, А. Г. Асланяном, В. В. Гамкрелидзе, А. И. Джанелидзе, Д. С. Кизевальтером, И. Г. Кузнецовым, С. С. Кузнецовым, Л. Н. Леонтьевым, Б. Ф. Меффертом, Е. Е. Милановским, В. Е. Хаиньм, М. В. Муратовым, К. Н. Паффенгольцем, В. Н. Робинсоном, М. М. Рубинштейном, А. Н. Шардановым, Э. Ш. Шихалибейли, коллективами геологов Северо-Кавказского геологического управления, Кольцовской экспедиции, ВИМСа и рядом других исследователей.

В 1971 г. была опубликована работа коллектива авторов (Афанасьев и др., 1971), в которой рассматривались конкретные магматические формации Северного Кавказа в связи с развитием основных структурно-формационных зон. При этом была использована схема деления Северного Кавказа на четыре основные структурно-фор-

мационные зоны, являющаяся обобщением опыта предшествующих исследователей, а также фактов, накопленных группой сотрудников ИГЕМа по изучению ассоциаций магматических горных пород.

Используемая в предлагаемой работе схема тектонического районирования опирается на установленную многими исследователями Кавказа закономерность, заключающуюся в том, что крупные тектонические элементы (структурно-формационные зоны), как это очень четко сформулировали Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин (1963, стр. 212), "несмотря на неоднократные изменения направления движений и перестройки их структуры, сохраняли на протяжении геологической истории свойственные им индивидуальные черты тектонического развития и свою конфигурацию. Причину этих явлений следует искать в глыбовой природе земной коры в области Кавказа. Изучение закономерностей тектонического развития этой области приводит к представлению о расчленении земной коры в пределах Кавказа на ряд относительно монолитных блоков нескольких порядков, разделенных значительно более узкими, весьма подвижными зонами тектонических швов или глубинных разломов. Последнее характеризуется сильной раздробленностью в верхних частях земной коры и, по-видимому, высокой пластичностью в нижних ее частях.

На протяжении всего доступного изучению периода развития Кавказа, начиная с палеозоя, эти швы являлись важными структурными и фациальными (формационными) рубежами и контролировали ход магматических процессов, но относительная роль отдельных швов (различных направлений) во времени менялась в связи с общими неоднократными перестройками тектонического типа всей Кавказской области.

Таким образом, выделяемые при палеотектоническом анализе Кавказской области структурно-формационные зоны и при анализе современной структуры тектонические элементы представляют разные выражения глыбового строения земной коры на Кавказе.

По схеме тектонического районирования, которой придерживаются авторы настоящей работы, мегантиклинорий Большого Кавказа, представляющий собой в настоящее время громадное высокогорное сводово-глыбовое сооружение, протянувшееся в субширотном направлении (запад-северо-запад на восток-юго-восток) на 1300 км при ширине 100-200 км, разделяется на пять крупных структурно-формационных зон (рис. 1).

Самую северную часть мегантиклинория составляет Бечасынская зона (Лабино-Малкинская, по Е.Е. Милановскому и В.Е. Хаину, 1963, или Северо-Кавказский краевой массив, по Е.Е. Милановскому и Н.В. Короновскому, 1973). Характерной особенностью этой зоны является четко выраженное двухярусное строение, типичное для молодых платформ. Нижний ярус ее сложен складчатыми образованиями докембрия и нижнего палеозоя. Перекрывающие его пологозалегаю-

шие осадочные породы мезо-кайнозойского чехла образуют верхний ярус.

Фундамент Бечасынской зоны вскрывается в долинах ряда рек от Большой Лябы на западе до р.Черек Балкарский на востоке. Наиболее полный разрез докембрийского кристаллического фундамента, а также разрезы палеозойских и мезозойских толщ, слагающих мультислойные прогибы в докембрийском фундаменте, можно наблюдать по долине р.Кубани. Анализ разрезов докембрия и условного палеозоя дает возможность выделить две мощные толщи (Афанасьев и др., 1971).

Докембрий I - толща слюdistых, слюdistо-гранатовых, эпидот-цоизитовых кристаллических сланцев и гнейсов.

Докембрий II - нижний палеозой - толща амфиболитов, зеленокаменных (хлорит-эпидотовых) порфиритов и порфиридов. В пределах развития докембрийских толщ Г.Д.Афанасьевым выделены и исследованы конкретные магматические формации палеозойского возраста. В верхнем палеозое фундамент Бечасынской зоны подвергнулся интенсивным 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.Индьш. На докембрийском и палеозойском складчатом фундаменте несогласно залегает относительно маломощный (1-2,5 км) альпийский чехол из осадков юры, мела и низов палеогена субплатформенного типа. Весь мезо-кайнозойский чехол образует пологую моноклираль с падением к северу (углы падения обычно не превышают  $15^{\circ}$ ). Терригенные породы лейаса и доггера, слагающие низы разреза, местами, особенно в западной части зоны, нарушены небольшими сбросами и пологими брахискладками. На протяжении большей части альпийского тектоно-магматического цикла Бечасынская зона представляет собой южную часть эпигерцинской платформы Предкавказья. Лишь в конце этого цикла, в неогене, она была вовлечена в общее воздымание Большого Кавказа. Таким образом, Бечасынская зона была в мезокайнозое областью активизированной платформы (областью "сопряженной активизации", по Шеглову, 1968, 1970).

Со всех сторон Бечасынская зона ограничена крупными разломами или флексурами. С юга Бечасынская зона сочленяется с зоной Передового хребта по субширотному (северо-запад - юго-восток) разлому глубокого заложения. Отложения филлитов и вулканогенов среднего-верхнего девона, залегающие на северном крыле антиклинальной структуры Передового хребта и несогласно перекрытые верхним карбоном, тектонически сопряжены с породами фундамента Бечасынской зоны. При этом часто вдоль разломов выведены на поверхность перемытые породы субстрата с включенными серпентинитами и древними (около 500 млн. лет, по данным K-Ar метода, полученным Г.Д.Афанасьевым) плагиогранитами. Такой контакт хорошо наблюдается в бассейне р.Теберды у с.Нижне-Тебердинское; ана-

логичные контакты известны в урочище Котел, в бассейнах рек Малой Лабы и Кубани.

Зона Передового хребта представляет собой область заложения и развития нижнепалеозойского геосинклинального прогиба.

В междуречье Большой Лабы и Уруштена (Лабинский блок) вскрывается центральная часть структуры, сложенная метаморфическими толщами — гнейсами, гнейсо-гранитами, кристаллическими, слюдьми, гранатовыми сланцами с мощными пачками амфиболитов и серпентинитов. Северная периферия кристаллического основания зоны Передового хребта вскрыта в долине р. Малой Лабы и сложена метаморфическими породами фации зеленых сланцев ордовикского возраста (по данным Г.Д. Афанасьева). Выше их по разрезу залегают конгломераты, перекрытые толщей верхнедевонских филлитов с вулканогенами. Возраст пород кристаллического ядра Лабинского блока зоны Передового хребта, по данным Г.Д. Афанасьева (Афанасьев и др., 1971), вероятно, древнее ордовика. Об этом свидетельствует постепенность переходов зеленокаменных пород ордовика к кристаллическим сланцам и метаморфическим гнейсам по р. Уруштен, близ ее устья. Девонские (или ордовикские?) зеленокаменные породы, слагающие крылья структуры, смяты в изоклинальные складки. В девоне происходило формирование ассоциации магматических пород, описанной Г.Д. Афанасьевым под названием уруштенского комплекса (Афанасьев, 1950), сопровождающееся процессами гранитизации с образованием межпластовых тел плагиигранитов. Начиная с верхнего карбона, в Лабинском блоке зоны Передового хребта устанавливаются субплатформенные условия. Верхний палеозой отмечен кислым наземным вулканизмом субплатформенного типа (липариты Кутана, р. Большой Лабы и др.).

Значительно меньшие по площади выходы кристаллического фундамента, чем в Лабинском блоке, известны в верховьях р. Кяфар и в бассейне р. Теберды близ с. Верхне-Тебердинское. В бассейнах рек Дауг и Кубани кристаллический фундамент зоны Передового хребта вовсе не вскрывается. Здесь широко развиты вулканогены верхнего девона, осадочные и эффузивные формации среднего-верхнего карбона и перми. В отдельных узких грабенах зоны Передового хребта сохранились отложения триаса и юры (лейас и доггер).

Стратиграфии метаморфических толщ зоны Передового хребта, ее структурным особенностям и развитому в ее пределах палеозойскому магматизму посвящена обширная литература (Афанасьев, 1950, 1958; Греков, 1967; Каденский, 1956; Кизевальтер, 1960; Красивская, 1964; Плошко, 1965, 1969; Потапенко, 1967<sup>1,2</sup>; Самохин, 1957; Хильтов, 1959; Кропачев, 1962; Баранов, Греков, 1974 и др.).

Каких-либо значительных проявлений магматизма мезозойского возраста в пределах зоны Передового хребта неизвестно. Есть основания предполагать, что с верхнего палеозоя (верхний карбон — пермь) в зоне Передового хребта устанавливаются субплатформен-

ные условия. В связи с этим в дальнейшем при сравнительном анализе мезо-кайнозойских магматических формаций Бечасынская зона и зона Передового хребта будут рассматриваться совместно.

Зона Главного хребта представляет собой горст-антиклинорий и играет роль осевого поднятия в современной структуре Центрального Кавказа (Милановский, Хаин, 1963). В плане горст-антиклинорий имеет форму, близкую к параллелограмму, ограниченную расколами двух направлений — широтного и западно-северо-западного. Фундамент зоны Главного хребта, вскрывающийся в ее центральном сегменте, сложен кристаллическими сланцами и гнейсами докембрийского — нижнепалеозойского возраста, прорванными и мигматизированными верхнепалеозойскими (посленижнекарбовыми) гранитоидами Главного хребта, формировавшимися в глубинных условиях. К разломам западно-северо-западного простирания приурочены узкие (от нескольких сот метров до нескольких километров) приразломные грабены и грабен-синклинали, выполненные несогласно залегающими на фундаменте метаморфизованными филлитовидными сланцами. Толщи, сложенные этими сланцами, широко развиты на Центральном Кавказе, как правило, интенсивно дислоцированы и поставлены "на голову". Еще в 1858 г. основоположник геологии Кавказа Г.В.Абих (Abich, 1858) опубликовал первое обобщение по геологии Кавказа, в котором отнес эти сланцы по возрасту к юре. Позже, уже в конце XIX в., на Кавказе работает швейцарский геолог Э.Фавр, высказавший мнение о палеозойском возрасте этих сланцев (Favre, 1875). Точка зрения Э.Фавра разделялась многими геологами, работавшими на Кавказе в довоенный период. В 50-60-х годах в результате съемочных и тематических работ, проводившихся на Кавказе крупными коллективами геологов, возраст сланцев Главного хребта снова пересматривается в пользу юры. Однако ряд фактов, касающихся характера метаморфизма сланцев центрального сегмента зоны Главного хребта (верховья р. Ардон, Фиагдон, Гизельдон, район Военно-Грузинской дороги южнее с. Ларс и т.д.), соотношение с ними палеозойских гранитоидов и др. оставлял сомнение в правильности такой датировки. На геолого-петрографические факты, находящиеся в противоречии с представлением о нижнеюрском возрасте филлитовидных сланцев Центрального Кавказа, в ряде работ указывал Г.Д.Афанасьев (Афанасьев, 1958; Афанасьев и др., 1968, 1971). В последние годы Г.Д.Афанасьевым с А.Г.Гурбановым и М.К.Сухановым (Афанасьев и др., 1975) было обнаружено двух-ярусное строение осадочно-метаморфической толщи Центрального Кавказа в верхнем течении рек Ардон и Фиагдон. Ими были приведены факты, свидетельствующие о том, что южнее крупного, по-видимому, глубинного субширотного Бурон-Ларского разлома в бассейнах рек Ардон (ниже с.Бурон) и Фиагдон (южнее устья его левого притока — р. Цазинудон) на кристаллических породах докембрия — нижнего палеозоя залегает мощная сильно дислоцированная в ряде мест поставленная "на голову" толща филлитовидных сланцев. В вер-

29/2

хней части крутых скалистых бортов ущелья р. Фиагдон обнаружена толща аргиллитов, песчаников и подстилающих их конгломератов, несогласно перекрывающая сильно дислоцированную толщу филлитов. Верхняя осадочная толща имеет очень пологое залегание (углы падения здесь не превышают  $20-25^{\circ}$ ), а слагающие ее осадочные породы (аргиллиты и песчаники) значительно менее метаморфизованы, чем подстилающие филлиты. В основании верхней песчано-аргиллитовой толщи М.К. Сухановым в ряде мест обнаружена фауна верхнего триаса - нижней юры (Афанасьев и др., 1975). Эти, а также ранее приводившиеся Г.Д. Афанасьевым факты дают основания предполагать, что мощная сильно дислоцированная нижняя толща филлитов относится по возрасту не к юре, а является более древней. Факты, свидетельствующие о палеозойском возрасте сланцевой серии Северной Осетии, приводятся в работе коллектива геологов КИМСа: В.Я. Эдилашвили, Р.Д. Левинадзе, В.В. Гогоберидзе, Р.Л. Шубладзе (Эдилашвили и др., 1974). Перекрывающая филлиты, слабодислоцированная, относительно пологозалегающая терригенная толща - определено мезозойская (верхний триас - нижняя юра). Севернее Бурон-Льрского разлома эта мезозойская толща развита в пределах Центрального сегмента зоны Главного хребта очень широко (район Садонского и Архонского рудников, с. Унал, в бассейне р. Ардон, оба борта р. Фиагдон вниз по течению от устья р. Цазидон и т.д.).

Большую роль в структуре Центрального Кавказа играют крупные глубокие поперечные разломы и флексуры, пересекающие мегантиклинорий Большого Кавказа на отдельные блоки, ступенчато погружающиеся в сторону Черноморской и Каспийской акваторий. К западу от р. Белой благодаря проявлению Пшехско-Адлерской системы субмеридиональных глубинных разломов породы кристаллического фундамента зоны Главного хребта быстро погружаются под мощные терригенные осадочные породы нижней юры. Крайнее западное звено антиклинория Главного хребта представлено Чугушским поднятием, отчетливо выраженным в верховьях рек Белой и Пшехи. Роль осевого поднятия западнее р. Пшехи выполняет Гойтхский антиклинорий. Он возникает в пределах западного продолжения полосы нижней юры и кулисообразно подходит с юга к антиклинорию Главного хребта (Милановский, Хаин, 1963). К западу от Туапсинской системы поперечных разломов поле юрских отложений Гойтхского антиклинория резко сужается, особенно за счет его южной части, погружающейся под меловые образования. К западу от Туапсинской ступени юра выступает лишь в сводках отдельных брахиантиклиналей и вскоре вообще исчезает с поверхности.

Аналогичную картину погружения доальпийского фундамента зоны Главного хребта под мощные терригенные отложения нижней и частично средней юры мы наблюдаем к востоку от Казбекского субмеридионального глубинного разлома. Непосредственным продолжением антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа к восто-

ку от Казбекского разлома является антиклинорий Бокового хребта (или Дарьяло-Богосский, по Милановскому и Хаину, 1963), сложенный аспидными сланцами и песчаниками среднего лейаса и низов тоара. Антиклинорий Главного хребта Восточного Кавказа зарождается к востоку от Военно-Грузинской дороги в пределах расширившегося южного крыла антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа. Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин отмечают, что оба осевых антиклинория Восточного Кавказа обладают весьма напряженным складчатым строением. Они состоят из мелких линейных острых, сильно сжатых, почти изоклинальных стоячих складок, в целом образующих горстовые поднятия, с обеих сторон обрезанные круглыми надвигами, падающими внутрь этих поднятий. В краевых частях антиклинориев складки обнаруживают тенденцию некоторого наклона в направлении к периферии, что придает антиклинориям черты веерообразной структуры (Милановский, Хаин, 1963). С севера антиклинорий Бокового хребта окаймляется песчано-аргиллитовыми отложениями верхнего лейаса и доггера, образующими широкие и простые складки. Еще севернее, в Чечено-Ингушетии и Северном Дагестане, развиты осадочные породы верхней юры и мела.

Таким образом, в строении зоны Главного хребта резко различаются ее Центральная часть и Западный и Восточный блоки. Центральная часть зоны Главного хребта представляла собой в мезозое относительно устойчивую геоантиклинальную структуру, промежуточную между расположенной южнее эвгеосинклиналью (зона Южного склона) и северной областью активизированной платформы (Бечасынская зона). Развитие же Западного и Восточного блоков этой структуры в триасе (?), юре и мелу по характеру близко к развитию эвгеосинклинальной зоны Южного склона. По системе разломов, объединяемых в так называемый Главный надвиг Большого Кавказа, зона Главного хребта сочленяется с зоной Южного склона.

Зона Южного склона представляет собой наиболее глубоко погружающуюся в нижней и особенно средней юре область альпийской геосинклинали. Эта зона сужена до нескольких километров и приподнята на среднем своем участке. Она постепенно расширяется и углубляется к западу и востоку от него. В целом эта зона так же, как и ранее описанные, имеет субширотное простирание (СЗ на ЮВ). Центральное положение в ней занимает Сванетский антиклинорий, сложенный интенсивно смятыми аспидными сланцами лейаса, между которыми в ядрах двух горстообразных структур выступают метаморфизованные породы среднего и верхнего палеозоя и триаса. С востока к Сванетскому антиклинорию примыкает Рачино-Триалетский (по П.Д. Гамкрелидзе) синклинорий, выполненный верхнеюрским и нижнемеловым флишами. Западным окончанием зоны Южного склона является Новороссийский флишевый синклинорий. Южный сегмент зоны Южного склона представлен Абхазо-Рачинским участком, играющим на Центральном Кавказе роль южного крыла мегантиклинория

Большого Кавказа. Абхазо-Рачинский блок имеет двухъярусное строение альпийского этажа. Нижний ярус сложен терригенным лейасом и ааленом, мощной порфириговой толщей байоса и регрессивными угленосными осадками бага. В бассейнах рек Гумиста, Келасури и Кодори этот ярус смят в сильно сжатые крупные линейные складки и прорван гранитоидными интрузиями (Милановский, Хаин, 1963). Несогласно залегающий верхний ярус представлен преимущественно карбонатными толщами верхней юры (мальма), мела и палеогена.

Отложения верхнего яруса развиты в менее приподнятой западной части Абхазо-Рачинского сегмента, а в восточной сохранились лишь в отдельных небольших синклиналях. На юге Абхазо-Рачинский сегмент, а вместе с ним и все складчатое сооружение мегантиклинория Большого Кавказа сочленяется со структурами, относящимися уже к Закавказской межгорной зоне и Грузинской глыбе. Это сочленение осуществляется посредством крутой, местами вертикальной флексуры с амплитудой в несколько километров, осложненной на отдельных участках сбросами и контролируемой системой глубоких нарушений в фундаменте.

Все описанные выше структурно-формационные зоны Большого Кавказа имеют в целом общекавказское (северо-запад - юго-восток) простирание и отражают полициклическое развитие геосинклинальных режимов на Большом Кавказе от докембрия до неогена. При этом отчетливо устанавливается закономерная миграция геосинклинальных прогибов с севера на юг в ходе развития Кавказской подвижной области от байкальского к альпийскому тектоно-магматическому циклу. Действительно, если в Бечасынской структурно-формационной зоне геосинклинальные условия были характерны в докембрии (до ордовика!), а со среднего палеозоя в пределах этой структуры устанавливается субплатформенный режим, то в расположенной южнее зоне Передового хребта заложение и развитие геосинклинального прогиба происходит в нижнем и среднем палеозое, а орогенный этап наступает здесь только в верхнем палеозое.

Альпийский же геосинклинальный прогиб закладывается лишь в зоне Южного склона, а располагающиеся к северу от нее в разной степени консолидированные структуры так или иначе реагируют на процессы, происходившие в собственно эвгеосинклинальной зоне.

Пятая структурно-формационная зона по своему простиранию, является антикавказской - близмеридиональной и выделение ее необходимо для понимания специфики развития неоген-антропогенного магматизма Большого Кавказа.

Речь идет о Главной Транскавказской поперечной зоне. Эта структура зарождается в пределах Русской платформы, включает Ставропольский свод и Минераловодский выступ, сечет вкрест простирания все структурно-формационные зоны Большого и Малого Кавказа и через Эльбрус, Дзирульский выступ, Арагац и Арарат уходит на юге в Иран и Турцию. В пределах этой

структуры располагаются долготные глубокие расколы фундамента, контролировавшие магмопроявления в неогене и антропогене. Длительная устойчивость Транскавказской поперечной зоны в процессе эволюции Кавказской подвижной области, связь ее границ с крупными поперечными разрывами, а также продолжение некоторых поперечных элементов структуры в глубь платформы, на что в свое время указывал еще Н.С. Шатский, позволяет предполагать, что границы этой зоны контролируются линеаменами очень большой глубины, протяжения и древности заложения. На важность этой структуры и ее роль в пространственном размещении магматических пород в разное время указывали Г.Д. Афанасьев, М.А. Кашкай, Е.Е. Милановский, Ю.П. Масуренков, В.Е. Хаин и многие другие исследователи.

В предлагаемой карте магматических формаций Большого Кавказа нашло отражение то структурно-формационное районирование, о котором говорилось выше.

Все магматические формации, показанные на карте, разделяются на три типа.

В первый тип объединены собственно эвгеосинклинальные формации, образующиеся на раннем этапе развития геосинклиналей, для которого характерны наибольшие прогибания, накопление глинисто-сланцевых (аспидных) или граувакковых осадочных толщ и подводные излияния базальтоидного расплава. Нередко вслед за подводным вулканизмом следует формирование габбро-плагиогранитных формаций, относимых нами к этому же раннегеосинклинальному типу. По существу этот тип формаций объединяет магматические породы симатического ряда.

Ко второму типу, названному нами переходным, отнесены магматические формации, образующиеся в период возникновения интрагеосинклиналей, расчленения геосинклинальной системы на частные прогибы, последующей инверсии, сопровождающейся складчатостью и обычно гранитообразованием, а также формирующиеся после инверсии во время отложения молассовых толщ. Этот тип формаций объединяет магматические породы преимущественно сиалического ряда.

Наконец, третий субплатформенный тип объединяет магматические формации, образующиеся в посторогенную стадию развития подвижного пояса, а также в областях сопряженной платформенной активизации (Щеглов, 1968, 1970). Особенностью этого типа формаций является одновременное проявление магматизма симатического и сиалического рядов.

В сборнике охарактеризованы далеко не все магматические формации, показанные на карте. В предлагаемых статьях рассматриваются как вновь выделенные, так и известные, ранее описанные формации, анализ которых проводился на новом фактическом материале.

## ДОСИЛУРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ В СОСТАВЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО КAVKAZA

И. С. Красивская

Магматизм наиболее древних метаморфизованных комплексов, вскрытых в разновозрастных складчатых системах, в последние годы привлекает все большее внимание. Это объясняется как широким обобщением истории ранних этапов эволюции геосинклинальных зон, так и той важной индикаторной ролью, которую магматические формации играют в установлении древних тектоно-магматических циклов в метаморфических сериях. В пределах Кавказского сегмента Альпийского пояса в этой связи особое внимание привлекают два объекта: образования субстрата зоны Главного хребта, включающие докембрийские, среднепалеозойские и, возможно, нижнепалеозойские элементы (Греков и др., 1969; Сомин, 1971 и др.), и образования фундамента Бечасынской зоны, отражающие главным образом досилурийский, вероятно, рифейско-раннепалеозойский этап развития кристаллического основания Кавказа. Из этих двух комплексов для восстановления древней и, в частности, додевонской магматической эволюции потенциально гораздо более благоприятным объектом является фундамент Бечасынской зоны.

Во-первых, один из его крупных фрагментов, развитый в бассейне Средней Малки — Хасаута, имеет твердо обоснованный досилурийский возраст (Красивская, 1961; Потапенко, Момот, 1965).

Во-вторых, степень метаморфических преобразований его пород в целом значительно ниже, чем в зоне Главного хребта, и лишь местами достигает условий альбит-эпидот-амфиболитовой фации, тогда как центральнокавказский комплекс интенсивно переработан процессами высокотемпературного регионального и регионально-контактового метаморфизма (в связи со становлением позднепалеозойских гранитоидов).

Основы современных представлений о строении кристаллических толщ Кавказа были заложены трудами А.П. Герасимова и И.Г. Кузнецова. Создание общей схемы стратиграфии и магматизма метаморфических пород Бечасынской зоны до сих пор встречает, однако, значительные затруднения, которые связаны в первую очередь с разобщенностью его выходов и несомненным своеобразием разреза каждого из них. Тем не менее за последние 15–20 лет благодаря усилиям ряда геологов для отдельных участков развития рассматриваемого комплекса созданы местные стратиграфические схемы (Кизевальтер, 1960; Красивская, 1964; Потапенко, 1967<sub>1</sub>; Греков и др., 1969, 1972), охарактеризованы основные этапы метаморфических преобразований пород (Кизевальтер, 1956, 1960; Красивская, 1963, 1964) и сделаны первые шаги на пути реконструкции досилурийского магматизма (Греков и др., 1966) и стратиграфического синтеза для всей зоны (Греков и др., 1969).

Задача наших исследований состояла в том, чтобы на основе формационного анализа восстановить историю додевонского магматизма Бечасынской зоны и сравнить эту историю с установленной в смежных зонах Кавказа. Ясно, что проблема древнего магматизма тесно связана с общегеологическими вопросами строения кристаллического основания. Главная масса описываемых нами магматитов испытала региональный метаморфизм совместно с вмещающими толщами, в связи с чем мы приводим краткое описание основных разрезов метаморфических толщ фундамента Бечасынской зоны.

Исследования автора, проведенные в 1971–1974 гг., показали, что магматические образования (как вулканические, так и интрузивные) распространены среди метаморфизованных слоистых толщ Бечасынской зоны значительно шире, чем это представлялось ранее. Эти породы, как мы увидим ниже, естественно группируются в ряд ассоциаций, которые различаются по составу, условиям залегания, относительному возрасту и соотношению с метаморфическими процессами и отражают разные этапы эволюции древнего магматизма данной зоны. Работа проводилась под руководством чл.-корр. АН СССР Г.Д. Афанасьева, которому автор обязан общим направлением исследований и многими ценными советами.

### **Частные разрезы кристаллических пород Бечасынской зоны**

Наиболее обширные выступы кристаллического фундамента Бечасынской зоны в современном срезе обнажаются в междуречье Чегема и Кубани, в пределах крупного поперечного поднятия. Выходы метаморфических пород, приуроченные главным образом к глубоко врезаемым долинам Чегема, Баксана, Малки, Кубани и их притоков, образуют здесь прерывистую полосу общей длиной более 100 км и шириной до 40–50 км. К западу от Кубани небольшие фрагменты кристаллического фундамента появляются лишь на небольшом участке в бассейне р. Лабь. Значительная часть его с севера погребена под чехлом мезо-кайнозойских отложений; с юга Бечасынская зона ограничена крупным тектоническим швом, отделяющим ее от нижнепалеозойской эвгеосинклинальной зоны Передового хребта (см. карту магматических формаций настоящего сборника).

В первом приближении породы фундамента Бечасынской зоны можно разделить на три группы: а) пестрые по составу регионально метаморфизованные породы зеленосланцевой, местами альбит-эпидот-амфиболитовой фации; б) значительно более перекристаллизованные полиметаморфические порфиробластовые альбитизированные сланцы, в которых практически невозможно различить первичные породы; в) послеметаморфические интрузивные образования позднепалеозойского возраста. В свете поставленной задачи наибольший интерес представляет первая группа пород, как правило, сохраняющая

первичные особенности строения. Она пользуется наиболее широким развитием в составе фундамента Бечасынской зоны, слагая около 50% выходов. Альбитизированные сланцы второй группы пространственно тяготеют к шовной зоне, ограничивающей рассматриваемую зону с юга (Красивская, 1963), и по крайней мере на Баксане надвинуты на первую группу пород (Греков, Потапенко, 1973). Что касается третьей группы, то среди ее представителей заметным распространением пользуются в основном позднепалеозойские гранитоиды.

### *Бассейн рек Малки-Хасаут*

Разрезы описываемых пород по рекам Малке, Хасаут и Мушт по праву считаются опорными как по своему положению непосредственно под перекрывающими их силурийскими или кембросилурийскими образованиями (Красивская, 1961<sub>1</sub>; Потапенко, Момот, 1965), так и по полноте и представительности вскрытых здесь толщ. Они с разной степенью детальности неоднократно описывались в литературе (Герасимов, 1940; Резников, 1948; Кизельбагер, 1960; Красивская, 1961<sub>1</sub>; Греков, Потапенко, Снежко, 1966, 1973; Потапенко, 1966, 1969 и др.).

Существующие схемы стратиграфического расчленения метаморфических пород бассейна р. Малки, выделяемых в хасаутскую серию, базируются на несомненных признаках наращивания разреза с юга на север (конгломераты с галькой характерных гранофировых плагиогранитов на размытой поверхности последних, ритмичнослоистые пачки в верхах разреза с нормально залегающей градационной слоистостью и др.). В составе хасаутской серии разными исследователями выделяется разное число литостратиграфических подразделений; наиболее детальную схему предложили И.И. Греков и др. (1972).

Структура малкинского выступа фундамента относительно проста: здесь вырисовывается крупная субширотная антиклинальная складка. Лучший разрез метаморфической толщи вскрыт на северном крыле этой структуры, от среднего течения р. Мушт до верховьев ручья Шиджатмаз (рис. 1). Здесь наблюдается общее пологое моноклинальное падение пород к северу, осложненное серией разломов северо-западного и северо-восточного простираний. В этом разрезе вскрываются практически все горизонты хасаутской серии, известные в бассейне р. Малки. Вблизи ядра упомянутой антиклинали метаморфические толщи вмещают Малкинский массив позднепалеозойских гранитов. Прилегающая к нему широкая полоса сланцевых толщ представлена частым чередованием неравномерно хлоритизированных, преимущественно среднезернистых кварц-мусковитовых, кварц-гранат-биотитовых, мусковит-биотитовых (иногда с примесью графита) сланцев, альбитовых амфиболитов, альбит-эпидот-амфиболовых и альбит-биотит-амфиболовых сланцев, которые заключают многочисленные мелкие кварцевые прожилки, крупные согласные кварц-полевошпатовые жилы и частые зоны эпидотизации. Общая мощность

этих контактово-метаморфизованных пород по р. Мушт достигает 800-900 м.

Меланократовые мелкозернистые амфиболиты, образующие значительные по мощности (до 30-40 м) пластовые тела среди слюдяных метапелитовых и смешанных по составу сланцев, судя по специфике и выдержанности своего состава и строения, а главное по редким реликтовым диабазовым структурам, принадлежат к метабазитовым образованиям. Преобладающее развитие они имеют в долине р. Мушт между устьями его притоков Доккуны-Бауляры и Саллахны-Бауляры и приурочены к нижней, муштинской свите хасаутской серии. Фациальную принадлежность этих метабазитов установить трудно, и лишь отсутствие в них специфических черт вулканогенных толщ позволяет предполагать, что по крайней мере наиболее крупные и однородные их пластовые тела являются интрузивными образованиями.

В верхней части рассматриваемой контактово-метаморфизованной толщи пород залегают отдельные горизонты альбитовых порфиридов, неравномерно амфиболитизированных и биотитизированных. Они характеризуют переход к лежащей выше вулканогенной толще, слагающей нижнее течение р. Мушт вплоть до ее устья. Верхняя, большая часть вулканогенной толщи, отделенная здесь от нижней разломом северо-восточного направления, не имеет явных признаков контактового воздействия малкинских гранитоидов и представлена относительно слабо метаморфизованными неравномерно рассланцованными породами, отвечающими кальцит-эпидот-хлоритовой ступени зеленосланцевой фации. Весьма характерной их особенностью является почти полное отсутствие признаков метаморфической дифференциации и тонкого послынного окварцевания. Здесь развиты в основном альбитовые и кварц-альбитовые средне- и мелкозернистые порфириды, которые чередуются с подчиненными горизонтами мелкозернистых зеленых пятнистых сланцев туфогенного облика. В наиболее крупных залежах, достигающих десятков метров мощности, порфириды обладают чертами экструзивных образований. Это неслоистые, грубо флюидалные породы с обильными, различными по размеру (1-3 мм) зернами кварца и альбита, которые чаще всего имеют обломочные неправильные очертания и нередко преобладают над вмещающей их тонкозернистой массой. Частые линзовидные, нечетко ограниченные участки (размером до 70×20 см) афирового тонкозернистого, иногда фельзитовидного строения отражают первичную неоднородность или расслоенность этих пород.

Порфириды прорваны пластовыми или слабо секущими телами (от 1 до 5-7 м) фельзитов и фельзит-порфиридов - светло-серыми плотными породами с флюидалной текстурой, которая несет более грубую флюидалность порфиридов. В фельзитах и порфиридах местами наблюдаются реликты меланократового субстрата в виде ксенолитов, линз и прослоев хлоритовых и эпидот-хлоритовых сланцев, как бы растворяющихся в фельзитовой массе. Кислые вулканогенные

породы весьма неравномерно рассланцованы: наблюдаются все переходные разности — от относительно массивных до сланцеватых, серицитизированных кварцевых порфироидов и фельзитов. Общая мощность вулканогенной толщи, которая включена И.И. Грековым и др. (1972) в состав малкинской свиты, достигает 500 м. В ее верхней части залегают небольшие массивы гипабиссальных гранофировых плагиогранит-порфиров пластовой или штокообразной формы (размером до 0,5×0,3 км), а также редкие дайки кварцевых альбитофиров. По своему положению, минеральному и химическому составу они входят в состав вмещающей их кварц-альбитофировой ассоциации пород.

Выше по разрезу значительный (до 150–200 м) горизонт сланцеватых грубообломочных пород с обильными обломками подстилающих гранофировых плагиогранит-порфиров начинает мощную (около 1200 м) толщу слоистых осадочных и в меньшей степени — туфогенно-осадочных пород. Она выделена нами в самостоятельную малкинскую свиту (Красивская, 1961<sub>2</sub>), а в схеме И.И. Грекова и др. (1972) включена в состав малкинской и вышележащей шиджат-масской свит. В сложении этой толщи, завершающей разрез метаморфических пород бассейна р. Малки, господствуют тонкозернистые альбит-хлоритовые, кварц-альбит-серицит-хлоритовые, иногда известковистые сланцы, яшмовидные хлоритовые кварциты, кварц-гематит-серицитовые филлитовидные сланцы, а в самых верхах — филлиты, метаалевролиты и метапесчаники с тонкой градационной слоистостью. Кроме редких горизонтов зеленокаменных миндалекаменных диабазов эффузивного облика и ассоциирующих с ними туфогенных зеленых сланцев, залегающих в нижней части этой толщи, других эффузивных пород в ней нет.

Завершающие проявления досилурийского магматизма в малкинско-хасаутском районе представлены серией согласных и секущих даек зеленокаменных диабазов и диабазовых порфиров (1–80 м мощностью), густо пронизывающих все описанные выше породы, в том числе и массивы гранофировых плагиогранит-порфиров. Диабазы в основном представлены афировыми мелкозернистыми или афанитовыми массивными или слабо рассланцованными породами. Наиболее насыщена ими субширотная зона, протягивающаяся вдоль левого склона долины р. Хасаут и на левобережье р. Малки.

В районе отмечаются также послеметаморфические дайки гранит-порфиров и микрогаббро позднепалеозойского возраста.

Основные характеристики минерального состава и структурно-текстурных особенностей метаморфизованных магматических образований Малки — Хасаута сведены в табл. 1. Здесь следует подчеркнуть лишь некоторые общие их особенности. Несмотря на полную минеральную перекристаллизацию и развитие бластических структур и сланцеватости, в большинстве пород хорошо сохраняются реликтовые структуры (диабазовая, миндалекаменная, гранофировая, порфировая). Низкотемпературный региональный метаморфизм, охватив-

Таблица 1

Петрографическая характеристика первично-магматических пород

№ п/п	Тип породы	Местонахождение	Характер залегания
1	Метабазиты-габбро-амфиболиты и амфиболиты	Маломощные тела в нижней части разреза	Согласные прослои в сланцево-амфиболитовом комплексе
2	Порфирииды амфиболитизированные и биотитизированные	То же	То же
3	Порфирииды, альбитофиры	Крупные (до десятков метров) тела в средней зеленокаменной части разреза. Широко развиты также в долине р. Малки и на правом берегу р. Хасаут	Согласные линзовидные быстро выклинивающиеся тела с ксенолитоподобными включениями мелкозернистых альбит-эпидот-хлоритовых сланцев, среди которых они залегают
4	Фельзиты, фельзит-порфиры	Маломощные тела в средней зеленокаменной части разреза	Согласные и секущие тела среди порфириидов и зеленых сланцев (от 10-15 см до 2-3 м)
5	Гранофировые плагио-гранит порфиры	Несколько небольших массивов в средней зеленокаменной вулканогенной части разреза (низовья р. Мушт, приустьевая часть руч. Шиджатмаз, левобережье рек Хасаут и Малки)	Пластовые, линзовидные, реже штоковидные массивы сечением в сотни метров

разреза по рекам Мушт-Хасаут

Минеральные ассоциации	Реликтовые первичные структуры и текстуры	Вторичные структуры и текстуры
$Ab + Na = \text{акт} + Би + \text{Эп} + Мт + Лкс$	Иногда сохраняются бластопорфировые и гломеропорфировые структуры (вкрапленники-лейстовидные зерна плагиоклаза)	Среднезернистые бластические структуры, текстуры массивные или слабо сланцеватые за счет развития посткинematических зерен амфибола
$Ab + Na = \text{акт} + Кв + Хл + Лкс + Ка;$ $Ab + Би + Кв + Хл + \text{Эп} + Гр;$ Акцессорные: $An + Сф + Ци + Пи + Мт$	Бластопорфировые структуры с округлыми вкрапленниками альбита (15-20%)	Структуры среднезернистые бластические, текстуры массивные или сланцеватые. Амфибол и биотит имеют посткинematический характер развития
$Ab + Кв + Хл + Сер + Руд \pm Ка$	Порфировые структуры - вкрапленники альбита и реже кварца различных размеров (от 0,2 до 2 мм) изометричной неправильной формы (до 30-40%). Текстуры местами линзовиднослоистые (расслоенные, грубофлюидальные)	Структуры бластические, текстуры сланцеватые, основная масса гранобластовая, мелкозернистая (сотые доли мм)
$Кв + Ab + Хл + Лкс + Руд \pm Пи$	Сохраняют хорошо тонкофлюидальную текстуру, иногда мелкопорфировую структуру	Структура мелкозернистая, иногда тонкозернистая, гранобластовая
$Ab + Кв + Хл \pm Би + Руд + An + Ци + \text{сульфиды}$	Структура средне-, реже крупнозернистая или слабо порфировидная с микрографической, гранофировой основной массой	Структуры псевдоморфные, часто катакластические, текстуры массивные

Таблица 1 (окончание)

№ п/п	Тип породы	Местонахождение	Характер залегания
6	Диабазы, диабазовые порфиры	Широко распространены на левобережье р.Хасаут. Прорывают осадочные и вулканические породы средней и верхней частей разреза, в том числе плагиограниты	Многочисленные пластовые, реже секущие дайки (от 1-2 до 80-100 м)

ший весь досилурийский комплекс в целом, привел к формированию в породах обычных зеленосланцевых минеральных ассоциаций. Метаморфическая дифференциация, однако, в собственно зеленосланцевых породах почти не проявлена: отсутствует тонкая сегрегационная полосчатость, нет характерных кварцевых прожилков, зон эпидотизации, хлоритизации и т.п.

В метабазитовых породах (см. табл. 1, № 6) широко развита минеральная ассоциация кальцит-эпидот-хлоритовой ступени зеленосланцевой фации: хлорит ( $N_g = 1,630, N_p = 1,628, F = 50-55\%$ ) + бледноокрашенный клиноцоизит ( $N_g = 1,760, 2V = 68-75^\circ, F = 30\%$ ) + кальцит; актинолит появляется лишь локально. Магматические породы кислого состава (см. табл. 1, № 3-5) имеют простой и однородный состав с кварцем и альбитом в качестве главных минералов (№ 6-8) с небольшой примесью серицита, хлорита, карбоната и рудной пыли. Гранофировые плагиогранит-порфиры особенно хорошо сохраняют свои структуры с таблитчатыми (2-4 мм) порфировыми выделениями зерен альбита (около 50%), которые обладают двойниковым строением по альбит-карлсбадскому или карлсбадскому закону, и окружены гранофировым, микрогранофировым, реже гипидиоморфнозернистым агрегатом кварца и альбита. Местами гранит-порфиры по трещинам хлоритизированы или биотизированы. По составу, характеру структур и особенностям залегания (штоки, линзы) гранит-порфиры Хасаута и Малки не имеют подобных себе в других частях фундамента Бечасынской зоны.

Нижние горизонты сланцевых толщ в бассейне рек Малки и Хасаут, как уже отмечалось, попадают в область контактового воздействия малкинских позднепалеозойских гранитоидов и в связи с этим подвергаются повторной перекристаллизации с развитием минеральной ассоциации альбит-эпидот-амфиболитовой фации: плагиоклаз (альбит № 8-10) + Na - актинолит (сине-зеленый,  $N_g = 1,630,$

Минеральные ассоциации	Реликтовые первичные структуры и текстуры	Вторичные структуры и текстуры
$Ab + Хл + Эп + Сф + An + Мп + Лкс \pm Ка$	Хорошо сохраняются реликты диабазовой структуры, миндалекаменные структуры и грубая шаровая отделенность. Афиновые мелкозернистые плотные породы; есть тонкозернистые афанитовые разности	Первичные минералы полностью замещены, характер вторичных структур псевдоморфный. Массивны или слабо рассланцованы в приконтактных частях

$N_p = 1,604, -2V = 65-80^\circ, c:N_g = 10-12^\circ$ ) + биотит (коричневый,  $N_m = 1,635$ ) + мусковит + гранат. Породы этой части разреза затронуты также постмагматическим диафторезом (хлоритизация, эпидотизация), который усиливает их полиметаморфический облик. Повторный метаморфизм заметно нивелирует различия пород; однако и среди них в ряде случаев можно определить метабазитовые и метапорфиродные горизонты (см. табл. 1, № 1,2).

Таким образом, среди досилурийских образований рек Малки и Хасаут можно выделить три ассоциации магматических пород. Одна из них локализована в нижней половине разреза, лишенного признаков несогласий или существенных перерывов. Она залегает среди метапелитовых и зеленых сланцев и представлена метабазитами неясной фациальной принадлежности, которые вверх по разрезу сменяются второй ассоциацией кислых пород кварц-альбитофирового состава, возможно, эффузивного, а также экструзивного и интрузивного характера. Формирование этой альбитофировой серии завершилось становлением гипабиссальных массивов гранофировых плагиогранит-порфиров. Третья ассоциация - зеленокаменных диабазов и диабазовых порфиритов (преимущественно в интрузивной, дайковой форме залегания) - во времени оторвана от предыдущих (накопление грубообломочной толщи с обломками плагиогранит-порфиров) и приурочена к линейной ослабленной зоне.

#### Бассейн р. Баксан

Метаморфические сланцы бассейна р. Баксан входят в состав протяженной полосы выходов кристаллических пород, которая прослеживается вдоль южной окраины Бечасынской зоны в междуречье Малки и Чегем. Представления о стратиграфии этих пород были заложены

жены Д.С. Кизевальтером (1960). Породы северных выходов участка он отнес к хасаутской свите, а обширных более южных выходов — к считавшейся им более древней чегемской свите (с выделением из ее состава шаукольской толщи альбитизированных порфиробластовых сланцев). Позднее Ю.Я. Потапенко эти свиты перевел в ранг серий и высказался за обратную их возрастную последовательность. Необходимо отметить, что каких-либо надежных критериев установления последовательности напластования пород в баксанском разрезе пока не получено, а монотонный характер развитых здесь сланцевых толщ не позволяет убедительно расчленить их на более дробные подразделения. Эти толщи имеют субширотное, северо-западное простирания и крутые, местами субвертикальные падения. В северо-западных выходах они отличаются выдержанным южным падением, а по направлению к югу структура усложняется, и наряду с крупными, открытыми складками амплитудой в первые сотни метров появляются мелкие, сжатые, часто асимметричные складки, хорошо видные в отдельных обнажениях как с крутым, так и с лежащим залеганием осевых поверхностей.

Оставив дискуссионный вопрос о последовательности напластования пород в баксанском разрезе, начнем его описание с севера, с наименее измененных разностей. Толща, слагающая крайние северные выходы метаморфических сланцев, входит в состав хасаутской серии и четко обособляется своим меланократовым составом. От устья р. Кестанты вверх по р. Баксан обнажаются мелкозернистые, плотные темно-зеленые породы хлорит-эпидотового и альбит-хлорит-эпидотового состава, имеющие неясную слоистость. Она обусловлена сгущением в отдельных прослоях (мощностью до 5–10 см) многочисленных тонких (до 5–6 мм) светлых линзочек альбит-кальцитового состава разной длины, вытянутых согласно общей сланцеватости толщи. Помимо этого, в отдельных горизонтах наблюдаются частые линзовидно-округлые включения светло-зеленых мелкозернистых эпидозитов, достигающие размеров 40–50 см. Особенности строения и редкие реликтовые структуры показывают, что эта толща, общей мощностью 70–100 м, сложена метаморфизованными вулканогенными породами основного состава с горизонтами лавобрекчий. В большинстве случаев это афировые породы, но некоторые участки имеют реликтовое мелкопорфировое строение; местами наблюдаются реликты миндалекаменной структуры.

Далее к югу строение разреза усложняется, следующая толща (мощностью около 500 м) состоит из чередующихся прослоев плотных темно-зеленых метабазитов (от 10–20 см до 5–6 м), аналогичных вышеописанным, зеленых блестящих хлоритовых сланцев (пачки в 2–3 м) и светло-серых серицитовых кварцитовидных сланцев — порфиридов и фельзитов. Метабазиты и порфириды выделяются относительно массивным обликом, чередующиеся с ними хлоритовые сланцы мелко смяты и тонкополосчаты; в них много тонких кварцевых прожилков. Порфириды образуют различные по мощности (от 5–

20 см до 2–3 м и более) пластообразные тела, которые выдержаны по простиранию на значительные расстояния. Инъекционная их природа подчеркивается не только широким развитием очень тонких расщепляющихся тел, но и типичной для них сложной мелкой складчатостью пегматитового характера, не захватывающей вмещающие metabазиты, и реликтовой флюидалной текстурой, наиболее четко выраженной в относительно мощных телах. Количественные соотношения metabазитов, порфиroidов и хлоритовых сланцев в северных выходах примерно равные, в южных – меняются в пользу порфиroidов: последние здесь преобладают в разрезе, слагая крупные (десятки метров) пластообразные тела, в которых реликтовые флюидалные текстуры часто маскируются развитием зон послышной эпидотизации. Порфиroidы в основном афировые, но в некоторых более крупнозернистых прослоях имеют мелкопорфиroidовое сложение.

Южнее без резких границ следует мощная (до 600 м) толща светло-серых и розоватых ожеденных тонкоплитчатых сланцев, которой начинается чегемская серия. Типичным здесь является чередование преобладающих малослюдистых кварц-альбитовых мелкозернистых плитчатых пород и подчиненных мелкозернистых слюдистых сланцев. Зеленых хлорит-эпидотовых пород здесь мало. Светлые кварц-альбит-серицитовые породы весьма близки по своему облику к описанным выше порфиroidам, но лишены признаков инъекционной природы и скорее напоминают кислые мелкозернистые туфитовые породы. Отдельные редкие маломощные (5–7 см) горизонты их имеют зернистое, мелкообломочное строение. Признаков седиментационной слоистости в этой толще нет.

Следующая толща, связанная с предшествующей постепенным переходом, по составу и строению очень напоминает вторую толщу и отличается от нее главным образом большей степенью дислоцированности и рассланцевания пород. Она начинается переслаиванием кварц-альбит-серицитовых и кварц-альбит-серицит-хлоритовых сланцев, а затем представлена чередованием темно-зеленых metabазитовых сланцев и преобладающих темно-серых порфиroidов.

Выше по р. Баксан складчатость и рассланцевание пород еще более возрастают, и здесь на протяжении многих километров наблюдается неравномерное чередование сложно, часто дисгармонично смятых и неравномерно рассланцованных контрастных по составу пород. Среди них главную роль играют серые, розовато-серые, желтоватые, плитчатые кварц-альбит-серицитовые и кварц-альбитовые сланцы, в более мощных и относительно массивных телах аналогичные порфиroidам начала разреза, а также подчиненные им темно-зеленые, плотные альбит-эпидот-хлоритовые metabазитовые породы. Как и в более северных выходах, здесь хорошо видно, что порфиroidы образуют среди metabазитов различные по форме и мощности инъекции с мелкими складками, которые осложнены тектонической складчатостью всей толщи.

Таблица 2

Петрографическая характеристика первично-магматических пород

№ п/п	Тип породы	Местонахождение	Характер залегания
1	Метабазиты (диабазы, диабазовые порфириты)	Приустьевые части рек Гижгит и Кестанты (около 30-40% разреза), а также в долине р. Баксан ниже ур. Хунукбудат (около 30% разреза)	Пластовые линзовидные тела, стратифицированные горизонты (10 см - 5 м)
2	Порфиroidы (альбитофиры и фельзиты)	Северные части баксанского разреза и ниже ур. Хунукбудат (более 50% разреза)	Серия инъекционных тел (2-3 см - 5 м и более) со сложными складками магматического течения и иногда с апофизами и ответвлениями
3	Амфиболиты, альбит-эпидот-амфиболовые гнейсы (метабаазиты)	Южные части баксанского разреза, выше ур. Хунукбудат (20-30% разреза)	Пластовые, редко секущие тела (мощностью до первых метров)

разреза по р. Баксан

Минеральные ассоциации	Реликтовые первичные структуры и текстуры	Вторичные структуры и текстуры
$Ab + Xl + \pm En + Mm$ (Гем) + $An \pm Ka$	Мелкопорфировая (зерна альбита до 1-2 мм), афировая равномерно-зернистая, редко реликтовая призматически-зернистая (диабазовая) структура. Отмечаются реликты	Мелкозернистая (сотые доли миллиметра - 0,1 мм) равномерно-зернистая, лепидогранобластовая структура, текстура однороднозернистая, редко пятнистая, сланцеватая. Метаморфическая дифференциация - согласные зоны эпидотизации, слабое обогащение хлоритом тонких прослоев, тонкие согласные кварцевые прожилки
$Ab + Kfs + Xl + Msk + \pm En + Mm + An + Ци + Пи + Ka$	Мелкопорфировая с вкрапленниками альбита до 0,5-2 мм (10-15%), афировая равномерно-зернистая структура. Текстура реликтовая флюидальная	Мелкозернистая (сотые доли миллиметра - 0,1 мм) грано- или лепидогранобластовая структура, сланцеватая текстура. Метаморфическая дифференциация проявлена слабо
$Na - акт (гл) + Ab + \pm En + Kfs + Би (зел) + Mm + Гр \pm Ka$	Редко отмечается мелкопорфировая структура (вкрапленники альбита)	Преобладают порфиробластовые структуры с развитием посткинematической ассоциации амфибола и биотита и мелкозернистые гранобластовые структуры основной массы (сотые - первые десятки доли миллиметра). Текстуры массивные, реже сланцеватые. Согласные зоны эпидотизации

Таблица 2 (окончание)

№ п/п	Тип породы	Местонахождение	Характер залегания
4	Кварц-амфибол-гранат-альбитовые и кварц-биотит-гранат-альбитовые гнейсы (метаморфиты)	Южные части разреза, выше ур. Хунукбудат (около 50% разреза)	Пластовые тела различной мощности (десятки сантиметров - первые метры)

Приблизительно с середины баксанского разреза во всех разностях пород во все возрастающем количестве проявляется примесь не имеющих линейной ориентировки зерен амфибола, хлорита, биотита, а затем и граната. В результате в южных выходах вся толща слоистых пород представляет собой переслаивание массивных темно-зеленых амфиболитов или биотитизированных метабазитов либо гранатовых амфиболитов и светлых амфиболовых и гранат-биотитовых гнейсов, приобретающих местами крупно- и даже гигантозернистый облик (Кизевальтер, 1960; Красивская, 1964). Метаморфическая дифференциация, как и в описанных выше толщах, проявлена слабо. По общему характеру развития метаморфической перекристаллизации - смене зеленосланцевых толщ с севера на юг повторно метаморфизованными породами с наложенной ассоциацией альбит-эпидот-амфиболитовой фации - баксанский участок напоминает малкинско-хасаутский. Однако общая степень перекристаллизации пород в баксанском участке заметно выше. В зеленосланцевых породах р. Баксан более ясно развита кристаллизационная сланцеватость, исчезают или сильно нивелируются многие черты первичной неоднородности пород, несколько увеличивается общая зернистость сланцев и заметнее проявляется метаморфическая дифференциация, что сопровождается возрастанием напряженности складчатости в южных выходах баксанского разреза. Все это приводит к исчезновению первичных структур и текстур (особенно в чегемской серии) и к уничтожению секущих соотношений пород, которые удается наблюдать лишь в очень редких случаях. Тем не менее и в баксанском разрезе сохраняются особенности строения пород, позволяющие выделить здесь метабазиты и порфириды и восстановить некоторые характерные черты их строения и залегания (табл. 2,

Минеральные ассоциации	Реликтовые первичные структуры и текстуры	Вторичные структуры и текстуры
$Ab + Kfs + Na - акт + Би (зел) + Хл + Gr + Эп + Ци + Мп + Пш \pm Ка$	Мелкопорфировая, структура - выделяются таблитчатые зерна альбита в 1-2 мм (10-15%)	Порфиробластовые, местами гигантозернистые (амфибол, гранат, биотит) структуры с мелкозернистой гранобластовой структурой основной массы (сотые - первые десятые доли миллиметра). Текстуры массивные, отмечается обогащение тонкими кварцевыми прожилками

№ 1-2). Северные, зеленосланцевые толщи характеризуются устойчивым развитием кальцит-эпидот-хлоритовой ступени метаморфизма.

Появление неориентированных зерен роговой обманки, мусковита, биотита, а также магнетита и граната во все возрастающем к югу количестве не сопровождается заметными изменениями зернистости основной массы сланцев. Поэтому даже в крупнозернистых амфиболитах и амфиболовых гнейсах удается нередко наблюдать реликтовые мелкопорфировые структуры с таблитчатыми бластопорфировыми зернами альбита (см. табл. 2, № 3-4).

Породы с гранат-биотит-амфиболовой ассоциацией испытали интенсивный диофторез, выразившийся в неоднородном псевдоморфном, часто полным замещении биотита, амфибола, граната, хлоритом, актинолитом и кальцитом. Оптические свойства реликтового амфибола показывают, что он весьма близок к глаукофану, хотя и имеет в разных горизонтах переменный состав. Наиболее густо окрашенные сине-зеленые амфиболы имеют  $N_g = 1,631-1,634$ ,  $N_p = 1,603-1,604$ ,  $2V = 45^\circ$ ,  $c:N_g = 8^\circ$  (глаукофаны); одновременно распространены и Na-актинолиты с  $N_g = 1,678$ ,  $N_p = 1,656$ ,  $2V = 65-70^\circ$ ,  $c:N_g = 18-20^\circ$ . Г.И. Баранов и А.Н. Доля (1974) отмечают в этих породах также кросситы.

Биотит в большинстве случаев замещен ярко-зеленым хлоритом (группы делессита - диабантита) вплоть до образования полных псевдоморфоз; редкие его реликты обладают густой красновато-коричневой окраской. Наряду с коричневым биотитом в меланократовых горизонтах встречен среднежелезистый темно-зеленый биотит ( $N_m = 1,645-1,650$ ). Мусковит относительно редок, он обычно среднежелезистый с  $N_g = 1,599$ ,  $N_p = 1,563$ ,  $2V = 40^\circ$  и частично заме-

щен хлоритом. Гранат имеет альмандиновый состав с  $N = 1,797-1,794$ .

Таким образом, для южных выходов метаморфической толщи по р. Баксан характерны реликты следующих ассоциаций: 1) альбит + глаукофан - кроссит + гранат + биотит (коричневый) + эпидот + кварц + магнетит, 2) альбит +  $Na$ -актинолит + биотит (зеленый) + гранат + эпидот + кварц, 3) кварц + альбит + мусковит + гранат + магнетит. Эти ассоциации отражают этап наложенного повторного прогрессивного регионально-контактового метаморфизма альбит-эпидот-амфиболитовой фации (Красивская, 1963; Заридзе, Татришвили, 1974).

Широкое развитие контрастных по составу полевошпатовых (альбитовых) сланцев нередко с реликтовыми магматическими структурами и отсутствие явных метаосадочных пород объединяют хасаутскую и чегемскую серии Баксанского района. Очевидно, здесь в основном представлена вулканогенная, частично туфогенная или туфогенно-осадочная серия пород, главную роль в которой играют породы контрастной диабаз-альбитофировой формации.

#### *Бассейн р. Кубани*

Метаморфическая серия бассейна р. Кубани, значительно удаленная от Баксанско-Малкинского района развития метаморфических толщ, отличается своеобразием строения и состава. Она обнаружена в виде неширокой полосы вдоль долины р. Кубани на отрезке (от 10 до 35 км) дороги Карачаевск - Хурзук и расчленяется на ряд толщ, понимаемых как составные части единой кубанской свиты или самостоятельные свиты (Кузнецов, 1924; Красивская, 1965, 1976; Потапенко, 1967<sub>1</sub>). Исходя из анализа преобладающих элементов залегания и распределения на площади сходных пачек, строение этого участка в целом рисуется в виде крупной антиклинальной структуры. Однако представление о внутреннем строении метаморфических толщ, взаимоотношениях и последовательности входящих в них стратифицированных пород остается до сих пор не вполне ясным.

В связи с этим описание выделяющихся здесь естественных ассоциаций горных пород приведено в порядке их выходов по р. Кубани с юга на север; как и в предыдущем разделе, из рассмотрения исключены альбитизированные порфиробластовые сланцы как не дающие надежной информации о первичной природе исходных пород. В бассейне р. Кубани они локализованы в крайних южных и северо-западных выходах фундамента.

В южных выходах по рекам Кубани и Даут выше рудника "Эльбрус" обнажается примерно 400-метровая толща мелкозернистых, темно-зеленых альбит-хлоритовых, хлорит-карбонатных сланцев, чередующихся со светло-желтыми, блестящими кварц-альбит-мусковитовыми сланцами. Те и другие сланцы образуют прослой мощностью от 10-20 см до первых метров либо крупные горизонты, достигаю-

шие 30–40 м. Характерными их особенностями являются четкие границы разностей, равномернозернистые структуры, прекрасно выраженные сланцеватые текстуры, а также интенсивная мелкая складчатость пород, особенно сильная в лейкократовых разностях. В некоторых прослоях зеленых сланцев отмечаются реликтовые мелкопорфировые структуры, позволяющие рассматривать породы как метабазитовые образования. В северных выходах подобная толща обнажается в долине Кубани в районах 10 и 17 км шоссе/ной дороги; здесь она имеет более меланократовый состав и представлена почти исключительно альбит-хлорит-эпидотовыми или альбит-эпидот-актинолитовыми мелкозернистыми сланцами с редкими маломощными линзами известняков.

Следующая толща (около 150 м) на южном крыле структуры сложена белыми, серыми и зеленоватыми кварц-полевошпат-мусковитовыми мелкозернистыми мигматитоподобными гнейсами, интенсивно смятыми. Они сменяются зеленовато-серыми, мелкозернистыми кварцитами и кварцитовидными сланцами (около 500 м) с небольшой примесью хлорита, серицита и углистого вещества, которые переходят в толщу кварц-полевошпат-хлоритовых, местами кварц-полевошпат-хлорит-мусковитовых сланцев светло-зеленого и серого цвета (800–1000 м). Эти мелко- или среднезернистые породы имеют неяснослоистую текстуру с нечетко ограниченными более мелкозернистыми прослоями и линзами, обогащенными хлоритом. Эти породы, напоминающие метаморфизованные хлоритизированные аркозовые песчаники, имеют очень выдержанный состав. Они слагают широкую полосу, пересекающую долину Кубани и Худес в районе рудника "Эльбрус".

Следующая толща (около 1000 м) представлена темно-зелеными мелко- и среднезернистыми альбит-хлоритовыми, альбит-амфибол-хлоритовыми, кварц-альбит-хлоритовыми сланцами и чередующимися с ними среднезернистыми сланцеватыми ортоамфиболитами и амфибол-плагиоклазовыми порфиритоидами. Эта преимущественно вулканогенная метабазитовая толща содержит редкие линзовидные прослои (до 0,5–1 м) массивных мраморизованных известняков. Ею сложена приустевая часть долины Худес и склоны долины Кубани от 32 до 29 км; севернее разобщенные выходы подобных пород прослеживаются вплоть до 19 км. Рассмотренную толщу по правому берегу Кубани в районе устья р. Джалонкол и в долине последнего сменяют тонкозернистые кварцитовидные, обогащенные углистым веществом сланцы (более 500 м) с редкими прослоями филлитов и известняков.

Описанная выше последовательность пачек в целом наблюдается на южном, относительно просто построенном крыле кубанской антиклинали, заключающем полный набор сланцевых горизонтов. На северном крыле к югу от р. Джалонкол метаморфические толщи отличаются значительной сложностью структуры; последовательность пачек здесь не столь очевидна, а некоторые из них выпадают из разреза.

Таблица 3

Петрографическая характеристика первично-магматических пород

№ п/п	Тип породы	Местонахождение	Характер залегания
1	Метабазиты	11, 17-18, 26, 27-28, 34-35 км выше г.Карачаевска	Пластовые тела мощностью до первых метров среди зеленых и метапелитовых сланцев и мощные (сотни метров) толщи
2	Порфириды и фельзитопиды	11, 17-18, 27-28, 34-35 км выше г.Карачаевска, ограниченное распространение	Тонкие (первые сантиметры-десятки сантиметров) инъекционные залежи среди метабазитов и зеленых сланцев
3	Габбро-амфиболиты, рогово-обманковые порфиритопиды, альбитовые амфиболиты	10, 25, 27-28, 30-31 км, долина р.Худес - на протяжении 1-1,5 км от устья	Линзовидные и пластовые согласные и секущие тела мощностью от 1-2 до десятков метров среди сланцев
4	Гранитогнейсы	10, 18-19, 24-25, 32-38 км, долина р.Худес - на протяжении 1,5-2,5 км от устья	Среди согласных, сближенных линзовидных с раздувами тел (от 10-20 см до 1-2, редко более метров) в кварц-альбит-хлоритовых сланцах; образуют мигматитоподобные толщи, насыщающая сланцы на протяжении сотен метров
5	Плагиоклазовые порфиритопиды	18 км выше г.Карачаевска	Крупное пластовое тело (15-20 м) среди кварц-альбит-хлоритовых сланцев

разреза по р.Кубани

Минеральные ассоциации	Реликтовые первичные структуры и текстуры	Вторичные структуры и текстуры
$Ab + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Руд} \pm \text{Сф} + \text{Ка};$ $Ab + \text{Эп} + \text{Хл} + \text{Na} - \text{акт} + \text{Мт} + \text{Ка}$	Афировые, редко мелкопорфиновые (вкрапленники альбита до 1-2 мм) структуры. Миндалекаменные текстуры - мелкие миндалины выполнены эпидотом	Мелко- и среднезернистые гранолепидобластовые структуры и сланцеватые текстуры. Отмечаются признаки слабой метаморфической дифференциации
$Kv + Ab + \text{Эп} + \text{Мск} + \text{Хл} + \text{Мт} \pm \text{Пи} \pm \text{Ка}$	Равномернозернистые или мелкопорфиновые (вкрапленники альбита 0,5-1 мм) структуры	Мелкозернистые гранобластовые или лепидогранобластовые структуры, сланцеватые текстуры
$P.o. + Ab + \text{Сф} + \text{Мт} + \text{Лкс} + \text{Хл} + \text{Кв};$ $P.o. (\text{реликты}) + \text{Na} = \text{акт} + Ab + \text{Эп} + \text{Лкс} + \text{Мт}$	Габбро-диабазовые, порфиновые (вкрапленники роговой обманки и альбита) структуры, текстуры местами неяснослоистые	Гранобластовые или нематогранобластовые среднезернистые структуры, текстуры сланцеватые
$Kv + Ab + \text{Би} (\text{реликты}) + \text{Хл} + \text{Мск};$ $Kv + Ab + \text{Аб} (\text{шахм}) + \text{Мск};$ $Kv + Ab + \text{Акт} + \text{Мск} + \text{Лкс};$	Гипидиоморфнозернистые, гранитовые, иногда порфиroidные или пойкилитовые структуры	Средне- и крупнозернистые бластические катакластические структуры, текстуры гнейсовидные, реже массивные, иногда очковые
Акцессорные: $Гр + \text{Ап} + \text{Ци} + \text{Ру} + \text{Тур};$		
$Ab + \text{Хл} + \text{Эп} + \text{Акт} + \text{Лкс} + \text{Мт} + \text{Сф} + \text{Ка}$	Сериальнопорфиновые структуры с вкрапленниками плагиоклаза от 0,5 до 2-3 см (до 40%)	Бластопорфиновые катакластические структуры, сланцеватые текстуры; местами переходят в зеленые альбит-эпидот-хлоритовые сланцы

Таблица 3 (продолжение)

№ п/п	Тип породы	Местонахождение	Характер залегания
6	Диабазы и диабазовые порфиры	18 и 32 км выше г.Карачаевска, прорывают кварц-альбит-хлоритовые сланцы и ассоциирующие с ними гранито-гнейсы; долина р.Худес - на протяжении 2,5 км от устья, среди амфиболитов, зеленых сланцев и гранито-гнейсов	Мелкие согласные и секущие разветвленные дайки (от 10-15 см до 1,5-2 м)
7	Кварцевые порфиры (альбитофиры)	18 км выше г.Карачаевска в толще кварц-альбит-хлоритовых сланцев и гранито-гнейсов	Согласные и секущие дайки с раздувами. Мощностъ от 0,5 до 8-10 м
8	Фельзиты и фельзит-порфиры	19-24 км выше г.Карачаевска	Согласные и слабо секущие инъекционные тела среди зеленых сланцев мощностью от 2-3 см до первых метров, нередко со сложными пигматовыми складками магматического течения
9	Кварцевые порфиры	22-24 км выше г.Карачаевска	Согласные дайки (от 1-1,5 до 6-7 м) среди мелкозернистых зеленых сланцев и фельзитов

Минеральные ассоциации	Реликтовые первичные структуры и текстуры	Вторичные структуры и текстуры
$Ab + Xл + Лкс + Pуд + Сер + P.о.$ (реликты)	Чаще афировые, апоинтерсертальные, ваприолитовые структуры, реже порфировые с вкрапленниками хлоритизированного цветного минерала (до 10%)	Мелкозернистые, равномернозернистые, сланцеватые породы; структуры частично псевдоморфные
$Kв + Ab + Сер + Pуд$	Афировые, микропойкилитовые структуры, реже мелкопорфировые с вкрапленниками альбита (5-10%)	Породы мелкозернистые, интенсивно серицитизированы, приобретают местами облик серицитовых сланцев, реже слабо сланцеватые, почти массивные
$Kв + Ab + Xл + Mск + Эп + Ка$	Микрофельзитовые, в отдельных случаях реликтовые микропойкилитовые структуры, редко мелкопорфировые, встречены реликтовые миндалекаменные (?) с тонкими линзочками, сложенными кварцем; характерны флюидальные текстуры	Структуры бластические; породы чаще всего со следами ориентированного давления, реже почти массивные
$Kв + Ab (шахм) + Ab + Сер$	Порфировые, гломеропорфировые (до 25-30% вкрапленников кварца и альбита) структуры. Основная масса микрофельзитовая, местами микропойкилитовая. В контактовых частях даек наблюдаются флюидальные текстуры	Псевдоморфные структуры; основная масса гранобластовая, мелкозернистая, текстуры массивные

Таблица 3 (окончание)

№ п/п	Тип породы	Местонахождение	Характер залегания
10	Роговообманковые порфириды	18 км выше г. Карачаевска	Серия сближенных секущих даек с раздувами и апофизами мощностью от 0,7 до 3 м среди кварц-альбит-хлоритовых сланцев

Породы последних трех толщ приведенного разреза слагают значительную центральную часть кубанского выступа фундамента (рис. 2) и заключают большое количество разнообразных магматических пород, имеющих различный относительный возраст.

Наиболее ранними в ряду этих пород, несомненно, являются горизонты зеленых метабазитовых сланцев альбит-эпидот-хлоритового и альбит-хлорит-кальцитового состава, нередко обладающих реликтовыми мелкопорфировыми и миндалякаменными структурами. Они входят в состав слоистого субстрата в разных его горизонтах и либо залегают в виде небольших пластов среди метапелитов, либо слагают значительные (100–200 м) однообразные пачки (табл. 3, № 1). В последних (17 км и 27–28 км дороги Карачаевск – Хурзук) обособляются маломощные (от 10–20 см до 1 м) тела темно-серых мелко- и тонкозернистых фельзитов кварц-альбитового состава с небольшой примесью эпидота и хлорита, весьма похожих на интрузивные залежи порфиридов и фельзитов баксанского разреза. Эти тела фельзитов (см. табл. 3, № 2) обладают реликтовой флюидальной текстурой и нередко расщепляются на более тонкие, плавно изгибающиеся параллельные жилы.

Рассматриваемые тесно пространственно связанные породы составляют метабазит-фельзитовую или метабазит-альбитофировую ассоциацию, в которой главенствующая роль принадлежит метабазитам. Состав последних несколько меняется на площади: в крайних южных и северо-западных выходах они имеют хлорит-кальцитовый и хлорит-эпидотовый состав, тогда как во внутренних участках в них более широко развита хлорит-актинолитовая минеральная ассоциация.

Особый тип пород среди метабазитов представлен четко индивидуализированными линзовидными залежами (мощностью до 20–25 м) ортоамфиболитов, которые локализируются в приустьевой части р. Худес и прилегающих частях долины Кубани (см. табл. 3, № 3). Это средне-, а иногда крупнозернистые, равномернозернистые сланцеватые породы, неровные, извилистые контакты которых секут сланце-

Минеральные ассоциации	Реликтовые первичные структуры и текстуры	Вторичные структуры и текстуры
$P.o. + Pl + Xл + Kв + Zn + Mt + Lкc + Ka$	Порфировые (вкрапленники роговой обманки составляют до 30%), в приконтактных частях мелкопорфировые или афировые структуры	Слабо измененные породы, серицитизированные и карбонатизированные в основном в приконтактных частях. Массивные или плотные текстуры

ватые текстуры вмещающих хлоритовых сланцев. Ортоамфиболиты имеют альбит-эпидот-хлорит-актинолитовый состав, заметное содержание лейкоксенизированного рудного минерала (до 5–7%), сфена и апатита; структуры пород бластические, текстуры гнейсовидные. Реликтовая, неравномерно актинолитизированная роговая обманка имеет зеленовато-бурый цвет,  $N_g = 1,652-1,660$ ,  $N_p = 1,638-1,640$ ,  $c : N_g = 14-17^\circ$ ;  $-2V = 63-73^\circ$ . В междуречье Худеса и Даута в метабазитовых толщах, насыщенных ортоамфиболитами, расположена группа небольших массивов габбро-диоритов. По составу и структурам они близки к ортоамфиболитам и образуют с ними самостоятельную ассоциацию пород, более позднюю по отношению к метабазит-альбитофировой (см. статью Л.П. Брюшковой и И.С. Красивской в настоящем сборнике).

Следующая группа ортопород представлена согласными жиллообразными и линзовидными телами плагиогранито-гнейсов, которые развиты только в пределах пачек близких им по составу кварц-полевошпат-хлоритовых сланцев (см. табл. 3, № 4). Гранито-гнейсы густо насыщают вмещающие их сланцы в виде сближенных, ветвящихся параллельных жил небольшой мощности. Эти жилы придают всей толще мигматитоподобный, линзовидно-слоистый облик. Гнейсовидная текстура их всегда соответствует сланцеватости вмещающих сланцев, и лишь центральные участки наиболее крупных жил массивны.

Чрезвычайно близкий состав и преобладающие среднезернистые структуры внешне нивелируют гранито-гнейсовые жилы и вмещающие их сланцы. Последние обычно имеют равномернозернистую структуру, весьма напоминающую бластопсаммитовую. Характерной их особенностью является очень равномерное распределение удлиненных зерен кварца, интенсивно серицитизированного альбита и хлорита, как правило, соизмеримых по размеру. Хлорит (ряда пеннин-клинохлор) всегда линейно ориентирован и повсеместно псевдоморфно замещает биотит (реликты коричневого биотита, обилие рудной пыли или сагенитовая решетка). Соотношения трех главных минералов этих

сланцев переменны, но в среднем составляют: кварц — 30–45%, альбит — 35–50, хлорит (по биотиту) — 8–15%. В гранито-гнейсах средние содержания этих главных минералов сохраняются примерно в тех же соотношениях. Несмотря на рассланцевание и перекристаллизацию, в них хорошо выражена реликтовая гипидиоморфнозернистая структура; идиоморфные таблитчатые, полисинтетически сдвойникованные зерна плагиоклаза представлены неравномерно серицитизированным альбитом (№ 6–8). В крупных телах гранито-гнейсов местами наблюдается альбит с шахматной структурой (обычно 5–15, иногда до 25–30%). Чаще всего он присутствует в виде крупных (до 2–4 мм) порфириобластических ксеноморфных зерен, включающих таблочки полисинтетически сдвойникового серицитизированного альбита. Окрашивание шлифов раствором натриевого кобальтиннитрата показало, что реликтов первичного калинариевого полевого шпата в зернах шахматного альбита не сохранилось.

Помимо отмеченных главных минералов (кварца, альбита и хлоритизированного биотита) в составе описываемых сланцев и гранито-гнейсов встречается актинолитизированная роговая обманка (до 10–15 см), а также постоянно присутствуют хлоритизированный гранат (1–5%) и более поздний мусковит (1–8%) в виде крупных (1–1,5 мм) различно ориентированных чешуй. Среди аксессуарных минералов преобладают апатит, циркон и турмалин.

Широкое развитие и одинаковый характер проявления хлоритизированного биотита (вместе с гранатом) как в гранито-гнейсах, так и во вмещающих их сланцах неясного генезиса предполагают его метаморфогенный характер. Несмотря на нивелирующее влияние метаморфизма (развитие биотит-гранатовой ассоциации) и последующего интенсивного псевдоморфного диафореза (хлоритизация и серицитизация) внешне однообразные хлоритизированные плагиогранито-гнейсы при микроскопическом изучении обнаруживают различные реликтовые петрографические типы — от кварцевых диоритов (сохраняющих роговую обманку) до аляскитов (кварц + серицитизированный альбит + шахматный альбит).

Гранито-гнейсы и вмещающие их сланцы, с одной стороны, и описанная выше метабазит-альбитофирная ассоциация пород с секущими ортоамфиболитами, с другой стороны, пространственно разобщены, и поэтому их возрастные соотношения неясны.

В следующую группу метаморфизованных ортопород нами объединены дайки диабазовых порфиритоидов (см. табл. 3, № 6), которые прорывают все рассмотренные выше образования. Сгущения этих даек отмечены в нескольких пунктах. Они образуют маломощные согласные, нередко ветвящиеся тела с раздувами и пережимами, внешне иногда трудно отличимые от мелкозернистых хлоритовых сланцев. Сланцеватая их текстура создается тонким, линейно ориентированным войлоком хлорита или серицита, сквозь который просвечивают реликтовая микродиабазовая и вариолитовая структуры. В более крупных дайках отмечаются реликтовые порфиновые вкрапленники

полностью карбонатизированного и хлоритизированного цветного минерала. К этой же группе пород относится, очевидно, относительно крупное пластовое тело диабазовых (плагноклазовых) порфиритоидов (см. табл. 3, № 5), которое прослежено по правому берегу Кубани в районе устья ручья Ташлыкол среди кварц-полевошпат-хлоритовых сланцев.

Плагноклазовые порфиритоиды являются единственными крупно-порфировыми породами среди всех метабазитовых пород кристаллического фундамента. Они содержат таблитчатые и призматические вкрапленники сосюритизированного плагноклаза (альбит № 5-6) размером от первых миллиметров до 3 см. Порфиритоиды грубо рассланцованы, вкрапленники альбита деформированы, а основная масса сложена обычным для этой группы пород мелкозернистым бластическим альбит-эпидот-хлоритовым агрегатом с примесью лейкоксенизированного магнетита, сфена и кальшита.

Самостоятельную, видимо, более молодую группу пород представляют массивные или слабо сланцеватые кварцевые альбитофиры, которые образуют дайки, концентрирующиеся в пачке кварц-полевошпат-хлоритовых сланцев и плагногранито-гнейсов между 18 и 19 км дороги Карачаевск - Хурзук. Они имеют четко секущие, не всегда параллельные контакты. Это светлые мелкозернистые, иногда афанитовые серицитизированные породы кварц-альбитового состава (см. табл. 3, № 7). Редкие мелкие (до 1 мм) вкрапленники представлены в них полисинтетически сдвойникованными таблитчатыми зернами альбита и реже слабо деформированными зернами кварца.

На этом же участке в пределах той же пачки обнажается несколько сближенных секущих даек роговообманковых порфиритов (см. табл. 3, № 10). Это зеленовато-серые массивные породы, порфиритовые в центральных и афировые в краевых частях даек. Наблюдаемые в них вкрапленники роговой обманки (до 2-5 мм) идиоморфны и составляют до 30% породы; окраска их пятнистая, зеленовато-бурая;  $Ng = 1,652-1,658$ ,  $Np = 1,638-1,644$ ,  $c:Ng = 16-18^\circ$ ,  $-2V = 80-87^\circ$ . Основная масса сложена равномернозернистым агрегатом сосюритизированного плагноклаза, хлорита, карбоната с небольшой примесью кварца, эпидота и титаномагнетита.

Описанный выше сложный комплекс сланцев, включающий метаморфизованные ортопороды, слагает северо-западные и южные выходы кубанского выступа фундамента. Они обрамляют центральный блок, расположенный в долине Кубани между 19 и 25 км дороги Карачаевск - Хурзук и имеющий иной характер строения. С северо-запада он ограничен разломом северо-восточного направления, трансформируемого линзой серпентинитов, с юга - зоной дробления и милонитизации шириной около 100 м. В этом блоке развита полого залегающая (углы  $20-35^\circ$ ) толща северо-западного, местами субширотного простирания, образованная породами контрастного состава (видимая мощность 200-250 м). Они представлены мелкозернистыми темно-зелеными, темно-бурыми хлоритовыми, актинолит-хлоритовыми и биотит-хлоритовыми сланцами, которые вмещают много-

численные жилообразные тела фельзитов и редких фельзит-порфиоров (см. табл. 3, № 8), по объему составляющих, очевидно, более половины данного разреза. Они густо насыщают вмещающие сланцы в виде извилистых, иногда линзовидных, с куполовидными раздувами жил и прожилков, мощность которых колеблется от 1–2 см до 1–5 м и более. Тонкие тела образуют мелкие магматические складки птигматитового облика. Нередко в фельзитах видна тонкофлюидальная текстура. Микрогранобластовый или микрофельзитовый агрегат, слагающий их, имеет кварц-альбитовый состав с очень небольшой непостоянной примесью тонких чешуек серицита, биотита и рудной пыли.

Фельзиты и иньектируемые ими сланцы прорваны согласными дайками кварцевых порфиоров (см. табл. 3, № 9) – массивными, флюидальными в приконтактных частях породами. Они содержат вкрапленники кварца и полевых шпатов размером до 2–3 мм, присутствующие примерно в равных количествах. Вкрапленники кварца округлые с бухтообразными заливами и включениями основной массы, трещиноватые, с волнистым угасанием. Вкрапленники полевого шпата представлены отдельными зернами или гломеропорфировыми сростками слабо серицитизированного, полисинтетически сдвойникового альбита (см. табл. 3, № 6–8) и реликтов ортоклаз-пертита, замещенного альбитом с шахматной структурой. Основная масса кварцевых порфиоров имеет перекристаллизованную гранобластовую, местами микропйкилитовую структуру. С этими породами сопряжены дайки гнейсированных гранит-порфиоров Индыша, неоднократно описанных в работах Г.Д. Афанасьева (1950, 1958 и др.).

Метаморфические породы кубанского выступа фундамента вмещают также ряд более поздних послеметаморфических магматических тел различного возраста, не являющихся предметом настоящего исследования. К их числу относятся массивы позднепалеозойских гранодиоритов и аляскитов (рек Аманкол, Индыш, Отлукол) с K-Ag возрастом в 290–260 млн. лет и крупные секущие дайки гранит-порфиоров в южных выходах фундамента с K-Ag возрастом в 250 млн. лет (Афанасьев и др., 1971). Обилие столь разнообразных и разновозрастных магматических пород является специфической особенностью кубанского выступа фундамента, свидетельствующей о высокой его проницаемости на протяжении длительного отрезка геологического времени.

Таким образом, среди описанных ортопород кубанского участка фундамента по особенностям состава и геологического положения выделяется следующий ряд ассоциаций: 1) наиболее широко распространенная метабазит-альбитофировая; 2) тесно связанная с первой ортоамфиболитовая – габбро-диоритовая; 3) плагиогранито-гнейсовая; 4) даек диабазовых порфиритоидов; 5) кварц-порфировая – гранит-порфировая. Ортопороды первых четырех групп широко распространены в кубанском выступе за пределами центрального блока. Степень метаморфической перекристаллизации и рассланцевания их полностью соответствует преобразованиям вмещающих их парапород.

Метаморфизм всех этих образований отвечает в целом условиям зеленосланцевой фации, ее эпидот-хлоритовой, кальцит-хлоритовой и актинолит-хлоритовой ступеням (в метабазах). Однако местами в породах кварц-альбит-хлоритового состава сохраняются реликты более высокотемпературной гранат-биотитовой минеральной ассоциации, подвергшейся последующему диафторезу. Процессы низкотемпературного диафтореза охватывали, очевидно, все рассматриваемые породы, но имели в основном псевдоморфный характер. Поэтому они не могут быть определено фиксированы во всех рассматриваемых породах, испытавших прогрессивный зеленосланцевый динамотермальный метаморфизм, и устанавливаются лишь в тех сланцах, которые содержат биотит-гранатовую ассоциацию.

Породы кварц-порфировой ассоциации развиты только в центральном блоке кубанского выступа. Это тесно пространственно связанные, близкие по составу интрузивные залежи фельзитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров, которые испытали значительно более слабую метаморфическую перекристаллизацию, чем породы отмеченных выше групп. В них почти не выражена кристаллизационная сланцеватость и, как правило, хорошо сохраняются реликтовые структуры и реликты первичного состава. Лишь в гранит-порфирах наблюдаются гнейсовидные текстуры, которые могут быть объяснены воздействием дифференциальных движений по разломам на первично-флюидальные породы. Значительные зоны разломов фиксируются в непосредственной близости к дайкам гранит-порфиров.

Верхний возрастной предел описанных на Кубани магматических пород по геологическим и радиологическим данным устанавливается только как допозднепалеозойский (см. ниже). Однако, как мы увидим далее, длительная магматическая эволюция фундамента района восходит к древним этапам, для которых по сопоставлению с бассейном Малки можно предполагать досилурийский возраст.

### *Бассейн р. Тызыл*

Метаморфические толщи бассейна р. Тызыл территориально занимают промежуточное положение между рассмотренными выходами по Малке, Хасауту и Баксану. Они обнажаются в виде узкой, вытянутой вдоль р. Тызыл, протяженной (до 15 км) полосы и образуют здесь антиклиналь северо-западного простиранья. Ее юго-западное крыло и присводовая часть прорваны небольшим массивом позднепалеозойских гранитоидов и осложнены рядом разломов. Последовательность метаморфических толщ хорошо устанавливается на северо-западном, относительно пологом крыле структуры.

Верхние горизонты (около 500 м) вскрытого здесь разреза по преобладанию филлитовидных сланцев с blastopсаммитовыми структурами, с реликтовой градиционной слоистостью и с прослоями кварц-гематит-серицитовых сланцев близко напоминают шиджатмасскую свиту бассейна р. Хасаут. Ниже, в тызыльском разрезе, залегает небольшая (около 120 м) толща кварц-серицитовых, кварц-сери-

Таблица 4

Петрографическая характеристика первично-магматических пород

№ п/п	Тип породы	Местонахождение	Характер залегания
1	Амфиболиты (габбро-диабазы, роговообманковые и плазиевые порфиритоиды)	Слагают горизонты в нижней части разреза, главным образом в северо-восточном крыле антиклинальной структуры	Пластовые согласные тела (до 1-2) среди зеленых хлоритовых сланцев. Вся толща густо насыщена согласными жилами аплитов и гранитов PZ <sub>3</sub>
2	Гранито-гнейсы	Залегают в основании видимого разреза, в районе устья р.Кинжал; видимая мощность - первые метры	Пластовое тело с горизонтами серпентинитовых будин (размером до 1 м)
3	Порфиroidы (альбитофир)	Частные горизонты (3-5 м) в средней части разреза на обоих крыльях антиклинали	Пластовые согласные тела, среди серицитовых графитовых сланцев
4	Фельзиты	Редкие маломощные (до 0,5 м) тела в верхней части разреза, ниже устья р.Психя	Согласные прослои среди серицитовых сланцев

цитовых, кварц-серицит-хлоритовых, кварц-альбит-серицитовых сланцев, которая местами имеет бластопорфировую структуру с мелкими вкрапленниками альбита и кварца и содержит редкие прослои более массивных фельзитов и альбитовых порфиroidов (табл. 4, № 3,4). Нижележащая толща (550-600 м) представлена частым чередованием мелкозернистых кварц-мусковитовых и кварц-гранатмусковитовых сланцев с темно-серыми графитовыми сланцами. Более глубокие слои по р.Тызыл развиты вблизи ядра антиклинали, где они интенсивно метаморфизованы и содержат многочисленные (до 50% по мощности)

разреза по р.Тызыл

Минеральные ассоциации	Реликтовые первичные структуры и текстуры	Вторичные структуры и текстуры
$P.o. + Пл (№ 26-30) + Би + Гр + Сф + Мт; P.o. + Аб + Эп + Сф + Мт; Аб + Акт + Хл + Эп + Сф + Мт (\pm Ка)$	Среднезернистые, призматически-зернистые (диабазовые), иногда порфировые структуры. Сохраняются слоистые текстуры	Бластические, местами псевдоморфные структуры. Текстуры чаще всего массивные, сланцеватые. Характерно резкое увеличение степени метаморфизма в контактовом ореоле верхнепалеозойских гранитов
$Пл (Аб № 10) + Кв + Мск + Би + Гр + Ап + Ци$	Средне- и крупнозернистые порфиroidовидные, порфиroidовые или равномернозернистые, гранитовые структуры	Очковые, бластопорфиroidовые структуры, гнейсовидные текстуры
$Аб + Кв + Сер + Руд + Ка$	Порфиroidовые структуры - вкрапленники альбита до 2,5-4 мм (15-25%) в мелкозернистой основной массе с реликтами микрофельзитовой структуры	Бластические, псевдоморфные структуры. Текстура сланцеватая, слабо сланцеватая
$Аб + Кв + Би (зел) + Руд$	Микрофельзитовые, криптокристаллические структуры	Массивная или слабо сланцеватая текстура. Иногда порфиroidобластовая структура (развитие зеленого биотита)

мелкие (до 0,5-1 м и менее), преимущественно согласные инъекции розовых аплитов и аляскитовых гранитов - производных палеозойского магматического очага. Аплиты инъецируют мощную (около 700 м) метабазитовую толщу, сложенную чередующимися мелко- и среднезернистыми амфиболитами, габбро-амфиболитами (см. табл. 4, № 1), биотит-амфиболовыми и амфибол-хлоритовыми сланцами. В видимом основании тызыльского разреза залегает тело очковых мусковитовых и биотит-мусковитовых гранито-гнейсов (до 10-15 м). Это светлые гнейсовидные, обычно среднезернистые породы с пор-

фировыми выделениями кварца и полевого шпата (до 0,5 см) и с небольшой примесью граната (см. табл. 4, № 2). В гнейсах заключены многочисленные будины плотных светло-зеленых серпентинитов размером от 5-10 см до 1-1,5 м, которые имеют линзовидно-округлые очертания со слабо оттянутыми концами; они распределены неравномерно, без строгой линейной приуроченности. Минеральные ассоциации этих нижних частей разреза, слагающих контактовый ореол палеозойских гранитов, отвечают амфиболитовой фации метаморфизма. В метабазитах: зеленая роговая обманка ( $N_g = 1,679-1,681$ ,  $N_p = 1,660-1,670$ ,  $-2V = 60-65^\circ$ ,  $c : N_g = 19-20^\circ$ ) + коричневый биотит ( $N_m = 1,625-1,628$ ) + плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 26-30) + гранат. В гранито-гнейсах: кварц + плагиоклаз (олигоклаз № 10-15) + биотит ( $N_m = 1,630-1,632$ ) + мусковит ( $N_m = 1,640-1,642$ ) + гранат ( $N = 1,790$ ).

Вся верхняя часть разреза сложена сланцевыми толщами с обычными зеленосланцевыми минеральными ассоциациями. В целом разрез по р.Тызыл ближе всего соответствует хасаутскому, но залегающие в его составе плагиогранито-гнейсы могут быть параллелизованы с плагиогранито-гнейсами разреза р.Кубани.

### **Петрохимическая и геохимическая характеристика ортопород и эволюция додевонского магматизма Бечасынской зоны**

Рассмотренные выше особенности распространения, геологического положения, взаимоотношений и состава метаморфизованных ортопород в разобщенных выходах кристаллического фундамента Бечасынской зоны в междуречье Чегема и Кубани позволяют объединить эти породы в несколько конкретных магматических формаций. При их выделении мы руководствовались критериями рассмотренными в первой статье настоящего сборника (А.М. Борсук).

Для петрохимической характеристики пород выделенных формаций использовано 62 анализа, выполненных по материалам автора (табл. 5, 6, 7 и табл. 2 в статье Л.П. Брюшковой и И.С. Красивской настоящего сборника). В эту выборку включены анализы лишь наиболее представительных пород, первичная магматическая природа которых на основании геологических и петрографических данных не вызывает сомнения.

1. Наиболее ранней, регионально распространенной и длительно развивавшейся является диабаз-альбитофировая формация. Она представлена тесно пространственно сопряженной контрастной ассоциацией метабазитов (метадиабазов) порфиroidов (фельзитов) (см. табл. 5, № 1-16; табл. 6, № 1-13; табл. 7, № 1-5). Кислые члены этой формации либо чередуются в разрезах с метабазитами (реки Баксан, Кубань), либо локализуются в стратиграфически более высоких горизонтах (Хасаут). Они нередко обнаруживают признаки интрузивного, и, возможно, экструзивного залегания и в этом случае во времени следуют за метабазитами.

2. Более поздней является формация габбро-диоритов бассейна р.Кубани, включающая небольшие массивы габбро-диоритов и ассоциированные с ними ортоамфиболиты. Эта группа пород представляет, очевидно, комагматическую серию (см. табл. 7, № 6-8, а также анализы из статьи Л.П. Брюшковой и И.С. Красивской настоящего сборника).

3. Формация гранито-гнейсов, породы которой входят в состав мигматитоподобных образований в бассейне р.Кубани, тонко интрузивно вмещающие их толщи. Петрографический состав пород этой формации, в которую следует, очевидно, включать и плагиогранито-гнейсы р.Тызыл, обнаруживает широкие вариации (см. табл. 7, № 9-13).

4. Формация диабазов и диабазовых порфиритов объединяет дайки, локализующиеся в пределах нескольких линейных зон (Хасаут - Малка, Кубаль - Худес) и прорывающие породы всех перечисленных выше формаций (см. табл. 5, № 11-19; табл. 7, № 14-16).

5. Формация кварцевых порфиров занимает обособленное положение в центральном, отделенном разломами, блоке кубанского выступа фундамента и объединяет фельзиты, кварцевые порфиры и, возможно, гнейсированные гранит-порфиры (см. табл. 7, № 17-24).

Петрохимические и геохимические исследования, используемые в последние годы вместо сопоставлений, показывают, что в отношении петрогенных элементов прогрессивный региональный метаморфизм вплоть до зоны ультраметаморфизма протекает в условиях, близких к изохимическим, а малые элементы при прогрессивном метаморфизме ведут себя дифференцировано (Добрецов и др., 1970; Хильтова и др., 1973; Летников, Шкандрий, 1973; Глебовицкий и др., 1973 и др.). Поэтому интерпретация данных о химическом составе описанных выше метаморфизованных пород приводится, исходя из представления о существенно изохимическом характере их регионального метаморфизма.

Рассмотрение вариационных диаграмм, отражающих химический состав ортопород, показывает не только существование двух контрастных серий ( $\text{SiO}_2$  - 44-52 и 60-75%), но и выявляет ясные различия между отдельными группами пород, входящих в эти серии. На диаграммах содержания главных окислов по отношению к  $\text{SiO}_2$  (рис. 3) точки всех метабазитовых пород не дают четкой дифференциации в соответствии с выделенными формационными типами ни по  $\text{SiO}_2$ , ни по другим окислам. Однако на треугольной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO}$  (рис. 4) видна тенденция к увеличению общей щелочности в породах более поздней формации диабазовых даек. К ним близки по составу породы габбро-диоритовой формации Кубани.

Порфириды и фельзиты диабаз-альбитофировой формации образуют ряд, характеризующийся значительными колебаниями в содержании  $\text{SiO}_2$  (от 60 до 73-74%), но в целом сдвинутый в сторону основных пород относительно гранито-гнейсовой и особенно кварц-порфировой формаций. Члены этого ряда в общем отличаются от гранито-гнейсов и особенно от кварц-порфировых пород более высоким содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ , несколько меньшей ролью К среди щело-

Таблица 5

Химический состав первично-магматических пород бассейна рек Малка - Хасаут (в вес.%)

№ п/п	Номер образца	Порода, место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
1	3040	Метабазит амфиболитизированный, р.Мушт	50,56	1,21	16,99	1,11	7,97	0,29	6,71	8,17
2	455	То же	49,77	2,27	16,09	3,13	8,97	0,23	4,87	8,77
3	3049/2	Порфиرويد амфиболитизированный, р.Мушт	65,03	0,49	16,61	1,32	4,16	0,14	2,78	0,77
4	168/73	Альбитофир, р.Мушт	64,90	0,43	12,88	0,69	5,46	0,20	2,22	2,96
5	165/73	Альбитофир, лайка, р.Мушт	60,83	0,38	14,49	0,28	3,24	0,09	3,67	3,63
6	342	Альбитофир, лайка, р.Хасаут	58,18	0,49	14,90	1,43	3,19	0,08	5,17	3,11
7	170/73	Фельзит, р.Мушт	70,80	0,37	13,20	0,60	4,72	0,13	1,36	1,40
8	169/73	То же	72,64	0,37	12,67	0,25	3,16	0,09	1,12	0,49
9	364/1	Плагиогранит-порфир, р.Хасаут	67,00	0,60	13,90	3,72	2,74	0,15	0,76	2,45
10	150/73	Плагиогранит-порфир, р.Шиджатмаз	59,70	1,28	14,60	2,70	7,04	0,23	0,76	4,75
11	160/73	Диабазовый порфирит, р.Хасаут	50,92	0,65	19,85	3,58	5,04	0,15	3,66	8,07
12	153/73	Диабаз миндалекаменный, р.Шиджатмаз	45,55	1,52	15,70	1,10	7,92	0,35	3,87	9,30
13	316/5	Диабаз миндалекаменный, р.Хасаут	51,56	1,21	14,87	2,30	9,06	0,21	5,04	5,65
14	148/73	Диабаз, р.Шиджатмаз	49,85	1,53	16,45	1,36	9,26	0,17	7,66	2,56
15	144/73	Диабазовый порфирит, р.Шиджатмаз	49,85	1,53	16,45	1,36	9,26	0,17	7,66	2,56
16	152/73	Диабаз, р.Хасаут	50,55	2,49	13,45	1,83	10,62	0,23	5,39	6,98
17	310	То же	52,32	1,73	13,99	3,18	10,75	0,28	3,38	6,36
18	350/3	"	43,7	1,27	14,77	2,96	8,96	0,19	4,78	5,25
19	344	Диабаз, р.Малка	52,35	0,60	15,80	2,45	4,43	0,12	8,39	6,22

Таблица 5 (окончание)

№ п/п	Номер образца	Порода, место взятия образца	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	SO <sub>3</sub>	Cl, F	P <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	Сумма
1	3040	Метабазит амфиболитизированный, р.Мушт	3,15	1,62	1,87	0,05	0,26	0,02	-	-	100,22
2	455	То же	3,93	0,64	1,01	0,23	-	-	-	-	99,82
3	3049/2	Порфиرويد амфиболитизированный, р.Мушт	5,89	0,67	2,17	0,04	0,70	0,04	-	-	99,81
4	168/73	Альбитофир, р.Мушт	4,53	0,93	0,10	2,40	-	-	0,10	2,00	99,80
5	165/73	Альбитофир, лайка, р.Мушт	7,74	3,11	2,34	0,23	-	-	0,21	1,99	99,23
6	342	Альбитофир, лайка, р.Хасаут	3,68	2,31	5,39	0,07	2,67	0,06	-	-	100,73
7	170/73	Фельзит, р.Мушт	5,13	0,46	0,04	1,54	-	-	-	0,54	100,29
8	169/73	То же	5,73	0,73	0,20	1,05	-	-	0,07	0,71	99,58
9	364/1	Плагиогранит-порфир, р.Хасаут	5,22	1,19	1,67	0,09	0,31	0,07	-	-	99,80
10	150/73	Плагиогранит-порфир, р.Шиджатмаз	5,17	0,81	2,01	0,68	-	-	-	-	99,73
11	160/73	Диабазовый порфирит, р.Хасаут	4,50	1,90	3,52	0,12	-	-	-	5,20	100,09
12	153/73	Диабаз миндалекаменный, р.Шиджатмаз	4,04	0,34	2,78	0,18	-	-	-	0,47	100,13
13	316/5	Диабаз миндалекаменный, р.Хасаут	4,10	0,22	5,07	0,08	0,72	0,11	-	-	100,20
14	148/73	Диабаз, р.Шиджатмаз	4,26	1,05	2,58	0,27	-	-	-	2,45	99,45
15	144/73	Диабазовый порфирит, р.Шиджатмаз	4,26	1,05	2,58	0,27	-	-	-	2,45	99,45
16	152/73	Диабаз, р.Хасаут	4,53	0,34	3,12	0,21	-	-	-	0,05	99,79
17	310	То же	3,65	0,58	2,70	0,07	0,88	0,02	-	-	99,86
18	350/3	"	3,97	0,67	5,88	0,10	1,37	0,07	-	-	99,61
19	344	Диабаз, р.Малка	3,41	1,99	3,00	0,07	0,87	0,08	-	-	99,78

Примечание. Анализы 4,5,7,8,10-12,14-16 выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитики Е.И. Лумейко, Т.П. Смирнова), анализы 1-3,6,9,13,17-19 выполнены в лаборатории геологического факультета МГУ (аналитик А.И. Кутяева).

Таблица 6

Химический состав первично-магматических пород бассейна р.Баксан (в вес.%)

№ п/п	Номер образца	Порода, место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
1	2502/2	Метабазит, устье р.Кестанты	47,70	1,17	16,50	2,87	6,87	0,48	4,30	6,07
2	430/6	То же	46,62	1,99	16,60	2,43	6,46	0,13	9,51	7,16
3	189/73	Метабазит, устье р.Гижгит	49,62	1,15	18,11	1,21	7,92	0,25	6,70	3,90
4	2116	Метабазит, р.Баксан	49,72	-	20,82	7,06	5,10	-	5,45	2,10
5	242/73	Эпидозит, линзовидное включение, устье р.Гижгит	46,36	1,89	15,17	10,84	1,75	0,12	1,71	17,01
6	71271	Порфиرويد, устье р.Гижгит	69,29	0,51	12,85	1,48	2,05	0,08	0,87	3,10
7	194/73	Порфиرويد, р.Баксан	64,62	0,27	16,08	3,26	2,64	0,01	1,56	2,62
8	197/73	То же	64,37	0,45	14,77	1,13	3,84	0,08	1,90	3,25
9	251/73	"	71,20	0,51	14,45	0,93	2,27	0,08	0,74	1,62
10	71296	"	47,64	1,10	18,02	4,73	4,44	0,24	2,68	11,84
11	71303	Гнейс роговообманковый, р.Баксан	62,18	0,51	15,84	3,91	2,99	0,18	1,23	4,27
12	71280	Порфиرويد, р.Баксан	63,84	0,94	15,67	1,91	3,75	0,13	0,93	3,46
13	71295	Кварц-альбит-роговообманковый гнейс, р.Баксан	75,15	0,20	11,97	1,65	1,46	0,08	0,54	1,84

Таблица 6 (окончание)

№ п/п	Номер образца	Порода, место взятия образца	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Сумма
1	2502/2	Метабазит, устье р.Кестанты	2,70	0,14	4,83	0,22	0,14	3,88	99,82
2	430/6	То же	3,61	0,56	3,26	0,42	0,85	1,28	100,34
3	189/73	Метабазит, устье р.Гижгит	5,72	0,02	4,38	0,09	Не опр.	0,01	100,29
4	2116	Метабазит, р.Баксан	4,74	0,08	2,55	0,92	-	-	99,59
5	242/73	Эпидозит, линзовидное включение, устье р.Гижгит	0,20	0,24	1,79	0,40	0,21	1,67	99,36
6	71271	Порфиرويد, устье р.Гижгит	6,20	1,40	0,88	0,14	0,09	1,60	100,54
7	194/73	Порфиرويد, р.Баксан	7,28	0,27	1,15	0,06	Не опр.	0,63	100,45
8	197/73	То же	4,57	1,89	2,27	0,02	"	1,40	99,94
9	251/73	"	4,63	2,41	1,33	0,05	-	-	100,22
10	71296	"	4,73	0,23	1,59	0,18	0,18	1,98	99,75
11	71303	Гнейс роговообманковый, р.Баксан	6,20	1,53	1,31	0,11	0,18	-	100,44
12	71280	Порфиرويد, р.Баксан	4,93	2,80	1,66	0,24	0,27	-	100,53
13	71295	Кварц-альбит-роговообманковый гнейс, р.Баксан	5,76	0,89	0,20	0,20	0,02	-	99,96

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитики Е.И. Ломейко, Т.П. Смирнова)

Таблица 7

Химический состав первично-магматических пород бассейна

№ п/п	Номер образца	Порода, место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>
1	171/72	Метабазит, р.Кубань, 27 км выше г.Карачаевска	44,69	4,27
2	416/3	Метабазит, р.Кубань, устье р.Худес	49,24	2,10
3	152/72	Метабазит, р.Кубань, 23 км	50,45	1,29
4	176/72	Порфирид, р.Кубань, 27 км	64,17	1,28
5	119/72	Порфирид, р.Кубань, 17 км	58,24	0,85
6	493/5	Ортоамфиболит, р.Худес	47,30	2,89
7	418	Порфиритоид, устье р.Худес	55,81	1,49
8	403	Порфиритоид, р.Худес	49,91	1,06
9	189/72	Гранито-гнейс, р.Худес	71,65	0,42
10	204/72	Гранито-гнейс, р.Кубань, 32 км	64,98	0,85
11	206/72	Гранито-гнейс, р.Кубань, 32 км	72,38	1,02
12	490/2	То же	70,92	0,44
13	161/72	Гранито-гнейс, р.Кубань, 24 км	68,70	0,66
14	23/73	Порфиритоид, р.Кубань, 18 км	47,58	1,18
15	192/72	Диабаз, р.Худес	43,75	2,12
16	122/72	Диабаз, р.Кубань, 18 км	44,42	1,28
17	31/73	Фельзит-порфир, р.Кубань, 18 км	79,62	0,06
18	7133	Кварцевый порфир, р.Кубань	70,32	0,34
19	137/72	Фельзит, р.Кубань, 20 км	75,76	0,43
20	7107в	Фельзит, р.Кубань, 22 км	75,59	0,08
21	150/72	Кварцевый порфир, р.Кубань	74,30	0,20
22	7110а	Кварцевый порфир, р.Кубань, 23 км	73,39	0,25
23	154/72	Гнейсированный гранит, р.Индыш	75,33	0,42 0,42
24	б/н	Гнейсированный гранит, р.Индыш	75,88	0,11
25	7144	Базальтовый порфирит, р.Кубань, 18 км	50,26	1,19

Примечание. Анализы 1,3-5,9-11,13-23,25 выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитики Е.И. Ломейко, Г.С. Есикова, Т.П. Смирнова), анализы 2,6-8,12 выполнены в лаборатории геоло-

р.Кубани (в вес.%)

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
13,22	2,40	9,14	0,17	6,43	10,94
13,39	2,59	12,14	0,13	5,91	8,39
15,60	1,04	8,06	0,27	7,74	8,50
14,28	2,68	3,77	0,07	1,58	4,59
15,48	3,76	3,59	0,10	2,95	5,22
12,07	8,28	6,04	0,04	4,46	9,32
17,87	2,76	5,20	0,09	4,28	4,55
19,20	5,51	5,42	0,13	5,79	3,50
12,88	1,56	1,01	0,03	0,16	4,11
14,32	1,22	4,77	0,08	2,24	2,00
10,40	1,21	3,88	0,08	1,86	3,11
14,81	1,76	2,37	0,06	1,93	0,90
14,40	0,23	2,98	0,08	1,70	0,94
17,11	2,85	7,78	0,15	6,58	8,33
13,88	2,18	8,24	0,18	5,13	9,66
14,74	1,14	6,53	0,17	5,64	5,89
11,25	0,48	0,61	Следы	0,37	0,1
14,32	1,08	1,68	0,03	1,22	1,49
12,69	0,77	0,29	0,01	0,38	1,59
13,26	0,94	0,71	0,01	0,05	1,48
13,80	0,44	0,68	0,03	Не обн.	0,91
12,99	0,92	1,82	0,02	0,08	1,46
11,94	1,86	0,46	0,01	0,08	0,94
12,83	1,27	0,28	0,02	0,20	0,52
16,47	1,78	5,45	0,11	4,33	7,70

гического факультета МГУ (аналитик А.И. Кутяева), анализ 24 из работы Г.Д. Афанасьева и др. (1968).

Таблица 7 (окончание)

№ п/п	Номер образца	Порода, место взятия образца	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	171/72	Метабазит, р.Кубань, 27 км выше р.Карачаевска	3,15	0,39
2	416/3	Метабазит, р.Кубань, устье р.Худес	3,03	0,67
3	152/72	Метабазит, р.Кубань, 23 км	3,77	0,69
4	176/72	Порфириод, р.Кубань, 27 км	4,80	1,05
5	119/72	Порфириод, р.Кубань, 17 км	5,72	0,31
6	493/5	Ортоамфиболит, р.Худес	4,06	0,62
7	418	Порфиритоид, устье р.Худес	4,42	0,96
8	403	Порфиритоид, р.Худес	2,25	1,96
9	189/72	Гранито-гнейсы, р.Худес	5,07	1,61
10	104/72	Гранито-гнейс, р.Кубань, 32 км	3,35	2,44
11	206/72	Гранито-гнейс, р.Кубань, 32 км	2,08	1,09
12	490/2	То же	4,02	1,69
13	161/72	Гранито-гнейс, р.Кубань, 24 км	3,0	4,10
14	23/73	Порфиритоид, р.Кубань, 18 км	2,13	0,91
15	192/72	Диабаз, р.Худес	5,07	0,21
16	122/72	Диабаз, р.Кубань, 18 км	0,47	3,92
17	31/73	Фельзит-порфир, р.Кубань, 18 км	4,84	1,70
18	7133	Кварцевый порфир, р.Кубань	3,11	4,04
19	137/72	Фельзит, р.Кубань, 20 км	7,31	0,28
20	7107в	Фельзит, р.Кубань, 22 км	6,00	1,38
21	150/72	Кварцевый порфир, р.Кубань	5,62	2,03
22	7110а	Кварцевый порфир, р.Кубань, 23 км	4,79	3,68
23	154/32	Гнейсированный гранит, р.Индьш	4,39	4,08
24	б/н	Гнейсированный гранит, р.Индьш	4,98	2,99
25	7144	Базальтовый порфирит, р.Кубань, 18 км	3,19	2,44

чей, а от пород кварц-порфировой формации, кроме того, и повышенными количествами MgO и CaO. Различия альбитофиров и кварцевых порфиров наиболее отчетливо видны на диаграмме (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO - MgO (см. рис. 4). Данных по гранито-гнейсам недостаточно для суждения о типоморфных особенностях этой формации, но по содержанию SiO<sub>2</sub> она занимает промежуточное положение между аль-

	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	Cl, F	Сумма
	2,54	0,34	0,59	1,46			99,73
	2,31	0,13	-	-			100,08
	1,89	0,19	0,30	0,41	0,06		100,19
	1,33	0,32	0,16	0,18			100,26
	1,89	0,28	0,13	0,98			99,50
	1,94	0,24	-	2,68			99,88
	2,60	0,10	-	-	0,12	0,92	100,17
	5,09	0,05	-	-	-	-	99,87
	0,45	0,20	0,08	1,35			100,59
	2,25	0,46	0,13	0,46			99,55
	1,40	0,36	0,18	0,26			99,47
	1,48	0,33	-	-	-	-	100,07
	1,72	0,31	0,17	Нет		0,75	99,90
	3,90	0,19	0,24	1,62			100,55
	3,48	0,34	0,18	5,76	-	-	100,18
	3,23	0,44	0,21	12,06	-	-	100,14
	0,43	0,13	0,016	Не обн.	-	-	99,50
	0,14	0,44	0,02	0,90	-	-	100,23
	0,16	0,24	-	0,64	-	-	100,55
	0,32	0,08	0,09	-	-	-	99,99
	0,62	0,11	0,19	0,85	-	-	100,12
	0,34	0,10	0,02	0,46	-	-	100,32
	0,01	0,34	0,06	Не обн.	-	-	99,89
	0,56	-	0,06	-	-	-	99,84
	2,81	0,18	0,27	3,68	-	-	99,86

битофирами и кварцевыми порфирами, а по целому ряду окислов (см. рис. 3) тяготеет к последним.

Общей примечательной чертой всех рассматриваемых пород является господство Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O (рис. 5). Отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O для большинства пород менее 0,6 и приближается к 1 или превосходит ее только для пород кварц-порфировой формации и

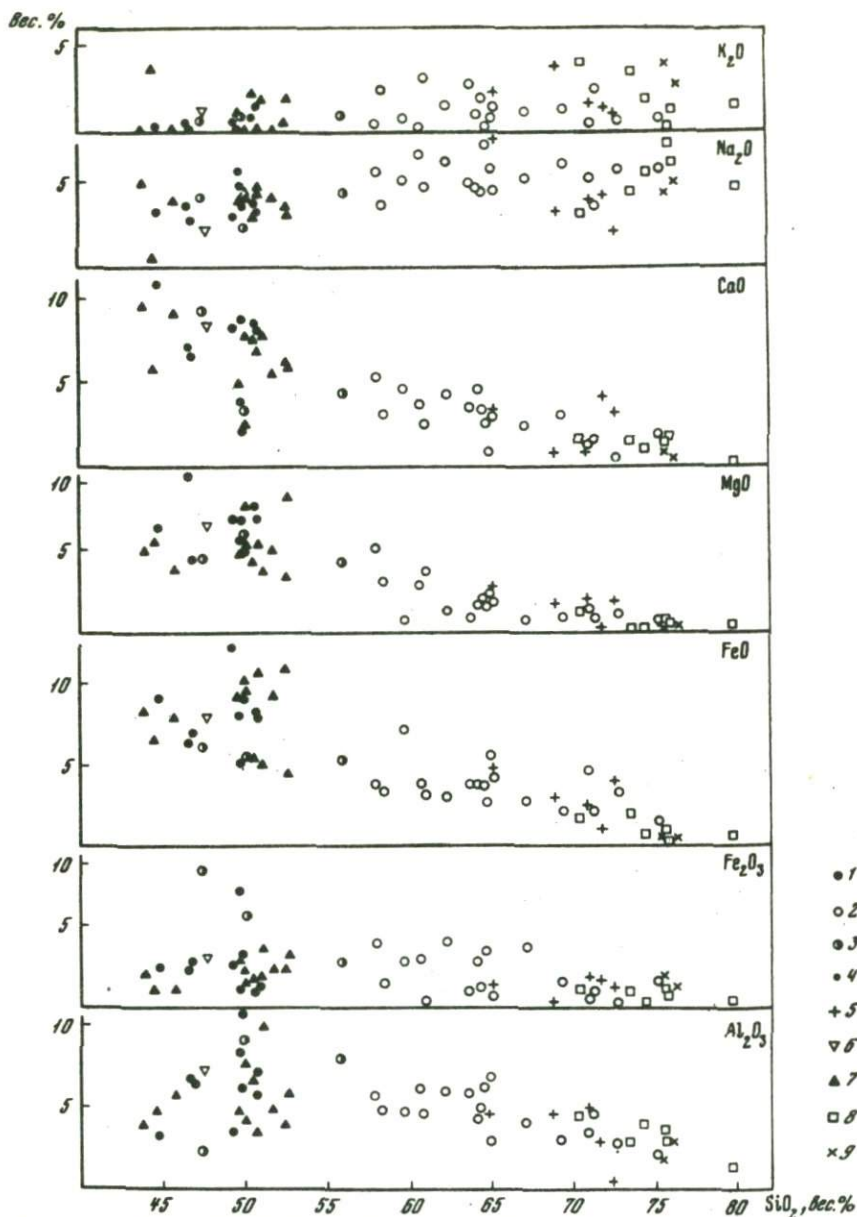


Рис. 3. Вариационные диаграммы распределения главных окислов в породах сравниваемых формаций

1 - метабазиты диабаз-альбитофировой формации; 2 - порфиронды, фельзиты и гранит-порфиры диабаз-альбитофировой формации; 3 - ортоамфиболиты габбро-диоритовой формации; 4 - габбро-диориты; 5 - плагиигранито-гнейсы гранито-гнейсовой формации; 6 - плагноклазовый порфиритоид габбро-диабазовой формации; 7 - кварцевые порфиры, 8 - фельзиты и 9 - гранит-порфиры кварц-порфировой формации

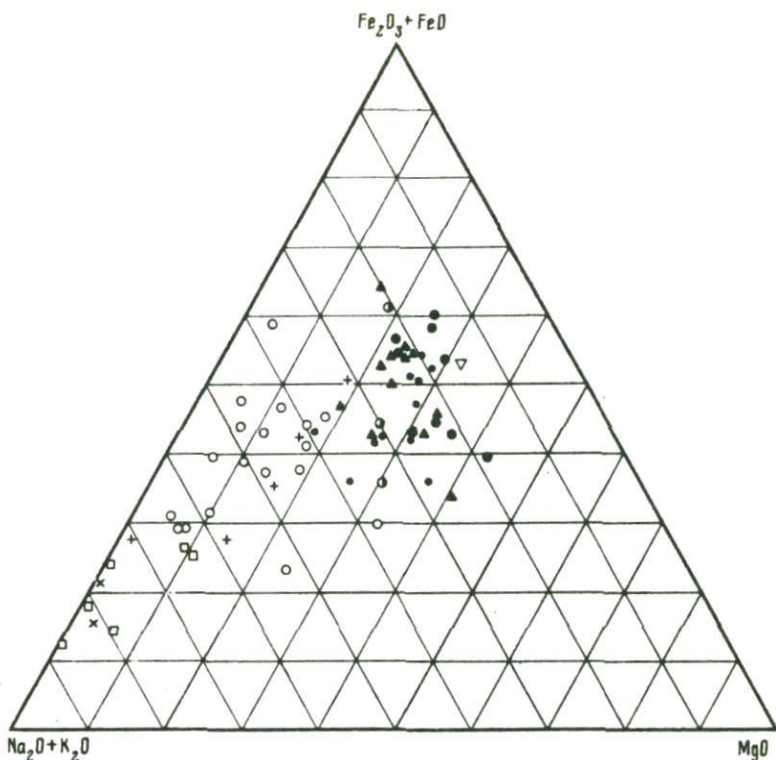


Рис. 4. Диаграмма  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO}$  для пород сравниваемых формаций

Усл. обозн. см. рис. 3

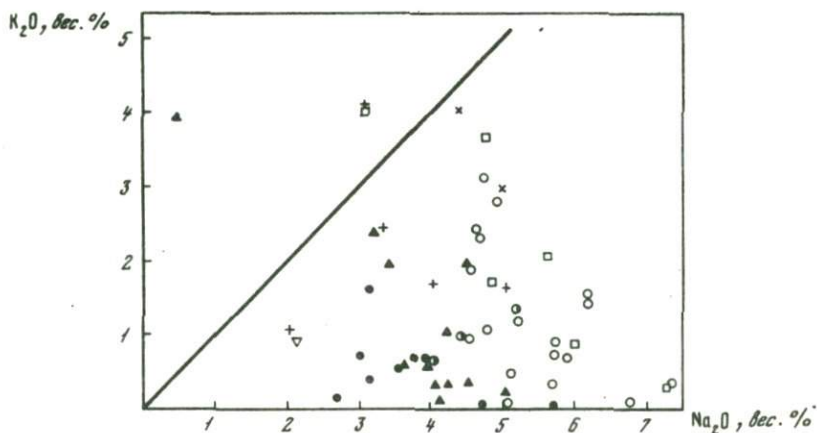


Рис. 5. Диаграмма соотношения  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в породах сравниваемых формаций

Усл. обозн. см. рис. 3

для одного образца интенсивно серицитизированного диабазового порфирита.

Представление о содержании аксессуарных элементов в наиболее распространенных формациях дает табл. 8. Учитывая небольшое количество имеющихся спектральных анализов и их полуколичественный характер, мы можем лишь наметить некоторые тенденции в распределении этих элементов. Содержание большинства из них в описываемых породах (особенно в породах диабаз-альбитофировой, диабазовой и кварц-порфировой формациях) близко к кларковым. Во всех породах основного состава отмечаются лишь несколько повышенные концентрации Mo и Y и обеднение по сравнению с кларками Cu, Cr и Ni. В альбитофирах и в гранито-гнейсах повышено содержание Sc, Mo, V. Кроме этого, в альбитофирах увеличено содержание Cu, а в гранито-гнейсах - Ni.

Характер распределения малых элементов в метабазах двух включающих их формаций почти одинаков, если не считать некоторого обогащения диабазовых даек Cr. Различия кислых представителей выделенных формаций заметнее. Альбитофиры диабаз-альбитофировой формации и в меньшей степени гранито-гнейсы по сравнению с кварцевыми порфирами выделяются повышенными содержаниями Sc, Mo, V, Ti, Co, Ni и пониженным содержанием Y. Концентрации перечисленных элементов, кроме двух последних, оказываются значимо различными также у кислых представителей диабаз-альбитофировой формации и у гранито-гнейсов.

Переходя к рассмотрению возраста выделенных нами формаций, необходимо еще раз отметить, что геологические соотношения в бассейне Малки доказывают досилурийский возраст развитых здесь диабаз-альбитофировой и диабазовой формаций, входящих в состав метаморфического комплекса. Следует предположить, что образования, включаемые нами в эти формации в других районах Бечасьинской зоны, также имеют досилурийский возраст (породы диабаз-альбитофировой формации в бассейнах рек Баксан и Кубани и диабазовой в бассейне Кубани). Это подтверждается наличием относительно древних (386-450 млн. лет, табл. 9) K-Ar цифр возраста габбро-диоритов, секущих породы диабаз-альбитофировой формации Кубани. Многочисленные более молодые K-Ar данные рассматриваемых формаций бассейнов Малки и Баксана и вмещающих их пород, близкие к 250-300 млн. лет, следует связывать с герцинским омоложением (Абдуллаев, Афанасьев и др., 1969).

Гранито-гнейсовая формация Кубани прорывается породами досилурийской формации диабазовых даек и потому также должна быть включена в досилурийскую серию пород. Хотя прямые ее геологические соотношения с диабаз-альбитофировой и габбро-диоритовой формациям неизвестны, мы, исходя из общих закономерностей эволюции геосинклинального магматизма, считаем, что гранито-гнейсы во времени следовали за этими двумя формациями.

K-Ar данные для гранито-гнейсов (см. табл. 9, № 15, 16) совпадают с целым рядом датировок геологически разновозрастных об-

Таблица 8

Средние содержания аксессуарных элементов в магматических породах фундамента Бечасынской зоны (по данным спектральных анализов в вес.%)

Элемент	Кларк в породах		I	II	III	IV	V
	основных	кислых					
Sc · 10 <sup>-3</sup>	2,4	0,3	2,9	2,6	1,5	0,6	0,3
Pb · 10 <sup>-3</sup>	0,8	2,0	1,8	1,0	1,2	1,6	1,0
Nb · 10 <sup>-3</sup>	2,0	2,0	1,1	0,6	1,1	0,8	1,8
Ga · 10 <sup>-3</sup>	1,8	2,0	1,9	2,1	2,1	1,6	1,6
Mo · 10 <sup>-4</sup>	1,4	1,0	2,8	3,4	2,6	2,6	1,3
V · 10 <sup>-2</sup>	2,0	0,4	2,8	2,5	5,7	1,6	0,6
Cu · 10 <sup>-3</sup>	10,0	2,0	5,3	7,0	4,6	3,0	3,7
Zn · 10 <sup>-2</sup>	1,3	0,6	1,0	1,1	1,0	1,0	0,6
Ti · 10	9,0	2,3	11,0	11,8	7,0	4,2	1,7
Co · 10 <sup>-3</sup>	4,5	0,5	4,0	4,1	1,6	1,8	0,7
Ni · 10 <sup>-3</sup>	16,0	0,8	7,8	5,6	1,7	2,6	0,6
Zr · 10 <sup>-2</sup>	1,0	2,0	1,6	1,6	2,0	2,0	2,1
Cr · 10 <sup>-3</sup>	20,0	2,5	6,4	14,1	3,8	3,8	2,7
Sr · 10 <sup>-2</sup>	4,4	3,0	3,1	2,7	2,3	3,4	2,3
Ba · 10 <sup>-2</sup>	3,0	8,2	3,0	2,2	4,3	5,6	5,7
Y · 10 <sup>-3</sup>	2,0	3,4	4,4	3,5	4,3	4,4	8,1
Число проб	-	-	22	11	37	8	10

I - метабазиты диабаз-кератофировой формации, II - метабазиты габбро-диабазовой формации, III - порфириды диабаз-кератофировой формации, IV - породы гранито-гнейсовой формации, V - породы кварц-порфировой формации.

Кларки элементов по данным А.П. Виноградова (1962).

Таблица 9

Радиометрический возраст кристаллических пород Бечасынской

№ п/п	Номер образца	Порода	Местонахождение	Объект датирования
1	172/73	Порфиرويد	р. Мушт	Валовая проба
2	563/12	Кристаллический сланец	"	Биотит
3	П-15	Плагипорфир	"	Валовая проба
4	299/64	То же	р. Хасаут	" "
5	315/64	"	"	" "
6	301/64	"	"	" "
7	172к	Цемент конглом.	р. Малка	Электромагнитная фракция
8	1589	Плагигранит	"	Валовая проба
9		"	"	" "
10	71302	Амфиболит	р. Баксан	" "
11	402/65	Гнейс	"	Электромагнитная фракция
12	7110 <sup>а</sup>	Кварцевый порфир	р. Кубань, 22 км	Валовая проба
13	74100	То же	р. Кубань, 23 км	" "
14	7133	Кварцевый альбитофир	р. Кубань, 16 км	" "
15	74220	Гранито-гнейс	р. Кубань, 32 км	" "
16	74223	То же	р. Худес	" "
17	7144	Роговообманковый порфирит	р. Кубань, 18 км	" "
18	186/64	Биотит-амфиболовый гнейс	р. Кубань, 15 км	Электромагнитная фракция
19	183/64	Гнейс	То же	То же
20		Гнейсированные гранит-порфиры	р. Индыш	"
21	171/64	Кристаллический сланец	р. Кубань, 16 км	"
22	2020	Мусковит-альбитовый сланец	р. Даут	Мусковит
23	26-74	Габбро-диабаз, дайка	р. Кубань, устье р. Аман-кола	Валовая проба
24		Габбро-диориты	р. Кубань	Валовая проба

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР,  $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$  лет<sup>-1</sup>.

зоны (по данным К-Аг метода)

Содержание		Возраст, млн. лет	Литературный источник
К, %	Аг <sup>40</sup> , рад нг/г		
1,42±0,03	32,5±0,7	310±12	Данные И.С. Красивской Абдуллаев и др., 1969
5,86	124,9	290±10	
0,91	20,7	242±10	Там же
1,56	25,3	300±10	"
1,67	29,1	250±10	"
2,36	53,5	305±10	"
3,51	72,2	290	Афанасьев и др., 1971
0,91	19,6	304	Там же
0,68	13,9	268	"
0,50±0,05	9,6±0,5	264±20	Данные И.С. Красивской Абдуллаев и др., 1969
1,46	44,9	400±30	
2,64±0,03	55,0±1,0	284±10	Данные И.С. Красивской
1,03±0,03	20,2±0,6	266±10	Там же
2,14±0,03	1±1,2	360±11	"
2,35±0,03	56,6±1,0	324±10	"
2,12±0,03	60,0±1,4	376±14	"
2,09±0,03	56,4±1,5	362±12	"
0,30	7,5	340±20	Афанасьев и др., 1971
2,07	29,1	385±18	Абдуллаев и др., 1969 Афанасьев и др., 1971
		340-350	
1,47	41,4	375±25	Абдуллаев и др., 1969
6,93	191,9	365±15	Афанасьев и др., 1971
		386±15	Данные Л.П. Брюшковой и И.С. Красивской
		400-450	Афанасьев и др., 1971

разований кубанского выступа (в том числе альбитизированных сланцев, см. табл. 9, № 22) и, несомненно, отражают время проявления наложенных процессов. Видимо, эти процессы были связаны с герцинскими динамотермальными событиями.

К этой же группе цифр относятся  $K-Ag$  данные для геологически относительно молодых секущих даек роговообманковых порфиритов (долина р. Кубани, 18 км дороги Карачаевск - Хурзук), формационная принадлежность которых неясна, а также датировки гнейсированных гранит-порфиров Индыша (см. табл. 9, № 20). Область развития кварц-порфировой формации попадает в контактовый ореол позднепалеозойских гранитов, с влиянием которых, видимо, связано омоложение некоторых членов  $K-Ag$  систем (см. табл. 9, № 12, 13). Таким образом, геологически твердо устанавливается допозднепалеозойский возраст кварц-порфировой формации, а изотопные данные показывают, что она не моложе девона. Для геологической интерпретации полученного в последнее время единичного  $Rb/Sr$  определения возраста мусковита из сланцев Бечасынской зоны (Афанасьев, Бенеш, Бойко и др., 1973) данных явно недостаточно.

Развиваемые представления о возрасте магматических пород фундамента Бечасынской зоны в междуречье Баксана и Кубани хорошо согласуются с данными Г.Д. Афанасьева и др. (1971) о наличии гранито-гнейсов в западных фрагментах фундамента этой зоны (реки Мошевая, Бескес). Здесь же, в кристаллическом основании Передового хребта, выделены раннепалеозойские магматические формации в составе чернореченской и кутанской свит (Лупанова, 1975). Наиболее ранней среди них является контрастная диабаз-кератофировая формация, весьма близкая по особенностям проявления к петрохимическим характеристикам диабаз-альбитофировой формации изученного района. Она считается доордовикской на основании  $K-Ag$  определений возраста вторичного мусковита (430 млн. лет).

## Заключение

В составе кристаллического сланцевого фундамента Бечасынской зоны устанавливается последовательный ряд магматических формаций. Все эти образования, как отмечалось, претерпели региональный динамометаморфизм, который затушевывает многие детали строения пород и позволяет восстановить лишь наиболее общие черты досилурийского магматизма Бечасынской зоны. Формации магматических пород этой области близки по своему характеру к формациям геосинклинального типа и свидетельствуют о направленной эволюции древнего магматизма.

Наиболее ранней и наиболее широко распространенной в ряду досилурийских формаций является диабаз-альбитофировая. Она служит реперным магматическим горизонтом, который прослеживается во всех выходах фундамента зоны и может рассматриваться как свиде-

тельство мощного проявления магматизма раннегеосинклинального типа.

С диабаз-альбитофировой формацией, очевидно, тесно связана следующая за ней габбро-диоритовая формация (р. Кубань), включающая комагматичный ряд пород от роговообманковых порфиритоидов до габбро-диоритов. Особенности распространения этих двух формаций показывают, что уже в этот ранний этап развития наметилась дифференциация области на определенные зоны с разными масштабами и формами проявления геосинклинального магматизма: на кубанском участке — преобладание базитовых пород, на Баксанском — развитие в полном смысле слова контрастной серии, а в районе Малки и Хасаута — преобладание альбитофировых пород. Появление в верхах досилурийского разреза Хасаута и Малки терригенных, флишондных осадков свидетельствует о прекращении вулканической деятельности.

Следующей в вертикальном формационном ряду является, очевидно, гранито-гнейсовая формация, представители которой установлены в бассейне Кубани и Тызыла в виде небольших пластовых тел плагиогранито-гнейсов (имевших частично первичный K-Na состав). Вероятно, членами этой формации являются также гнейсированные граниты Бескеса и Мощевой, развитые в области сочленения Бечасынской зоны и зоны Передового хребта в бассейне р. Лабы. По флогопиту из экзоконтакта этих гранито-гнейсов K-Ag методом определен возраст в 450-470 млн. лет (Афанасьев и др., 1971).

Гранито-гнейсовая формация отражает более поздний (инверсионный или орогенный) этап развития геосинклинали.

За гранито-гнейсовой формацией во времени следует формация диабазовых даек, которая по своим особенностям и характеру развития вполне соответствует габбро-диабазовым формациям фанерозойских геосинклиналей. Дайки диабазов прорывают породы всех ранее перечисленных формаций и завершают развитие досилурийского магматизма Бечасынской зоны.

Рассмотренные формации отражают последовательные этапы эволюции геосинклинальной области, существовавшей на месте Бечасынской зоны и начавшей свое развитие в доордовикское, возможно, позднепротерозойское время.

Исследованные породы, за редким исключением, попадают на диаграмме X. Куно (рис. 6) в поле высокоглиноземистых базальтов и щелочнобазальтоидных магм, причем в поле последних лежат по существу все точки метабазитовых пород. Щелочные породы среди рассматриваемых образований отсутствуют. Для объяснения полученной картины следует привлекать гипотезу А.А. Маракушева регионального обогащения пород натрием. Именно это обогащение, по-видимому, объясняет общий натровый характер наших формаций (см. рис. 5).

Кристаллический фундамент Бечасынской зоны к моменту завершения досилурийского метаморфизма представлял собой, очевидно, достаточно консолидированное образование. Тем не менее последующие магматические и метаморфические процессы, отражающие развитие новых структур и, в частности, среднепалеозойской геосинклинальной зо-

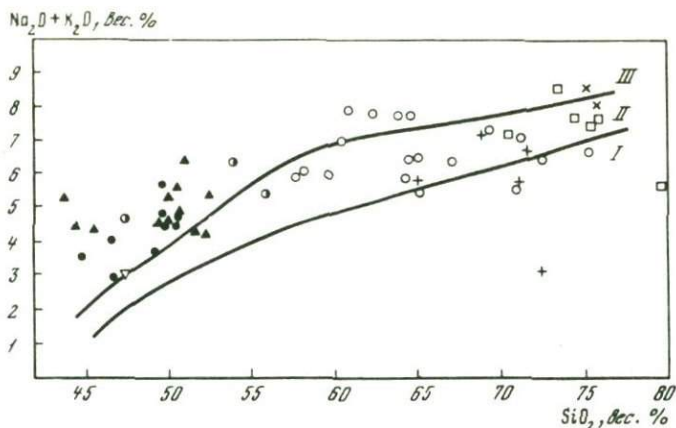


Рис. 6. Диаграмма X. Куно для пород сравниваемых формаций

Поле I — дифференцированные толеитовые базальтовые магмы; поле II — высокоглиноземистые базальтовые магмы; поле III — щелочно-базальтоидные магмы. Усл. обозн. см. рис. 3

ны, проявились в его пределах достаточно широко. Среди магматических образований этой группы наиболее ранней является формация кварцевых порфиров и гранит-порфиров Кубани, выделенная Г.Д.Афанасьевым (Афанасьев и др., 1971). Она, очевидно, отражает магматизм девонского времени, наиболее ярко проявленный в смежной с юга зоне Передового хребта.

Регионально-контактовый метаморфизм альбит-эпидот-амфиболитовой формации и метасоматическую альбитизацию, охватывающие крайние южные выходы фундамента Бечасынской зоны, следует связывать с воздействием среднепалеозойского магматического очага, который сформировал в Передовом хребте габбро-плагиигранитную формацию ниже-среднепалеозойского возраста.

Значительное по масштабу проникновение магматических масс в Бечасынскую зону связано с внедрением позднепалеозойских гранитов (Малка, Индыш, Тызыл, Эшакон и др.), которые явились отголоском мощнейшего герцинского орогенного магматизма зоны Главного хребта. Завершает доальпийский магматизм нашего района экзотрузивная гранит-порфировая формация пермского возраста.

Наметившаяся на очень ранних этапах развития дифференциация Бечасынской зоны по масштабам и формам проявления магматизма с течением времени усилилась. Среди всех обнаженных ныне участков фундамента этой зоны повышенной проницаемостью выделяется кубанский участок, отдельные блоки которого развивались в магматическом отношении весьма специфично на протяжении всей палеозойской истории.

Прослеживая эволюцию магматизма Бечасынской зоны, начиная с досилурийского, возможно, позднепротерозойского времени и до

конца палеозоя, легко выделить два главных этапа этой эволюции. Один из них, досилурийских (байкальский), отражает последовательные стадии геосинклинального развития самой этой зоны, а другой — средне-позднепалеозойский выступает как отражение геосинклинального магматизма, развивавшегося в смежной с юга области.

### ГАББРО-ДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ВЕРХОВЬЕВ КУБАНИ (БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА) И ЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ В РЯДУ ДРЕВНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРНОГО КAVKAZA

Л. П. Брюшкова, И. С. Красивская

Глубинные породы габбро-сиенитового ряда на Северном Кавказе относительно редки, но значение их как индикаторов этапов относительной стабилизации различных структурных элементов складчатой зоны весьма велико. В последнее время эти породы описывались в составе двух самостоятельных формаций — позднепалеозойской сиенит-диоритовой, локализованной в палеозойской эвгеосинклинальной зоне Передового хребта, и раннепалеозойской габбро-сиенитовой, развитой в догерцинском кристаллическом субстрате Бечасынской зоны в верховьях Кубани (Афанасьев и др., 1971).

Геологическое положение, состав и возраст главных представителей первой из них освещены в работах И.И. Бессонова (1938), Г.Н. Пилюченко (1938), Г.М. Ефремова (1939<sub>1,2</sub>), Е.Н. Дьяконовой-Савельевой (1941), В.А. Затоковенко (1941), Г.Д. Афанасьева (1950), Ю.Н. Хильтова (1959), А.А. Каденского (1963), Г.Д. Афанасьева и др., (1968) и Г.А. Михеева (1974). Состав, положение и возраст габбро-сиенитовой формации Бечасынской зоны остаются до настоящего времени весьма неопределенными. В литературе имеются лишь краткие описания отдельных типов входящих в нее пород (Агалин, 1929; Лебедев, 1930; Ефремов, 1939<sub>1</sub>; Афанасьев, 1950; Афанасьев и др., 1968, 1971). Господствующие ныне представления о их принадлежности к сиенитам заложили П.И. Лебедев (1930), выделивший среди них несколько минеральных и структурных разновидностей. Г.Д. Афанасьев определял эти породы как сиенито-диориты, образовавшиеся при сиенитизации докембрийских габбро-амфиболитовых интрузий натриевыми графитами (Афанасьев и др., 1968). Ниже мы покажем, что в действительности они относятся к габбро-диоритам.

Интересующие нас габбро-диориты находятся в пределах сравнительно небольшого участка (6 × 8 км) в долинах Кубани и ее притоков Аманкол, Даут, Джалонкол и Худес, среди метаморфизованных в условиях заленосланцевой фации досилурийских орто- и парасланцев (см. статью Красивской в настоящем сборнике). Всего здесь обнажается шесть массивов габбро-диоритов. Все они имеют неправильную изометрическую форму; размеры их колеблются от первых сотен метров до 2 км в диаметре. Наиболее крупный массив рас-

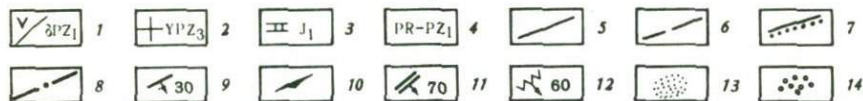
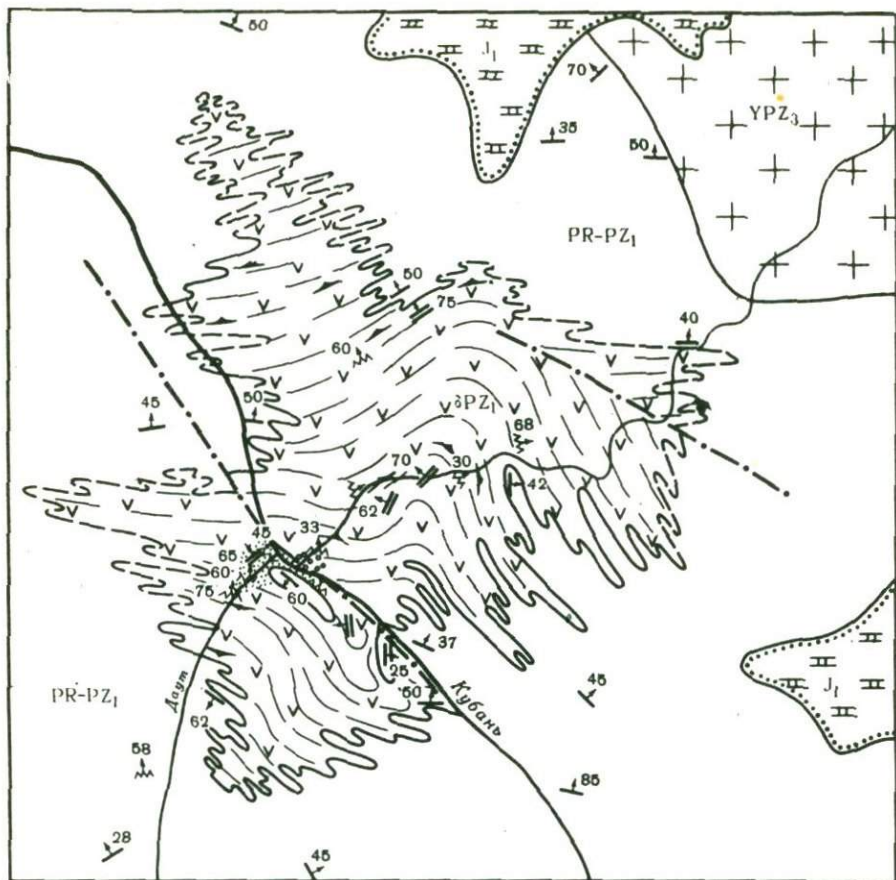


Рис. 1. Схема геологического строения массива габбро-диоритов р.Аманкол (составлена Л.П. Брюшковой с использованием материалов геологической съемки)

1 - нижний палеозой, габбро-диориты с направлениями директивности; 2 - верхний палеозой, граниты; 3 - нижняя юра, известняки; 4 - протерозой - нижний палеозой, метаморфические сланцы; 5 - геологические границы прослеженные; 6 - геологические границы предполагаемые; 7 - границы несогласного залегания; 8 - разрывные нарушения предполагаемые; 9 - элементы залегания сланцев; 10 - ориентировка кристаллов актинолита; 11 - ориентировка даек габброидов; 12 - ориентировка гранитных жил; 13 - область развития калиевого полевого шпата; 14 - область развития скаполита

положен в приустьевых частях рек Даут и Аманкол, где они приурочены к апикальной части антиклинали (рис. 1). Хотя массивы, имеющие штокообразную форму, в целом секут общую структуру, контакты их с вмещающими породами в обнажениях выглядят в основном согласными со сланцеватостью метаморфических толщ: наблюдается система согласных апофиз и линз небольшой мощности и протяженности. Экзоконтакты габбро-диоритов местами обогащены мелкими очковыми и линзовидными включениями плагиоклаза. Породы всех массивов имеют более или менее ясно выраженную гнейсовидную текстуру, которая соответствует общему структурному плану метаморфических толщ. Степень разгнейсованности заметно увеличивается к контактам массивов, где в изменчивых по ширине зонах породы приобретают облик габбро-диорито-гнейсов. В пределах массивов и вдоль их контактов с вмещающими породами нередко отмечаются зоны разрывных нарушений, наиболее крупная из которых прослеживается вдоль долины Кубани (см. рис. 1).

Все массивы являются достаточно гомогенными, и в них не улавливается присутствие разных интрузивных фаз. Они сложены довольно однородными по составу габбро-диоритами, представляющими собой плотные массивные или гнейсовидные равномерно-средне- или крупнозернистые породы с редкими небольшими ксенолитами меланократовых тонкозернистых пород актинолит-хлоритового состава с примесью титаномагнетита, лейкоксена и апатита. Очень характерна окраска плагиоклаза габбро-диоритов: обычно серая, она резко меняется на розовато-оранжевую разной интенсивности в поверхностных частях, вдоль трещин и на контактах с жилами гранитоидного состава. Вся северо-восточная часть массива р. Аманкол, находящаяся вблизи выходов верхнепалеозойских гранитоидов, имеет общий красноватый цвет благодаря яркой оранжевой окраске полевого шпата. Габбро-диориты других массивов имеют большей частью темно-серый или зеленовато-серый цвет.

Внутри массивов, а также в их экзоконтактах наблюдается большое количество жильных тел, сложенных породами основного и кислого состава — относительно более ранних микрогаббро, габбро-диабазов и более поздних аплитов, микрогранитов и гранит-порфириров. Дайки основного состава в массивах (мощностью до 3 м) падают к северо-западу под углами 60–75°. В толще вмещающих сланцев дайки имеют форму межпластовых тел, падающих к юго-западу под углами 60–65°; преобладающей их структурной разновидностью являются диабазовые порфириты. Дайки кислого состава (мощностью от первых сантиметров до 1,5 м) выполняют обычно несколько систем трещин в габбро-диоритах, нередко смещаются по ним, образуя лестничные жилы. Внутри массивов дайки имеют гранитную структуру, а во вмещающих породах — аплитовидную.

Петрографическое изучение габбро-диоритов показало, что они являются интенсивно метаморфизованными породами с преобладанием вторичных минералов и широким развитием бластических структур и гнейсовых текстур. Первичные минералы и магматические структу-

ры сохраняются только как реликтовые. Минеральный состав пород довольно однороден и, несмотря на некоторые колебания в содержании главных компонентов, характеризуется повсеместным преобладанием плагиоклаза над темноцветными минералами (табл. 1).

Плагиоклаз представлен интенсивно сосюритизированными и хлоритизированными широкотаблитчатыми зернами. Их свежие участки имеют состав андезина № 34–38 и слабо выраженную зональность. Обычно зерна плагиоклаза полностью замещены и заметно деформированы. Химический состав плагиоклаза приведен в табл. 2.

Темноцветные минералы характеризуются высокой степенью вторичной перекристаллизации. Преобладающим минералом является амфибол актинолитового состава с весьма переменными оптическими свойствами (табл. 3), пятнистой окраской и плеохроизмом от желтовато-зеленого по  $Np$  до голубовато-зеленого по  $Ng$ .

Актинолит имеет волокнистое строение с тонкорассеченными краями. Первичный моноклинный пироксен отмечается лишь в немногих разностях габбро-диоритов, в реликтах внутри актинолитовых зерен. Актинолит часто интенсивно замещен мелкозернистым агрегатом бледно-зеленого хлорита (50%), эпидотового минерала (40%) и рудного минерала (10%), а местами – тонкочешуйчатым тремолитом или зеленовато-бурым биотитом. Химический состав актинолита и плагиоклаза габбро-диоритов приведен в табл. 2. Кварц (вне зон вторичного окварцевания) присутствует в описываемых породах в незначительных количествах.

Особое внимание при изучении минерального состава габбро-диоритов было уделено определению калиевого полевого шпата и установлению его содержания в породах. Для этого было произведено массовое прокрашивание шлифов и полированных образцов из различных частей наиболее крупных массивов. Изучение шлифов и прокрашивание натриевым кобальтинитритом о методу А. Габриэля и К. Кокса (Gabriel, Cox, 1929) показало, что калиевый полевой шпат как породообразующий минерал наблюдается лишь в Аманкольском массиве и только на одном участке – на левобережье Кубани в приустьевой части р. Даут. Здесь он встречается в виде редких нерешетчатых ксенобластических зерен с многочисленными включениями хлорита, актинолита, кварца и эпидотового минерала или образует узкие каемки вокруг зерен плагиоклаза. Здесь же, а местами и в других массивах калиевый полевой шпат встречается в виде нитевидных извилистых прожилков, секущих всю породу, в том числе и поздние бластические образования кварца. По данным Г. М. Ефремова (1939<sub>2</sub>), он является микроклином, Г. Д. Афанасьев (Афанасьев и др., 1968) определял его как натровый ортоклаз.

Метасоматическая природа калиевого полевого шпата обусловлена особенностями его распространения и развития в габбро-диоритах. Он образовался, несомненно, позднее процессов метаморфической перекристаллизации пород. Характерно, что порфиробластическая "сиенитизация" габбро-диоритов развивается на ограниченном участке Аманкольского массива, примыкающем к разрывному наруше-

нию вдоль Кубани (см. рис. 1). По другую сторону этого разрыва, в приустьевой части р. Аманкол, локально проявляется также интенсивная скаполитизация плагиоклаза габбро-диоритов (до 10% скаполита).

Акцессорные минералы габбро-диоритов (определение Т.С. Магидович) представлены в основном апатитом, цирконом, сфеном, ильменитом, пиритом, лейкоксеном; отмечаются небольшое содержание граната, турмалина, эпидота, редкие зерна молибденита, галенита, сфалерита и киновари. Апатит является наиболее распространенным акцессорием (местами до 3,5%). Зерна ильменита имеют скелетные формы и заключены в лейкоксеновую оторочку. Циркон наблюдается в виде розовых прозрачных остроугольных зерен, серых мутноватых шестигранников или прозрачных правильных кристаллов темно-серого цвета.

Химический состав габбро-диоритов (см. табл. 2) свидетельствует о принадлежности их к нормальному щелочноземельному типу пород, промежуточных между габбро-диоритами и бескварцевыми диоритами. Необходимо отметить, что описываемые породы были отнесены к габбро-диоритам и Ю.Я. Потапенко, проводившем здесь геологическую съемку. Химический их состав в общем хорошо выдержан. Все они характеризуются нормальной или слегка повышенной щелочностью с преобладанием Na над K, за исключением тех немногих разностей, в которых развивается метасоматический калиевый полевой шпат. Иногда обособляются разности с повышенным (более 18%) содержанием глинозема. Несколько увеличенное количество  $SiO_2$  в некоторых породах связано с развитием вторичного кварца.

Залегающие среди габбро-диоритов и вблизи них дайки основного состава представлены несколькими структурными разновидностями — габбро-диабазами, микрогаббро, роговообманковыми и плагиоклазовыми порфиритами. Для них, как и для пород массивов, характерна значительная, но неравномерная степень вторичного изменения. Менее перекристаллизованы дайки, размещенные внутри массивов габбро-диоритов; они содержат пироксен и относительно слабо измененный зональный плагиоклаз (лабрадор № 65–69) в центре и андезин-лабрадор по периферии (табл. 4). Пироксен представлен розоватым авгитом ( $2V = 58^\circ$ ,  $c : Ng = 57^\circ$ ). Обыкновенная буро-зеленая роговая обманка частично или полностью замещается голубовато-зеленым актинолитом (табл. 5), отмечается широкое развитие хлорита. Дайки, залегающие среди вмещающих метаморфических пород, всегда изменены значительно интенсивнее с развитием вторичной ассоциации: альбит — актинолит — хлорит — карбонат. Они частично несут следы давления и катаклаза, тогда как те же дайки внутри интрузивов чаще имеют массивные текстуры без признаков расщепления. Среди проанализированных образцов основных даек встречаются как нормальные, так и разности с повышенной щелочностью (см. табл. 2, № 15–17).

Главнейшими структурными разновидностями гранитоидных даек являются аплиты, гранит-порфиры и микрограниты. Состав их весь-

Таблица 1

Количественный минеральный состав габбро-диоритов (в %)

№ п/п	Номер образца	Порода	Место взятия образца	Плагиоклаз	Амфибол+хлорит	Кварц	Калиевый полевой шпат	Рудные	Остальные
1	1-74	Габбро-диорит	р. Аманкол	57	37	2	-	2	2
2	2-74-1	"	"	60	32	6,5	-	1,5	-
3	2-74-2	"	"	56	34	5	-	2	3
4	4-74-1	"	"	63	26	7	-	3	1
5	5-74	"	"	73	17	10	-	-	-
6	6-74	"	"	60	33	7	-	-	-
7	7-74	"	"	59	28	13	-	-	-
8	115-74	"	"	46	35	18	-	-	-
9	96-74	"	р. Аманкол (устье)	56	26	4	-	3	11
10	31-1-74	"	р. Дауг	60	30	-8	-	-	2
11	121-74	"	"	62	31	7	-	-	-
12	16-74	"	р. Дауг (устье)	62	26	7	3	2	-

13	8-74	"	"	65	25	4	5	1	-
14	13-74	"	р. Кубань	68	23	4	-	1,5	3,5
15	104-74	"	"	77	10	4	-	4	5
16	125-74	"	"	68	26	5	-	1	-
17	142-74	"	"	59	34	5	-	2	-
18	97-74	"	р. Джаланкол (устье)	68	21	11	-	-	-
19	107-74	"	р. Худес	60	35	-	-	5	-
20	112-75	Сиенит	р. Большая Лаб	44	25	-	27	4	-
21	113-75	Сиенит-диорит	"	59	29	7	5	-	-
22	120-75	"	р. Архыз	43	27	2	20	-	8
23	124-75	"	"	35	42	-	21	1	1
24	Среднее из двух	Габбро-диорит	р. Ятыргварта	61	25	14	-	-	-
25	То же	Сиенит-диорит	хр. Ахцархва	59	28	Следы	7,3	-	-
26	"	"	р. Большой Зе-ленчук	43-45	20-25	4-5	25-28	-	4-5

Примечание. Анализы 1-23 по данным авторов, 24 - по В.А. Затоковенко (1971), 25 - по Г.Д. Афанасьеву (1950), 26 - по Хильтову (1959).

Таблица 2

Химический состав габбро-диоритов, пород дайковой серии и по

№ п/п	Номер образца	Порода	Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>
1	-	Габбро-диорит	р. Кубань	53,48	1,28
2	3-к	То же	р. Аманкол	54,26	1,48
3	96-2170	"	р. Дауг	55,48	1,02
4	98-3083	"	"	53,88	1,02
5	362/52	"	"	53,40	1,06
6	363/52	"	"	56,34	Не обн.
7	115-74	"	р. Аманкол	54,10	1,43
8	185/72	"	р. Кубань	57,06	1,28
9	99-408/1	"	р. Дауг, устье	53,80	1,27
10	97-469/3	"	р. Худес	54,16	1,15
11	101-414/21	"	"	52,59	1,28
12	102-414/2	"	"	51,75	1,27
13	-	Бескварцевый диорит (по Дэли)		56,77	0,84
14	410	Габбро-сиенит	р. Закан	47,61	0,12
15	3-74	Габбро-диабаз	р. Аманкол	56,05	0,95
16	26-74	То же	р. Дауг	50,38	1,43
17	257/64	Субщелочное габбро	р. Дауг, устье	-	-
18	353/64	Аплит	р. Аманкол	71,18	0,29
19	32-74	Окварцеванный аплит	р. Кубань	79,44	0,07
20	118-74	Гранит	р. Аманкол	74,70	0,13
21	124-74	Окварцеванный аплит	р. Кубань	77,52	0,21
22	167/57	Натровый аплит	р. Закан	61,80	Следы
23	1-74	Актинолит из габбро-диоритов	р. Аманкол	51,26	2,10
24	7-74	Плагиоклаз из габбро-диоритов	"	63,25	0,14

Примечание. Анализы 7-12, 15, 16, 19-21, 23, 24 выполнены по материалам авторов в ЦХЛ АН СССР (аналитики Т.Н. Смирнова, Н.С. Степанова) и в МГУ (аналитик А.И. Кутяева), 1 - по матери-

родообразующих минералов (в вес.%)

	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
	16,73	1,50	6,23	0,12	4,91	5,67
	16,74	2,17	5,96	0,08	5,12	7,12
	18,53	2,40	5,38	0,06	4,07	5,84
	17,21	3,29	6,38	0,10	4,73	5,88
	17,95	1,48	6,64	0,11	5,10	5,92
	-	-	-	-	-	-
	14,12	0,60	6,81	0,13	5,52	7,00
	16,47	1,81	4,93	0,08	2,84	6,20
	16,67	2,49	5,63	0,14	4,53	7,35
	19,86	1,23	5,44	0,13	6,74	3,36
	21,13	0,82	5,39	0,10	4,56	3,47
	16,07	2,03	7,26	0,14	5,02	8,73
	16,67	3,16	4,40	0,13	4,17	6,74
	16,52	4,15	4,69	0,23	4,57	8,64
	13,80	1,62	5,45	0,13	7,40	5,9
	15,46	0,41	6,11	0,18	3,46	6,7
	-	-	-	-	-	-
	13,27	1,10	0,88	0,03	0,60	1,86
	11,82	0,06	0,67	Следы	0,43	0,29
	12,89	0,43	1,52	0,02	0,73	0,94
	12,15	0,39	1,09	0,015	0,45	1,0
	20,23	0,19	0,72	0,04	0,15	2,86
	7,80	3,16	10,40	0,35	10,48	10,25
	20,20	0,91	0,67	Следы	1,15	2,14

алам Г.Д. Афанасьева (1971), 2-6, 17, 18, 22 - по материалам Г.Д. Афанасьева (1968), 14 - по материалам Е.Н. Дьяконовой-Савельевой (1941), 13 - по Дэли (1936).

Таблица 2 (окончание)

№ п/п	Номер образца	Порода	Место взятия образца	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
	-	Габбро-диорит	р.Кубань	4,14	1,54
2	3-к	То же	р.Аманкол	3,40	0,90
3	96-2170	"	р.Даут	1,95	1,66
4	98-3083	"	"	2,33	1,11
5	362/52	"	"	3,79	2,38
6	363/52	"	"	3,93	2,76
7	115-74	"	р.Аманкол	3,03	1,72
8	185/72	"	р.Кубань	3,89	2,44
9	99-408/1	"	р.Даут, устье	2,29	1,30
10	97-469/3	"	р.Худес	3,90	1,39
11	101-414-21	"	"	3,01	3,76
12	102-414/2	"	"	2,67	0,86
13	-	Бескварцевый диорит (по Дэли)		3,39	2,12
14	410	Габбро-сиенит	р.Закан	3,10	3,30
15	3-74	Габбро-диабаз	р.Аманкол	5,44	0,55
16	26-74	То же	р.Даут	3,62	2,26
17	257/64	Субщелочное габбро	р.Даут, устье	2,80	2,11
18	353/64	Аплит	р.Аманкол	6,82	0,94
19	32-74	Окварцеванный аплит	р.Кубань	6,06	0,83
20	118-74	Гранит	р.Аманкол	5,10	2,55
21	124/74	Окварцеванный аплит	р.Кубань	4,61	1,85
22	167/57	Натровый аплит	р.Закан	9,19	2,18
23	1-74	Актинолит из габбро-диоритов	р.Аманкол	0,54	0,57
24	7-74	Плагиоклаз из габбро-диоритов	"	7,43	3,53

ма однообразен (табл. 6), и определяется развитием кислого плагиоклаза (альбит № 3-10), шахматного альбита и кварца. Для даек характерно значительное окварцевание, определяющее вариации минерального состава (табл. 7). Плагиоклаз всегда полисинтетически сдвойникован и значительно серицитизирован. Шахматный альбит (по К-На полевому шпату) принадлежат к более поздней генера-

H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Сумма
0,15	2,41	0,19	1,35	-	99,70
-	-	-	-	2,65	99,88
-	-	0,23	-	2,87	99,53
-	-	0,27	-	2,37	99,66
0,18	1,90	0,05	-	-	100,42
-	-	-	-	-	-
0,25	2,33	0,29	2,17	-	99,50
0,22	1,91	0,21	0,16	-	99,50
0,10	3,03	-	-	-	99,82
0,23	1,32	0,23	1,24	-	100,41
0,09	1,93	0,32	-	-	100,11
0,06	-	-	-	-	99,69
-	-	-	-	-	-
0,11	2,68	0,45	-	3,07	99,59
0,10	2,11	0,04	-	-	99,54
0,36	2,81	0,19	5,95	-	99,34
-	-	-	-	-	-
0,07	0,08	Нет	1,22	1,89	100,23
0,06	0,34	"	-	-	100,07
0,06	0,64	"	-	-	99,73
0,04	0,79	0,05	-	-	100,17
-	-	-	1,18	1,84	100,38
Не опр.	2,48	0,08	-	-	99,97
"	0,60	Не опр.	-	-	100,02

ции: он свеж, прозрачен, и, судя по результатам прокрашивания шлифов, не содержит примеси калия. Калиевый полевой шпат (ортоклаз) в гранитоидных дайках обнаружен лишь в приустьевой части Даута. Как и в габбро-диоритах, он присутствует в виде самостоятельных ксенобластовых зерен и в виде тонких, нитевидных прожилков, секущих породы. Общей особенностью даек является интенсив-

Таблица 3

Оптические свойства амфиболов из габбро-диоритов

№ п/п	Номер образца	Порода	Место взятия образца	Минерал	$-2V, ^\circ$	$c:Ng$	$Ng$	$Nm$ ввчисл.	$Np$	$Ng-Np$	$F^*$
1	1-74	Габбро-диорит	р. Аманкол	Актинолит	60	11	1,654	1,641	1,629	0,025	34
2	7-74	То же	"	"	64	15	1,660	1,647	1,633	0,027	41
3	96-74	"	"	"	80	19	1,636	1,633	1,631	0,005	24
4	115-74	"	"	"	82	19	1,644	1,638	1,633	0,011	29
5	16-74	"	Р. Даут	"	66	16	1,646	1,636	1,626	0,020	27
6	27-74	"	"	"	62	20	1,655	1,648	1,641	0,013	42
7	125-74	"	"	"	82	12	1,642	1,639	1,635	0,007	30
8	156-74	"	"	"	72	14	1,645	1,640	1,634	0,011	32
9	104-74	"	р. Кубань	"	78	14	1,640	1,635	1,630	0,010	26
10	312-45	Сиенит	р. Закан	"	56	18	1,678	1,669	1,660	0,018	70
11	112-75	"	р. Большая Лаба	Тремолит	72	26	1,620	1,619	1,618	0,002	4
12	113-75	"	То же	Актинолит	80	26	1,658	1,656	1,655	0,003	27
13	114-75	"	"	Тремолит	-	-	1,620	1,619	1,618	0,002	4
14	125-75	Рикотит	Рикотский перевал	Актинолит	-	15	1,667	1,664	1,660	0,007	69
15	27-40	Сиенит-диорит	хр. Аксархва	"	53	18	1,684	1,673	1,662	0,022	76

\* F - содержание  $Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$  в % (Дир и др., 1965). Анализы 10 и 15 - по данным Г.Ф.Афанасьева (1950).

Таблица 4

Количественный минеральный состав даек габброидов (в %)

Номер образца	Порода	Место взятия образца	Плагиоклаз	Амфибол	Пироксен	Рудные
45-73	Роговообман- ковый порфи- рит	р. Джаланкол	46	46	-	8
46-73	То же	То же	50	46	-	4
47-73	"	"	46	46	-	8
26-74	Габбро-диорит	р. Даут	57	43	-	-
5-75	Роговообман- ковый порфи- ритоид	р. Джаланкол	23	67	-	10
28-75	То же	р. Аманкол	45	54	-	1
77-75	Габбро-диабаз	"	61	39	-	-
9-74	"	" (устье) р. Даут	41	48	8	3
180-74	Плагиоклазовый порфирит	"	58	27	11	4
48-75	Габбро-диабаз	р. Аманкол	30	59	11	-
666-75	"	"	34	52	9	5

ное проявление катаклаза и широкое развитие бластических структур. Химический состав гранитоидных тел (см. табл. 2, анализы 18-22, табл. 8) показывает в основном нормальное содержание щелочей при постоянном резком преобладании  $\text{Na}_2\text{O}$ . Значительное увеличение содержания  $\text{K}_2\text{O}$  и общее повышение щелочности наблюдаются лишь в ортоклазсодержащих гранит-порфирах устья р. Даут (табл. 8, анализы 1, 9), приобретающих граносиенитовый состав. Для них отмечается и повышенная концентрация  $\text{Rb}_2\text{O}$ . Содержание редких щелочей в кислых дайках в целом везде ниже кларковых.

K-Ar датировки габбро-диоритов (табл. 9) показали значительный разброс, но свидетельствуют о несомненно докаменноугольном возрасте рассматриваемых пород. Это отражает, очевидно, сильный и неоднократный метаморфизм габбро-диоритов и их жильных дериватов.

Таким образом, имеющийся геолого-петрографический материал свидетельствует о том, что габбро-диориты Кубани представляют комплекс глубинных пород выдержанного среднесновного состава

Таблица 5. Оптические свойства амфиболов из даек основного состава

Номер образца	Порода	Место взятия образца	Минерал	$-2V, ^\circ$	$c : Ng$	$Ng$	$Nm_{\text{вычисл.}}$	$Np$	$Ng - Np$	$F^*$
3-74	Габбро-диабаз	р.Аманкол	Актинолит	74	14	1,650	1,641	1,631	0,019	33
9-74	"	р.Даут	"	66	18	1,647	1,639	1,631	0,016	31
99-74	Роговообманковый порфирит	р.Худес	"	74	13	1,638	1,635	1,631	0,007	25
72-75	То же	"	"	-	-	1,643	1,640	1,638	0,005	32
105-75	Ксенолит-плагноклазовый порфирит	р.Кубань	Тремолит	-	-	1,628	1,627	1,626	0,002	15
140-74	Плагноклазовый порфирит	"	Актинолит	76	12	1,655	1,648	1,641	0,014	43
168-74	Роговообманковый порфирит	"	"	78	14	1,669	1,659	1,649	0,020	57
180-74	Плагноклазовый порфирит	р.Даут	"	60	14	1,654	1,648	1,640	0,014	43
5-75	Роговообманковый порфиритоид	р.Джаланкол	"	-	-	1,651	1,648	1,646	0,005	43
28-75	То же	р.Аманкол	"	-	-	1,652	1,651	1,650	0,002	46

\* F-содержание  $Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$  в % (Дир и др., 1965).

Таблица 6

Оптические свойства плагиоклазов из жильных пород гранитоидного состава

Номер образца	Порода	Место взятия образца	Минерал	$N_g'$	$N_p'$	Состав плагиоклаза
32-74	Окварцованный аплит	р.Даут	Плагиоклаз	1,5384	1,5328	Альбит № 6
98-74	Аплит	р.Худес	"	1,5361	1,5313	Альбит № 4
116-74	Гранит	р.Аманкол	Плагиоклаз прозрачный	1,5408	1,5308	Альбит № 6
116-74	"	"	Плагиоклаз сахаровидный	1,5391	1,5269	Альбит № 3
116-74	"	"	Плагиоклаз оранжевый	1,5386	1,5346	Альбит-олигоклаз № 10
17-75	Аплит	"	Плагиоклаз	1,5399	1,5281	Альбит № 4
20-75	"	"	"	1,5370	1,5287	Альбит № 3
43-75	"	"	"	1,5378	1,5302	Альбит № 4
44-75	"	"	"	1,5391	1,5309	Альбит № 6
39-75	Гранит	"	"	1,5381	1,5239	Альбит № 1

Таблица 7

Количественный минеральный состав гранитоидов жильной серии (в %)

Номер образца	Порода	Место взятия образца	Кварц	Плагиоклаз	Шахматный альбит	Калиевый полевой шпат	Темноцветные
38-74	Гранит	Устье р. Даут	48	20	28	3	1
98-74	Аплит	р. Кубань	33	44	22	-	1
123-74	Гранит	"	35	45	19	-	1
23-75	Гранит-порфир	"	58	42	-	-	-
61-75	Гранит	"	47	57	-	-	5
39-75	Гранит-порфир	"	42	57	-	-	1

нормальной щелочности и сопровождаются жильной серией контрастного состава также нормальной щелочности. Габбро-диориты интенсивно переработаны вместе с вмещающими породами процессами регионального метаморфизма зеленосланцевой ступени. Последний сопровождался альбитизацией всех пород интрузии и жильной серии, благодаря чему даже кислые первично К-На жильные породы приобрели отчетливо натровый характер. Появление пород с повышенной щелочностью и калиевой спецификой среди рассматриваемых габбро-диоритов отмечается лишь на ограниченном участке в устье р. Даут. Оно связано, несомненно, с метасоматическим, постметаморфическим процессами калиевой фельдшпатизации, имеющими в основном приразломный характер. Видимо, эта фельдшпатизация и становление близко расположенных массивов гранитоидов, развитых в бассейнах правобережных притоков Кубани (Индыш, Аманкол, Отлукол), отражают развитие магматического позднепалеозойского очага; К-Аг возраст этих гранитоидов 250-280 млн. лет.

Суммированные в табл. 9 данные о типоморфных структурно-петрографических признаках, особенностях химизма и К-Аг датировках габбро-диоритов Кубани и группы малых интрузий сиенит-диоритовой формации Передового хребта отчетливо показывают генетическую и возрастную обособленности этих двух формаций. Она же подчеркивается различием количественно-минеральных составов этих пород (см. табл. 1).

Верхний возрастной предел габбро-диоритовой формации Кубани определяется К-Аг датировками в 360-380 млн. лет (Афанасьев и др., 1968). Близкая цифра в 386± млн. лет получена К-Аг методом в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ по нашим материалам для дайки габбро-диабазы, секущей аманкольские габбро-диориты. Устойчивая повторяемость подобных цифр, полученных по раз-

Таблица 8

Содержание щелочей в жильных породах гранитоидного состава, секущих габбро-диориты (в %)

Номер образца	Порода	Место взятия образца	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O
23-74	Гранит-порфир	р. Даут	4,05	8,05	0,0014	0,0014	0,0001	0,50
67-74	"	р. Кубань	0,65	5,01	0,0020	0,0017	0,0001	0,13
32-74	Окварцеванный аплит	"	0,83	6,06	0,0004	0,0025	0,0001	0,14
98-74	Аплит	"	0,95	6,21	0,0007	0,0025	0,0001	0,15
100-74	Гранит-порфир	"	1,15	5,19	0,0005	0,0033	0,0001	0,22
116-74	"	р. Аманкол	0,77	4,87	0,0004	0,0018	0,0001	0,16
117-74	"	"	1,09	4,80	0,0006	0,0030	0,0001	0,23
118-74	"	Устье р.Аманкол	2,55	5,10	0,0008	0,0063	0,0001	0,50
120-74	"	Устье р. Даут	3,90	7,70	0,0035	0,0099	0,0002	0,51
124-74	Окварцеванный аплит	р. Кубань	1,85	4,61	0,0007	0,0044	0,0002	0,40
130-74	Аплит	"	0,63	6,40	0,0004	0,0014	0,0001	0,10
136-74	Гранито-порфир	"	1,73	5,26	0,0006	0,0042	0,0001	0,33
138-74	"	"	0,59	5,71	0,0003	0,0015	0,0001	0,10

Таблица 9

Сравнение габбро-диоритовой формации Бечасынской зоны и сиенит-диоритовой формации Передового хребта

Объекты сравнения	Габбро-диориты Бечасынской зоны	Сиенит-диориты Передового хребта
Структурно-геологическое положение	Расположены в кристаллическом фундаменте Бечасынской зоны на площади 6×8 км, тяготеют к антиклинальным формам	Вытянуты цепочкой вдоль сочленения зон Передового и Главного хребтов на протяжении около 50 км
Форма залегания и размеры отдельных тел	Изометричные неправильные тела с инъекционным характером контактов площадью до 2 км <sup>2</sup>	Линзовидные приразломные массивы длиной 3-4 км и шириной до первых сотен метров
Вмещающие породы и их возраст	Метаморфические сланцы и ортоамфиболиты PR-PZ <sub>1</sub>	На границе метаморфических сланцев до E и терригенных пород C <sub>3</sub> и J
Главные представители формации	Габбро-диориты	Сиениты, сиенит-диориты, габбро-сиениты, монзониты, гранодиориты
Текстура пород	Гнейсовидная	Массивная
Особенности минерального состава и химизма пород	Калиевый полевой шпат встречен в одном месте и связан с приразломным метасоматическим изменением пород Породы нормальной щелочности, Na петрохимического ряда	Калиевый полевой шпат позднемагматический, развит повсеместно Пороги повышенной щелочности, K-Na и K петрохимического ряда
Данные K-Ar датирования	Габбро-диориты - 400-500 млн.лет (Афанасьев и др., 1971). Дайка габбро-диабазы 386±15 млн.лет Габбро-диорит р. Аманкол	260-330 млн.лет

ным объектам в ареалах развития метаморфических пород Передового хребта в Бечасьинской зоны, позволяет предположить, что они датируют реальные геологические события и, вероятно, относятся ко времени проявления герцинского регионального метаморфизма (по крайней мере его заключительных стадий). Следовательно, возраст рассматриваемых магматических образований является, несомненно, докаменноугольным.

В решении вопроса о средне- или раннепалеозойском возрасте габбро-диоритов особое значение приобретают относительно древние К-Аг датировки габбро-диоритов, достигающие 400–450 млн. лет (Афанасьев и др., 1971). В современной геохронологической шкале они отвечают силуру. Тот факт, что габбро-диориты претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой ступени совместно с вмещающими их толщами, может рассматриваться как аргумент в пользу их досилурийского возраста. В смежном с востока Малкинском районе досилурийский возраст низкотемпературного динамотермального метаморфизма пород фундамента Бечасьинской зоны устанавливается по геологическим данным (Красивская, 1964; Потапенко, 1967), а общая эволюция метаморфизма в разных выступах фундамента данной зоны однотипна (Красивская, 1964).

Такие особенности описанных пород, как характер структурного положения, специфический среднеосновной состав и его латеральная устойчивость, отсутствие сопряженных кислых членов, позволяют выделить габбро-диориты в самостоятельную формацию, вероятно, вообще автономную по отношению к гранитоидам. Что касается принадлежности этой формации к определенному формационному типу, то здесь привлекает внимание их тесная пространственная связь с ортоамфиболитами и роговообманковыми порфиритоидами, обнаруживаемыми и определенное петрохимическое родство с ними (Красивская, статья в настоящем сборнике). В соответствии с этим мы можем рассматривать кубанские габбро-диориты как интрузивный член геосинклинальной габбро-диорит-диабазовой вулканоплутонической формации раннепалеозойского возраста.

#### ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА ЮРСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ИХ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ СМЫСЛ

А. М. Борсук

Латеральная зональность в строении Большого Кавказа подмечена достаточно давно. Отражая глубинное строение земной коры в пределах Кавказской части Альпийско-Гималайского орогенического пояса, эта зональность отчетливо проявлена в особенностях осадконакопления, характере тектонических форм и специфике магматизма. На специализированных картах Кавказа латеральная зональность по-

казана выделением структурно-формационных зон, различающихся геологической историей (см. статью А.М. Борсука и др. в данном сборнике). В предлагаемой статье предпринят сравнительный анализ магматических формаций, образующихся в различных структурно-формационных зонах на раннем этапе развития альпийского тектоно-магматического цикла (верхний триас - нижняя и средняя юра). Цель этого анализа - установить различия в составе однотипных ассоциаций пород, образующихся в различной геотектонической обстановке, и по-возможности понять причины, их обуславливающие. Характеристика формаций дается по структурно-формационным зонам.

## Зона Южного склона

### *Спилит-диабазовая формация*

В триасе (?) - нижней юре в зоне Южного склона образуется относительно узкий и глубокий геосинклинальный трог. Период его наибольшего прогибания приходится на верхи лейаса-байоса. Именно этому периоду развития эвгеосинклинали отвечает формирование спилит-диабазовой формации зоны Южного склона.

Породы спилит-диабазовой формации распространены в виде широкой полосы северо-западного простираения, прорезанной ущельями рек Бзыби, Кодори, Моквы, Гализги, Ингури, Цхенис-Цкали, Риони и Лиахвы. Юрской вулканогенной толще в разное время были посвящены исследования Г. Абиха, Д.С. Белянкина, Б.П. Беликова, А.М. Борсука, А.А. Варданянца, П.Д. Гамкрелидзе, А.И. Джанелидзе, Г.С. Дзоценидзе, Г.М. Заридзе, Б.В. Залесского и С.С. Кузнецова, В.И. Курочкина, Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, М.Г. Ломизе, Б.Ф. Мефферта, И.Ф. Татришвили, К.И. Чичинадзе, Г.Р. Чхотуа и ряда других исследователей.

Впервые установил возрастное положение "толщи порфиритов" А.И. Джанелидзе (1926). Особенно полно геологическое положение и петрографические особенности пород спилит-диабазовой формации освещены в работах Г.С. Дзоценидзе (1948). Вмещающими породами спилит-диабазовой формации являются мощные отложения аргиллитов, глинистых сланцев и реже граувакковых песчаников лейаса и низов доггера. В бассейне р. Бзыби вулканогенная толща байоса состоит из чередующихся слоев туфов диабазовых порфиритов и таких же по составу лавовых покровов мандельштейнового строения, а также полосчатых туффитов и туфобрекчий, залегающих среди граувакковых песчаников и песчаных глин. Нередки среди этой толщи дайки и межпластовые тела диабазовых порфиритов.

В бассейне р. Кодори и ее притоков Чхалты, Амтхели, Секени вулканогенная толща байоса налегает на фаунистически охарактеризованную песчано-сланцевую свиту лейаса и перекрывается отложениями нижнего бата. Представлена она чередованием туфов, туфопесчаников, туфобрекчий и порфиритовых лавовых покровов. Нередки дайки и субвулканические тела, сложенные диабазовыми порфиритами.

В бассейне р. Ингури порфириновая толща согласно налегает на верхнелейасовую песчано-сланцевую свиту. Фациальный переход от песчаников и сланцев к вулканогенам резкий, без промежуточных пачек. В некоторых местах наблюдаются даже явления размыва. Вулканогенная толща и здесь представлена пирокластолитами, лавобрекчиями и подчиненными им в количественном отношении лавами, субвулканическими телами и дайками, сложенными диабазовыми порфиритами.

Аналогичные черты строения и состава вулканических продуктов обнаруживает порфириновая толща байоса в бассейнах рек Цхенис-Цкали, Риони и Лиахвы.

Мощность юрской вулканогенной толщи Южного склона достигает 3-3,5 км.

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 встречаемся лишь с незначительными по площади проявлениями спилит-диабазовой формации в виде диабазовых порфиритов р. Пшехи и с. Псеушко и шаровых лав р. Гунайки. Здесь, в пределах Северо-Западного блока, возраст этих порфиритов датируется лейасом.

Главные типы пород спилит-диабазовой формации были выделены и описаны Г.С. Дзоценидзе (1948), который различает среди них спилиты, авгит-лабрадорные порфириты и преимущественно плагиоклазовые (без цветных минералов) порфириты.

Спилиты обычно залегают в основании вулканогенных толщ и распространены значительно меньше, чем авгит-лабрадорные и плагиоклазовые диабазовые порфириты. Состоят они из хлоритового мезостазиса, в котором, подобно войлоку, расположены тонкие лейсты альбита и рудная "сыпь", представленная магнетитом. Лавовые покровы, сложенные спилитами, часто обладают хорошо выраженной шаровой текстурой. Промежутки между шарами выполнены эпидот-циоцитовым и эпидот-карбонатным материалом. Спилиты, слагающие верхние части покровов, нередко обнаруживают мандельштейновое сложение. Редко встречающиеся вкрапленники образованы полностью альбитизированным плагиоклазом (№ 5-15) и моноклинным пироксенном типа авгита. Многочисленные миндалины в мандельштейновых разновидностях спилитов выполнены кальцитом, хлоритом и прени-том. Характерной особенностью таких выполнений является то, что центральная часть миндалины, как правило, заполнена кальцитом, реже прени-том, а хлорит образует узкую краевую строчку.

Авгит-плагиоклазовые порфириты преобладают в составе вулканогенной толщи лейаса-байоса. Развитые в различных частях зоны Южного склона, эти породы практически не отличаются друг от друга. Такое же однообразие характерно для спилитов и плагиоклазовых (без цветных минералов) порфиритов. Август-плагиоклазовые порфириты состоят из хлоритизированной основной массы с микролитами состава лабрадора (№ 55-70) и значительно реже присутствующего

Таблица 1

Состав и свойства неальбитизированных плагиоклазов-вкрапленников в порфиритах зоны Южного склона (выборка из 153 замеров)

Номер образца	Порода, место взятия образца	Номер плагио-клаза	$2V, ^\circ$	Символ двойниковой оси
39/63	Лавовый покров из пироксен-плагиоклазового порфирита, бассейн р. Шхенис-Цкали	82	-82	1(001)
		80	-84	1(001)
		82	-80	1(001)
31/60	Лавовый покров из пироксен-плагиоклазового порфирита, бассейн р. Кодори То же	80	+84	1(001)
		80	+88	1(001)
22a/61	Лавовый покров из пироксен-плагиоклазового порфирита, бассейн р. Бзыби	72	В сечении 1[100]	
		70		
167/57	Дайка из плагиоклазового порфирита, бассейн р. Пшехи	80	+85	[001]
		80	+85-86	[001]
		80	+84-88	1(010)
428/56	Дайка из плагиоклазового порфирита, бассейн р. Пши-яхо (с. Малое Псеушко)	54	-80-88	1(010)
		45	-88	1(010)
		55		[001]
		50		[001]
б/н *	Лавовый покров из авгит-плагиоклазового порфирита Джавского района Покров из авгит-плагио-клазовых порфиритов бассейна р. Джоджоры	55	+79	
		78	+86	
		90		
		96		

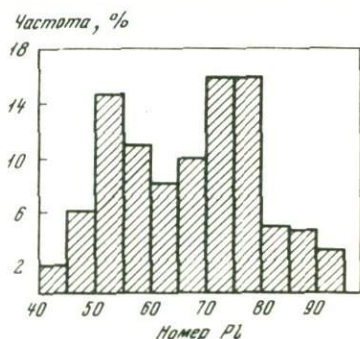
\* Данные Г.С. Дзоенидзе (1948), остальные данные автора.

в основной массе пироксена типа авгита. Порфиroidные вкрапленники представлены идиоморфным плагиоклазом, состав которого колеблется от лабрадора до битовнита (табл. 1, рис. 1), и авгитом. Части резко зональные кристаллы плагиоклаза. Замеры зональных полисинтетически сдвоенных плагиоклазов на Федоровском столике показали, что ядра зерен могут отличаться по составу от периферических частей на 15-25 номеров в сторону большего содержания анортитовой составляющей. Зональность плагиоклаза, как правило, прямая.

На гистограмме частот встречаемости неальбитизированных плагиоклазов-вкрапленников разного состава в диабазовых порфиритах

(рис. 2) четко выделяются два максимума. Один из них отвечает составу плагиоклаза  $An_{50-55}$ , другой —  $An_{70-80}$ . Между ними есть все промежуточные разновидности. Один из этих максимумов отражает преобладающий состав ядровых частей крупных зональных кристаллов ( $An_{70-80}$ ) и порфиroidных выделений ранних этапов кристаллизации расплава. Второй максимум ( $An_{50-55}$ ) отвечает составам плагиоклазовых вкрапленников заключительных этапов кристаллизации и порфирическим частям крупных зональных кристаллов. Состав

Рис. 1. Гистограмма частот встречаемости неальбитизированных плагиоклазов-вкрапленников разного состава в диабазовых порфиритах  $J_{1-2}$  зоны Южного склона (по данным 153 замеров)



микролитов плагиоклаза в основной массе колеблется в пределах от  $An_{55}$  до  $An_{70}$ , т.е. кристаллизация основной массы (выделение микролитов) начинается вскоре после первого выделения порфиroidных вкрапленников плагиоклаза и продолжается все время вплоть до окончательного застывания расплава. Однородное (оптически незональное) зерно плагиоклаза, присутствующее в виде порфиroidного вкрапленника в пироксен-плагиоклазовом порфирите из лавового покрова в бассейне р. Кодора, анализировалось с помощью рентгеновского микроанализатора системы "Самса" (ИГЕМ АН СССР). Результаты анализа, приведенные ниже, практически совпадают с определением состава этого же плагиоклаза, произведенным оптическим методом.

Состав плагиоклаза из обр. 12/63 по данным анализа на микрозонде:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
46,78	33,24	0,92	18,02	2,55	0,11	101,62

Соотношение миналов  $An$  (анортита),  $Ab$  (альбита) и  $Or$  (ортоклаза) соответственно составляет 79,3; 20,2; 0,5%, а номер плагиоклаза соответствует 80. Вторичные изменения плагиоклаза выражаются в серицитизации, хлоритизации и часто карбонатизации.

Авгит порфиroidных вкрапленников, как правило, образует бесцветные ксеноморфные зерна, нередко замещенные хлоритом. В табл. 2 приведены оптические свойства порфиroidных вкрапленников авгита. С помощью рентгеновского микроанализатора системы "Самса" были исследованы составы фенокристов авгита, приведенные в табл. 3 (аналитик Н.В. Тронева).

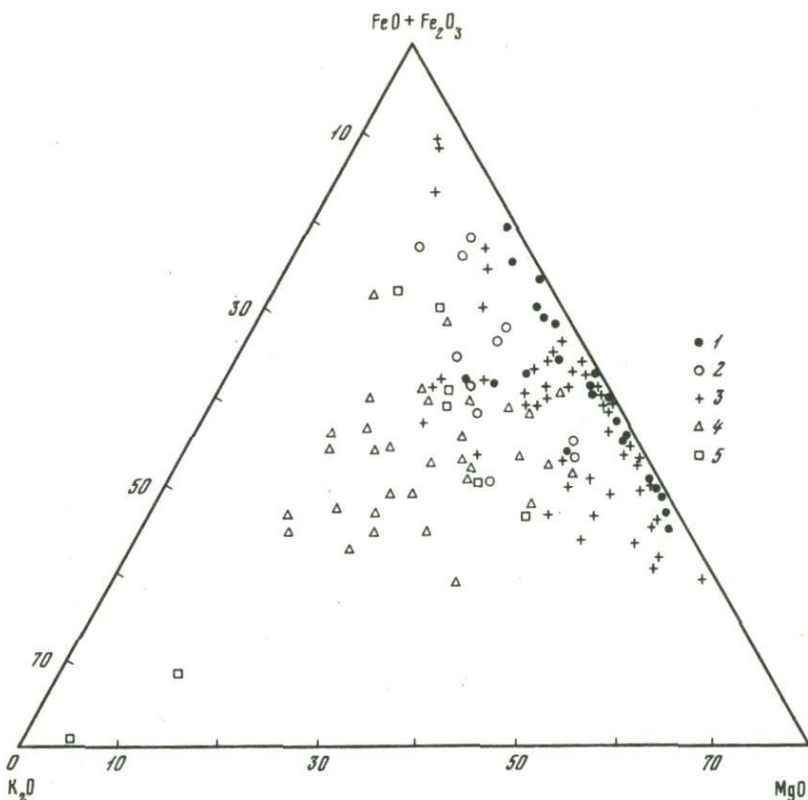


Рис. 2. Состав пород сравниваемых магматических формаций

1 — спилит-диабазовая формация зоны Южного склона; 2 — до-леритовая формация Бечасьнской зоны; 3 — андезит-трахиандезитовая формация Бечасьнской зоны; 4 — габбро-диабазовая формация зоны Главного хребта; 5 — андезит-дацитовая формация зоны Главного хребта

Существенно плагиоклазовые (без цветных минералов) порфириды образуют дайки, межпластовые залежи, а в ряде случаев и лавовые покровы. Макроскопически это плотные зеленовато-серые породы с редкими выделениями плагиоклаза, погруженного в скрыто-кристаллическую основную массу. Плагиоклаз представлен идиоморфными кристаллами двух размеров (средние значения) —  $1,6 \times 1,3$  мм и мелкими призмочками  $0,6 \times 0,3$  мм. Крупные вкрапленники почти полностью замещены альбитом и агрегатом, состоящим из хлопьевидных образований хлорита и карбоната. Лишь незначительные по размерам реликты, оставшиеся незатронутыми в процессе вторичных изменений, дают возможность судить о составе и структуре первичного плагиоклаза.

Мелкие призмочки плагиоклаза в значительно меньшей степени затронуты процессом хлоритизации и карбонатизации.

Таблица 2

Оптические свойства порфирировидных вкрапленников авгита из авгит-плагиоклазовых порфиритов и спилитов

Порода, место взятия образца	+2V	c:Ng	Литературный источник
Лавовый покров из авгит-плагиоклазовых порфиритов, бассейн р. Бзыби	60 54	43 39	Данные автора "
Лавовый покров из авгит-плагиоклазовых порфиритов, бассейн р. Лашипсе	62 60	38 30	" "
Лавовый покров из тех же пород, бассейн р. Кодори	58 60	43 44	" "
Лавовый покров из тех же пород, бассейн р. Ингури	60 54	44 43	" "
Межпластовое тело из тех же пород, бассейн р. Ингури	58	44	Беликов, 1940
Лавовый покров из тех же пород, бассейн р. Риони	50 56	36 43	Дзоценидзе, 1948 Там же
Лавовый покров из спилитов, бассейн р. Ингури	50 54	38 42	" "

Изучение реликтов первичного плагиоклаза показывает, что состав его колеблется от андезина до битовнита (см. табл. 1). Хорошо наблюдается двойниковая полисинтетическая структура. Замеры зональных полисинтетически сдвойникованных кристаллов на столике Федорова показали заметные различия в составе ядровых частей зерен и их периферии. Как правило, разница достигает 20-25 номеров в сторону увеличения альбитовой составляющей от центра к периферии. В ряде случаев зерна плагиоклаза окаймлены узкой альбитовой оторочкой.

Структура породы в центральных, удаленных от контактов участках даек и межпластовых залежей типично офитовая. Плагиоклазы четко идиоморфны. Промежутки между призматическими образованиями плагиоклазов незначительны и заполнены агрегатами хлорита и карбоната (по-видимому, по ранее существовавшему цветному минералу). В зонах эндоконтакта структура породы резко меняется. Преобладающей в процентном отношении является основная масса, представленная крупными микролитами плагиоклаза, замещенного альбитом. Плагиоклазовые микролиты погружены в карбонат-хлоритовый мезосазис. Структура, таким образом, становится гиалопилитовой. Такой же структурой, как правило, отличаются и плагиоклазовые порфириты, слагающие лавовые покровы. В диабазовых порфиритах, слагающих дайки и межпластовые залежи, часты прожилки кальци-

Таблица 3

Состав порфировидных вкрапленников авгита в авгит-плаггиокла  
(в вес. %)

Порода, место взятие образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Лавовый покров, верховья р. Лашипсе	48,08	1,00	4,16	11,32
То же	50,04	0,76	3,86	11,44
"	51,76	0,69	2,84	10,51
"	49,29	0,69	3,27	10,25
"	48,38	1,11	4,98	11,42
"	47,24	1,12	5,10	11,78
Дайка, верховья р. Лашипсе	51,86	0,80	2,81	10,31
То же	51,38	0,88	3,12	11,77
"	52,94	0,74	2,27	11,04
Межпластовая залежь, верховья р. Лашипсе	48,77	0,61	5,50	7,50
То же	48,60	0,70	5,44	8,02
"	49,18	0,68	5,17	7,79
"	49,76	0,77	3,32	10,73
Лавовый покров, бассейн р. Бзыби	50,31	0,83	3,56	10,15
То же	50,27	0,84	2,26	10,08
"	48,77	0,82	3,99	10,27
"	52,20	0,83	3,28	10,15
"	50,73	0,82	4,40	9,80
Дайка, бассейн р. Бзыби	51,29	0,98	3,62	9,78
То же	51,54	1,12	4,24	9,84
Лавовый покров, бассейн р. Кодори	50,23	0,75	4,88	11,27
Лавовый покров, бассейн р. Цхенис-Шкали	50,18	0,75	4,77	11,21
"	53,57	0,43	1,49	11,03
"	50,83	0,48	1,59	11,29
"	51,26	0,62	2,34	11,12
То же	50,71	0,53	2,00	11,60
"	51,13	0,47	1,53	11,47
"	50,58	0,80	2,42	14,14
"	51,63	0,48	1,53	11,64
Лавовый покров, бассейн р. Риони	51,25	0,28	2,10	7,04
"	51,85	0,22	1,76	6,96

зовых порфиритах, по данным рентгеновского микроанализатора

	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
	0,23	18,54	22,89	0,22	0,004	100,44
	0,23	11,81	22,46	0,35	Не обн.	100,95
	0,21	11,78	22,85	0,24	0,006	100,88
	0,21	12,58	22,71	0,22	Не обн.	99,22
	0,20	11,63	22,41	0,30	0,004	100,43
	0,20	11,37	22,68	0,25	0,01	99,74
	0,24	12,37	20,68	0,25	0,01	99,88
	0,23	11,76	20,59	0,33	0,01	100,07
	0,24	12,20	20,52	0,32	0,01	100,28
	0,08	12,81	24,32	0,05	Не обн.	100,37
	0,09	12,71	24,32	0,17	0,004	100,06
	0,10	12,06	24,10	0,10	Не обн.	99,18
	0,22	11,86	22,03	0,22	0,003	99,71
	0,10	12,62	22,53	0,26	0,004	100,45
	0,18	12,34	22,64	0,26	0,004	99,67
	0,20	12,61	22,63	0,24	0,008	99,43
	0,22	12,37	21,42	0,23	Не обн.	100,70
	0,15	11,94	22,83	0,20	0,008	100,87
	0,22	12,13	21,27	0,34	0,003	99,63
	0,22	12,14	21,52	0,25	0,01	100,88
	0,17	13,51	22,81	0,32	Не обн.	103,54
	0,16	13,09	22,55	0,35	"	103,09
	0,70	14,49	20,47	0,23	"	102,54
	0,75	12,75	20,40	0,34	"	38,43
	0,70	14,18	21,80	0,40	"	102,42
	0,76	15,49	21,17	0,31	"	102,66
	0,68	13,58	20,59	0,23	"	99,63
	0,85	13,55	18,96	0,81	"	101,61
	0,70	14,46	19,62	0,25	"	100,31
	0,19	14,91	22,12	Не обн.	"	97,88
	Не обн.	14,94	22,16	"	"	97,89

Таблица 4

Количественный минеральный состав типичных пород спилит-диабазовой формации зоны Южного склона (в объемн. %)

Номер образца	Порода, место взятия образца	Основная микролитовая масса	Плагноклаз	Пироксен (авгит)	Рудные	Хлорит	Пренит	Сумма
102/63	Авгит-плагноклазовый порфирит, бассейн р. Ингури	54,4	36,0	1,6	2,4	5,6	-	100,0
102/63	То же	43,7	41,2	9,2	2,1	3,8	-	100,0
12/63	Авгит-плагноклазовый порфирит, бассейн р. Кодори	74,3	20,8	4,9	-	-	-	100,0
15/63	То же	-	56,1	18,5	-	-	25,4	100,0
15а/63	"	-	50,0	16,7	-	-	33,3	100,0
35/63	Авгит-плагноклазовый порфирит, бассейн р. Шхенис-Шхали	89,1	9,4	1,5	В основной массе		-	100,0
102а/63	То же, бассейн р. Ингури	43,7	41,2	9,2	2,1	3,8	-	100,0
13/63	" бассейн р. Кодори	80,4	14,2	5,4	-	-	-	100,0

та, пренита и низкотемпературного гидротермального кварца, который образует стебельчатые формы, заполняющие трещинки в породе. В табл. 4 приведен количественный минеральный состав типичных пород спилит-диабазовой формации, а в табл. 5 - химический состав.

Приведенные факты, касающиеся геологического положения пород спилит-диабазовой формации, свидетельствуют о том, что эти породы образовались в подводных условиях синхронно с отложением мощной толщи аргиллитов и глинистых сланцев, выполнявших глубокий геосинклинальный прогиб зоны Южного склона нижней - средней юры. Магматический расплав отвечал по составу толеитовому базальту с характерным резким преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Процессы дифференциации расплава были проявлены крайне слабо.

Описанная спилит-диабазовая формация зоны Южного склона представляет собой конкретное выражение спилит-диабазового формационного типа, выделенного Ю.А. Кузнецовым (1964) и характерного для собственно геосинклинального этапа развития подвижных зон. Подобные формации рассматривались в работах А.Н. Заварицкого (1956), Ю.А. Билибина (1955), Г. Штилле (1964), Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961) и ряда других исследователей. Широко распространены они в девоне зоны Передового хребта Большого Кавказа

А.М. Борсука, Л.А. Кондакова, (1969)

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Сумма
0,07	1,38	8,29	3,36	1,39	0,05	0,027	4,22	1,74	100,24
0,09	1,93	7,04	3,48	0,92	0,07	0,07	2,77	2,54	99,80
0,06	3,36	5,75	4,27	1,98	0,10	0,85	1,95	4,24	100,20
0,13	1,43	8,79	3,80	0,50	0,17	Не опр.	Не опр.	3,74	99,81
0,15	4,42	9,44	2,34	0,74	Не опр.	"	"	3,95	99,56
0,12	2,40	5,66	4,92	1,39	0,21	3,50	3,89	0,57	99,90
0,04	3,00	7,10	3,65	0,85	0,15	3,82	1,84	0,30	99,95
0,10	2,65	4,55	3,17	0,95	0,25	Не опр.	Не опр.	3,68	99,70
0,17	2,70	6,72	3,14	1,50	0,20	"	"	12,04	100,33
0,09	2,07	7,09	4,85	1,33	-	2,47	0,47	-	100,22
0,13	5,18	7,64	2,55	0,97	0,22	3,58	1,71	-	100,07
0,10	2,77	7,10	3,55	1,13	-	-	-	-	-

горы Великан (проба 9/66 лабор. № 4765) было получено К-Аг методом значение возраста  $170 \pm 11$  млн. лет.

Таким образом, возраст пород андезит-трахиандезитовой формации определенно посленижнетюрский и, вероятно, доверхнеаленский. Центры излияния лав и выброса пирокластического материала находились на левобережье рек Кубани и Теберды в районе г. Карачаевска, в бассейне ручья Карасырх и на Даут-Кольтюбинском водоразделе. Лавы и пирокластические образования представлены андезитами, андезито-дацитами, трахиандезитами, реже - дацитами.

Основная масса андезитов, составляющая около 60% объема всей породы, представляет собой тонкораскристаллизованный полевошпатовый мезостазис, в который погружены микролиты альбитизированного плагноклаза. Порфировидные вкрапленники состоят из плагноклаза, амфибола, биогита и в редких случаях - из пироксена. Плагноклаз вкрапленников резко зонален и отвечает по составу ядровой части андезину № 30-34. Как правило, он значительно альбитизирован.

Таблица 11 (окончание)

№ п/п	Номер образца	Место взятия образца	Краткое определение	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
1	52/666	Окраина пос. К.Хетагурова	Лишарито-дацит	5,65	2,71	0,28	0,64	0,61	-	0,19	100,18
2	49/66	То же	Агломератовая лава	4,81	1,05	1,58	3,20	0,83	-	0,36	99,85
3	48/666	"	Обломок трахидацита в агломератовой лаве	5,99	3,31	0,34	1,07	0,92	-	0,16	99,91
4	79/1	Левый берег р.Малая Шоана	Андезит	4,56	1,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4,83	0,25	100,38
5	С/1/67	Левобережье р.Теберды, у пос.Джингирик	Дацит	5,50	0,88		4,90	0,78	5,70	0,36	100,05
6	5024	Гора Великан	Трахиандезит	4,48	1,84	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,74	0,78	99,53
7	64	"	"	4,10	1,70	1,32	-	"	1,71	Не опр.	100,39
8	84/586	"	"	5,37	1,64	2,0	-	0,88	-	"	99,70
9	81/586	Левобережье р.Теберды, у пос.Джингирик	"	4,14	1,77	0,31	1,69	4,61	-	0,30	100,34

Примечание. Анализы 1-3,5,8 выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитики Н.Н.Никольская, Л.М.Толдова).

Таблица 11

Химический состав пород андезит-трахиандезитовой формации I<sub>1-2</sub> Бечасынской зоны (в вес.%) по данным А.М.Борсука, Л.А.Кондакова (1969)

№ п/п	Номер образца	Место взятия образца	Краткое определение	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
1	52/666	Окраина пос. К.Хетагурова	Лишарито-дацит	71,20	0,45	15,04	0,81	0,41	0,06	0,10	2,58
2	49/66	То же	Агломератовая лава	51,54	1,19	17,50	3,77	3,17	0,20	5,96	4,70
3	48/666	"	Обломок трахидацита в агломератовой лаве	68,76	0,51	15,30	0,78	0,77	0,06	0,64	1,30
4	79/1	Левый берег р.Малая Шоана	Андезит	55,40	0,73	18,12	4,81	1,84	0,13	1,70	6,72
5	С-1/67	Левобережье р.Теберды, у пос.Джингирик	Дацит	58,97	0,50	21,70	3,12	0,82	0,16	0,60	1,74
6	5024	Гора Великан	Трахиандезит	59,30	0,79	16,98	1,88	3,79	0,10	1,88	4,75
7	64	"	"	59,25	0,81	18,11	4,50	1,52	0,10	2,25	5,02
8	84/586	"	"	60,02	0,85	17,82	3,11	2,11	0,14	2,16	4,11
9	81/586	Левобережье р.Теберды, у пос.Джингирик	"	60,82	0,70	16,01	0,79	3,92	0,13	1,48	4,09

Порфиroidные выделения амфибола полностью замещены агрегатом из карбоната и хлорита. Такие псевдоморфозы оторочены опалитовыми каймами.

Биотиты сильно изменены вторичными процессами, обладают бледно-зеленой окраской и слабым плеохроизмом. Как правило, так же как и псевдоморфозы по роговой обманке, они оторочены опалитовыми каймами.

Изредка в качестве порфиroidных вкрапленников присутствует моноклинный пироксен типа авгита. Пустоты в породе выполнены агрегатами хлорита, карбоната, а также анальцимом и пренитом. Содержание в породе рудных минералов — магнетита и титаномагнетита достигает 2,5–3 объемн. %.

В андезито-дацитах и дацитах среди порфиroidных выделений исчезают пироксены, редки псевдоморфозы по амфиболу, но в значительно большем количестве присутствует биотит, появляются вкрапленники кварца, количество которых становится значительным в дацитах. В основной массе наряду с плагиоклазом все более заметную роль начинает играть кварц, а структура основной массы становится микрофельзитовой.

Трахиандезиты слагают субвулканические некки, широко развитые на левобережье р. Теберды, южнее г. Карачаевска. Так же как андезиты и дациты, это породы порфиroidного сложения. На 50–60% они состоят из микролитов полевого шпата, обладающих ориентированным расположением (трахитовая структура). Среди полевошпатовых микролитов основной массы часты лейсты биотита и зернышки кварца.

Порфиroidные вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом и биотитом.

Плагиоклаз вкрапленников образует крупные широкотаблитчатые резко зональные кристаллы, состав ядровой части которых отвечает андезину № 35–38.

Биотит вкрапленников окрашен в густые бурые тона и отличается резким, характерным для нормальных биотитов плеохроизмом. Иногда оторочен опалитовой каймой.

Неизмененные вкрапленники обыкновенной роговой обманки встречены в трахиандезитах некка Великан. Во всех остальных случаях порфиroidные выделения амфибола полностью замещены агрегатами хлорита и карбоната. Акцессорные минералы трахиандезитов представлены цирконом и апатитом. В туфоконгломератах, обнажающихся на юго-западной окраине с. Коста Хетагурова, обнаружены бомбы и крупные обломки пород, отвечающих по составу трахидацитам (обр. 48/66-Б в табл. 11). В табл. 11 приведены химические составы пород андезит-трахиандезитовой формации.

### *Сравнительный анализ магматических формаций*

Общая картина развития магматических формаций на Большом Кавказе в позднем триасе (?) и средней юре сводится к следующему. Период заложения и наибольшего прогибания эвгеосинклинальной зо-

ны Южного склона (тоар - байос) отмечен образованием пород подводно-вулканической спилит-диабазовой формации, представляющих собой продукт кристаллизации слабодифференцированного толеитового базальта. Лишь в бортовых частях эвгеосинклинальной зоны на стыке ее, с одной стороны, с геоантиклинальной структурой зоны Главного хребта, а с другой - со срединным массивом Грузинской глыбы появляется формация кварцевых альбитофиров. В геосинклинальной зоне Главного хребта в верхнем триасе - байосе образуются габбро-диабазовая формация и синхронно с ней вулканоплутоническая андезит-дацитовая. По характеру развития в нижней юре зона Главного хребта представляет собой структуру типа островной дуги. С юга от этой зоны располагается эвгеосинклинальный бассейн зоны Южного склона, а с севера - континентальная область активизированной платформы (Бечасьинская зона). В области же активизированной платформы в нижней юре (плинсбах) возникает платформенная формация долеритов и следующая за ней по времени вулканогенная андезит-трахиандезитовая (тоар).

Двигаясь из области заложения и развития эвгеосинклинального прогиба к участку активизированной платформы, мы обнаруживаем латеральную зональность в образовании синхронных магматических формаций. Каково петрологическое содержание этой зональности? На треугольной диаграмме  $K_2O - FeO + Fe_2O_3 - MgO$  (рис. 2) нанесены составы базитовых формаций, образующихся в нижней-средней юре во всех трех зонах. Значки, отвечающие составам пород спилит-диабазовой формации зоны Южного склона, концентрируются близ стороны  $FeO + Fe_2O_3 - MgO$  и наиболее отдалены от угла  $K_2O$ . Составы пород габбро-диабазовой формации зоны Главного хребта обнаруживают близость к составам спилит-диабазовых пород, однако у первых уже отчетливо проявлена тенденция к увеличению содержания  $K_2O$ . Эта тенденция становится еще более отчетливой при рассмотрении составов долеритов и андезит-трахиандезитовой формации Бечасьинской зоны. Таким образом, одна из главных особенностей латеральной зональности заключается в том, что в направлении от области заложения геосинклинального прогиба к области активизированной платформы в магматических формациях - производных базальтоидного расплава - ощутимо увеличивается содержание  $K_2O$ . Обогащение  $K_2O$  хорошо видно на гистограммах (рис. 3). Параллельно с увеличением  $K_2O$  от спилит-диабазовой формации к долеритам уменьшается содержание в породах  $Al_2O_3$  (рис. 4) и увеличивается  $TiO_2$ .

На выкопировке из треугольника  $Mg - Ca - Fe^{+2} - Fe^{+3} + Mn$  (Дир, Хауи, Зусман, 1965) нанесены составы порфиридных вкрапленников клинопироксенов в породах спилит-диабазовой формации зоны Южного склона и в габбро-диабазе зоны Главного хребта (см. рис. 4). Все клинопироксены попадают в поле авгита, при этом авгиты габбро-диабазовой формации зоны Главного хребта отличаются большим содержанием  $Mg$ .

Меняется и состав порфиридных вкрапленников плагиоклаза. Если для пород спилит-диабазовой формации наиболее часто встре-

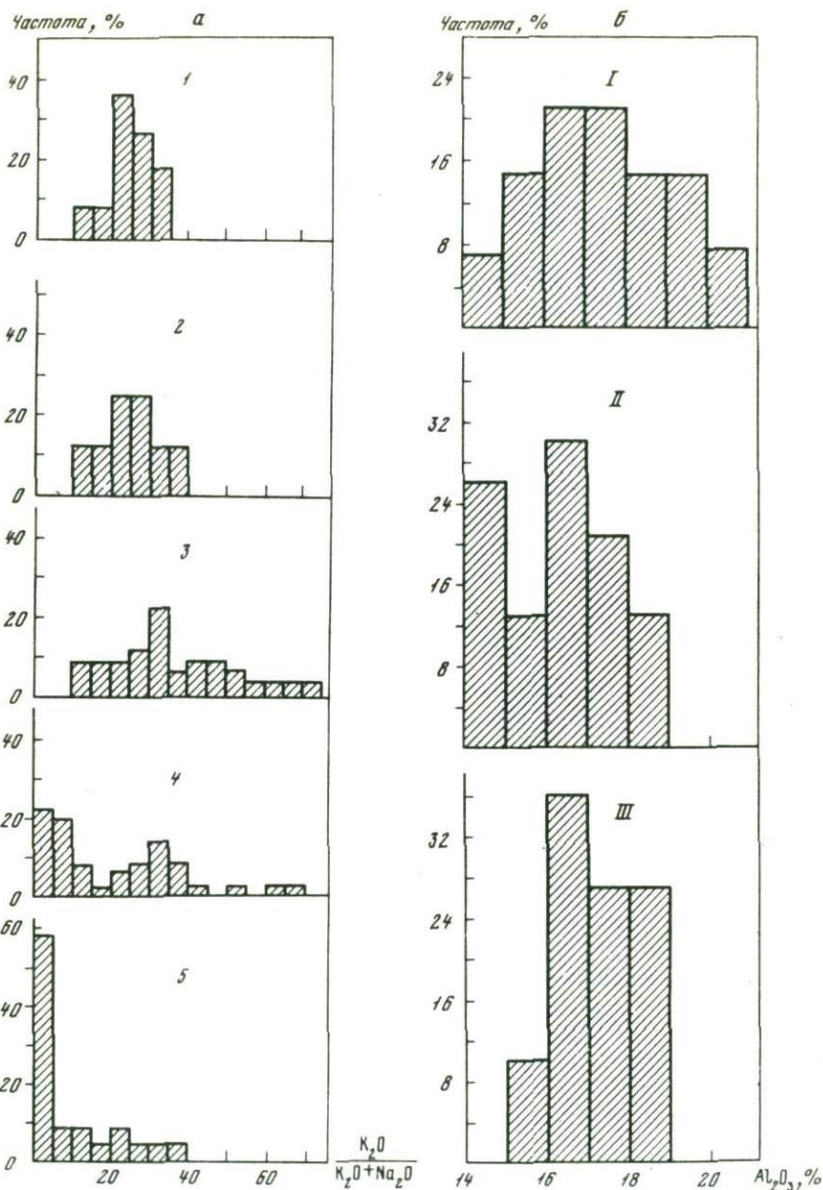


Рис. 3. Гистограмма частот встречаемости отношения  $K_2O/(K_2O + Na_2O)$  (а) и  $Al_2O_3$  (б) в породах сравниваемых формаций

I - долеритовая формация Бечасьинской зоны  $J_{1-2}$ ; 2 - андезит-трахиандезитовая формация Бечасьинской зоны  $J_{1-2}$ ; 3 - андезит-дацитовая формация зоны Главного хребта  $J_{1-2}$ ; 4 - габбро-диабазовая формация зоны Главного хребта  $J_{1-2}$ ; 5 - спилит-диабазовая формация зоны Южного склона  $J_{1-2}$ ; I - спилит-диабазовая формация зоны Южного склона  $J_{1-2}$ ; II - спилит-диабазовая формация зоны Главного хребта  $J_{1-2}$ ; III - долеритовая формация Бечасьинской зоны  $J_1$

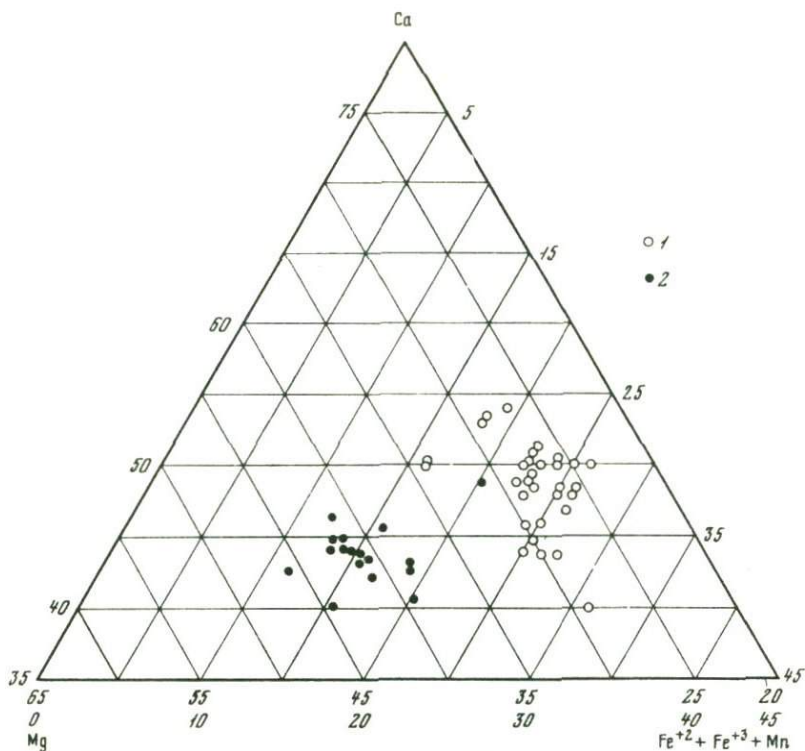
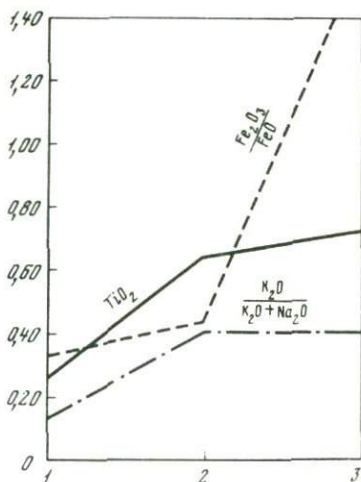


Рис. 4. Составы клинопироксенов  
1 — из пород спилит-диабазовой  
формации зоны Южного склона; 2 —  
из пород габбро-диабазовой формации  
зоны Главного хребта

Рис. 5. Вариации  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3 / FeO$  и  $K_2O / K_2O + Na_2O$  в поро-  
дах формаций (1) кварцевых аль-  
битофиров, (2) андезит-дацитовой  
и (3) андезит-трахиандезитовой



ченные составы ядровой части плагиоклазов отвечают № 70–80 (исключая альбит спилитов и полностью альбитизированные плагиоклазы), то для плагиоклазов габбро-диабазовой формации зоны Главного хребта характерны составы № 60–70, а для долеритов Бечасинской зоны — № 55–58.

Таблица 12

Средние содержания (в  $10^{-3}$ ) Cr, Co, V и Ni в базальтах (по данным спектральных анализов)

Формация	Число проб	Cr	Co	V	Ni
Спилит-диабазовая, Южный склон	86	20,0	3,0	30,0	6
Габбро-диабазовая, Главный хребет	138 13	61,0	14,0	31,0	3,4
Долеритовая, Беча- сынская зона	67	68,0	21,0	18,4	Не опр.

Экспериментальными работами Г.С. Йодера и К.Х. Тилли (1965), Л.Х. Коэна, К.Ито, Дж. Кеннеди (1971), Д.Х. Грина, А.Е. Рингвуда (1970<sub>1,2</sub>) и ряда других исследователей установлено, что состав базальтового расплава зависит не столько от состава плавящегося субстрата, сколько от давления и температуры, при которых происходит плавление. Изменение давления и температуры обуславливает смещение базальтовой эвтектики в сторону определенных составов. По мере увеличения давления на состав базальтоидных выплавов должны влиять изменения состава минералов, сосуществующих с расплавом в интервале частичного плавления. Так, с увеличением давления (глубины залегания магмогенерирующего субстрата) должна уменьшаться основность плагиоклазов в силу неустойчивости высококальциевых членов плагиоклазового ряда, повышаться устойчивость ортопироксена, так как в высокобарических условиях подавляется его инкогруэнтное плавление. При этом ортопироксен продолжает оставаться устойчивым вплоть до начала его растворения при высоких температурах в клинопироксене. Параллельно с этим понижается устойчивость оливина (в условиях относительно "сухих" базальтовых расплавов), повышается глиноземистость пироксенов, появляются высокоглиноземистые шпинели, а затем гранаты; клинопироксены обогащаются жадеитовой составляющей и обедняются титаном, наблюдаются отчетливое уменьшение железистости и увеличение магнетизма пироксенов и гранатов. Изучение состава минералов и минеральных парагенезисов магматических и метаморфических горных пород разных фаций глубинности, проведенное Н.Л. Добрецовым и др. (1971) и другими исследователями, также указывает на отмеченные закономерности.

Следствием изменения состава минералов и минеральных парагенезисов с повышением давления должно явиться изменение с глубиной состава базальтоидных выплавов. С увеличением глубины уменьшается в выплавляющемся базальтовом расплаве содержание крем-

незема и глинозема, увеличивается отношение калия к натрию (в силу того, что клинопироксены, сосуществующие с расплавом, как указывалось выше, обогащены жадеитовой составляющей), повышается в расплаве содержание  $TiO_2$ .

Изменения в составе пород от спилит-диабазовой формации эвгеосинклинальной зоны Южного склона к габбро-диабазовой формации геоантиклинальной зоны Главного хребта и долеритам области активизированной платформы свидетельствуют об углублении уровней, на которых происходит выплавление базальтового расплава, от геосинклинального прогиба к области активизированной платформы. О том, что начало кристаллизации базальтового расплава в зоне Главного хребта осуществлялось в условиях больших глубин, чем в зоне Южного склона, свидетельствует сравнение состава интрателлурических вкрапленников (клинопироксенов) в габбро-диабазе и породах спилит-диабазовой формации (см. рис. 4). На диаграмме отчетливо видно обогащение вкрапленников клинопироксенов габбро-диабаз  $Mg$ , характерное для условий кристаллизации при более высоком давлении (при близком составе исходных расплавов, на что указывают результаты силикатных анализов валовых проб пород). На увеличение глубины ранней кристаллизации базальтового расплава от эвгеосинклинальной зоны к области активизированной платформы указывают также составы интрателлурических вкрапленников плагиоклаза, в которых содержание анортитовой составляющей уменьшается от эвгеосинклинали в сторону активизированной платформы.

Еще в 1959 г. Х. Куно указал на латеральную зональность в составе базальтовых лав, развитых на островах и в прибрежной части Тихого океана. Позже, уже совместно с П. Куширо (Kushiro, Kuno, 1963), этот исследователь установил, что при движении от акватории Тихого океана в сторону материка толеитовые базальты сменяются высокоглиноземистыми, а затем щелочными оливиновыми. При этом Д. Куширо и Х. Куно объясняют различия в составе базальтов уровнями их генерации, более глубокими для щелочных базальтоидов. Последующие эксперименты К. Ито и Г. Кеннеди (Ito, Kennedy, 1968), А. Грина и Д. Рингвуда подтвердили справедливость предположения Д. Куширо и Х. Куно о различиях в глубинах образования базальтоидных расплавов разного состава, внося коррективы в абсолютные значения глубин генерации магмы.

А. Ф. Белоусов, интерпретируя результаты экспериментальных исследований К. Йодера, К. Тилли, Дж. Шерера, Д. Томпсона, Ф. Зайферта, В. Шрайера и других, указывает на то, что плавкость ультраосновных и базальтоидных субстратов улучшается с повышением содержания щелочей в системе. Вследствие этого "магмы должны прежде и эффективнее выплавляться в местах относительного обогащения глубинных субстратов железом и щелочами. Избирательность, по-видимому, должна усиливаться с повышением давления, которое на некоторой глубине сильно подавляет процессы плавления. Избирательность подтверждается статистически согласованным повышением щелочности и железистости в сторону состава магм щелочных

Таблица 13

Средние содержания ( $\bar{X}$ ), дисперсия ( $S$ ) и коэффициенты вариации ( $V$ ) трахиандезитовой формаций

Формация	Число проб	SiO <sub>2</sub>			TiO <sub>2</sub>		
		$\bar{X}$	$S$	$V$	$\bar{X}$	$S$	$V$
Кварцевых альбитофиров	25	61,08	3,46	5,66	0,58	0,16	27,6
Андезито-дацитовая эффузивная фация	19	61,96	15,24	24,6	0,64	0,17	26,6
интрузивная фация	26	65,93	3,52	5,34	0,53	0,19	36,9
Андезит-трахиандезитовая	17	60,55	6,49	10,7	0,73	0,24	32,8

Таблица 13 (окончание)

Формация	Число проб	MnO			MgO		
		$\bar{X}$	$S$	$V$	$\bar{X}$	$S$	$V$
Кварцевых альбитофиров	25	0,12	0,03	25,0	2,08	0,89	42,8
Андезито-дацитовая эффузивная фация	19	0,076	0,05	65,8	1,35	0,62	45,9
интрузивная фация	26	0,08	0,05	62,5	1,44	0,67	46,5
Андезит-трахиандезитовая	17	0,12	0,05	4,17	1,91	1,82	95,3

базальтоидов – наиболее глубинных, по почти общепринятому сейчас мнению” (Белюсов, 1974, стр. 277).

Различия между базитовыми формациями трех структурно-формационных зон проявляются не только в условиях выплавления магматического расплава, из которого образовались породы их составляющие, но и в интенсивности дифференциации этого расплава. Так, процессы дифференциации базальтового расплава в геосинклинальном прогибе проявлены крайне слабо (спилит-диабазовая формация). Значительно интенсивнее они в геосинклинальной зоне Главного хребта, габбро-диабазовая формация которой объединяет породы, варьирующие по составу от пикритов (Плошко, Грицкевич, 1973), базальтов до андезитов. Еще более значительно проявлена дифференциация в области активизированной платформы (от габбро-долеритов до андезито-дацитов и трахиандезитов).

в породах кварц-альбитофировой, андезито-дацитовой и андезит-

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			FeO		
$\bar{X}$	$S$	$V$	$\bar{X}$	$S$	$V$	$\bar{X}$	$S$	$V$
16,22	1,84	11,3	1,13	0,43	38,1	3,48	1,37	39,4
16,07	1,56	9,7	1,27	0,96	75,6	2,93	2,01	68,6
15,38	1,51	9,8	1,58	1,40	88,6	2,24	0,80	35,7
17,58	2,05	11,7	2,79	1,66	59,5	1,80	1,19	66,1

CaO			Na <sub>2</sub> O			K <sub>2</sub> O		
$\bar{X}$	$S$	$V$	$\bar{X}$	$S$	$V$	$\bar{X}$	$S$	$V$
4,62	2,39	50,7	6,04	1,07	17,7	0,99	0,42	42,9
2,54	1,99	67,7	3,97	0,89	22,4	1,68	0,71	42,3
3,00	1,20	40,0	3,96	0,90	22,7	2,62	1,03	39,3
3,86	1,85	47,9	5,06	0,66	13,0	1,80	0,83	46,1

Интересны данные по средним содержаниям в породах формаций ряда элементов, характерных для базальтов (табл. 12). От спилит-диабазовой формации к долеритам в породах увеличивается содержание Sr и Co.

Почти одновременно с развитием базальтоидных формаций, как уже говорилось выше, в бортовых частях эвгеосинклинальной зоны на стыке ее со структурами ранней консолидации, в пределах которых широко развиты сиалические массы, образованные в течение предыдущего (герцинского) тектоно-магматического цикла, образуются породы, объединяемые нами в кварц-альбитофировую формацию. В пределах же геоантиклинальной зоны Главного хребта возникает вулканоплутоническая андезито-дацитовая формация, а в Бечасынской зоне – андезит-трахиандезитовая. Резкие различия в составе кварцевых альбитофиров и андезито-дацитов, с одной стороны, и

спилит-диабазов и габбро-диабазов – с другой, отсутствие пород, переходных по составу, свидетельствуют о том, что кварцевые альбитофиры и андезит-дациты с сопровождающими их гипабиссальными интрузивами гранодиорит-порфиров не являются производными базальтового расплава. Химический и минеральный состав этих пород указывает на их образование из андезитового расплава, который мог возникнуть путем анатектического плавления сиалических масс под влиянием тепловой энергии внедряющегося базальтового расплава. Особое положение занимает андезит-трахиандезитовая формация Бечасьинской зоны, породы которой могли образоваться из базальтового расплава, контаминированного сиалическим материалом. В табл. 13 приведены средние химические составы кварцевых альбитофиров, пород андезит-дацитовой и андезит-трахиандезитовой формаций, а на рис. 5 показано изменение содержания в породах  $TiO_2$ , отношений  $Fe_2O_3/FeO$  и  $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ . На графике отчетливо видно увеличение содержания титана от формации кварцевых альбитофиров через андезит-дациты к андезитам и трахиандезитам Бечасьинской зоны. В том же направлении увеличиваются доля калия в общей щелочности и степень окисленности железа. Увеличение отношения  $Fe_2O_3/FeO$  от кварцевых альбитофиров к породам андезит-трахиандезитовой формации указывает на то, что кристаллизация расплавов проходила при увеличивающемся парциальном давлении кислорода (и также увеличивающемся содержании в расплаве  $H_2O$ ) от бортовых частей эвгеосинклинальной зоны Южного склона к области активизированной платформы. На обогащение андезитовых расплавов от эвгеосинклинальной зоны к области активизированной платформы указывает также появление в андезитах и дацитах зоны Главного хребта и Бечасьинской интрателлурических вкрапленников водосодержащих минералов – роговых обманок и биотитов, которые отсутствуют в кварцевых порфирах зоны Южного склона. Особенно обогащены роговыми обманками и биотитами субвулканические фации андезит-трахиандезитовой формации Бечасьинской зоны.

Все породы – производные базальтового и андезитового расплавов – во всех трех зонах образовались в пределах узкого временного интервала: нижняя юра – байос. Однако в пределах этого интервала обнаруживается некоторая асинхронность в появлении магматических формаций. Наиболее ранними (плинсбах до верхов тоара) оказываются формации области активизированной платформы, несколько позднее (плинсбах – аален) возникают породы габбро-диабазовой и андезит-дацитовой формаций зоны Главного хребта и еще позднее – (тоар – байос) – спилиты и диабазы зоны Южного склона. Об этой же последовательности свидетельствуют и результаты радиологического датирования. Таким образом, начало и развитие магматической активности во времени происходят не от геосинклинального прогиба в сторону более консолидированных структур, а, наоборот, от области активизированной платформы в сторону геосинклинального прогиба. В этом же направлении отмечается и увеличение интенсивности тектоно-магматических процессов.

## Выводы

1. Изменение составов магматических формаций раннего этапа альпийского тектоно-магматического цикла на Большом Кавказе (верхи триаса - байос) подчинено латеральной зональности, которая обусловлена различиями глубинного строения и геологической пред- истории трех крупных структурно-формационных зон. Латеральная зональность тектоно-магматических процессов представляет собой общую закономерность развития полициклических подвижных областей.

2. В породах магматических формаций - производных базальто- вого расплава - при движении от эвгеосинклинальной зоны в сторо- ну активизированной платформы увеличиваются содержания  $K_2O$  и  $TiO_2$  и уменьшается  $Al_2O_3$ . В том же направлении меняется со- став интрателлурических вкрапленников: плагиоклаза - в сторо- ну меньшего содержания анортитовой составляющей, а клинопироксе- на - в сторону увеличения содержания  $MgO$ . Указанные изменения в составе пород и слагающих их минералов ранней кристаллизации свидетельствуют о том, что уровни генерации базальтовых расплавов заметно углубляются от эвгеосинклинальной зоны в сторону активи- зированной платформы.

3. От эвгеосинклинальной зоны к области активизированной плат- формы увеличивается интенсивность процессов дифференциации базаль- товых расплавов, что проявляется в увеличении разнообразия пород в пределах одной формации и различий в составе край- них членов.

4. В бортовых частях эвгеосинклинальной зоны Южного склона, геантиклинальной зоны Главного хребта и области активизирован- ной платформы (Бечасынская зона) за счет анатектического плав- ления сиалических масс, сохранившихся от предыдущих тектоно-маг- матических циклов, образуются магматические формации - произ- водные андезитового расплава.

5. Вариации состава магматических формаций - производных ан- дезитового расплава - также подчиняются латеральной зональности. От бортовых частей эвгеосинклинали в сторону активизированной платформы увеличивается в породах содержание  $TiO_2$ , а также от- ношений  $K_2O/(K_2O+Na_2O)$  и  $Fe_2O_3/FeO$ . Увеличение последнего от- ношения может свидетельствовать о том, что ранняя кристалли- зация андезитовых расплавов проходила в условиях увеличивающего- ся парциального давления кислорода (содержания в расплаве  $H_2O$ ) от эвгеосинклинальной зоны к области активизированной платформы. О справедливости такого предположения свидетельствует отсутствие водосодержащих минеральных фаз ранней кристаллизации (роговых обманок и биотита) в кварцевых альбитофирах и наличие этих мине- ралов в андезито-дацитовой и андезит-трахиандезитовой формациях зон Главного хребта и Бечасынской.

6. Характер магматических формаций, развитых в зоне Главного хребта в верхнем триасе - байосе, а также особенности осадкона- копления дают основания предполагать, что эта зона на раннем эта-

пе развития альпийского тектоно-магматического цикла представляла собой структуру типа островной дуги.

7. Некоторая асинхронность в образовании магматических формаций, вероятно, указывает на то, что начало и развитие тектоно-магматической активности происходят во времени не от геосинклинального прогиба к области активизированной платформы, а, наоборот, от платформы в сторону эвгеосинклинальной зоны.

## МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ТАЛЫШ-ДАГЕСТАНСКОЙ СУБМЕРИДИОНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Г. Д. Афанасьев, Р. Н. Абдуллаев, Л. А. Ковдаков

Магматическая геология большей части Восточного Кавказа (за исключением Талыша), по сравнению с центральной и северо-западной его частями, изучена слабо. В последние годы в результате геологических и геофизических исследований, а также бурения глубоких разведочных скважин в Азербайджане и Дагестане получен новый фактический материал, уточняющий представление о магматизме этого региона. Используя литературные источники, а также собственные данные, авторы сделали попытку наметить закономерность структурного и временного развития мезо-кайнозойского магматизма восточного фланга Кавказа.

В географическом отношении описываемая территория протягивается на северо-запад в виде широкой полосы от горной системы Талыша через Муганскую и Ширванскую равнины, Вандамское поднятие, пересекает Большой Кавказский хребет в верховьях рек Самур и Кара-Койсу и продолжается далее к северо-западу в направлении Кизляра (рис. 1). Геологическое строение отдельных районов этой территории в течение последних 50 лет изучалось целым рядом геологических научно-исследовательских и производственных организаций.

Геологическое строение Талыша изучалось большим коллективом геологов (Авдусин, 1931; Кашкай, 1947; Мехтиев, Байрамов, 1956; и др.).

В последнее десятилетие детальным изучением геологического строения, особенно петрологии магматических образований, развития вулканизма этой зоны занимаются Ш.А. Азизбеков и его сотрудники (Азизбеков, 1969; Азизбеков, Багиров, 1972; Азизбеков, Мамедов, 1973; и др.).

Интерес к погребенным структурам Среднекуринской депрессии возник еще в 30-х годах, когда гравиметрическими исследованиями впервые был установлен Кюрдамирский гравитационный максимум (Федынский, 1937). В дальнейшем эта структура неоднократно была объектом более детальных исследований геофизиков (Цимельзон, 1959; Куликов, 1960; Гаджиев, 1965; Борисов, 1967; и др.) и геологов (Хаин, Шарданов, 1952; Шихалибейли, 1960; Ализаде

и др., 1965; Гусейнова и др., 1972; Ахмедова и др. 1973; Ализаде, 1975; и др.), которые уточнили геологическое строение Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия и определили глубину залегания домолассового фундамента. Следует отметить, что на Кюрдамир-Саатлинском погребенном поднятии заложена сверхглубокая (15 км) скважина.

Краткие сведения о магматических образованиях, принимающих участие в строении Вандамской зоны, имеются в трудах многочисленных исследователей (Кашкай, 1947; Шихалибейли, 1956; Султанов, 1959; и др.). Возрастное расчленение магматических пород зоны рассматривается в работах геологов, производивших в этом районе геологическую съемку. Систематическое изучение геологического положения и петрологических особенностей магматических образований Вандамской зоны начато в 1970 г. и продолжается в настоящее время.

Геологическое изучение магматических образований на территории Южного Дагестана начато почти 40 лет назад В.Н.Рожковым (1938).

Проведенные в 30-е годы первые крупномасштабные геологосъемочные работы (Русанов, 1938) показали широкое развитие в верховьях р. Ахтычай интрузий, преимущественно основного состава. Магматические образования Южного Дагестана с той или иной степенью детальности описываются в целом ряде работ (Бунин, 1961; Варданянц, 1935; Долгих, Черницын, 1971; Соловкин, 1952; Шихалибейли, 1956; и др.).

В последние годы появляются работы, посвященные закономерностям развития магматизма на территории Крымско-Кавказской подвижной области, в которых, в частности, впервые выделяется формация меловых субшелочных габброидов Северо-Западного Кавказа (Афанасьев, Борсук, 1959; Афанасьев, 1963; Борсук, 1963; Афанасьев, 1967), приводятся первые радиологические данные по меловым габброидам Центрального Кавказа (реки Чегем, Шоана) и Южного Дагестана (Абдуллаев, Афанасьев и др., 1969; Афанасьев, Борсук, Кондаков и др., 1971; Кондаков, 1974).

В последние 10-15 лет в Южном Дагестане были проведены геологосъемочные работы, в большой степени уточнившие геологическое строение этого района (Б.П. Лучников, В.П. Павлов, Н.Т. Романов, Н.Л. Венчиковский, И.Ф. Рудянов и др.), но оставившие ряд вопросов магматической геологии дискуSSIONными.

Материалы, полученные авторами в последние годы по геологии магматических образований Восточного Кавказа, позволяют наметить широкую субмеридиональную зону протягивающуюся от хр. Тальш с юго-востока на северо-запад примерно параллельно современным очертаниям западного берега Каспийского моря. Эта зона, названная авторами Тальш-Дагестанской, характеризуется специфическими чертами геологического развития и в послепалеозойское время играла крупную роль в пространственном и временном развитии магматических образований.



## Геологическое строение Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны

С юго-востока на северо-запад Талыш-Дагестанская зона пересекает целый ряд крупных геологических структур, протягивающихся в основном в общекавказском направлении. Среди наиболее значительных из них следует отметить сложно построенный Талышский антиклинорий, Мильско-Муганское и Кюрдамир-Саатлинское погребенные поднятия, Вандамский антиклинорий, Закатало-Ковдагский синклинорий, Тфанский антиклинорий, Северное продолжение этой зоны через известняковый Дагестан продолжается на территорию Терско-Каспийского прогиба. В пределах изученной территории наиболее древними осадочными породами, вмещающими магматические тела, являются нижнеюрские. Они вскрыты в осевой части Главного Кавказского хребта. К северу от последнего и к югу от Вандамской зоны все мезокайнозойские магматические породы быстро исчезают под мощным чехлом осадочных пород палеогена, неогена и антропогена. Они доступны непосредственному изучению в обнажениях только на самом юге, в пределах Талышского антиклинория. Характеристикой магмопроявлений в пределах последнего авторы начинают описание магматизма Талыш-Дагестанской зоны.

Талыш в схеме тектонического районирования Азербайджана выделяется в виде самостоятельной структурно-фациальной зоны Малокавказско-Эльбурской геосинклинали системы (Азизбеков и др., 1972). Наиболее интенсивная вулканическая деятельность в пределах этой области связана с позднегеосинклиналим (эоценовым) этапом развития. В этот период накапливаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования мощностью около 4000 м. Они принимают участие в строении Астаринского антиклинория, Лерикского синклинория и Буроварского поднятия. Эоценовые вулканы по литологическим признакам подразделяются на нижне- и среднеэоценовые осадочно-вулканогенные и верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные образования.

Районы максимального проявления ранне-среднеэоценового вулканизма мигрировали во времени с юго-запада на северо-восток. Вулканическая деятельность в это время началась с образования преимущественно анализим-сандиновых туфов трахиандезитового состава. Следующие за эти интенсивные эксплозивные извержения привели

---

←

сиенит-диоритовый, Караджалинский погребенный гранитоидный интрузив; 4 - юрская диабазовая формация; 5 - зоны глубинных разломов (по геофизическим данным); 6 - восточная граница распространения магматических проявлений Кавказа; 7 - Кюрдамир-Саатлинский гравитационный максимум; 8 - ранний мел - юрская андезит-базальтовая формация; 9 - поздне меловая трахибазальтовая формация

к накоплению в основном лавобрекчий, агломератовых туфов андезит-базальтового и базальтового состава. Вслед за этим происходит формирование базальтов, трахибазальтов, пикрит-трахибазальтов, эссекситов и габбро-тешенитов. После кратковременного затишья ранне-среднеэоценовый вулканизм завершается извержением лавобрекчий трахиандезито-базальтового состава. В течение последующего перерыва вулканической деятельности в пределах Лерикского прогиба формируется флишевая туфогенно-осадочная толща.

В позднеэоценовое время из вулканических центров, приуроченных к глубинному разлому, проходящему вдоль юго-западного борта Лерикского прогиба, извергались вулканы трахиандезит-базальтового состава. Субвулканическая фация этих вулкаников представлена трахиандезитами. Абсолютный возраст этих пород 42 млн. лет.

Палеогеновый вулканизм Тальша, связанный с общим поднятием региона, завершается в конце эоцена - начале олигоцена извержением трахибазальтов. В этот же период формируются мощные пластовые и штокообразные тела пироксенитов, габбро-пироксенитов и субвулканические тела эссекситов и долеритов.

Химический состав палеогеновых вулканических пород Тальша претерпел закономерные изменения (Азизбеков и др., 1969, 1972, 1973, 1974). К концу как ранне-среднеэоценовой, так и позднеэоценовой стадий вулканизма происходит повышение содержания щелочей, причем в породах начала стадий отмечается преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$ , а в породах конца каждой стадии это соотношение изменяется в сторону преобладания  $Na_2O$  (табл. 1). Кроме того, в породах позднеэоценовой стадии отмечается некоторое возрастание количества кремнезема. В целом для палеогеновых вулканических пород Тальшской зоны характерна тесная ассоциация во времени и пространстве известково-щелочных, субщелочных и щелочных пород. Породы субщелочной серии количественно преобладают, причем наиболее распространены трахибазальты (трахидолериты) и трахиандезиты.

По петрографическим и петрохимическим особенностям все фациальные разновидности палеогеновых вулканогенных образований Тальша относятся к трахиандезит-базальтовой формации.

Таким образом, позднегеосинклиальный эоценовый вулканизм Тальша происходил на фоне общего поднятия региона, сменившегося еще в олигоцене орогенным этапом развития.

Курдамир-Саатлинское погребенное поднятие является следующим к северу после Тальша районом в пределах выделяемой зоны. В современной структуре Кавказа Среднекуринская межгорная впадина, в восточной части которой находится Курдамир-Саатлинское погребенное поднятие, представляет одну из крупных структурно-фациальных зон территории Закавказья и расположено между мегантиклинорием Большого и Малого Кавказа. Курдамир-Саатлинское поднятие, на геофизических картах выраженное гравитационным максимумом, приурочено к восточной части Среднекуринской депрессии. Оно характеризуется неглубоким залеганием консо-

Таблица 1

Химический состав пород палеогеновой трахибазальтовой формации Талыша (в вес. %)

Окис- лы	Позднеэоценовые						Ранне-средне- эоценовые	
	Буровский интрузив			Розов- ский ин- трузив	с. Джангильсор		с. Маглабанд	
	эссек- сит	трахи- доле- рит	трахи- базальт	трахи- андезит	лейцитовые трахиандезиты		лейцитовые тефриты	
	I	II	III	обр. 2052	обр. 2271	обр. 93	обр. 3843	обр. 471
SiO <sub>2</sub>	49,78	49,60	50,17	56,53	55,14	54,85	50,84	50,65
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,44	1,14	0,74	0,63	0,62	0,45	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,52	16,61	18,46	17,10	19,98	17,67	17,27	20,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,02	4,59	4,52	4,70	2,70	4,45	7,28	3,80
FeO	7,80	5,86	4,92	2,46	3,04	3,38	2,00	-
MnO	0,16	-	-	-	-	-	-	-
MgO	6,75	4,29	4,99	0,96	1,85	2,72	3,99	2,56
CaO	9,43	9,41	9,76	6,26	5,22	6,00	6,02	3,89
Na <sub>2</sub> O	2,62	2,81	2,72	4,56	3,31	3,43	3,96	2,55
K <sub>2</sub> O	3,22	3,31	2,82	3,43	4,62	3,82	4,08	4,01
SO <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O	0,59	1,20	0,18	1,54	0,50	1,60	1,12	1,03
П.п.п.	0,68	1,34	0,40	3,12	2,15	2,51	3,75	5,42
Сумма	100,68	100,46	100,08	100,00	99,14	100,05	100,76	99,79

Примечание. Анализы заимствованы из опубликованных работ Ш.А. Азизбекова и др. (1969, 1972, 1973, 1974).

лидированной коры. Здесь по сравнению с другими частями впадины мезозойские отложения залегают на относительной небольшой глубине и по данным сейсморазведки под покровом почти незатронутых дислокаций неоген-четвертичных малассовых образований существуют брахиформенные структуры. Они соответствуют локальным максимумам третьего порядка, сконцентрированным в северо-восточную и юго-западную группы. Кюрдамир-Саатглинское погребенное под-

нятие пересекает Среднекуринскую впадину в меридиональном направлении между Лагич-Астаринском (Западно-Каспийском) и Куткашен-Чалмырлинским глубинными разломами. Об этом свидетельствует резкое изменение аномалий силы тяжести как в сторону Южнокаспийской впадины, так и в сторону Евлах-Агдабединского прогиба Среднекуринской впадины. Поверхность мезозойских вулканогенных образований погружается на глубину от 3-3,5 км в центральной части выступа до 15 и 8 км в сложных прогибах соответственно с востока и запада.

Кюрдамир-Саатлинскому максимуму силы тяжести соответствуют небольшой выступ в рельефе поверхности Мохо и обширное поднятие поверхности базальтового слоя, приближающегося здесь к поверхности консолидированной коры (Борисов, 1967). По мнению названного исследователя, на северном продолжении этого разлома происходит замыкание юрских отложений Большого Кавказа, сменяется простиранье пород, их геофизическая характеристика, далее на север он служит границей структур Дагестанского клина. Это дает основание выделить систему разломов вдоль линии Ленкорань - Кюргемир - Махачкала. Разлом глубокого заложения, проходящий по линии Ахсу - Астара, установленный по геофизическим (гравитационным) данным, отделяет Кюрдамир-Саатлинское поднятие от Южно-Каспийской впадины (Шмельзон, 1959; Ализаде и др., 1965). На отдельных участках Кюрдамир-Саатлинского поднятия разведочными скважинами на различных глубинах (2800 и 3500 м) вскрыты в одних случаях вулканогенные образования, в других - карбонатные и терригенные породы, которые подстилаются вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами. Последние по составу, строению и геологическому положению отличаются от вулканогенных пород, вскрытых скважинами непосредственно под эоценовыми отложениями. Ни в одном случае скважины не достигли подошвы вулканогенных образований, хотя в отдельных случаях их мощность составляет 2000 м (Мурадханлы) и 3500 м (Саатлы).

Во вскрытой части разреза мезозоя Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия установлены две вулканогенные толщи, залегающие на различных интервалах мезозойского разреза. Исследование богатой коллекции кернового материала из Мурадханлинской, Джарлинской, Сор-Сорской, Караджалинской и Саатлинской структур показало, что породы верхней и нижней вулканогенных толщ по петрографическому и петрохимическому составу отличаются одна от другой.

Породы верхней вулканогенной толщи представлены андезитами, трахиандезитовыми, трахиандезито-базальтовыми, андезитовыми и базальтовыми порфиритами, а также сопровождающими их вулканобломочными породами. Нижняя вулканогенная толща сложена в основном андезитовыми, андезито-базальтовыми, базальтовыми и диоритовыми порфиритами и их вулканокластическими образованиями. Трахиандезитовые порфириты верхней толщи характеризуются порфировой структурой с микролит-пиллакситовой основной массой.

Вкрапленники: плагиоклаз ( $An_{35-40}$ ), биотит, роговая обманка, редко моноклинный пироксен. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, изометричными зернами калиевого полевого шпата, кварца, магнетита и апатита. В трахиандезито-базальтовых порфиритах вкрапленники плагиоклаза представлены лабрадором ( $An_{52-56}$ ), присутствует также измененный оливин. Андезитовые, андезито-базальтовые и базальтовые порфириты нижней толщи имеют порфировую структуру, вкрапленники представлены плагиоклазом (андезинитом и лабрадором), моноклинным пироксеном (авгитом). Микроструктура основной массы интерсертальная, микролит-цилотакситовая основная масса сложена микролитами плагиоклаза, изометричными зернами моноклинного пироксена, магнетита, хлорита и вулканического стекла. Диоритовые порфириты характеризуются полнокристаллической структурой с крупными вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки, реже — моноклинного пироксена (авгита). Мелкозернистая основная масса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом. На площади Караджалы скважинами 1 и 3 соответственно на глубинах 3530 и 4210 м вскрыты интрузивные породы, представленные кварцевыми сиенит-диоритами и гранодиоритами (см. рис. 1). Кроме того, в скважине 1 на глубине 3655 м вскрыты гранатовые скарны. Это, по-видимому, указывает на интрузивный характер контакта с вмещающими известняками.

Химический состав некоторых вулканитов, взятых на различных глубинах отдельных участков Кюрдамир-Саатлинского поднятия, приводится в табл. 2. Как видно из табл. 2, породы по содержанию щелочей разделяются на субщелочные, где сумма щелочей более 6% (верхняя толща), и известково-щелочные с суммарным содержанием щелочей меньше 6%.

По данным К-Аг определения возраста эффузивов из верхней вулканогенной толщи, полученные в Лаборатории абсолютной геохронологии ИГ АН АзССР и ИГН АН АрмССР, выделяются две возрастные группы пород со средним значением цифр 94 млн. и 76 млн. лет (табл. 3). Цифра 76 млн. лет, по-видимому, характеризует верхнюю часть верхней толщи мощностью около 200 м, представленную преимущественно трахиандезитами. Цифра 94 млн. лет получена для пород, слагающих нижнюю, наиболее мощную часть верхней вулканогенной толщи, сложенную андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. В разрезе скважины 1 Джарлинской площади ниже готеривских песчано-алевролитовых отложений вскрыта нижняя вулканогенная толща мощностью 800 м. Абсолютный возраст андезитового порфирита, взятого из этой толщи на глубине 4263-4269 м, равен 127 млн. лет, что соответствует неоккомской эпохе. Это согласуется с палеонтологическим определением фаунистических остатков в этой толще.

Абсолютный возраст пород из верхней вулканогенной толщи, вскрытой Саатлинской складиной 1, колеблется в пределах 93-103 млн. лет (глубины 2861-2866, 4106-4109 и 4575-4580 м).

Таблица 2

Химический состав мезозойских вулканических пород Кюрдамир-

Окислы	Мурадханлы, скв. 6,		Мурадханлы, скв. 11		
	трахиандезито- базальт		трахи- базальт	трахиандезит	
	3584- 3588 м.	3888- 3992 м	4032- 4037 м	4112- 4114 м	3891- 3895 м
SiO <sub>2</sub>	55,09	49,06	51,39	53,36	56,94
TiO <sub>3</sub>	1,03	1,08	1,02	0,87	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,91	20,04	19,23	18,07	17,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,49	5,60	5,93	5,15	3,32
FeO	2,38	4,53	2,23	2,69	3,47
MnO	0,07	0,19	0,09	0,12	0,11
MgO	2,91	5,39	4,43	3,62	2,70
CaO	6,16	6,91	6,65	8,35	4,96
Na <sub>2</sub> O	2,42	3,11	2,56	3,29	5,96
K <sub>2</sub> O	3,69	3,27	5,20	3,63	2,53
SO <sub>3</sub>	0,02	0,70	0,04	0,01	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,50	0,18	0,24	0,19
H <sub>2</sub> O	2,49	-	1,52	0,91	0,61
П.п.п.	0,07	0,07	0,43	0,15	1,64
Сумма	99,08	100,45	100,90	100,40	100,70

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ Управления СМ АзССР по геологии.

Таким образом, в геосинклинальный этап развития территория Кюрдамир-Саатлинского гравитационного максимума Тальш-Дагестанской зоны представляла прогиб, где длительное время с перерывами происходила интенсивная вулканическая деятельность, продолжавшаяся от поздней юры до позднего мела. В вулканической деятельности можно выделить две стадии. В течение позднеюрско-раннемеловой стадии накопился огромный объем вулканических продуктов, по составу отвечающих андезито-базальтовой формации. В

Саатлинского погребенного поднятия (в вес. %)

Джарлы, скв. 6		Саатлы, скв. 1		
базальтовый порфирит		долерит		
5423- 5428 м	3904- 3906 м	4218- 4222 м	4340- 4844 м	5247- 5250 м
57,61	48,04	49,19	49,81	54,15
0,61	0,48	0,89	0,98	0,55
18,07	17,45	18,44	18,95	18,04
2,30	4,80	5,23	5,65	3,42
2,13	2,89	5,77	4,72	3,71
0,14	-	-	-	0,14
3,15	7,86	6,44	5,30	3,08
4,34	8,37	6,88	6,85	7,22
4,09	4,48	3,75	3,71	3,87
3,78	0,83	0,36	1,27	1,00
0,05	0,56	0,55	0,52	0,85
-	-	-	-	-
2,09	1,75	0,82	0,67	0,89
2,21	3,05	1,34	1,98	3,42
100,57	100,56	99,66	100,41	100,34

позднем мелу (коньяк - сантон) образовались эффузивы и сопровождающие их породы пирокластической и субвулканической фаций, по составу отвечающие трахиандезито-базальтовой формации. В целом Кюрдамир-Саатлинский погребенный выступ в мезозое представлял собой единое с Тальшом и Вандамской зоной поднятие и в поздне-меловое время испытывал относительный подъем. В орогенном этапе, когда на Большом, Малом Кавказе и Тальше началось сводовое поднятие с образованием горных сооружений, Кюрдамир-Саатлинский

Таблица 3

Результаты радиологических исследований магматических пород Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия

№ п/п	Порода, площадь, скважина, интервал	K, %	Ag <sub>рад</sub> , нг/г	Ag <sup>40</sup> /K <sup>40</sup>	Возраст, млн. лет	Примечание
1	Андезито-базальтовый порфирит, Мурадханлы, скв. 3 (3050-3053 м)	1,85	11,60	0,00515	93	ИГН АН АзССР
2	То же	2,16	10,7	0,00477	83	ИГН АН АрмССР
3	"	2,83	18,70	0,00540	96	ИГ АН АзССР
4	"	1,68	10,05	0,00515	93	То же
5	Трахиандезит, Мурадханлы, скв. 5 (3789-3792 м)	4,20	21,2	0,00413	74	"
6	То же скв. 6 (3070-3074 м)	5,67	28,8	0,00415	75	"
7	То же скв. 6 (3120-3124 м)	5,07	25,9	0,00420	76	"
8	То же скв. 6 (3178-3182 м)	3,31	21,6	0,00527	95	"
9	Андезито-базальтовый порфирит, Мурадханлы, скв. 6 (4759-4764 м)	1,67	10,07	0,00530	95	"
10	То же скв. 13 (3407-3411 м)	0,59	3,06	0,00425	74	ИГН АН АрмССР
11	Кварцевый сиенит-диорит, Караджалы, скв. 1 (3530-3533 м)	4,49	22,7	0,00508	90	То же
12	Андезито-базальтовый порфирит, Джарлы, скв. 1 (4263-4269 м)	1,45	11,9	0,00672	118	ИГ АН АзССР
13	То же (4263-4269 м)	2,00	17,75	0,00730	127	То же
14	Базальтовый порфирит, Джарлы, скв. 6 (3904-3906 м)	0,87	6,73	0,00635	111	ИГ АН АрмССР
15	Долерит, Саатлы, скв. 1 (2861-2866 м)	0,75	4,89	0,00538	93	То же
16	Андезит порфирит Саатлы, скв. 1 (4106-4109 м)	0,26	1,90	0,00593	103	"
17	То же (4575-4580 м)	1,99	13,6	0,00562	101	"

выступ вместе с Куринской впадиной превратился в молассовый прогиб.

Вандамский антиклинорий с широким участием вулканогенных формаций в строении мезозойских отложений уже давно привлекал внимание исследователей Юго-Восточного Кавказа. Первоначально все эффузивы по возрасту относились к альб-сеноману. После исследования А.Н. Шарданова (1957) было установлено развитие в Вандамской зоне двух разновозрастных вулканогенных толщ — байосской и верхнемеловой. С тех пор двучленное строение считается окончательно установленным, и эта схема была положена в основу дальнейших геологических исследований Юго-Восточного Кавказа. По составу вулканогены представлены андезитовыми и базальтовыми порфиритами.

Проведенные в последние годы специальные геологические и петрологические исследования с применением калий-аргонового метода определения абсолютного возраста магматических образований показали, что вулканогенные толщи имеют более сложный состав, отвечают различным по глубинности фациям, а по возрасту являются более молодыми, чем средняя юра. По новым данным, магматические породы Вандамской зоны по возрасту и составу расчленяются на позднемеловую трахибазальтовую и палеогеновую щелочную габброидную формации.

Позднемеловая трахибазальтовая формация развита на участке между с. Вандам и р. Ахсу и представлена вулканобломочной, лавовой и субвулканической фациями. Мощность пород этой формации достигает более 1000 м. Наиболее отчетливо строение позднемеловой вулканогенной толщи выражено на правом склоне долины р. Геокчай.

Нижняя половина разреза мощностью более 400 м сложена преимущественно агломератовыми туфами, туфобрекчиями с прослоями туфопесчаников и туфогравеллитов с крупными обломками трахиандезитовых и трахибазальтовых порфиритов. В нижней части этой пачки присутствуют покровы андезитовых порфиритов. В строении верхней половины разреза преобладают осадочно-туфогенные породы, инъецированные силами эссексит-диабазов. На востоке (Ахохчайский разрез) в строении вулканогенной толщи наравне с вулканобломочными породами принимает участие мощный покров (70–80 м) шаровых лав трахибазальтового состава. Покров сложен из плотно прилегающих друг к другу шарообразных тел с преимущественно эллипсоидальной, иногда матрацевидной формами отдельности. Субвулканическая фация позднемелового вулканизма развита в между-речье Геокчая и Ахохчая, к северу от с. Курбанэфенди. Здесь обнаружено куполообразной формы тело, сложенное субщелочными габброидами.

Породы трахибазальтовой формации, представленные вулканокластической и лавовой фациями, характеризуются широким развитием трахибазальтовых, трахиандезитовых, базальтовых, андезитовых и диабазовых порфиритов, их миндалекаменной разностью с мелко-

порфиrowой, редко афировой структурами, с широким генетическим спектром смешанных вулканообломочных пород. Среди пород субвулканической фации наиболее развиты порфиrowидные субщелочные габброиды и долериты. По составу и структурным особенностям среди пород вулканокластической фации выделяются туфы трахибазальтовых, андезитовых и диабазовых порфиритов, литокластические и кристаллические туфы, агломератовые туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты.

Трахиандезиты представляют собой порфиrowую породу с вкрапленниками плагиоклаза ( $Al_{52-58}$ ), авгита и редко — измененного оливина. Основная масса имеет интерсертальную, трахитовую или спилитовую структуру и сложена лейстами и микролитами плагиоклаза (часто альбита), калиевого полевого шпата, моноклинного пироксена, магнетита, хлорита, актинолита.

Андезитовые и базальтовые порфириты отличаются отсутствием в основной массе калиевых полевых шпатов. Сравнительно часто встречаются миндалекаменные разности этих пород.

Породы субвулканической фации представлены эссексит-диабазом, кварцсодержащим анортоклазовым габбро, габбро-диабазом и долеритом. Эссексит-диабазы характеризуются полнокристаллической порфиrowой структурой. Более крупные кристаллы первой генерации представлены моноклинными пироксенами (авгитом), плагиоклазом ( $Al_{52-57}$ ) и анортоклазом. Среди минералов второго поколения, кроме названных выше, присутствуют также калиевый полевой шпат, биотит, апатит, магнетит.

В долеритах порфиrowидные кристаллы представлены плагиоклазом ( $Al_{58-62}$ ). Относительно мелкозернистая часть породы сложена плагиоклазом, авгитом, оливином, магнетитом, апатитом.

Палеогеновая щелочная габброидная формация представлена интрузивными породами, известными, например, в районе с. Буйнуз. Самыми распространенными породами Буйнузского массива являются габбро-сиениты и диорит-сиениты, содержащие до 1,5–3% кварца. Габбро-сиениты представляют полнокристаллическую порфиrowидную породу. Крупные кристаллы представлены плагиоклазом ( $Al_{51-54}$ ); калиевым полевым шпатам, моноклинным пироксеном. В составе относительно мелкозернистой части породы, кроме названных, минералов, присутствуют также биотит, магнетит, апатит, сфен, кварц. Диорит-сиениты отличаются от габбро-сиенитов более кислым составом плагиоклаза  $Al_{41-43}$  и повышенным содержанием калиевого шпата. Для магматических пород Вандамской зоны характерна тесная ассоциация субщелочных и известково-щелочных пород (табл. 4). Породы субщелочной серии количественно резко преобладают, причем самыми распространенными являются трахибазальты, трахиандезиты, базальтовые и андезитовые порфириты. Для пород как эффузивной, субвулканической, так и интрузивной фации Вандамской зоны характерно присутствие крупных вкрапленников моноклинного пироксена, преимущественно авгитового состава. Нередко мегакристаллы авгита имеют идеальные кристаллографические ограничения.

Привлекает внимание повышенное содержание щелочей в анализируемых породах. Иногда содержание суммы щелочей достигает 8% (трахибазальты), а в диорит-сиенитах — даже более 9% (см. табл. 4). Как правило, в этих породах  $K_2O$  преобладают над  $Na_2O$  (калиевая специализация). Субщелочной характер магматических пород Вандамской зоны иллюстрирован вариационной диаграммой (рис. 2).

Касаясь возраста вулканогенной толщи, выступающей на участке междуречья Вандамчая и Ахохчая, отметим, что на основании геологического положения возраст этой толщи многие исследователи (Шарданов, 1957; Воскресенский, 1959; Исаев, 1972; и др.) относят к байосу. Между тем проведенные в последние годы геологические и петрологические исследования с применением радиологического (калий-аргонового) метода определения возраста магматических пород показали, что магматические породы Вандамской зоны по возрасту не древнее мела (табл. 5). Основная масса эффузивных образований относится к позднемеловой трахибазальтовой формации. Наряду с этим имеются сравнительно небольшие интрузивные тела магматических пород, возраст которых отвечает палеогену. Геологическое положение Вандамской зоны на границе между мегантиклинорием Большого Кавказа и Куринской межгорной впадиной повлияло на развитие этой территории в меловое время. С одной стороны, мы имеем здесь интрузии субщелочных габброидов, по видимому, отражающие, как и аналогичные им по составу и возрасту интрузии Северного Кавказа, наступление субплатформенного этапа развития в пределах мегантиклинория Большого Кавказа. С другой стороны, мы имеем в Вандамской зоне меловые вулканогенно-осадочные образования, характерные для геосинклинального режима. Таким образом, имеющие в настоящее время геологические факты не позволяют однозначно решить вопрос о включении Вандамской зоны в состав мегантиклинория Большого Кавказа.

Южный Дагестан является следующим к северо-западу от Вандамского антиклинория районом, лежащим на пересечении Тальш-Дагестанской зоны с мегантиклинорием Большого Кавказа. Восточная граница этого пересечения проходит через верховья правых притоков р. Ахтычай и ее нижнее течение. К северо-западу от этого участка давно известна протягивающаяся вдоль антиклинория Главного хребта полоса малых интрузий, названная Л. А. Варданяшем "Кахетинским диабазовым поясом". Среди этих интрузий наряду с различными разновидностями диабазов, долеритами уже давно отмечались довольно крупные магматические тела, сложенные средними и основными породами с повышенным содержанием щелочей. Наиболее крупными интрузиями являются Ахвай-Хурайская, Дадянская, Коледжская, Диндидагская, Сомалитская, Гудурдагская. Все они, за исключением двух последних, расположены в истоках правых притоков верховьев р. Самур. Менее крупные магматические тела аналогичного состава известны на правобережье р. Курдлул (правый приток р. Самур), в районе горы Гутон, в верховьях рек Мазымчай и Бельоканчай (южный склон Большого Кавказа в пределах Азербайджана).

Таблица 4

Химический состав пород трахибазальтовой и щелочной габброидной

Окислы	Трахибазальтовая формация			
	р.Ахоччай		о.Вандам	о.Геокчай
	трахибазальт		базальто- вый порфи- рит	андезито- базальтовый порфирит
	обр. 14	обр. 17	обр. 1216	обр. 1984
SiO <sub>2</sub>	52,70	51,64	50,14	52,98
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,63	0,60	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,06	15,35	12,80	17,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,25	3,43	4,26	3,93
FeO	5,24	6,11	5,46	3,67
MnO	0,13	0,15	-	-
MgO	6,0	6,74	8,36	3,51
CaO	7,09	5,13	9,18	8,30
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,04	3,98	3,88
K <sub>2</sub> O	4,78	5,08	1,30	2,24
SO <sub>3</sub>	-	-	0,80	0,62
H <sub>2</sub> O	0,12	0,37	1,09	0,92
П.п.п.	2,60	3,04	2,23	2,10
Сумма	100,96	100,71	100,20	100,40

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ Управления СМ АзССР по геологии.

Морфология малых интрузий довольно однообразна. Все они имеют форму, близкую к линзообразной, северо-западное простирание (290-310°), длину от 1 до 4 км, мощность, варьирующую в пределах 50-500 м, и крутое падение. Мнение первых исследователей (Рожков, 1937; Русанов, 1938; и др.) о пластообразной форме описываемых интрузий, очевидно, надо считать ошибочным.

Контакты интрузивных тел с вмещающими терригенными образованиями юры резкие, иногда несколько извилистые. Мощность зо-

формации Вандамской зоны (в вес. %)

Трахибазальтовая формация			Щелочная габброидная формация		
р.Гирдиман- чай	с.Курбан-Эфенди		р.Геокчай	Буйнузский интрузив	
долерит	анорто- клазовый габбро	эссекси- товый габбро	эссексит- диабаз	габбро- сиенит	диорит- сиенит
обр. 77	обр. 1143	обр. 1147	обр. 104	обр. 122	обр. 119
49,07	52,44	50,70	49,64	51,72	59,34
1,85	0,61	0,72	0,70	0,85	0,56
20,19	15,93	13,51	13,37	14,56	15,56
5,68	4,44	6,16	2,97	5,89	2,17
1,68	5,26	5,47	5,34	5,31	3,01
0,07	0,17	0,23	0,08	-	0,08
3,53	4,28	7,23	10,56	5,36	1,92
9,21	7,10	6,72	8,32	8,10	8,44
3,30	3,62	2,0	2,85	2,44	3,02
1,45	3,39	3,60	2,45	3,54	6,32
0,88	Нет	0,70	1,62	-	0,32
-	"	0,01	-	0,02	1,06
1,35	2,69	2,75	2,57	2,93	2,93
100,26	99,93	99,80	100,47	100,72	99,73

ны приконтактово-измененных пород достигает у крупных тел 10-15 м. Несмотря на сравнительно небольшие размеры интрузий, довольно отчетливо устанавливается зональность в их строении. Породы, слагающие центральные части малых интрузий, отличаются от пород краевых фаций не только макроскопически по цвету и текстуре, но и по химическому и минеральному составу.

Если рассмотреть в качестве характерного примера Ахвай-Хурайскую интрузию, то в краевой части интрузии можно различить

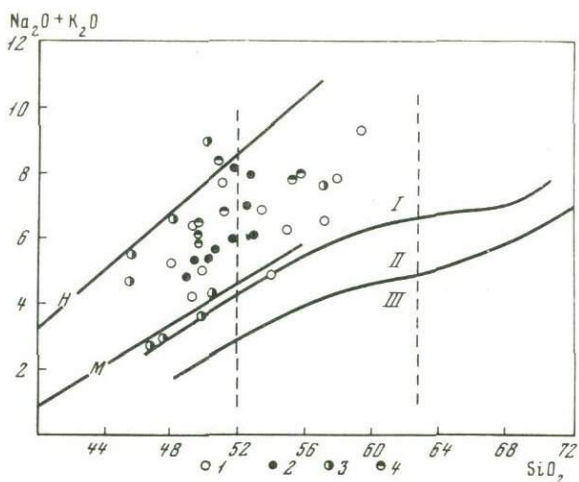


Рис. 2. Вариационная диаграмма  $Na_2O+K_2O/SiO_2$  для меловых и палеогеновых пород Кюрдамир-Саатлинского погребенного выступа и Вандамской зоны

1 - меловые андезиты-базальты и трахиандезиты Кюрдамир-Саатлинского погребенного выступа; 2 - меловые трахибазальты и палеогеновые габбро-сиениты Вандамской зоны; 3 - меловые габброиды Южного Дагестана; 4 - палеогеновые трахибазальты, эссекситы Тальша; М - границная линия между полями толеитов и щелочных базальтов (Mac Donald, Katsura, 1964); N - граница между слабощелочными и высокощелочными базальтами (Sagglrsou, Williaues, 1964); I, II и III - поля щелочных, высокоглиноземистых и толеитовых серий (Kuno, 1966)

маломощную (1 м) зону темно-серых мелкопорфировых биотитсодержащих диабазов. Эти породы имеют офитовую структуру и состоят из тонкостолбчатых зерен альбитизированного и соскуритизированного основного андезина - лабрадора (№ 40-50) и измененных темноцветных минералов, располагающихся среди сильно хлоритизированного мезостазиса. Последний в значительной части образован за счет вторичного изменения мафических минералов. Крупные зерна темноцветных минералов, в настоящее время полностью замещенные агрегатом карбоната, сфена и рудного минерала, судя по габитусу зерен, были пироксенами. Встречаются мелкие листочки красно-бурого биотита, неправильные по форме выделения рудного минерала и кварца. Изредка в интерстициях отмечаются резко ксеноморфные выделения калишпата. Постепенно по направлению к центральной части тела эти породы сменяются темно-серыми полнокристаллическими габбро-сиенитами. Размер зерен плагиоклаза возрастает до 5-8 мм. Они приобретают толстотаблитчатую форму, состав их отвечает лабрадору (№ 50-58). Темноцветные минералы

Таблица 5

Результаты радиологических исследований магматических пород Вандамской зоны

Номер пробы	Порода, место взятия образца	K, %	Ag, нг/г	Ag <sup>40</sup> /K <sup>40</sup>	Возраст, млн. лет	Лаборатория
32	Долерит, р.Гидриманчай	1,07	7,51	0,0057	100 $\pm$ 2	ИГД АН СССР
50	Трахибазальт, р.Ахохчай	4,36	24,07	0,00414	82 $\pm$ 5	То же
1415	То же	3,94	20,3	0,00422	74 $\pm$ 4	ИГЕМ АН СССР
94	Эссексит-габбро, с.Курбан-Эфенди	5,44	39,4	0,0059	104 $\pm$ 6	ИГД АН СССР
119	Сиенит-диорит, с.Буйнуз	4,07	11,9	0,00239	43 $\pm$ 4	ИГЕМ АН СССР
120	То же	6,50	20,01	0,00253	45 $\pm$ 3	ИГД АН СССР
2105	Эссексит-диабаз, р.Геокчай	2,38 $\pm$ 0,04	16,5 $\pm$ 0,8	0,00570	102 $\pm$ 5	ИГЕМ АН СССР
9	Андезит, р.Ахохчай	4,14 $\pm$ 0,03	22,5 $\pm$ 0,6	0,00445	79 $\pm$ 3	То же
5140/74	Андезит, р.Геокчай	2,81 $\pm$ 0,03	19,0 $\pm$ 0,6	0,00559	97 $\pm$ 5	"
523/74	Андезит, с.Вандам	1,79 $\pm$ 0,02	12,6 $\pm$ 0,5	0,00573	103 $\pm$ 5	"
2003	Сиенит-диорит, с.Буйнуз	3,76 $\pm$ 0,04	14,4 $\pm$ 0,7	0,00460	56 $\pm$ 3	"

Таблица 6

Химический анализ субщелочных пород Южного Дагестана (в вес.%)

№ п/п	Номер пробы	Порода, место взятия образца	SiO <sub>2</sub>
1	58ж/69	Субщелочной габброид, гора Хурай	50,11
2	58з/69	Габбро-сиенит, гора Хурай	45,80
3	58и/69б	То же, 23 м	47,92
4	58м/69	" 88 м	45,62
5	58н/69	" 128 м	56,73
6	709-С	Габбро-диабаз, гора Дадиян	47,07
7	754	Габбро-диабаз, гора Диндидаг	50,59
8	798а	Габбро-диабаз, гора Гудардаг	47,27
9	61л/69	Гранит-порфир, руч. Огаламат-хет	71,64
10	602г/69	Диабаз, руч. Курдул	49,10

TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
2,15	15,98	2,51	6,17	0,18	6,32
3,10	16,32	0,53	8,54	0,15	5,39
2,22	19,47	1,14	6,41	0,12	3,44
1,55	16,30	4,60	4,98	0,11	7,15
1,87	15,18	1,43	6,68	0,12	2,61
1,30	16,16	2,77	7,62	0,13	8,17
1,22	14,40	1,39	0,08	0,25	6,50
1,36	15,46	2,31	8,22	0,18	8,72
0,37	13,95	0,18	3,56	0,06	0,06
0,70	22,26	1,85	4,63	0,12	4,53

Таблица 6 (окончание)

№ п/п	Номер пробы	Порода, место взятия образца	CaO
1	58ж/69	Субщелочной габброид, гора Хурай	5,85
2	58з/69	Габбро-сиенит, гора Хурай	5,54
3	58и/69б	То же, 23 м	4,44
4	58м/69	" 88 м	9,42
5	58н/69	" 128 м	4,35
6	709/С	Габбро-диабаз, гора Дадиян	10,27
7	754	Габбро-диабаз, гора Диндидаг	8,08
8	798а	Габбро-диабаз, гора Гудардаг	10,52
9	61л/69	Гранит-порфир, руч. Огаламат-хет	1,28
10	602г/69	Диабаз, руч. Курдул	12,80

Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
3,48	2,49	1,36	-	0,50	4,06	99,80
3,29	2,27	4,50	2,50	1,06	0,80	99,79
2,87	3,76	4,80	2,23	1,03	-	99,75
2,43	2,11	4,50	-	0,39	0,86	100,02
3,99	3,36	0,31	-	0,76	3,79	100,87
2,00	0,30	-	-	0,15	4,18	100,15
3,24	0,80	0,54	-	0,18	2,96	99,42
1,93	0,46	1,30	-	0,20	2,20	100,43
3,81	2,00	1,92	0,85	0,27	-	99,95
2,40	0,12	1,38	0,56	0,07	-	100,52

Примечание. Анализ 6 взят из материала Г.И. Дивакова; 7,8- из материала А.Г. Долгих (Долгих, Чернишин, 1971); анализы 1-

5, 9, 10 выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР (аналитик Л.П. Некрасова).

почти нацело замещены хлоритом, карбонатом, лейкоксеном, иногда вместе с биотитом. Количество биотита, хлорита и кварца в целом убывает, а содержание калишпата возрастает. К центру эти породы переходят в еще более крупнозернистые габбро-сиениты с большим содержанием калишпата (15%) моноклинного пироксена (7%). Далее

к центру интрузий калишпат встречается в виде крупных толстотаблитчатых интенсивно пелитизированных зерен, а основной плагиоклаз сменяется андезином (№ 30-35). Породы здесь по составу соответствуют сиенито-диоритам, а в центральной части магматического тела - лейкократовым гипидиоморфнозернистым авгитовым сиенитам.

Таблица 7

Абсолютный возраст некоторых субщелочных габброидов  
Южного Дагестана ,

№ п/п	Номер пробы (вало-вая)	Порода, место взятия	K,%	Ar, нг/г	40		Возраст, млн.лет
					Ar	рад., % общий	
1	58ж/69	Габбро-сиенит, гора Хурай	1,67± 0,03	11,4± 0,6	35	52	98±7
2	58е/69	Габбро-диорит, гора Хурай	0,93± 0,03	7,4± 0,8	25	28	112±12
3	54з/74	Габбро-диабаз, гора Диндидаг	0,37± 0,03	2,4± 0,3	13	18	91±12

Все определения сделаны в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР.

В маломощных интрузиях (типа Курдульской) в краевых частях крупных магматических тел мы встречаем довольно крупнозернистые габбро-диабазы, не содержащие калишпата, но с более широко проявленным процессом уралитизации первичных пироксенов. Иногда отмечаются псевдоморфозы серпентина по оливину. Химический состав субщелочных пород представлен в табл. 6.

Изложенные выше факты показывают, что субщелочные горные породы Южного Дагестана представляют собой специфическую по химизму, минеральному составу и местоположению в структуре Восточного Кавказа группу пород глубинного происхождения. Внедрение этих пород, очевидно, знаменовало собой постинверсионный этап в геологической истории региона. В связи с этим совершенно очевидна важность установления геологического времени проявления пород этой формации. Радиологические данные, полученные по породам Ахвай-Хурайской и Диндидагской интрузии, свидетельствуют о меловом, а не о юрском, палеогеновом или неогеновом, как считалось разными исследователями ранее, возрасте этих пород (табл. 7). Полученные данные хорошо согласуются с радиологическими и геологическими данными авторов и ряда других исследователей по аналогичным магматическим образованиям Западного и Центрального Кавказа (Афанасьев, Борсук, 1959; Афанасьев и др., 1971; Борсук, 1963; Кондаков, 1968, 1969, 1974; Борсук, Кондаков, 1974). Таким образом, приведенные факты по геологии малых интрузий субщелочного состава территории Южного Дагестана свидетельствуют о широком проявлении магматизма этого состава в мелу вдоль разломов глубокого заложения не только на Центральном и Западном

Кавказе, но и на всей территории Большого Кавказа. Описанная группа интрузий представляет собой глубоко эродированные плутонические тела, обнаженные в осевой части Кавказского антиклинория, имевшей в послемеловое время тенденцию к воздыманию. Судя по близости минерального и химического составов (см. табл. 4, 6), а также радиологическим данным (см. табл. 5, 7), наиболее вероятным эффузивным аналогом субщелочных габброидов являются аналогичные по составу эффузивы Вандамского антиклинория, расположенного на Южном склоне Большого Кавказа. Эта территория не имела в послемеловое время поднятия, ярко выраженного на Большом Кавказе, что привело к сохранению эффузивных членов единой меловой габбро-трахитовой формации.

Таким образом, для территории Южного Дагестана Тальш-Дагестанская субмеридиональная зона является структурой, играющей важную роль. Она ограничивает распространение всех мезозойских магмопроявлений на восток и является районом максимального развития разнообразного по возрасту и составу мезозойского магматизма, многочисленных перспективных проявлений колчеданных руд.

Предгорный Дагестан представляет собой территорию, где мезозойские магматические образования скрыты под мощным чехлом терригенных и карбонатных отложений мезокайнозоя. Проводимые здесь особенно интенсивно в последние годы буровые работы по поискам нефти и газа показали довольно широкое развитие осадочно-вулканогенных образований преимущественно кислого состава в районе Прикумской зоны поднятий и прилегающих с юга к ней районах (Бурштар и др., 1972; Бурштар и др., 1973; Юдин и др., 1974). Абсолютный возраст этих образований в пределах Ортобинской площади 167-198 млн. лет, а туфы кварцевых порфиров в скважине 1 Каясулинской площади были определены так же, как триасовые - лейасовые (167-207 млн. лет). В распоряжении авторов не имеется каких-либо данных о наличии вулканических пород в полосе Хасьюрт - Кизляр и более восточных районах. Указанная полоса представляет собой северо-западное продолжение предполагаемой авторами Тальш-Дагестанской зоны. Очевидно, о наличии такой зоны свидетельствуют и данные В.В. Суетнова, Д.А. Мирзоева и С.А. Каспарова (1966) об особенностях формирования юрского структурного плана предгорного Дагестана. По мнению этих исследователей, северо-западная ориентировка всех средне-верхнеюрских областей прогибания обуславливается влиянием крупных разрывных структур северо-западного простирания.

### Заключение

Приведенные в настоящей статье данные о характере развития в пространстве и во времени специфического по составу мезо-кайнозойского (J-F) магматизма на территории Восточного Кавказа позволяют предполагать существование крупной долгоживущей субме-

ридиональной зоны глубокого заложения. Эта зона, названная авторами Тальш-Дагестанской, не представляет собой единый глубинный долгоживущий разлом. Она простирается в северо-западном направлении от Тальшского антиклинория через район Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия, Вандамский антиклинорий, пересекает антиклинорий Главного хребта в среднем течении р. Самур и уходит далее к северо-западу через районы гор Буйнакса, Хасавюрта, Кизляра, являясь восточной границе Дагестанского клина и Прикумской зоны поднятий.

В течение альпийского этапа развития Восточного Кавказа эта зона играла большую роль в контроле пространственного развития магмопроявлений; к востоку от намеченной зоны магматические образования в настоящее время неизвестны. Возраст магматических образований, развитие которых, очевидно, контролируется Тальш-Дагестанской зоной, варьирует от триаса на севере до палеогена на юге. Общей характерной особенностью магмопроявлений центральной и южной частей этой зоны является их субшелочной состав (см. рис. 2).

Авторы считают, что неполная геологическая изученность описанной территории позволяет только наметить предварительные выводы о существовании долгоживущей глубинной субмеридиональной Тальш-Дагестанской зоны, игравшей существенную роль в постпалеозойской истории развития Кавказа и бывшей в мезо-кайнозое одним из важнейших элементов геологической структуры Восточного Кавказа. В настоящее время еще трудно оценить влияние выделяемой структуры на историю геологического развития восточного макросегмента Большого Кавказа, но ясна необходимость более детального изучения особенностей ее геологического строения.

#### МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОСЕВОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА

А. Г. Гурбанов

Кардывачский магматический узел пространственно приурочен к области сочленения (Осевая или Перевальная подзона, по Г. Д. Афанасьеву и др., 1968; и М. Л. Сомину, 1971) сложно построенного антиклинория Главного Кавказского хребта и ниже-среднеюрской эвгеосинклинали Южного склона. Он имеет в плане линзообразную форму (6x18 км) и линейно вытянут в северо-западном направлении. Сочленение этих двух крупных структурно-формационных зон осложнено системой субпараллельных долгоживущих разломов, вероятно, глубинного заложения, объединяемых в зону "надвига" Главного хребта (Баранов, 1968). По нашим данным, область сочленения двух указанных выше структурно-формационных единиц с позднеюрского времени является зоной тектоно-магматической активизации, и поэтому не следует связывать проявления магматизма в ней с определенными этапами развития мезозойской геосинклинали.

Начиная с позднеюрского времени и до палеогена включительно, магматическая деятельность в западной части Осевой подзоны (истоки рек Мзымты, Авадхары, Лашипсе, Безымянки и Цахвоа) проявились на сравнительно небольшом участке (90–100 км<sup>2</sup>).

Последовательность внедрения магматических образований, слагающих Кардывачский узел, описана нами ранее (Гурбанов, 1972; Афанасьев, Гурбанов, 1974).

### **Структурный контроль мезо-кайнозойского интрузивного магматизма**

Кардывачская интрузия представляет собой ряд сближенных разновозрастных, иногда сравнительно маломощных интрузивов и даек, подчиняющихся единым условиям формирования. Внедрение каждой очередной порции магмы обуславливалось тектоническими подвижками, приводившими к дроблению уже застывших к этому времени магматических пород и "цементации" их более молодыми интрузивными породами.

Породы, входящие в состав позднеюрской габбро-диоритовой формации и слагающие отдельные части Кардывачского магматического узла или мелкие массивы, всегда линейно вытянуты в северо-западном направлении, часто вдоль тектонических нарушений.

В меловое время образовались многочисленные разрывные нарушения в основном северо-западного простирания, по которым внедрялись субшелочные габброиды. Ими сложены дайки и единичные мелкие массивы (район перевала Ахун-Дара и др.) линзовидной формы.

В поздне меловое время вновь происходят тектонические подвижки и по разломам северо-западного простирания внедряются породы субшелочной гранитоидной формации. Серые роговообманковые граниты в большинстве случаев слагают крупные линзовидные участки (1 x 1, 5 x 6–8 км), вытянутые в северо-западном направлении и являющиеся составными частями Кардывачского магматического узла. Иногда они образуют более мелкие (1–80 x 30–800 м) тела трещинного типа. Розовые пегматоидные граниты встречаются значительно реже и слагают мелкие (1–30 x 30–200 м) тела трещинного типа. Щелочные рибекит-эгириновые граниты установлены только в одном месте.

В палеогеновое время вновь наблюдается тектоническая активность, выразившаяся в заложении разрывных нарушений северо-восточного и меридионального простираний. По этим разломам происходит внедрение многочисленных даек субшелочных габброидов, трахитовых и липаритовых порфиров, объединенных в палеогеновую базальт-трахитовую формацию.

Из изложенного выше следует, что породы объединенные нами в конкретные магматические формации, слагают тела, пространственно приуроченные к разрывным нарушениям определенного простирания. Изучение взаимоотношений магматических образований и установление их абсолютного возраста по радиологическим данным по-

могли более объективно восстановить время проявления подвижек по разрывным нарушениям определенного направления с позднеюрского до палеогенового времени включительно, что особенно важно для металлогенических построений.

### **Взаимоотношения мезо-кайнозойских интрузивных пород между собой и с вмещающими их образованиями<sup>1</sup>**

В пределах Кардывачского магматического узла наиболее ранней является позднеюрская габбро-диоритовая формация. Судя по взаимоотношениям различных фаз, в первую очередь внедрились роговообманковые габброиды, затем роговообманковые диориты, кварцевые диориты и, наконец, плагиограниты и плагиоаплиты.

Роговообманковые габброиды слагают юго-восточную (междуречье Лашипсе - Авадхара) и северную (истоки рек Авадхары и Цахвоа) части магматического узла. Кроме того, в его центральной части среди роговообманковых диоритов и гранитов сохранились многочисленные хаотически расположенные ксенолиты (0,6 x 1-10 м) мелко-, средне- и крупнозернистого габбро. Наиболее крупные ксенолиты (80-400 x 200-100 м), сложенные крупнозернистым или пегматоидным габбро, установлены в истоках рек Мзымты, Авадхары и Синеокой.

Мелко- и среднезернистое габбро прорывает с контактовым воздействием метаморфические сланцы, граниты палеозоя, аргиллиты лейаса и содержит их в виде разновеликих ксенолитов, слабо ориентированных вдоль линий контактов.

Наиболее четкие взаимоотношения интрузий второй фазы (диориты, реже - кварцевые диориты) с габброидами первой фазы наблюдаются в междуречье Авадхары - Лашипсе, в истоках рек Мзымты, Цахвоа, Безьямки. Контакты четкие с углами падения плоскостей порядка 60-78°. Когда габброиды находятся в виде ксенолитов в диоритах, характер контактов изменяется, наблюдается постепенный переход через габброидные породы габбро-диоритового состава, образующих оторочку (0,1-2 м) вокруг ксенолитов. Эндоконтактные изменения в массивах, сложенных диоритами, выражаются в уменьшении крупности зерна, в появлении порфиroidной структуры и в наличии постепенных переходов в микродиориты.

Третья фаза представлена дайками, телами трещинного типа и многочисленными, хаотически расположенными прожилками (0,01-0,3 м), сложенными плагиогранитами, плагиогранит-порфирами, плагиоаплитами и реже плагиогранофирами. Они секут габбро первой фазы и реже диориты. Контакты резкие и обычно крутые. Среди маг-

<sup>1</sup> Характер контактных воздействий интрузивных образований слагающих описываемые формации, на вмещающие их породы и ксенолиты подробно описан ранее (Гурбанов, 1972; Афанасьев, Гурбанов, 1974) и здесь не рассматривается.

матических образований, объединенных в габбро-диоритовую формацию, третья интрузивная фаза имеет явно подчиненное площадное распространение. В поле развития мелкозернистого габбро выделяются две мощные (до 300 и 600 м) зоны, в пределах которых габбро раздроблено, а его остроугольные обломки сцементированы породами третьей фазы. Соотношение между обломками габбро и цементирующим их материалом варьирует в пределах от 3:1 до 10:1. Эту своеобразную породу предлагается выделить как магматическую брекчию. Интрузии третьей фазы практически не оказывают контактового воздействия на вмещающие их породы.

Ранне-позднемеловые субшелочные габброиды, представленные дайками безнефелиновых эссекситов и реже тешенитов, объединены в базальт-трахитовую формацию. Они прорывают практически без заметного контактового воздействия метаморфические и магматические породы палеозоя, отложения лейаса и образования позднеюрской габбро-диоритовой формации и изредка содержат ксенолиты этих пород. Эндоконтактовые изменения выражены в уменьшении зернистости, а вдоль непосредственного контакта наблюдаются осветленные зонки (3-5 мм) закалки.

В позднемеловое время в результате 4-х фазного внедрения магмы кислого состава сформировалась субшелочная гранитная формация. Контакты с вмещающими породами резкие и крутые с углами 70-90°. Наибольшее площадное развитие имеют серые средне-равномернозернистые роговообманковые граниты. Розовые пегматоидные граниты встречаются значительно реже. Щелочные рибекит-эгириновые граниты образуют небольшой массив (0,3 км<sup>2</sup>) неправильной формы. Четвертая фаза представлена многочисленными дайками (мощностью 0,3-5 м) гранит-порфиров и гранофиров или же хаотически расположенными прожилками (мощностью до 0,1 м).

Серые роговообманковые и розовые пегматоидные граниты прорывают отложения лейаса - образования позднеюрской габбро-диоритовой и ранне-позднемеловой базальт-трахитовой формаций. Обычно контакты резкие. В зоне эндоконтакта граниты становятся более мелкозернистыми и лейкократовыми, содержат ксенолиты габбро, диоритов. Розовые пегматоидные граниты в основном связаны с серыми роговообманковыми гранитами постепенными переходами с уменьшением зернистости в первых по мере приближения к контактам со вторым, и только в нескольких случаях (истоки рек Мзымты и Авадхары) наблюдаются четкие интрузивные контакты. Щелочные рибекит-эгириновые граниты связаны с двумя первыми интрузивными фазами постепенными переходами и только в долине р. Синеокой имеют с ними явно секущие контакты. Щелочные граниты в зоне эндоконтакта (30-50 м) становятся более мелкозернистыми и лейкократовыми. В этих гранитах наблюдаются единичные ксенолиты позднеюрского габбро, вокруг которых образуются гибридные породы пестрого состава и иногда пегматоидного сложения. Наличие постепенных переходов и интрузивных контактов между розовыми и серыми гранитами, с одной стороны, щелочными и розо-

выми — с другой, может объясняться тем, что перерыв между их формированием был сравнительно небольшим, а резкие контакты образовывались только при усилении движений расплавов, вызванных тектоническими причинами. Лейкократовые граниты, аплиты, гранит-порфиры, гранофиры и кварц-полевошпатовые прожилки почти всегда имеют резкие, явно секущие контакты с вмещающими породами. Явления гибридности и ассимиляции с этими породами не проявились.

Завершается интрузивная деятельность в пределах Кардывачского магматического узла внедрением даек эссекситов, кринанитов, трахитовых и липаритовых порфиров (палеогеновая базальт-трахитовая формация). Они прорывают метаморфические сланцы палеозоя, аргиллиты лейаса, а также магматические образования всех перечисленных выше формаций. Взаимоотношения между дайками не установлены, но по аналогии с Южным склоном в первую очередь, вероятно, внедрились субщелочные габброиды, а затем липаритовые и трахитовые порфиры (Борсук, 1971). Контакты со всеми вмещающими породами резкие, но контактное воздействие выражено крайне слабо. Эндоконтактовые изменения выражены в уменьшении зернистости и более светлой окраске породы. Встречающиеся здесь порфировые выделения и лейсты плагиоклаза всегда ориентированы длинной осью параллельно контакту с вмещающей породой.

### **Петрохимическая характеристика конкретных магматических формаций, слагающих Кардывачский узел**

При петрохимической характеристике пород, входящих в состав магматических формаций, мы не приводим обоснований их возраста и обсуждений радиологических данных, а также количественно-минерального состава, оптических констант ряда минералов, коэффициентов магнезиальности и алкаитности, описание рудных минералов и содержание редких земель в породах. Эти сведения имеются в ранее опубликованных статьях А.Г. Гурбанова (1972) и Г.Д. Афанасьева, А.Г. Гурбанова (1974).

#### *Габбро-диоритовая формация*

Первая интрузивная фаза представлена пироксен-роговообманковыми габброидами. Вначале приводится характеристика наиболее распространенного мелко-среднезернистого габбро. Порода плотная, массивная, зеленовато-черного цвета. Структура габбровая или субофитовая, местами пойкилоофитовая, текстура часто такситовая.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями, различающимися размером зерен и степенью вторичных изменений. Ранняя генерация представлена удлиненными зернами (0,5–2 мм) лабрадор-битовнита ( $An_{38-88}$ ) и в единичных случаях анортита ( $An_{92-96}$ ), полисинтетически sdвойникованными по альбитовому закону. Иногда наблю-

дается зональное строение зерен, причем ядро сложено битовнитом, а следующие зоны — соответственно лабрадором ( $An_{62-54}$ ) и андезином ( $An_{36-32}$ ). Часто зерна плагиоклаза замешены смесью сершита и карбоната, реже по ним развивается хлорит. Поздняя генерация представлена ксеноморфными зернами (до 0,2 мм) свежего олигоклаз-андезина ( $An_{22-37}$ ).

Пироксен представлен бесцветными или светло-бурыми зернами (0,4–1,2 мм) авгита. Иногда авгит частично замещается бурой, а затем зеленой роговой обманкой, чаще же по нему развиваются зеленоватый актинолит и хлорит.

Амфиболы представлены обыкновенной бурой (более ранней), зеленой роговой обманкой и единичными зернами баркевикита. Бурая роговая обманка часто развивается по авгиту, но иногда образует и самостоятельные зерна ( $c:Ng = 12-16^\circ$ ,  $2V = 66-71^\circ$ ). Часто она замещается зеленой роговой обманкой и редко актинолитом. Зеленая роговая обманка ( $c:Ng = 14-16^\circ$ ,  $2V = 72-76^\circ$ ) наблюдается в виде короткопризматических зерен, но чаще — в виде реакционной каймы вокруг зерен авгита. Баркевикит ( $c:Ng = 13-17^\circ$ ,  $2V = -47-50^\circ$ ) образует единичные ксеноморфные зерна (до 0,3 мм), плеохроирующие в красно-бурых тонах. Актинолит встречается редко и обычно наблюдается вблизи контактов габбро с диоритами или меловыми серыми гранитами. Биотит установлен в виде мелких зерен (до 0,4 мм) таблитчатого габитуса в мелко- и среднезернистом габбро и ассоциирует с магнетитом и роговой обманкой.

Кварцем сложены единичные ксеноморфные зерна со слабо выраженным волнистым погасанием.

Вторичные минералы представлены хлоритом (делесситом), эпидотом, цоизитом, сершитом, пренитом и карбонатом. Аксессуарные минералы — апатит, циркон, редко малакон, сфен и муассанит ( $n_e = 2,681$ ;  $n_o = 2,640$ , химический состав (в %) получен научным сотрудником ИГЕМ АН СССР Н.В. Тронева на микроанализаторе "Самеёса" —  $C = 28 \pm 3$ ,  $Si = 71 \pm 3$ ).

Крупнозернистое и пегматоидное габбро отличается от описанного выше более лейкократовым составом, большим количеством апатита, циркона, пренита и большей хлоритизацией авгита и амфиболов.

В табл. 1, 2 приведены химический состав всех разновидностей габбро и содержание в них ряда микроэлементов.

Вторая интрузивная фаза представлена диоритами и реже — кварцевыми диоритами. Макроскопически это плотная среднезернистая порода. Структура призматическая зернистая, реже гипидиоморфно-зернистая, иногда с элементами монзонитовой. Плагиоклаз (андезин —  $An_{37-50}$ ) образует идиоморфные зерна (0,4–2,5 мм), сдвойникованные по альбитовому закону и слегка сершитизированные. Часто плагиоклаз имеет зональное строение (ядра более основного состава, чем краевые зоны). Редко встречаются ксеноморфные зерна (0,1–0,3 мм) неизмененного олигоклаз-андезина ( $An_{16-35}$ ). Авгитом сложены короткостолбчатые зерна (1–2 мм), часто пол-

Таблица 1

Химический состав пород позднеюрской габбро-диоритовой

Окислы	Мелко- и среднесернистое габбро			Крупнозернистое габбро	
	1097	1332-2	13307	1332-1	
SiO <sub>2</sub>	48,33	48,83	48,07	47,50	
TiO <sub>2</sub>	1,43	1,95	1,71	0,86	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,07	16,14	16,14	17,85	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	4,01	1,59	1,68	
FeO	8,22	6,84	8,08	5,40	
MnO	0,23	0,17	0,18	0,13	
MgO	7,06	5,30	6,68	8,37	
CaO	9,96	6,94	10,90	10,49	
Na <sub>2</sub> O	2,36	3,82	3,65	3,02	
K <sub>2</sub> O	0,98	0,47	0,99	1,24	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не опр.	Не опр.	0,26	0,40	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	"	0,70	2,10	2,48	
CO <sub>2</sub>	"	1,08	0,11	0,06	
SO <sub>3</sub>	"	0,1	0,20	Не опр.	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	"	0,32	0,24	0,10	
F	"	Не опр.	0,06	Не опр.	
П.п.п.	2,88	4,03	-	-	
Сумма	100,04	99,62	100,44	99,57	

ностью или частично замещенные амфиболом, который в свою очередь замещается актинолитом и хлоритом. Амфболы представлены бурой (более ранней) и зеленой роговыми обманками. Первая разновидность ( $c:Ng = 15-16^\circ$ ,  $2V = -66-68^\circ$ ) изредка встречается в виде призм без кристаллических окончаний, но чаще она развивается по авгиту. Зеленая роговая обманка ( $c:Ng = 14-17^\circ$ ,  $2V = -78-82^\circ$ ) наблюдается в виде призматических зерен (0,5-2 мм) или реакционных каемок вокруг авгита. Кварц распределен в породе равномерно и образует ксеноморфные зерна (0,2-0,7 мм) с волнистым погасанием. Биотит встречается в виде редких зерен непра-

формации (в вес. %)

Крупнозернистое габбро	Пегматоидное габбро		Меланократовое габбро р. Санчаро, 2257-а-С	Микрогаббро, р. Лаштрак, Л-7716
	1332-7	1046-2		
48,75	46,84	45,65	49,82	46,47
1,40	0,69	1,21	1,56	0,98
16,31	15,35	17,38	16,39	21,10
2,3	1,83	1,45	2,94	2,30
6,08	7,30	7,10	7,41	4,68
0,14	0,30	0,15	0,13	0,14
8,22	10,28	8,85	7,17	5,47
8,78	9,75	9,87	10,76	8,26
3,66	2,02	2,62	2,72	2,25
1,25	1,42	1,46	0,52	1,62
0,28	Не опр.	0,16	Не опр.	Не опр.
2,70	"	2,95	"	"
Не опр.	"	1,51	"	"
"	"	Не опр.	0,10	0,28
0,29	"	0,12	0,19	0,12
Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
-	3,88	-	1,60	6,44
100,16	99,53	100,48	99,71	100,10

вильной формы, часто ассоциирующих с амфиболами. Вторичные минералы - актинолит, хлорит, эпидот, серицит, карбонат и пренит.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и единичными зернами рутила, флюорита и лейкоксена.

В табл. 1, 2 приведены химический состав диоритов, содержание в них ряда микроэлементов. Приведенные химические анализы свидетельствуют о постоянстве составов диоритов, не загрязненных вмещающими породами.

Третья интрузивная фаза представлена светло-серыми до белых, мелкозернистыми плагιοгранитами, плагιοаплитами, плагιοгранит-

Таблица 1 (окончание)

Оксиды	Микрогаббро, массив Northern Ring	Гибридный габбро-диорит, 1040	Диориты	
			1344	1309
SiO <sub>2</sub>	46,73	52,11	54,31	55,73
TiO <sub>2</sub>	0,73	1,93	1,51	1,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,45	15,47	16,82	16,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,00	2,03	2,11	2,81
FeO	8,64	7,93	4,58	5,03
MnO	0,21	0,17	0,13	0,13
MgO	7,08	4,80	4,54	4,07
CaO	12,19	7,69	7,50	4,62
Na <sub>2</sub> O	2,49	3,85	5,53	6,47
K <sub>2</sub> O	0,15	1,68	0,87	1,49
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	Не опр.	0,24	0,40
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,19	"	1,97	1,53
CO <sub>2</sub>	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.
SO <sub>3</sub>	"	"	"	"
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	"	"	"	"
F	"	"	"	"
П.п.п.	-	1,92	-	-
Сумма	99,94	99,52	100,11	99,98

порфирами. Структура аплитовая, микропегматитовая и редко гранит-порфировая с микроаплитовой основной массой. Плагиоклаз образует идиоморфные зерна (0,6-1,3 мм), сложенные олигоклазом-андезином ( $Am_{5-34}$ ), свдвойникованные по альбитовому, редко карлсбадскому закону. Обычно они серицитизированы и хлоритизированы. Амфибол представлен зеленой роговой обманкой ( $c:Ng = 14-17^\circ$ ;  $2V = 79-82^\circ$ ), слагающей призматические зерна, обычно замешенные частично или полностью хлоритом и ассоциирующими с ним эпидотом и карбонатом. Кварц наблюдается в виде ксеноморфных зерен (до 0,8 мм) с волнистым погасанием. Редко встречается еще одна разновидность кварца, возможно, гидротермального или постмагмати-

Диорит, пер. Санчаро, 260-С	Диорит, Горабский массив, р. Кодори, 318	Плагиограниты и плагиогиаплиты		
		1324-2	1333-2	пер. Бак, 2067
54,66	54,30	75,6	75,5	72,52
0,99	0,09	0,28	0,31	0,40
17,23	16,82	12,92	13,52	14,84
2,32	3,18	0,68	0,51	0,31
8,33	5,64	0,92	0,85	2,31
0,09	0,04	0,04	0,05	Не опр.
4,07	4,17	0,67	0,28	0,57
8,07	10,08	0,60	0,65	0,36
2,89	4,54	6,68	6,72	7,37
0,70	0,95	0,29	0,31	0,26
Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,25	0,16
"	0,19	"	0,52	Не опр.
"	Не опр.	"	0,03	"
0,1	"	"	0,10	"
0,13	"	0,04	0,12	0,16
Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
1,07	-	-	-	0,73
100,65	100,00	99,93	99,72	99,99

ческого, выполняющего микротрещинки. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, карбонатом и пренимом. Акцессорные минералы - апатит, циркон, сфен, ортит и редко встречающиеся топаз и муассанит.

Химический состав (см. табл. 1) этих пород и содержание некоторых микроэлементов (см. табл. 2) характеризуются постоянством.

Петрохимические исследования пород габбро-диоритовой формации согласуются с данными полевых исследований и свидетельствуют о том, что все они являются родственными образованиями, возникшими из одного магматического очага в результате дифферен-

Таблица 1

Содержание микроэлементов в породах позднеюрской габбро-диоритовой, меловой и палеогеновой базальт-трахитовой формаций

Элемент	Габбро		Диорит	
	кларк	в породе	кларк	в породе
Pb	8,0	12,8	15,0	10,4
Sn	1,5	5,0	-	4,6
Cu	100,0	61,2	35,0	60,6
Zn	130,0	63,8	72,0	77,1
Ga	18,0	20,6	20,0	22,3
Zr	100,0	142,6	260,0	132,3
Yb	3,3	6,0	-	5,0
Y	20,0	43,3	-	39,5
Mo	1,4	1,9	0,9	2,1
Nb	20,0	13,7	20,0	15,7
La	27,0	16,2	-	32,1
Ti	4700,0	5205,9	4400,0	6088,0
Cr	200,0	266,6	50,0	80,6
Ni	160,0	65,2	55,3	47,3
V	200,0	171,4	100,0	183,3
Co	45,0	31,0	10,0	29,7
Ba	300,0	230,8	650,0	196,4
Sr	440,0	301,4	300,0	294,1
Sc	24,0	20,5	2,5	17,6
Ge	1,5	1,9	1,5	3,9
B	5,0	9,5	15,0	5,9

Примечание. В таблице приведены среднеарифметические (из 70 определений каждой из пород) содержания микроэлементов, по данным приближенно-количественного спектрального анализа. Ана-

ритовой, меловой и палеогеновой базальт-трахитовой формаций

Элемент	Плагиогранит		Субщелочное габбро		
	кларк	в породе	кларк	меловое габбро	палеогеновое габбро
Pb	20,0	9,9	12,0	10,2	12,1
Sn	3,0	4,3	-	3,4	5,2
Cu	20,0	21,0	5,0	57,5	26,3
Zn	60,0	35,9	130,0	87,0	114,0
Ga	20,0	18,7	40,0	20,4	23,0
Zr	200,0	198,0	200,0	143,7	176,9
Yb	4,0	8,7	-	5,0	5,0
Y	34,0	67,6	20,0	30,8	37,6
Mo	1,0	1,2	0,6	1,8	2,5
Nb	20,0	21,3	100,0	13,2	23,8
La	-	62,0	-	20,0	28,3
Ti	2100,0	2944,0	8300,0	12160,0	12760,0
Cr	25,0	31,9	2,0	194,8	72,0
Ni	8,0	14,5	4,0	70,8	42,0
V	40,0	52,6	30,0	178,0	188,4
Co	5,0	7,7	1,0	29,0	30,0
Ba	830,0	84,4	-	186,6	546,0
Sr	300,0	135,4	1400,0	22,0	20,0
Sc	3,0	14,2	3,0	22,0	20,0
Ge	1,4	1,4	1,0	1,7	1,6
B	15,0	5,0	9,0	5,3	8,6

лизы выполнены в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиком Р.В. Кортман.

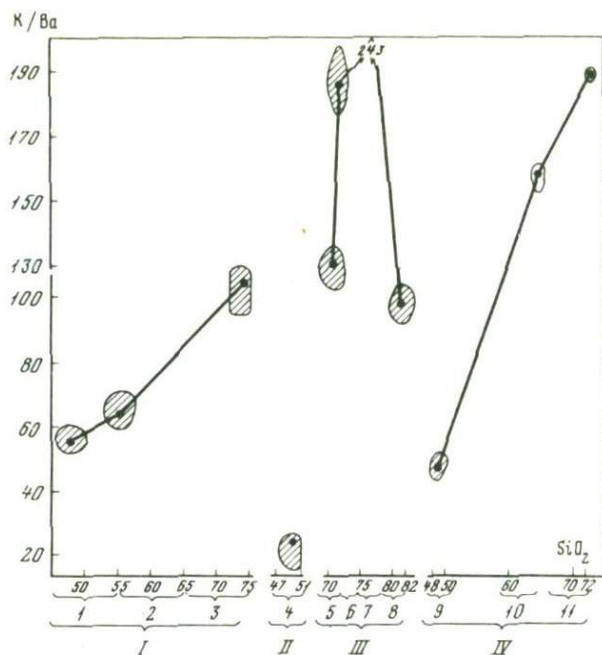


Рис. 1. К/Ва отношение как индикатор магматической дифференциации (по Майнелю, Гриффину и Мерси)

I – позднеюрская габбро–диоритовая формация: 1 – габбро, 2 – диориты, 3 – плагииграниты, плагиаплиты; II – раннепозднемиоценовая базальт–трахитовая формация; 4 – безнефелиновые эссекситы, тешениты; III – позднемиоценовая формация субщелочных и щелочных гранитов: 5 – серые роговообманковые граниты, 6 – розовые пегматоидные граниты, 7 – щелочные рибекит–эгириновые граниты, 8 – лейкократовые граниты, аплиты; IV – палеогеновая базальт–трахитовая формация: 9 – безнефелиновые эссекситы, кринаниты, 10 – трахитовые порфиры, 11 – липаритовые порфиры

циации магмы основного состава. Породам, объединенным в данную формацию, присущи общие черты минерального состава, одинаковый характер вторичных изменений минералов и примерно одинаковое содержание микроэлементов и аксессуарных минералов.

Для всех интрузивных фаз прослежено изменение К/Ва отношения, которое, по данным Г. Майнеля (1972), в дифференцированных расплавах увеличивается от первой (основной) к последней (кислой) фазе и является как бы индикатором магматической дифференциации и происхождения пород. Аналогичная картина с К/Ва отношением (среднеарифметическим) наблюдается и для рассматриваемой формации (габбро – 55,79; диориты – 64,4; плагииграниты и другие – 105,3) (рис. 1).

Некоторые исследователи высказывают мнение о том, что породы данной формации образовались в результате контаминации диоритовой магмы палеозойскими амфиболитами. Однако результаты изучения химических составов (табл. 3) и оптических констант пироксенов и амфиболов из пород мезо-кайнозойских магматических формаций и палеозойских амфиболитов (Гурбанов, 1972; Афанасьев, Гурбанов, 1974; Фаворская, 1946) показали их резкое отличие. В то же время амфиболы из габбро, диоритов и плагиогранитов очень близки между собой по химическому составу и оптическим свойствам, что еще раз говорит о родстве этих пород. При сравнении химических составов пород описываемой формации от первой к третьей фазе наблюдается постепенное увеличение содержаний  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  с одновременным уменьшением  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  (рис. 2). В породах габбро-диоритовой формации установлены одни и те же редкие земли, резко отличающиеся по набору от установленных в породах базальт-трахитовой и гранитоидной формаций. Наблюдается постепенное увеличение (рис. 3) содержания редких земель в породах от первой к третьей фазе при соотношении элементов цериевой к иттриевой группе, равном соответственно 2:1, 3:1, 8:1. Все это свидетельствует о закономерном изменении химического и минерального составов пород, происходящем при нормальном ходе дифференциации магмы в едином очаге.

К востоку от Кардывачского магматического узла вдоль зоны тектоно-магматической активизации прослеживается ряд интрузий (Санчарская, Кирарская, Абакурская), сложенных габброидами, диоритами и плагиогранитами, обладающими значительным сходством минерального и химического составов с аналогичными породами в пределах Кардывачского магматического узла. Это сходство, вероятно, свидетельствует об их генетическом родстве и происхождении из одной и той же магмы.

Подобные ассоциации горных пород (габбро-диорит-диабазовая и габбро-плагиогранитная) выделены Ю.А. Кузнецовым (1964) в Кузнецком Алатау, Центральном Казахстане и на Урале, причем плагиограниты всегда имеют в них резко подчиненное по количеству значение.

При сопоставлении ассоциаций магматических пород (габбро, диориты, плагиограниты), появившихся в специфических условиях (приуроченность к зонам долгоживущих разломов глубинного заложения, разграничивающих устойчивые в своем тектоническом развитии области, сложенные протерозойскими и палеозойскими образованиями, и мезозойские складчатые области) в различных районах мира (Нью-Гемпшир, Южная Родезия - Нуанетси, Юго-Восточная часть Алданского щита, Восточная Тува - телминский комплекс, Осевая подзона зоны Главного Кавказского хребта и др.), наблюдается значительное сходство в составе магматических формаций (комплексов) иногда во времени их проявления, в эволюции магматической дифференциации и в минеральном и химическом составах слагающих их по-

Таблица 3

Химический состав пироксенов, амфиболов из пород позднеюрской и из палеозойских амфиболитов (в вес. %)

Номер образца	Формация, порода	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	Меловая базальт-трахитовая формация				
1303-12	Дайка эссексита	Титан-авгит	44,84	4,35	10,17
1123-1	Дайка тешенита	"	46,80	4,10	1,6
	Позднеюрская габбро-диоритовая формация				
1332	Крупнозернистое габбро	Авгит	44,50	1,70	12,4
1043-3	Габбро-диорит	"	46,00	0,93	4,40
1043-2	Диорит	"	51,00	0,90	2,10
1046-2	Пегматоидное габбро	Буровая роговая обманка	51,60	1,70	6,80
1086-9	Среднезернистое габбро	То же	51,20	1,80	6,40
73	Диорит	"	54,13	0,50	3,04
321-1	Кварцевый диорит	"	52,20	0,90	3,40
1046-3	Пегматитовые габбро	Зеленая роговая обманка	47,90	1,95	7,60
1086-9	Среднезернистое габбро	То же	48,80	2,20	7,40
73-1	Диорит	"	52,98	0,55	2,70
73-2	"	"	53,38	0,45	1,70
143-2	"	"	50,30	1,80	6,60
321-1	Кварцевый диорит	"	51,40	1,10	3,20
	Палеозойский субстрат				
1106-1	Амфиболовый гнейс	Зеленая роговая обманка	45,00	0,80	15,10
1106-2	То же	То же	44,10	0,50	14,40

Примечание. Химические анализы 1046-2, 1046-3, 1303-12 выполнены в ЦХЛ СКГУ аналитиком М.И. Беломытцовой, все остальные - в ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе "Самса" с электрон-

габбро-диоритовой, ранне-позднеюрской базальт-трахитовой форма-

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
2,85							
8,95	0,47	6,11	18,92	0,64	0,20	0,13	99,96
15,3	0,23	8,60	22,00	0,41	0,06	-	100,27
18,2	0,20	7,30	15,00	Не опр.	0,15	-	99,45
15,00	0,23	9,60	24,50	0,47	0,06	-	101,20
14,10	0,43	8,90	23,90	0,65	0,13	-	102,11
3,67	0,15	12,30	11,00	1,60	0,50	0,05	99,90
10,53							
13,80	0,20	12,40	10,80	1,90	0,60	-	99,10
15,16	0,41	14,00	13,08	0,89	0,16	-	101,37
23,2	0,50	8,50	10,20	1,10	0,40	-	100,40
3,88	0,30	13,20	10,75	2,10	0,73	0,07	99,54
10,93							
13,80	0,20	12,80	10,50	2,00	0,70	-	98,40
17,55	0,46	13,22	10,29	1,08	0,15	-	99,98
14,86	0,49	14,19	11,69	0,73	0,16	-	97,65
16,3	0,40	12,20	10,70	1,80	0,60	-	100,70
21,9	0,40	9,10	9,70	1,60	0,40	-	98,80
16,30	0,40	10,10	10,60	1,90	0,40	-	100,60
16,40	0,40	10,10	10,50	2,40	0,40	-	99,20

ным зондом MS-46 выполнены старшими научными сотрудниками И.П. Лапутиной и Н.В. Тронева.

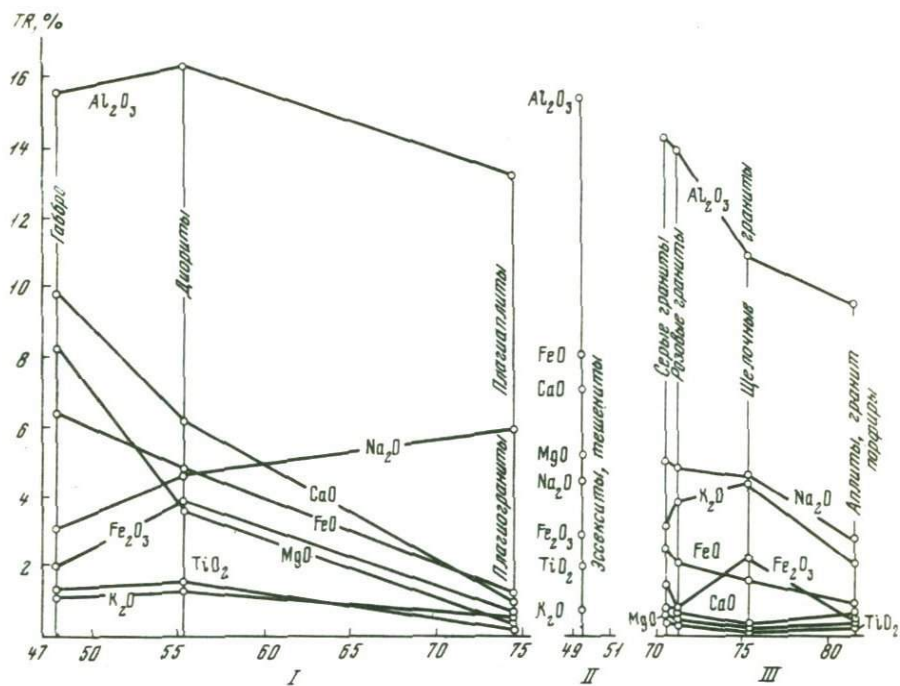
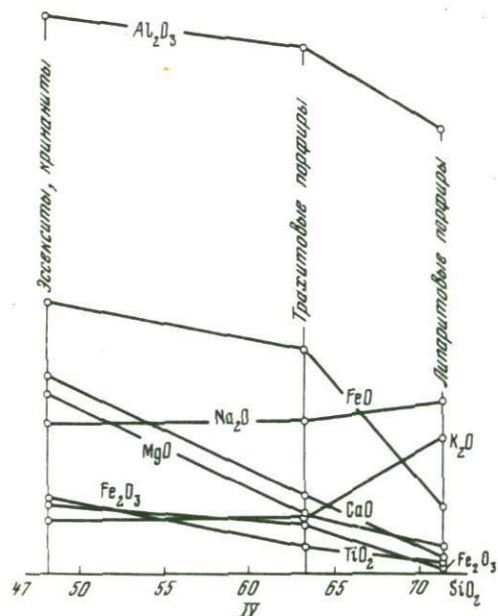


Рис. 2. Вариационная диаграмма (по А.Харкеру) для интрузивных образований Кардывачского магматического узла

I - позднеюрская габбро-диоритовая формация; II - ранне-поздне меловая базальт-грахитовая формация; III - поздне меловая формация субщелочных и щелочных грахитов; IV - палеогеновая базальтграхитовая формация



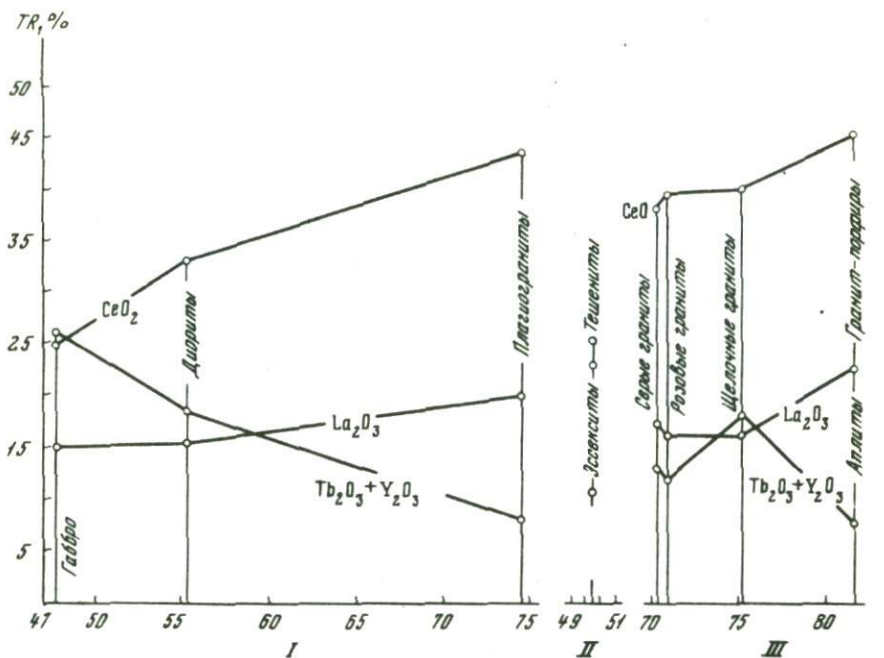
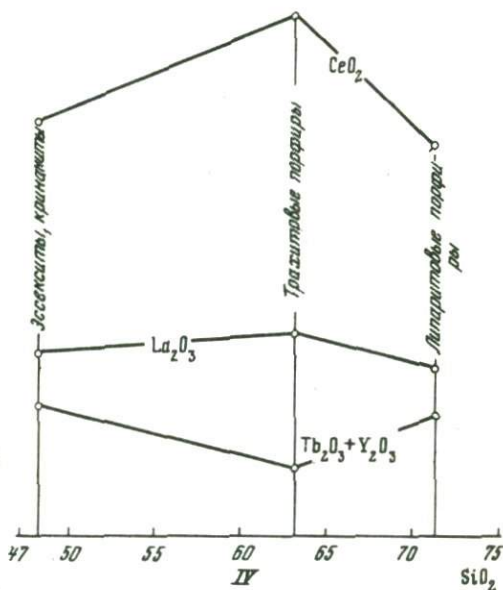


Рис. 3. Вариационная диаграмма (по А.Харкеру) содержания  $CeO_2$ ,  $La_2O_3$ ,  $Tb_2O_3 + Y_2O_3$  для интрузивных образований Кардывачского магматического узла



род. Причем породы, слагающие эти формации (комплексы), обладают повышенной щелочностью, и с ними часто связаны редкоземельное, редкоземельное и полиметаллическое оруденения. Характерно, что темно-цветные минералы обычно представлены пироксенами и амфиболами.

#### Ранне-позднемиоценовая базальт-трахитовая формация

Рассматриваемая формация впервые выделена Г.Д. Афанасьевым и А.М. Борсуком (1959) в Гойтхском антиклинории зоны Главного хребта и во флишевом синклинии Южного склона (бассейны рек Лоо и Сочи). В пределах Осевой подзоны Главного хребта эта формация выделена впервые (Афанасьев, Гурбанов, 1974).

Ниже приводится петрохимическая характеристика наиболее распространенных эссекситов. Макроскопически это плотная мелкозер-

Таблица 4

Химический состав пород ранне-позднемиоценовой и палеогеновой базальт-

Оксиды	Медовая базальт-трахитовая формация							
	1303-13	1303-14	1050	1123-1	54п/58	325/63	5173/1	1129-2
SiO <sub>2</sub>	47,45	48,83	47,92	45,43	47,56	47,72	48,77	49,70
TiO <sub>2</sub>	1,75	1,85	1,21	1,57	1,80	2,20	0,84	2,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	16,59	16,56	16,37	17,71	15,03	16,43	15,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,57	1,77	1,55	2,99	2,43	3,07	0,71	1,74
FeO	7,82	7,87	6,93	8,36	5,41	5,51	6,85	8,68
MnO	0,15	0,16	0,14	0,21	0,12	0,12	0,13	0,20
MgO	6,50	6,00	8,00	7,06	6,80	6,48	5,75	4,18
CaO	6,94	5,58	9,82	8,20	9,23	6,68	9,51	4,55
Na <sub>2</sub> O	3,84	5,12	2,74	3,27	3,16	4,63	2,52	4,64
K <sub>2</sub> O	0,51	0,26	1,38	1,06	0,83	1,80	0,88	2,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	1,64	1,21	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,90	2,21	-	-	2,84	3,85	7,40	-
CO <sub>2</sub>	2,70	1,54	-	-	0,60	1,09	-	-
SO <sub>3</sub>	0,28	0,15	-	-	-	0,05	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,25	-	-	0,39	0,17	0,19	0,11
П.п.п.	6,43	5,44	3,96	5,07	-	-	-	5,06
Сумма	99,64	99,87	100,21	99,59	100,55	99,61	99,98	99,51

Примечание. Эссекситы - 1303-13, 1303-14, 1129-2; из материалов А.М. Борсука (1971) - 54п/58, 325/63, 5173/1, 4/61, 26/68, 4/68, 14/68; тешениты - 1050, 1123-1; крианиты - 1055-2, 1153-4; трахи-

нистая порода зеленовато-черного цвета, иногда содержащая вкрапленники плагиоклаза. Структура офитовая или порфириовидная. Порфириовые выделения представлены плагиоклазом и реже пироксеном. Плагиоклазом (андезин An<sub>39-48</sub> и редко лабрадор An<sub>52-56</sub>) сложены таблитчатой формы зерна, двойникованные по альбитовому закону. Иногда наблюдаются зональные зерна, в которых ядра более основные, чем краевые зоны, причем центральные части зерен часто замещены серицитом и карбонатом. Анортоклаз встречается редко и образует ксеноморфные зерна. Анальцит наблюдается довольно часто в виде ксеноморфных бесцветных зерен с отчетливой шагреновой поверхностью и низким двупреломлением. Титан-авгит образует идиоморфные, короткопризматические зерна (0,3-0,7 мм). Иногда периферические части его зерен замещаются красновато-бурой и значительно реже буровато-зеленой роговой обманкой, кото-

трахитовых формаций (в вес.%)

Палеогеновая базальт-трахитовая формация									
1055-2	1153-4	300	1318-2	294	4/61	29/68	4/68	14/68	
46,81	46,70	62,76	65,95	71,30	49,18	47,30	48,80	47,14	
1,34	2,81	1,23	0,57	0,36	2,27	2,30	2,97	3,58	
15,97	16,16	14,24	14,65	12,68	19,39	18,21	14,92	13,62	
1,90	2,96	1,50	1,29	0,29	1,12	0,70	3,07	4,22	
7,10	7,25	4,55	6,95	2,94	6,48	6,76	8,70	9,90	
0,15	0,16	0,11	0,18	0,05	0,25	0,17	0,22	0,27	
8,22	4,56	2,22	1,05	0,90	4,66	3,69	4,49	4,02	
10,13	4,35	2,67	0,62	0,56	4,81	8,26	7,16	8,26	
2,70	5,29	5,87	3,62	4,99	4,83	3,84	4,49	4,39	
1,26	1,36	1,81	1,40	3,85	1,39	2,91	1,44	1,07	
-	0,46	0,13	-	0,10	0,23	0,10	0,25	0,10	
-	3,85	1,54	1,55	1,01	3,98	3,71	3,28	2,18	
-	3,62	0,50	0,50	0,50	-	0,57	0,26	-	
-	0,30	-	0,1	-	-	0,03	0,11	0,05	
-	0,62	0,36	0,13	-	-	-	-	-	
3,94	-	-	3,23	-	1,39	1,07	-	1,82	
99,52	100,45	99,49	99,64	99,53	100,20	99,62	100,16	99,62	

товые порфиры - 300, 1318-2; липаритовый порфир - 294. Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР и ЦХЛ СКГУ.

рые также замещаются хлоритом и карбонатом. Химический состав титан-авгита приведен в табл. 3. Красно-бурая роговая обманка ( $c:Ng = 15-18^\circ$ ,  $2V = -66-68^\circ$ ) изредка образует идиоморфные призматические зерна, лишенные кристаллических окончаний. Буровато-зеленая роговая обманка ( $c:Ng = 18-22^\circ$ ,  $2V = -78-84^\circ$ ) встречается редко. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом, пренитом и цеолитами (до 1%). Среди аксессуарных минералов обнаружены апатит, циркон (концентрического строения), ортит и сфен.

Тешениты отличаются от эссекситов большим количеством титан-авгита (до 40%), анальцима (до 10%) и меньшим - плагиоклаза (до 36%), представленного лабрадором ( $An_{54-68}$ ) и реже андезином ( $An_{38-50}$ ).

Для пород описываемой формации характерны постоянство химического состава (табл. 4) и содержание микроэлементов (см. табл. 2). К/Ва отношение (среднеарифметическое) для пород этой формации равно 24,22 (см. рис. 1).

Щелочные габброиды Кардывачского магматического узла аналогичны по минеральному, химическому составам и радиологическим данным щелочным габброидам, описанным (Афанасьев, Борсук, 1959; Борсук, 1963, 1971; Борсук, Борукаев, 1965; Борсук, Кондаков, 1969) в различных структурно-формационных зонах Северного Кавказа. Характерно, что представлены они гипабиссальной фацией и сформировались на границе раннего и позднего мела.

#### *Позднемеловая формация субщелочных и щелочных гранитов*

Первая интрузивная фаза представлена серыми роговообманковыми гранитами. Макроскопически это плотная средне-, реже - мелко- и равномернозернистая порода с однородной текстурой. Структура гипидиоморфнозернистая, редко микропегматитовая. Плагиоклаз (альбит  $An_{5-10}$ , олигоклаз  $An_{12-25}$ ) образует идиоморфные зерна (0,8-2 мм), sdвойникованные по альбитовому закону, иногда слегка серицитизированные и хлоритизированные. Кали-натровый полевой шпат (анортклаз и анортклаз-криптопертит) слагает идиоморфные зерна (0,6-2 мм), замутненные новообразованиями тонкозернистых глинистых минералов. Иногда он наблюдается в гранофировых сростаниях с кварцем. Редко анортклаз и анортклаз-криптопертит образуют узкую (до 0,2 мм) каемку вокруг зерен плагиоклаза. Темноцветные минералы представлены бурой и зеленой роговыми обманками, замещенными в различной степени актинолитом и чаще - хлоритом. Более ранняя бурая роговая обманка ( $c:Ng = 14-15^\circ$ ,  $2V = 80-82^\circ$ ) наблюдается в виде призм без кристаллических окончаний. Обычно она замещается зеленой обыкновенной обманкой и реже - актинолитом и хлоритом. Зеленая роговая обманка ( $c:Ng = 14-16^\circ$ ,  $2V = -68-72^\circ$ ) встречается чаще бурой и образует короткопризматические, реже - удлиненные зерна (0,5-1,5 мм).

Кварц слагает ксеноморфные зерна, обладающие иногда слабеволнистым погасанием. Кроме того, он образует гранофировые срастания с анортоклазом, которые составляют до 30–40% площади его зерен.

Вторичные минералы – актинолит, хлорит, серицит, эпидот и карбонат.

Среди аксессуарных минералов установлены апатит, циркон, сфен, ортит и ширтолит.

Химический состав (табл. 5) и содержание микроэлементов (табл. 6) для пород каждой из выделенных фаз отличаются постоянством, К/Ва отношение в серых гранитах равно 131,34 (см. рис. 1). Химический состав амфиболов и пироксенов приведен в табл. 7.

Вторая интрузивная фаза представлена розовыми пегматоидными гранитами, отличающимися от гранитов первой фазы более лейкократным составом и пегматоидными структурами. Макроскопически это плотная средне- или крупнозернистая порода с массивной раномернозернистой, реже порфиroidной текстурой. Структура гипидиоморфнозернистая, микропегматитовая с резким идиоморфизмом зерен плагиоклаза. Плагиоклазом (альбит  $An_{6-10}$ , олигоклаз  $An_{12-28}$ ) сложены идиоморфные зерна (1–4 мм), двойникованные по альбитовому и редко по карлсбадскому законам. Они в большей степени серицитизированы и хлоритизированы, чем в гранитах первой фазы. Калинатровый полевой шпат (анортоклаз, анортоклаз–пертит) образует идиоморфные зерна и кайму (шириной до 0,8 мм) вокруг зерен плагиоклаза, обычно он более изменен по сравнению с анортоклазом из гранитов первой фазы. Часто анортоклаз наблюдается в гранофировых срастаниях с кварцем. Темноцветные минералы наблюдаются в виде реликтовых зерен амфиболов, почти всегда замещенных хлоритом и актинолитом. Бурая роговая обманка ( $2V = -80-82^\circ$ ,  $c:N_g = 13-15^\circ$ ) слагает мелкие (до 0,6 мм) призматические зерна, лишенные кристаллических окончаний. Зеленая роговая обманка ( $2V = -68-78^\circ$ ,  $c:N_g = 13-16^\circ$ ) встречается чаще бурой и образует короткопризматические или удлиненные зерна (0,5–1,3 мм). При хлоритизации амфиболов вдоль трещин спайности образуются игольчатый магнетит и реже высокожелезистый эпидот, сфен. Эгирин–авгит и рибекит встречены в единичных шлифах и представлены удлиненными пластинчатыми зернами. Кварц распространен в породах равномерно, а его ксеноморфные зерна значительно чаще, чем в гранитах первой фазы, обладают волнистым погасанием. Вторичные минералы представлены актинолитом, хлоритом, серицитом, эпидотом, карбонатом и пренитом.

Среди аксессуарных минералов установлены циркон, сфен, апатит, рутил, лейкоксен и флюорит. К/Ва отношение достигает величины 183,4 (см. рис. 1).

Третья интрузивная фаза представлена щелочными рибекит–эгириновыми гранитами. Макроскопически это плотная среднезернистая порода серого цвета с массивной текстурой, часто содержащая вы-

Таблица 5

Химический состав пород позднемеловой формации субщелочных и щелочных

Окислы	Серые роговообманковые граниты				Розовые пегматоидные граниты			
	1338	1347-2	1039	1195	1349	1339	1327-1	1041
SiO <sub>2</sub>	70,55	71,03	68,25	68,90	69,27	69,64	72,16	72,34
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,29	0,49	0,38	0,34	0,44	0,26	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,39	14,06	15,33	12,36	15,30	13,84	13,70	14,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	0,63	1,19	1,84	0,42	1,33	0,98	0,91
FeO	1,85	3,00	2,85	3,52	2,69	2,13	2,10	1,47
MnO	0,05	0,02	0,07	0,11	0,03	0,04	0,035	0,04
MgO	0,45	0,55	0,59	0,46	0,60	0,53	0,28	0,74
CaO	1,51	0,53	2,53	0,24	0,65	1,75	0,47	0,83
Na <sub>2</sub> O	5,2	4,10	4,96	5,22	4,40	4,48	4,85	4,72
K <sub>2</sub> O	4,29	3,94	2,96	3,57	4,50	4,00	4,10	4,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	-	-	0,33	-	0,09	0,35	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,36	-	-	0,60	-	0,83	0,67	-
CO <sub>2</sub>	0,11	0,5	-	2,10	0,5	0,84	-	-
SO <sub>3</sub>	0,007	-	0,1	0,02	-	Следы	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,06	-	0,02	-	0,03	-	-
F	0,05	-	-	-	-	0,05	-	-
П.п.п.	-	1,4	0,68	-	1,46	-	-	0,39
Сумма	100,22	99,70	99,90	99,67	99,71	100,02	99,93	100,19

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР и СКГУ. Химический состав щелочных гранитов Судана, Нигерии, Колорадо приведен по данным К.Е. Веер (1952), Масукве, Родезия - К.Стилмена (1972), 4к -

деления гематита (до 4 мм) неправильной формы. Структура гипидиоморфнозернистая, реже микропегматитовая. Плагноклазом (альбит  $Al_{1-10}$  олигоклаз  $Al_{12-16}$ ) сложены идиоморфные таблитчатые зерна (0,4-3 мм), сдвойникованные по альбитовому закону и не затронутые вторичными изменениями. Калиевый полевой шпат представлен идиоморфными зернами (0,5-4 мм) аноклаза и редко ортоклаза, менее каолинизированными, чем в породах второй интрузивной фазы. Изредка он образует каемки (до 0,2 мм) вокруг зерен плагноклаза. Пироксены (эгирин, акмит,  $2V = -66-67^\circ$ ,  $c:Ng =$

гранитов (в вес. %)

Щелочные рибекит-эгириновые граниты						Аплиты, гранит-порфиры			
1077	133	289	Судан	Нигерия	Колорадо	1185-3	1334-2	Масукве, Родезия	4к
75,30	75,52	75,14	75,25	73,59	73,82	76,20	77,40	75,75	74,84
0,17	0,09	0,14	0,19	0,22	0,13	0,23	0,34	0,14	0,14
11,00	10,71	10,23	11,60	12,50	10,59	12,36	11,93	11,69	13,24
2,53	2,24	2,08	0,78	2,04	2,18	0,29	0,35	0,77	0,36
1,41	1,72	1,69	3,00	1,12	2,98	0,81	0,72	0,49	1,12
0,06	0,05	0,06	-	0,04	-	0,05	0,11	0,02	0,01
0,42	-	0,28	0,39	0,07	0,04	0,26	0,31	0,01	0,79
0,21	0,16	0,28	0,70	1,22	0,28	0,96	0,85	0,55	0,76
3,96	4,96	4,89	3,98	4,56	4,20	4,51	4,23	2,87	3,83
4,14	4,47	1,53	4,20	5,05	4,57	3,72	3,04	5,51	4,58
-	-	-	-	0,12	0,49	-	-	0,42	0,30
-	0,34	0,18	-	0,09	0,39	-	-	0,56	-
-	0,04	0,25	-	-	-	0,15	0,1	-	-
-	0,02	-	-	-	-	0,20	0,14	-	-
-	0,02	-	-	0,02	0,02	0,03	0,01	0,25	-
-	-	-	-	-	0,06	-	-	-	-
0,3	-	-	-	-	-	0,20	0,32	-	0,47
99,5	100,34	99,75	100,00	100,64	99,75	99,97	99,85	100,12	100,51

(перевал Бак) - по данным С.А. Кузьмина (1940). Все остальные анализы - данные автора.

$= 2-5^\circ$  и редко встречающиеся эгирин-авгиты  $- 2V = -74-78^\circ$ ,  $c:Ng = 10-16^\circ$ ) образуют удлиненные пластинчатые зерна (0,7-2,5 мм), замещенные в различной мере щелочными амфиболами. Рибекит ( $c:Ng = 8-12^\circ$ ,  $2V = -63-69^\circ$ ) слагает слабо идиоморфные, но лишенные кристаллических окончаний зерна (0,3-4 мм), имеющие синюю окраску, или образует вокруг пироксенов реакционную кайму. Арфведсонит ( $c:Ng = 24-30^\circ$ ,  $2V = -45-48^\circ$ ) встречается реже рибекита и образует слабо идиоморфные, лишенные кристаллических окончаний зерна (0,4-6 мм). С амфиболами простран-

Таблица 6

Содержание микроэлементов в породах позднемеловой формации субщелочных и щелочных гранитов (в г/т)

Элементы	Серый роговообманковый гранит		Розовый пегматидный гранит	Щелочной гранит	Аплиты, лейкократовые граниты
	кларк	в породе			
Pb	20,0	18,0	23,3	30,0	14,4
Sn	3,0	4,7	6,2	20,0	4,7
Cu	20,0	43,7	20,3	6,0	32,9
Zn	60,0	46,4	31,5	200,0	44,1
Ga	20,0	20,0	23,6	30,0	22,2
Zr	200,0	242,0	221,0	500,0	187,5
Yb	4,0	15,0	9,7	20,0	5,0
Y	34,0	47,8	76,8	100,0	26,6
Mo	1,0	1,5	1,9	1,0	1,4
Nb	20,0	19,6	31,3	50,0	15,6
Ti	2100,0	3530,0	2326,0	2000,0	3730,0
Cr	25,0	33,0	40,0	57,2	85,8
Ni	8,0	13,2	6,0	3,0	17,6
V	40,0	62,3	15,2	3,0	81,0
Co	5,0	10,0	3,4	50,0	12,4
Ba	830,0	317,0	189,0	30,0	169,1
Sr	300,0	153,0	66,3	80,0	173,3
Sc	3,0	13,9	13,9	20,0	141,0
Ge	1,4	1,8	1,6	8,0	1,7
B	15,0	4,7	3,7	10,0	5,3

Примечание. В таблице приведены среднеарифметические (из 60–80 определений по каждой из пород) содержания микроэлементов по данным приближенно-количественного спектрального анализа. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиком Р.В. Кортман.

ственно ассоциируют скопления гематита, волокнистые агрегаты астрофиллита ( $2V = -72-75$ ), иногда циркон концентрического строения и апатит. Кварц распространен в породе равномерно, а его ксеноморфные зерна (до 1,4 мм) иногда обладают волнистым погасанием.

Вторичные минералы представлены хлоритом, высокожелезистым эпидотом, карбонатом и пренитом.

Установлены следующие акцессорные минералы: флюорит, сфен, апатит, циртолит (богатый редкими землями иттриевой и цериевой групп), муассанит, а также белые, желтые, красно-бурые цирконы

( $n_e = 1,998$ ,  $n_o = 1,950$ ,  $ZrO_2 = 64,6$ ,  $SiO_2 = 34,8$ ,  $Ga + Y + Hf = 0,5+1$ ) концентрического строения (см. рис. 4). К/Ва отношение достигает величины 243,2 (см. рис. 1).

Четвертая интрузивная фаза представлена серыми и розовыми аплитами и редко встречающимися гранит-порфирами и гранофирами. Для пород характерны мелкозернистое сложение, лейкократовый облик и однородная текстура. Структура микропегматитовая, аплитовая, со слабо выраженным различием в идиоморфизме калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз (альбит  $An_{3-8}$ , олигоклаз  $An_{11-15}$ ) образует идиоморфные зерна (0,3–1 мм), сдвоенные по альбитовому закону. Обычно плагиоклаз серицитизирован в различной степени, но наиболее интенсивно этот процесс проявился вдоль зон разломов, выполненных аплитами. Калиевый полевой шпат (анортоклаз и анортоклаз-криптопертит) образует идиоморфные зерна (до 1,2 мм), слегка замутненные новообразованиями тонкозернистых глинистых минералов и часто образующие гранофировые сростания с кварцем. Темноцветные минералы представлены редкими реликтовыми зернами амфиболов, замещенных хлоритом. Кварц распространен в породе равномерно и образует ксеноморфные зерна (до 0,8 мм), обладающие волнистым погасанием.

Из вторичных минералов установлены эпидот, карбонат, хлорит и пренит.

Акцессорные минералы представлены апатитом, флюоритом, цирконом, лейкоксеном и сфеном. К/Ва отношение равно 110 (см. рис. 1).

При сравнении химических составов пород субщелочной гранитной формации от первой к четвертой фазе (см. рис. 2) наблюдается постепенное увеличение  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  (при постоянном преобладании FeO над  $Fe_2O_3$ ), суммы щелочей (при преобладании  $Na_2O$ ). Породы гранитной формации содержат аналогичные акцессорные и рудные минералы, им присущи одни и те же редкие земли и элементы-примеси, прослеживающиеся от первой к последней фазе, что свидетельствует об их геохимическом родстве. Редкие земли гранитной формации и содержащиеся в плагиогранитах позднеюрской габбро-диоритовой формации качественно и количественно различаются.

Граниты, аналогичные описанным выше по минеральному и химическому составу, известны к востоку от Кардывачского магматического узла в пределах осевой части зоны Главного хребта, где они участвуют в строении следующих массивов: Санчарского, Кирарского, Эцерского, Бакского и др. (Фаворская, 1947). Это свидетельствует о том, что выделяемая нами позднемеловая формация имеет широкое площадное распространение и пространственно приурочена только к зоне мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации.

Аналогичные по составу и пространственной приуроченности позднемеловым Кардывачским субщелочные и щелочные граниты известны в Нью-Гемпшире и Колорадо (США), Нигерии, Родезии, Забайкалье, юго-восточном обрамлении Алданского щита и др. (Beer, 1952;

Таблица 7

Химический состав амфиболов и пироксенов из пород позднемеловой

Номер образца	Порода	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup> + FeO
254	Серый роговообманковый гранит	Буряя роговая обманка	44,30	3,20	8,10	18,80
254	То же	Зеленая роговая обманка	47,10	1,70	5,70	23,2
130	"	То же	45,87	1,77	6,31	26,78
130-1	"	"	46,87	1,62	6,05	27,96
132	Розовый пегматитный гранит	"	49,66	1,50	6,75	22,16
132-1	То же	"	49,66	1,65	6,80	21,84
133-1	Щелочной гранит	Рибекит	49,91	1,37	0,42	34,69
133-3	То же	"	50,17	1,52	0,30	35,33
	Рибекитовый гранит, Нигерия	"	49,05	0,71	2,91	13,98
	То же	"	48,83	1,12	2,31	10,90
	То же, Колорадо	"	49,46	Не обн.	1,05	15,78
	"	"				21,03
	Нью-Гемпшир	"	46,98	1,49	1,29	11,93
						23,38
133-2	Щелочной гранит	Арфведсонит	52,76	1,13	0,28	36,03
133-4	"	Эгириин	53,02	1,42	0,23	29,77
133-5	"	"	53,00	0,55	0,28	31,06
133-6	"	"	52,74	1,15	0,21	30,31
	Эгириновыи гранит, Нигерия	"	52,08	0,57	0,96	31,74
	То же	"	51,92	0,77	1,85	0,93
						31,44
						0,75

Примечание. Анализы рибекита, эгирина из гранитов Нигерии, Колорадо и Нью-Гемпшира приведены по данным К.Е. Веер (1952), все остальные — по материалам автора, выполнены старшим научным сотрудником ИГЕМ АН

Шейнманн и др., 1961). Например, в магматической провинции Нуанетси (Южная Родезия) мезозойские интрузии (Стилмен, 1972) представлены пироксен-роговообманковыми габброидами, диоритами и прорывающими их серыми и красными гранитами. К. Стилмен (1972) считает, что пироксен-роговообманковые габбро, диориты, с одной стороны, и серые, красные граниты — с другой, не являются дифференциатами единой базальтовой магмы. Для гранитов он считает наиболее вероятным палингенное происхождение, но в мантийных условиях.

Наличие на Большом Кавказе щелочных рибекит-эгириновых гранитов и их происхождение представляют значительный интерес. На многочисленных примерах (Шейнманн и др., 1961) Восточной Си-

(субщелочной) гранитоидной формации (в вес. %)

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	(Ce, Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> + H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
0,30	10,80	9,90	2,40	0,60	-	-	-	98,40
0,40	9,60	9,70	1,90	0,50	-	-	-	100,20
1,12	6,13	9,01	2,10	0,85	-	-	-	99,94
1,47	5,67	8,98	1,80	0,69	-	-	-	101,11
1,06	8,72	9,96	2,94	0,39	-	-	-	103,53
0,96	9,25	8,71	1,39	0,34	-	-	-	101,94
1,56	-	0,71	9,51	2,61	-	-	-	100,78
2,27	-	0,46	8,85	1,71	-	-	-	100,61
0,06	0,33	1,36	9,19	1,27	Нет	0,42	Следы	99,70
						0,38		
0,27	0,06	1,32	8,75	1,22	-	1,47	0,31	99,98
1,23	0,62	Не обн.	8,19	1,72	-	1,15	Следы	100,23
0,24	0,13	1,91	8,90	2,74	Следы	1,10	"	100,09
1,61	-	0,43	18,03	1,63	-	-	-	101,90
0,05	-	0,28	14,64	-	-	-	-	99,41
-	-	0,18	14,08	Вкл.	-	-	-	99,15
0,6	-	0,26	14,58	-	-	-	-	99,31
0,1	0,15	0,28	12,05	0,35	0,48	Не обн.	0,41	100,50
Не обн.	Не обн.	Не обн.	12,86	0,19	Следы	0,17	Следы	100,65

СССР Н.В. Троневой на микроанализаторе "Самеса" с электронным зондом MS -46.

бири, Южной Родезии, Нигерии, Колорадо, Нью-Гемпшира, Кардывачского магматического узла установлено, что образование известково-щелочных и субщелочных гранитов предшествует образованию щелочных пород. Следовательно, щелочные расплавы генетически связаны с субщелочной гранитной магмой и должны возникать на более позднем этапе магматической эволюции. Кроме того, для образования щелочных пород необходимы специфические геологические условия, главными из которых (с учетом данных О.А. Воробьевой, 1969; Додина и др., 1969; Шейнманна и др., 1961; Щеглова и др., 1969) являются:

1. Длительный тектонический покой, при котором может происходить постепенная и длительная эволюция магмы. Аналогичные ус-

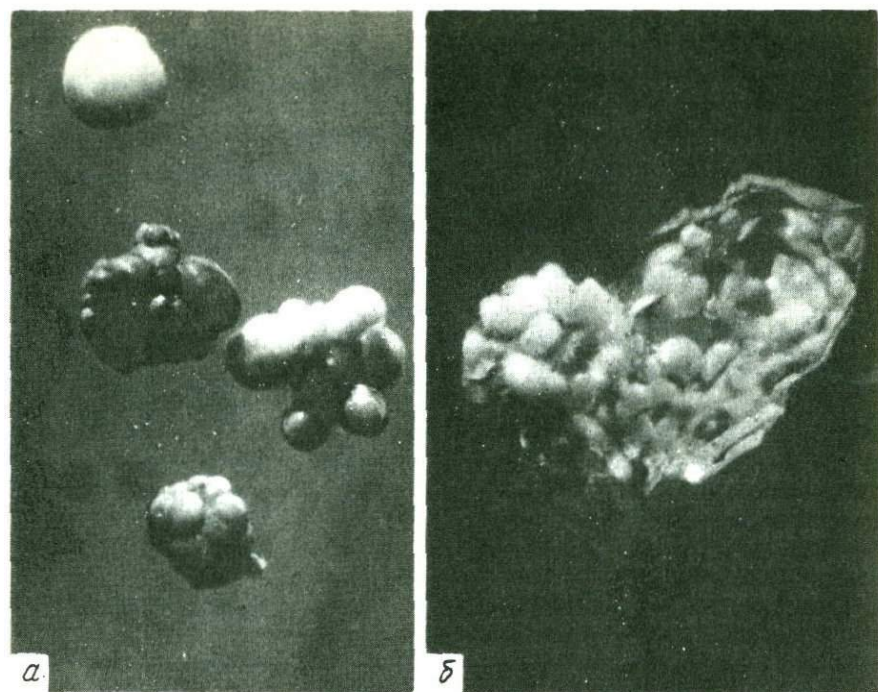


Рис. 4. Округлые зерна циркона, обрастающие зерно кварца (а), увел. 70, и округлые зерна циркона красно-бурого, желтого и белого цветов (б), увел. 100, из щелочных гранитов

ловия наблюдаются и в осевой части зоны Главного хребта, находящейся в состоянии относительного тектонического покоя (Афанасьев и др., 1971) с позднеюрского времени.

2. Последующие изменения режима давления в магматической камере, обусловленные тектоническими подвижками по крупным разломам глубинного заложения, приводят к возможности подъема образовавшихся дифференцированных расплавов и флюидов. Одновременно роль давления могла проявиться также в фильтрующем отжимании остаточного, богатого натрием расплава от кристаллизующейся массы. Это явление проявилось в образовании "магматических" брекчий габброидов (Гурбанов, 1972; Афанасьев и др., 1974), фиксирующих своим проявлением наличие ослабленных зон.

На основании имеющихся геологических данных и характера взаимоотношений различных фаз гранитоидной формации мы считаем, что щелочные граниты являются конечным дериватом гранитной магмы, так как они пространственно сочетаются только с породами гранитоидной формации. В пользу этого свидетельствуют малые объемы щелочных плутонов по сравнению с крупными интрузиями, сложенными породами предшествующих фаз (даурские, забайкальские, тувинские, сютхольмские, нигерийские, кардывачские и другие ще-

лочные граниты). Ход дифференциации, в результате которой образуются щелочные граниты, представляется нам, согласно гипотезе Джилсона (Шейнманн и др., 1961), следующим образом. На позднем этапе магматической эволюции главную роль играли расплавы, богатые натрием, железом и кремнеземом, представленные в пределах Кардывачского магматического узла многочисленными маломощными кварц-полевошпатовыми прожилками ( $K_2O$  - до 3,04%,  $Na_2O$  - до 7,23%,  $SiO_2$  - до 83,35%). Эти наиболее легкие и легкоплавкие расплавы, источником которых являлась субщелочная гранитная магма, обособлялись в последние стадии магматической эволюции при ее нормальном ходе в глубоких частях магматической камеры. Для усиления действия этих растворов и образования щелочных гранитов нужны были лишь благоприятные условия, заключающиеся в изменении режима давления в магматической камере. Эти изменения в рассматриваемом случае обуславливались заложением глубинных разломов и подвижками по ним, что вызвало приток богатых натрием и кремнеземом растворов в участки магматического бассейна с пониженным давлением. Проходя через субщелочную гранитную магму, они обогащали ее щелочами (главным образом, натрием), кремнеземом и частично железом, в результате чего и возникла щелочно-гранитная магма. Воздействием этих растворов в поздние стадии кристаллизации обуславливается образование шахматного альбита, эгирин-авгита, эгирина, рибекита и арфведсонита. Постмагматические эманации в этот период формирования интрузий обогащаются редкими элементами и способствуют образованию цирконов концентрического сложения.

#### *Палеогеновая базальт-трахитовая формация*

В эту формацию вслед за Г.Д. Афанасьевым, А.М. Борсуком (1959), выделившими ее в зоне Южного склона, объединены эссекситы, крианиты, а также липаритовые и трахитовые порфиры, впервые установленные нами в осевой подзоне Главного хребта.

Ниже приводится петрохимическая характеристика наиболее распространенных эссекситов. Макроскопически это плотная мелкозернистая порода зеленовато-черного цвета с редкими вкрапленниками (1-3 мм) плагиоклаза. Структура офитовая или порфировидная. Плагиоклаз (андезин  $An_{34-48}$ , редко олигоклаз  $An_{24-28}$ ) представлен таблитчатыми зернами (0,2-1,1 мм), сдвойникованными по альбитовому закону. Иногда плагиоклаз замещается мелкочешуйчатым серицитом или карбонатом. Кали-натровый полевой шпат (анортоклаз) слагает редкие зерна, слегка замутненные новообразованиями тонкозернистых глинистых минералов, и встречается вдвое чаще, чем в меловых габброидах. Титан-авгит ( $c : Ng = 34-38^\circ$ ,  $2V = 52+54^\circ$ ) образует идиоморфные короткопризматические зерна. Амфиболы встречаются редко и развиваются по пироксенам, но иногда образуют самостоятельные зерна, лишенные кристаллических окончаний. Красно-бурая роговая обманка ( $c : Ng = 14-18^\circ$ ,  $2V = -64-70^\circ$ )

развивается по титан-авгиту в виде неправильной формы пятен или в виде реакционной каймы. Буровато-зеленая роговая обманка встречается редко, образуя реакционную кайму вокруг зерен титан-авгита. Анальцит встречается в меньшем количестве, чем в меловых эссекситах, и образует мелкие (до 0,5 мм) ксеноморфные зерна.

Вторичные минералы представлены хлоритом и карбонатом.

Из акцессорных минералов установлены апатит, сфен, циркон, единичные зерна лейкоксена, граната и рутила.

Породы описываемой формации по набору рудных и акцессорных минералов имеют следующие отличия от меловых эссекситов: а) среди акцессорных минералов в значительно большем количестве присутствует апатит, появляется гранат, а зерна циркона имеют тетрагональный короткостолбчатый облик; б) среди рудных минералов резко увеличивается (до 10-15%) количество ильменита, манетита, единичные зерна киновари, барита, халькопирита и молибденита.

Кринаниты встречаются реже эссекситов и отличаются от них лишь различными количественными соотношениями главных породообразующих, акцессорных и рудных минералов. Структурных и текстурных отличий не наблюдается. Для кринанитов характерен более лейкократовый облик по сравнению с эссекситами. Они содержат больше (до 58%) плагиоклаза (андезин  $An_{42-48}$ , лабрадор  $An_{52-56}$ ), замещенного иногда серицитом или карбонатом.

Темноцветные минералы представлены титан-авгитом и развивающейся по нему красно-бурой и реже буровато-зеленой роговыми обманками. Часто встречаются буроватые слабо просвечивающие зерна рутила, находящиеся в "рубашке" гидроокислов железа, а его содержание иногда достигает 4%.

Трахитовые и липаритовые порфиры являются крайними лейкократовыми членами описываемой формации. Трахитовые порфиры имеют микролитовую структуру основной массы и пористую текстуру. Иногда поры выполняются вторичным кварцем, составляющим до 5-8% объема породы, чем и объясняется повышенное содержание в них кремнекислоты по сравнению со средним составом этих пород по Р.Дэли. На долю основной массы приходится до 88-94% объема породы, а состоит она из мелких лейст плагиоклаза ( $An_{14-30}$ ), калиевого полевого шпата, реже кварца, магнетита и хлоритизированного темноцветного минерала.

Порфировые выделения (1-4 мм) составляют до 6-12% объема породы и представлены плагиоклазом (олигоклаз  $An_{26-30}$ , андезин  $An_{36-41}$ ), образующим идиоморфные удлинённые зерна, сдвойникованные по альбитовому закону и в значительной мере серицитизированные или замещенные карбонатом. Анортотоклазом, анортотоклаз-микропертитом сложены идиоморфные зерна с неровными ограничениями, обычно замутненные новообразованиями глинистых минералов.

Липаритовые порфиры имеют микропоякитовую, редко очень близкую к фельзитовой структуру основной массы и по степени раскристаллизации приближаются иногда к гранит-порфирам. Текстура флюидальная, реже полосчатая. Основная масса составляет 90-94%

объема породы и состоит из лейст плагиоклаза (олигоклаз  $An_{14-20}$ ), калиевого полевого шпата, кварца, хлоритизированного темноцветного и рудного минералов.

Порфиновые выделения (3-4 мм) составляют до 10% объема породы и представлены плагиоклазом (олигоклаз  $An_{20-20}$ , андезин  $An_{36-42}$ ), образующим идиоморфные зерна, сдвойникованные по альбитовому закону и интенсивно серицитизированные и карбонатизированные. Анортоклазом и анортоклаз-микрпертитом сложены идиоморфные зерна, замутненные новообразованиями глинистых минералов. Кварцем сложены зерна неправильной формы, имеющие оплавленный вид, часто с "заливами" и включениями основной массы.

Химический состав пород описываемой формации (см. табл. 4), содержание в них микроэлементов (см. табл. 2), одинаковые рудные и акцессорные минералы свидетельствуют о химическом и геохимическом родстве. К/Ва отношение закономерно увеличивается от первой к заключительной фазе (см. рис.1): в эссекситах - 47,48, в кринанитах - 69,59, в трахитовых и липаритовых порфирах - 100,66. Следовательно, и петрохимические исследования позволяют сделать вывод о том, что ассоциация пород, объединенная в эту формацию, возникла из единого магматического очага в результате дифференциации магмы основного состава.

Палеогеновые субщелочные габброиды отличаются от меловых субщелочных габброидов и по химизму (см. рис. 3, 4). Так, для них характерны повышенные содержания  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и  $CaO$  (почти вдвое),  $Nd_2O_3$ ,  $La_2O_3$  и пониженные -  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $Tb_2O_3$  и  $Y_2O_3$ .

Следует отметить, что все породы, слагающие конкретные магматические формации, отличаются повышенной щелочностью по сравнению со средними химическими составами соответствующих пород, вычисленных Р.О. Дэли и С.Л. Соловьевым, а темноцветные минералы представлены пироксенами и амфиболами. Магматизм, аналогичный по составу и характеру описанному в пределах Кардывачского узла, проявился в мезо-кайнозойской зоне тектоно-магматической активизации на значительном расстоянии (от истоков р.Мзымты на западе, до истоков р.Ингури на востоке). Если считать, что причина разнообразия пород, слагающих конкретные магматические формации, заключается в контаминации магмы вмещающими породами, то габбро, диориты и граниты, слагающие далеко отстоящие одна от другой интрузии, должны были бы различаться между собой. Однако перечисленные выше породы в пределах различных интрузий имеют постоянный минералогический и химический составы. Вероятно, что одной из главных причин сохранения постоянного состава пород, объединенных в различные формации, явилась скорость (быстрота) подъема магм по системам глубинных разломов от промежуточной магматической камеры в более высокие этажи земной коры, так как первая же порция, вероятно, застывала на стенках трещин с образованием своеобразной корки, которая в дальнейшем препятствовала захвату следующими порциями магмы материала стенок. Наличие в габбро-диоритовой и гранитоидной формациях нескольких интрузив-

ных фаз свидетельствует о том, что в промежуточных магматических камерах (очагах) широко проявились процессы магматической дифференциации.

Значительный интерес представляет впервые выделенная нами (Гурбанов, 1973; Афанасьев, Гурбанов, 1974) на Большом Кавказе позднемеловая формация субщелочных и щелочных гипабиссальных гранитов. Согласно теплофизическим расчетам Р.И. Дубова (1970), гипабиссальные гранитоидные интрузии обязательно должны были иметь глубинный материнский очаг. На этом основании можно предположить, что гипабиссальная гранитоидная субщелочная формация является, возможно, отторгнутой от глубинного очага порцией кислой магмы, которая при внедрении в верхние горизонты земли испытала кристаллизационную и эманационную дифференциацию с образованием четырех интрузивных фаз. Большая линейная протяженность системы глубинных долгоживущих разломов и широкая пространственная распространенность вдоль нее магматических образований (Санчаро, истоки р. Большой Лабы, Бак, Эцери и др.), аналогичных описанным в пределах Кардывачского магматического узла, позволяют предполагать, что глубинные магматические очаги гипабиссальных интрузий имели значительные объемы.

### **Металлогеническая специфика интрузивных образований Кардывачского магматического узла**

При металлогенических построениях, проведенных в пределах Центрального и Северо-Западного Кавказа (Черницын и др., 1971) в западной части Приводораздельной зоны (междуречье Большой Лабы и Мзымты), была выделена Санчаро-Кардывачская металлогеническая подзона, характеризующаяся развитием присущего только ей в этой части Большого Кавказа молибденового оруденения. Она совпадает с осевой частью зоны Главного хребта, представляющей собой систему параллельных глубинных разломов, по которым внедрились интрузии от основного до кислого составов (Кардывачская, Санчарская, Маганская, Бакская и другие интрузии) и дайки (дайковые пояса) диабазов, субщелочных габброидов, секущих отложения нижней юры и палеозоя. Все эти разломы, выполняющие роль магмоподводящих каналов, имеют важное значение в распределении эндогенного оруденения. Фундамент металлогенической подзоны сложен палеозойскими гранитами и сиалическими метаморфическими породами.

Собранные автором и предыдущими исследователями (Черницын и др., 1971) фактические данные, освещающие пространственное размещение оруденения, его связь с магматической деятельностью, геохимическую специфику интрузивных и вмещающих пород, тектонический режим подзоны с позднеюрского и до палеогенового времени (включительно), позволили наметить ряд факторов, оказавших определенное влияние на металлогеническую специфику конкретных магматических формаций и подзоны в целом.

1. В фундаменте подзоны залегают палеозойские граниты и протерозойско-палеозойские гнейсы и сланцы, обладающие повышенным содержанием свинца (Будзинский, 1966).

2. Территория подзоны, являющаяся южной окраиной жесткого гранитного блока (в системе, стабилизировавшейся с юрского времени зоны Главного хребта), располагалась в киммерийское время вблизи эвгеосинклинального прогиба, в котором происходили активные тектонические и магматические процессы.

3. В глубоких горизонтах земной коры, "расположенных" под описываемой подзоной, четырежды происходила активизация магматизма, причем внедрению кислых пород предшествовали основные. В соответствии с изменением состава магматических пород менялась и их геохимическая специфика, создавалась благоприятная обстановка для отделения определенных рудных флюидов.

4. Активизация магматических процессов на глубине привела к притоку тепла по крупным разрывным структурам в более верхние горизонты, что, по-видимому, могло вызвать перегруппировку вещества и концентрацию руд в верхних горизонтах земной коры.

5. В результате многократной тектонической активности, подчеркивающейся связью с разломами разновозрастных интрузий трещинного типа, окраинная часть жесткой глыбы Главного хребта была интенсивно раздроблена, что создало относительную проницаемость территории подзоны для магматических и гидротермальных флюидов.

6. Наибольший практический интерес, вероятно, представляют мезо-кайнозойские интрузии, в кровле которых сохранилась "покрышка" осадочных или метаморфических пород, играющих роль экрана.

При обработке результатов приближенно-количественного спектрального анализа и минералогического изучения искусственных шлик-протолок для каждой из выделенных магматических формаций установлены следующие повышенные содержания микроэлементов и рудные минералы:

а) позднеюрская габбро-диоритовая - Sn, Cu, Ga, Yb, Y, Mo, Ti, Cr, V, Ge, B; магнетит, ильменит, пирит, халькопирит, арсенопирит, барит, галенит и только в диоритах - молибденит;

б) ранне-позднемиловая базальт-трахитовая - Cr, Ni (на два порядка), Cu, V, Co, Sc (на порядок) Yb, Y, Mo, Ti, Ge; магнетит, ильменит, пирит, барит, халькопирит и редко галенит;

в) позднемиловая субщелочная гранитная - Pb, Ga, Zr, Sn, Yb, Y, Mo, Nb, Ti, Cr, Sc, Ge, а Zn, Co и Sn (на порядок только в щелочных гранитах); магнетит, пирит, халькопирит, барит, сфалерит, арсенопирит, галенит, молибденит, а в щелочных гранитах - гематит, и редкоземельные минералы;

г) палеогеновая базальт-трахитовая - Ni, Cr, Co (на порядок), Cu, Yb, Y, Mo, Ti, V, Sc, Ge; пирит, ильменит, гематит, магнетит, молибденит, арсенопирит, киноварь.

С мезо-кайнозойскими магматическими образованиями установлена пространственная связь проявлений рудной минерализации, представляющих пока лишь минералогический интерес. Так, в верховьях

р. Большой Лабы (р. Санчаро) в контактах позднеюрских диоритов с мраморизованными известняками девона образуются скарны, прослеживающиеся цепочкой на несколько километров. Аналогичные скарны, но меньших масштабов наблюдаются в пределах Кардывачского магматического узла (верховья р. Цахвоа). Рудные скарны образуют неправильные гнезда, сложенные магнетитом, гранатом, пироксеном, актинолитом и пирротинном.

В прожилках аплитовидных и серых роговообманковых позднемеловых гранитов (оз. Верхний Кардывач) нами отмечена мелкая и рассеянная вкрапленность молибденита и галенита. Аналогичные рудопроявления встречены в истоках р. Цахвоа и в районе горы Аджара. В виде гнездовых скоплений молибденит отмечен в зальбандах аплитовых даек, прорывающих кристаллические сланцы докембрия (Черницын и др., 1972).

По данным Г.Д. Афанасьева и Н.Х. Айдинян (1961), А.М. Борсука и З.Я. Цершвадзе (1969), в палеогеновых субшелочных габброидах установлено содержание ртути, в 2-3 раза превышающее кларк, а также повышенное содержание мышьяка. Кроме того, в них (кринаниты р. Мзимны) установлено рудопоявление кинновари.

Приведенные выше данные в какой-то мере проливают свет на генетическую связь оруденения с определенным магматизмом и на возраст оруденения. Например, полученные С.С. Зембатовым (Афанасьев и др., 1975) позднемеловые и позднеюрские цифры абсолютного возраста для полиметаллических руд (месторождение Левобережное в Северной Осетии) позволяют высказать предположение об их связи с меловыми или позднеюрскими гранитами, залегающими на глубине и не вскрытыми эрозией.

В пределах Кардывачского магматического узла нами впервые установлено повышенное содержание иттриевых и цериевых редких земель в валовых пробах из пород позднемеловой гранитной и палеогеновой базальт-граббировой формаций. Учитывая значительную распространенность этих пород в зоне тектоно-магматической активизации, можно предположить наличие новой для Кавказа редкоземельной металлогенической зоны, в пределах которой не исключается возможность обнаружения редких земель, представляющих практический интерес.

Кроме того, имеются основания ожидать проявления оловянной минерализации в связи с позднемеловыми гранитами.

## Выводы

1. Зона надвига Главного Кавказского хребта, проходящая в области сочленения сложно построенного горст-антиклинория и нижне-среднеюрского эвгеосинклинального прогиба Южного склона, по нашим данным, является с позднеюрского времени зоной тектоно-магматической активизации.

2. Каждая из четырех выделенных конкретных магматических формаций, за исключением поздне меловой субщелочной гранитоидной, имеет аналоги в различных структурно-формационных зонах Большого Кавказа.

3. Для всех пород, слагающих конкретные магматические формации, характерна повышенная щелочность, свидетельствующая о том, что источники, из которых они образовались, имели выдержанную щелочную тенденцию, а их внедрение происходило при стабилизированных условиях тектонического развития региона.

4. Интрузивные образования, развитые в пределах Кардывачского магматического узла, в современном эрозионном срезе лишены эффузивных аналогов.

5. Во всех породах, слагающих выделенные магматические формации, отмечается повышенное содержание редких земель иттриевой и цериевой групп, достигающее максимальных значений в породах поздне меловой гранитоидной и палеогеновой базальт-трахитовой формаций. Наличие же, по нашим данным, интрузий кольцевого типа (горы Кирар, Абакур) повышает перспективность обнаружения промышленных скоплений редких земель, а с другой стороны, создает возможность существования в районе кольцевых интрузий субмеридиональных нарушений.

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МАЛОГО КАВКАЗА

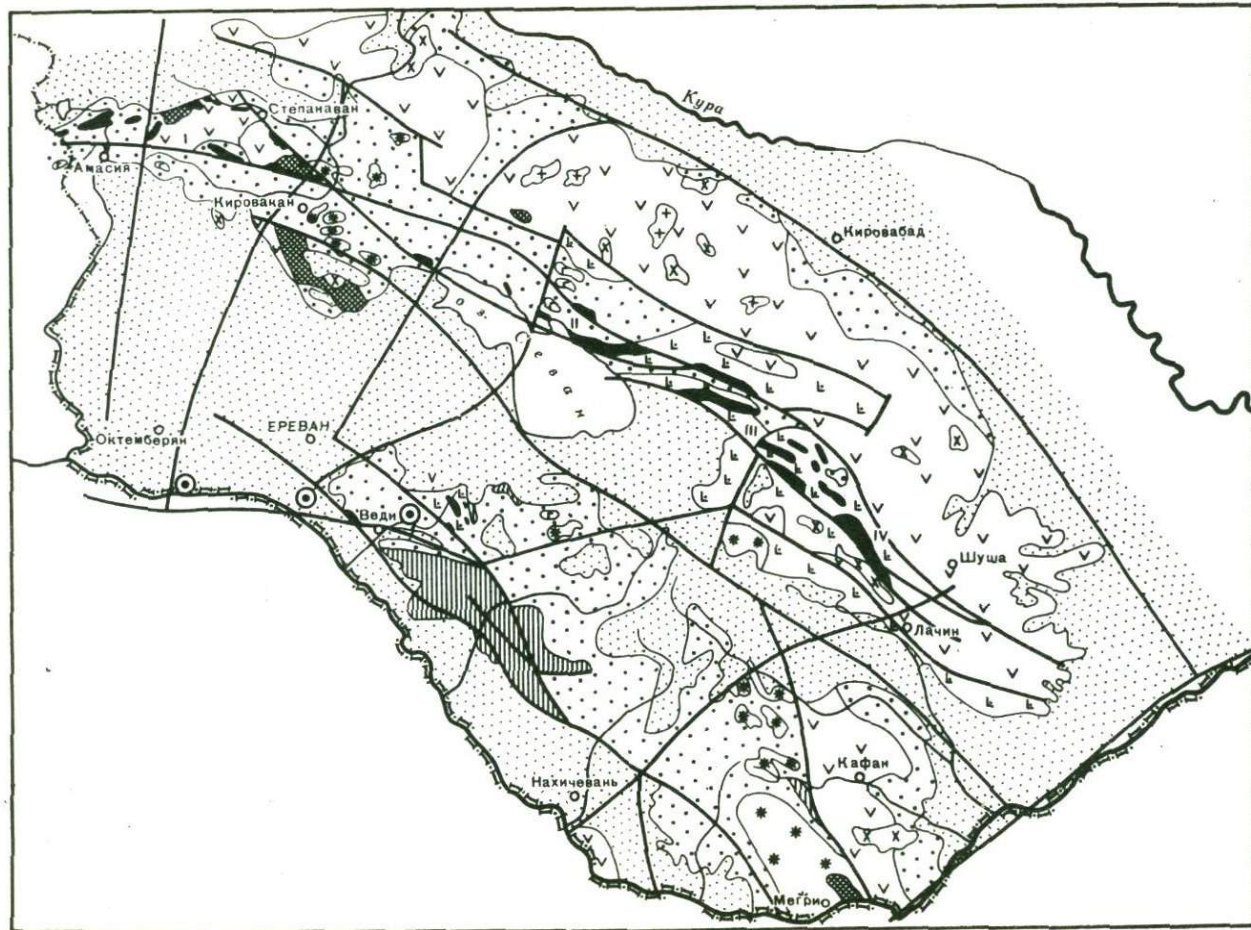
В. Ф. Морковкина, Г. С. Арутюнян, С. И. Гаврилова

#### Геологическое положение гипербазитов Малого Кавказа

В пределах Малого Кавказа гипербазиты образуют два разобщенных пояса: Севано-Акеринский на севере и Вединский на юге.

Севано-Акеринский пояс протяженностью около 400 км прослеживается от с. Амасия на северо-западе до Лысогорского перевала — на юго-востоке, где он закрыт современными отложениями р. Арак (рис. 1).

В плане пояс шириной до 25 км имеет дугообразную форму и состоит из ряда (до 50) гипербазитовых массивов, расположенных в среднеюрских, меловых и палеогеновых образованиях, главным образом в породах эффузивно-осадочной (офиолитовой) серии неопределенного возраста. С окружающими породами массивы находятся в тектонических отношениях, хотя в ряде случаев гипербазиты трансгрессивно перекрыты альб-сеноманскими и сенонскими отложениями. Наиболее крупные массивы пояса совместно с мелкими телами объединяются в четыре группы: I — Шаракско-Базумскую, II — Арегуни-Севанскую, III — Тергерскую и IV — Акеринскую.



- 1 [Dotted pattern]
- 2 [Dotted pattern with larger dots]
- 3 [V-shaped marks]
- 4 [L-shaped marks]
- 5 [Irregular shape]
- 6 [Vertical hatching]
- 7 [Solid black fill]
- 8 [Cross (+) marks]
- 9 [X marks]
- 10 [G-shaped marks]
- 11 [Star (\*) marks]
- 12 [Diagonal line]
- 13 [Circle with dot]

Вединский пояс представлен крупным Црутским массивом, расположенным в верховьях р. Веди и ее правого притока Црут, а также рядом мелких массивов и тел (до 50), находящихся среди пород вулканогенно-осадочной серии, преимущественно вдоль тектонических зон. Учитывая наличие гипербазитов (по данным глубинного бурения) к западу от Еревана, можно думать, что Вединский пояс слабо обнажен и на глубине протягивается параллельно Севано-Акеринскому.

По вопросам геологического положения и происхождения офиолитов Малого Кавказа существуют многочисленные точки зрения. Две главные и противоположные гипотезы сводятся к следующему.

По мнению большинства исследователей (Асланян, Габриелян и др.), гипербазитовые пояса трассируют глубинные разломы; предполагается, что по ним в разное геологическое время внедрялись ультраосновная и основная магмы, становление которых сопровождалось дифференциацией и постмагматической деятельностью. Севано-Акеринский офиолитовый пояс, приуроченный к Присеванской интрагеосинклинальной зоне, ограничен двумя интрагеоантиклиналями: северной, выполненной в основном образованиями юры, и южной, сложенной вулканогенными и осадочными образованиями мезокайнозоя и метаморфическими породами докембрия – палеозоя. Несмотря на различные названия этих зон и их более дробное подразделение, принято считать, что заложение интрагеосинклинали происходило на докембрийском фундаменте в верхней юре.

Противоположная гипотеза базируется на последних данных геологической науки и отражает новую теорию глобальной тектоники и положения офиолитов в земной коре (А.В. Пейве).

Развивая эту теорию в приложении к Альпийской зоне, А.Л. Книппер отмечает, что тектонические формы этой части Малого Кавказа ни по морфологии, ни по истории развития никакого отношения к синклиналям и антиклиналям не имеют. Для структурно-фациальной

---

Рис. 1. Схема тектонического строения Малого Кавказа и размещение в ней гипербазитов (офиолитов). Составлена Г.С. Арутюняном с использованием литературных данных

1 – позднеальпийский структурный ярус; 2 – среднеальпийский структурный ярус; 3 – нижнеальпийский структурный ярус; 4 – вулканогенно-осадочная (офиолитовая) серия; 5 – породы гипербазитовой ассоциации; 6 – герцинский субплатформенный (миогеосинклинальный) структурный ярус; 7 – позднебайкальский метаморфический комплекс; 8 – среднеюрские плагиограниты; 9 – верхнеюрско-нижнемеловые гранитоиды; 10 – габбро, габбро-диабазы эоценовые; 11 – гранитоиды третичные; 12 – разломы; 13 – глубокие скважины, вскрывшие офиолиты. Группы массивов: I – Ширако-Базумская; II – Арегуни-Севанская; III – Тертерская; IV – Акеринская; V – массивы верховья бассейна р. Веди

Севано-Акеринской зоны характерно наличие специфической тектонической формации – серпентинитового меланжа, а для южной, Карабахской, выполненной породами юры и верхнего мела, – значительная роль грубообломочных образований и олистостромовой толщи. Севано-Акеринский офиолитовый пояс представляет собой как бы тектоническое месиво, в котором заключены самые разнообразные по возрасту и происхождению породы (Книппер, 1975).

Формирование геосинклинальных образований – вулканогенно-осадочной офиолитовой серии, всегда сопряженных с гипербазитами, согласно А.Л. Книпперу, происходило в период юра – неоком на древнем океаническом фундаменте, сложенном ультраосновными породами, габбро и амфиболитами. В конце неокома шло образование и выдавливание серпентинитового меланжа вдоль поверхности глубинного поддвига. Непрерывное поступление меланжевого материала привело к его протрузиям в альб-сеноманские осадки и образованию олистостромового комплекса, а в конце верхнего эоцена – к новым протрузиям.

Таким образом, офиолиты Севано-Акеринского пояса, согласно этой концепции, представляют собой выжатые из океанического фундамента и тектонически переработанные массы, захватившие с собой различные по составу и генезису породы, блоки, массивы и обломки которых "...рассыпаны в серпентинитах как горох таким образом, что любые члены разреза соседствуют один с другим в различных сочетаниях" (Книппер, 1975, стр. 39).

Обе эти концепции не учитывают важного обстоятельства, что метасоматизм и метаморфизм гипербазитов следует рассматривать не как эпизодическое явление, связанное с каким-либо одним этапом геологического развития региона, а как характерную черту их петрогенезиса в течение длительной геологической жизни региона. При этом в процессы метасоматизма, преимущественно прогрессивного характера, постепенно вовлекались все породы зоны, начиная от гипербазитов до вулканогенных и осадочных пород разного возраста. Рассмотрим некоторые особенности проявления этих процессов в вулканогенно-осадочной (офиолитовой) серии и метаморфическом комплексе.

### **Некоторые особенности петрогенезиса метаморфических сланцев**

Метаморфические сланцы и гнейсы, а также амфиболиты и их гранатовые и глаукофановые разности обычно относятся к древним, докембрий-палеозойским образованиям. Не останавливаясь на рассмотрении существующих представлений об их возрасте и генезисе, отметим, что эти породы находятся среди серпентинитов и офиолитовой серии, а также приурочены к краевым частям гипербазитовых массивов, вследствие чего их нередко принимают за породы, вмещающие интрузивы гипербазитов, либо за блоки древних пород, вы-

несенные вместе с гипербазитами из глубины. Нами были изучены некоторые разновидности метаморфических сланцев вблизи контактов с гипербазитовыми массивами.

В Дзорогетском массиве (Шираксо-Базумская группа) метаморфические сланцы содержат линзовидные тела и узкие полосы серпентинитов. При этом выявляется вся гамма постепенных переходов между серпентинитами, различными сланцами и амфиболитами через тремолит-хлорит-серпентиновые и серпентин-амфибол-талк-серицит-хлоритовые разности. При микроскопических исследованиях устанавливается развитие в серпентините амфиболов, хлорита и талька с замещением их серицитом, мусковитом и кварцем.

В Желто-Чернореченском массиве этой же группы прослеживаются постепенные переходы серпентинитов в талк-серпентин-карбонатные, талк-хлоритовые, амфибол-хлоритовые, серицит-хлоритовые сланцы и гнейсы, а также в амфиболиты, нередко с гранатом. На границе с кварц-альбитовыми прожилками указанные породы нередко переходят в глаукофансодержащие и глаукофановые разности. Радиологический возраст кварц-серицитовых сланцев переходной зоны определен в  $160 \pm 6$  млн. лет (лаборатория ИГН АН АрмССР).

В массиве Чайкенд (Тертерская группа) серпентиниты соприкасаются с гранатовыми амфиболитами. Контакт подчеркнут зоной милонитизации серпентинитов, содержащих нитевидные полоски амфибола и мелкие зерна граната, аналогичного гранату амфиболитов. Последние вблизи контакта представлены безгранатовыми разностями, но в удалении от него приобретают такситовое строение, часто массивный облик с неравномерно распределенным гранатом. Встречаются гнейсовидные и мигматитовые разности, в которых кварц-альбитовые прожилки, иногда с гранатом, находятся в различных сочетаниях с амфиболовыми и амфибол-хлоритовыми породами, содержащими реликты серпентинита. Хотя эти данные не могут служить основанием для окончательного суждения о происхождении амфиболитов и их возрасте, тем не менее они указывают на возможность образования части амфиболитов, в том числе гранатовых, за счет длительной метасоматической переработки серпентинитов, как это установлено для Полярного Урала (Морковкина, 1967).

В урочище Аджарис (Акеринская группа) в контакте с серпентинитами находятся метаморфические кварц-слюдяные, кварц-альбит-мусковитовые сланцы, гнейсы и амфиболиты. Согласно Э.Ш. Шихалибейли (1967), сланцы - продукт метаморфизма нижнесенонских кремнисто-глинистых осадков, а амфиболиты - габброидов и порфиroidов. А.Л. Книшпер (1975) принимает их за блоки докембрийского фундамента.

Нами установлено, что метаморфические породы находятся с серпентинитами в тектонических соотношениях, имеют облик типичных мигматитов, образование которых связано с кварц-альбитовыми инъекциями в амфиболиты и явлениями их ослодения. Непосредственно в амфиболитах, сохранившихся в виде полос и линз среди сланцев, около прожилков и жил возникают оторочки мусковита, серицита,

а местами они превращены в кварц-альбит-мусковит-хлоритовые породы различного сложения. Определения возраста слюды и сланцев К-Аг методом показали следующее: 1) типичные слюдяные сланцы имеют возраст  $165 \pm 5$  млн. лет (лаборатория ИГН АН АрмССР); 2) мусковит из метаморфических сланцев имеет ( $K = 7,60 \pm 0,8\%$ ,  $A_{\text{радио}} = 87,6 \pm 1,8$  нг/г,  $A_{\text{радио}}^{40} / A_{\text{общ}}^{40} = 64,71$ ) возраст  $163 \pm 7$  млн. лет.

Эти данные доказывают одновременное образование слюдяных сланцев и слюды в амфиболитах, среднеюрский абсолютный возраст сланцев, а также образование слюдяных сланцев по амфиболитам и заведомо доюрский возраст последних. Что касается самих амфиболитов, то, учитывая присутствие в них реликтов серпентинитов, участков талька, а также одинаковый абсолютный возраст хлорит-серицитовых сланцев в переходной зоне Желто-Чернореченского массива, где они перемежаются и связаны постепенными переходами с серпентинитами, можно с уверенностью принимать амфиболиты урочища Аджарис за продукты амфиболитизации серпентинитов.

Имеются данные и о более древнем возрасте метаморфических сланцев. Так, сланцы (верховье р. Памбак) и слюда из гранатовых амфиболитов Амасийского района имеют радиологический возраст 180 млн. лет (лаборатория МГН АН АрмССР). Согласно Меликяну Л.С. и др. (1967), возраст метаморфических сланцев соответствует 180-190 млн. лет, т.е. доюрский.

Таким образом, определенный этап (160-180 млн. лет) геологической жизни региона характеризуется широким фронтом К-метасоматизма, в который были вовлечены все существующие к этому времени породы, в том числе гипербазитовой ассоциации. Это подтверждается радиологическим возрастом флогопита (168 млн. лет) из жил плагиогранита, секущих серпентиниты, с явлениями их преобразования в амфиболовые разности (Морковкина, Арутюнян, 1971); из прожилков в жадеит-альбит-пренитовой породе, секущей серпентиниты, преобразованные в краях в альбитовые амфиболиты с гнездами и прожилками флогопита.

Флогопит встречается почти во всех породах офиолитовой ассоциации, однако в большинстве случаев он превращен в вермикулит. И только в небольших телах габброидов среди серпентинитов (верховье р. Памбак) возраст флогопита определяется ( $K = 3,21 \pm 0,04\%$ ,  $A_{\text{радио}} = 34,0 \pm 0,08$  нг/г,  $A_{\text{радио}}^{40} / A_{\text{общ}}^{40} = 33,46$ ) в  $150 \pm 10$  млн. лет. По-видимому, эта величина несколько занижена его вермикулитизацией, но даже и она не выходит за рамки этапа К-метасоматизма.

Глаукофановые и глаукофансодержащие породы, относимые к метаморфическим, встречаются в виде полос и линзовидных участков среди амфиболитов, серпентинитов, габброидов и пород вулканогенно-осадочной серии. При этом с глаукофаном сосуществуют многочисленные виды других натрийсодержащих амфиболов. Развитие его, вероятно, связано с натровым метасоматозом в зонах стресса, локально возникающих в процессе перемещения отдельных блоков в период альпийского тектогенеза.

Таким образом, слюдяные метаморфические сланцы образовались в результате широкого фронта К-метаморфизма, охватывающего период 160-180 млн. лет, в который вовлекались разнообразные породы офиолитовой ассоциации, главным образом доюрского возраста. Все это заставляет с осторожностью подходить к генетической и возрастной интерпретации имеющих метаморфический облик пород без их детального петрографического исследования.

### **Некоторые вопросы возраста и петрогенезиса пород вулканогенно-осадочной (офиолитовой) серии**

Сложно построенную и невыдержанную по составу серию пород, всюду сопровождающую гипербазиты, называют по-разному: вулканогенно-осадочной, офиолитовой, вулканогенно-радиоляритовой и др. Обычно ее рассматривают как типичные геосинклинальные образования и часто связывают с гипербазитами в единую офиолитовую ассоциацию. Учитывая важное значение генезиса и возраста пород этой серии для решения проблемы офиолитов в целом, нами попутно с изучением гипербазитовой ассоциации было уделено внимание и этой серии. В ее составе участвуют спилиты, диабазы, радиоляриты, кремнистые и глинистые сланцы, яшмы и яшмоподобные породы, мраморы, карбонатные породы и др. Их минеральный состав, текстурно-структурные особенности и степень метаморфизма не имеют закономерного изменения ни в горизонтальном, ни в вертикальном направлениях. В ее неоднородности немаловажную роль играли процессы: амфиболитизации, альбитизации, хлоритизации, цеолитизации, карбонатизации, серцитизации, перекристаллизации, а также блоковая тектоника, многочисленные зоны милонитизации, рассланцевания и брекчирования, к которым приурочены новые преобразования. Все это в значительной мере изменило первичный облик пород серии и запутало их соотношения.

Возраст офиолитовой серии не опускается ниже юры и определяется как: верхняя юра (А.Т. Асланян, В.П. Ренгартен), верхний сенон (К.Н. Паффенгольц, С.Б. Абовян и др.), юра - неоком (А.Л. Книппер, С.Д. Соколов и др.), верхняя юра - нижний сенон (Л.С. Меликян, С.А. Паланджян и др.). Подстилающие серию геосинклинальные образования в большинстве случаев оказываются более молодыми, а их положение обусловлено тектоникой. Например, в междуречье Дара - Сатанахач вулканогенно-осадочная серия надвинута на верхнемеловые, а в верховьях р. Чатын-даг - на среднеэоценовые образования. Важное значение в ее формировании имеет кора выветривания пород серии и гипербазитовой ассоциации в основании сенона, а также присутствие среди образований серии (левый приток р. Дары) линз грубообломочного материала гипербазитов. Эти факты свидетельствуют не только о заведомо досенонском возрасте серии, но и об участии в ее составе продуктов размыва серпентинитов, а, возможно, и коры выветривания их и пород серии. Второе важное обстоятельство - глыбинные процессы преобразования пород серии, сходные с габброиза-

цией гипербазитов. Поскольку такого типа преобразования здесь отмечаются впервые, то остановимся на них несколько подробнее.

В Вединском районе (верховья правого притока ручья Цртут) среди милонитизированных и карбонатизированных пород офиолитовой серии находится клиновидное тело серпентинита, превращенное в краях в тонкополосчатые карбонат-серпентин-хлоритовые сланцы. Западнее его находится неправильной формы тело, размером  $100 \times 10$  м массивной габбровидной породы, сложенной карбонатом, свежим клинопироксеном, альбитом и хлоритом. Оно имеет с окружающими разностями серии резкие контакты без признаков эндо- и экзоконтактных явлений, хотя их реликты (включения) находятся в самой породе и содержат новообразования альбита и карбоната. К северо-западу и выше по склону долины среди милонитизированных и брекчированных пород серии расположено трубкоподобное тело (около 120 м в диаметре) оригинальных конгломератовидных брекчий. Оно состоит из округлых "галеk" до 0,5 м в поперечнике, которые местами сцементированы микрообломочной массой, богатой бурым карбонатом.

Среди галеk встречаются: обычные спилиты, обогащенные микрозернистым карбонатом; спилиты с лейстовидными кристаллами пироксенов в хлоритовой массе, которую пересекают решетчатые образования ильменита; мандельштеевидные разности с округлыми обособлениями карбоната, альбита, халцедона, пренита, цеолита и хлорита; желтые и красновато-бурые глиноподобные породы, в составе которых, кроме карбоната рентгеноструктурным анализом определяются гематит, гетит, монтмориллонит. Последние слагают большую часть галеk, хотя вблизи тела они не обнаружены в составе пород серии.

Особенностью брекчий является развитие во всех гальках и цементирующей массы фассаита и ярко-зеленого авгита, а также присутствие в качестве аксессуарий черной шпинели типа герцинита, корунда, апатита и ильменита. Кристаллы пироксенов распределены в породах галеk и цементирующей массе весьма неравномерно, приурочиваясь к выделениям карбоната. Размеры их достигают 2 см, а в цементирующей массе — 5 см в длину. Среди галеk можно проследить все переходы от типичных представителей серии до кристаллическизернистых пород, состоящих из пироксенов и разнообразной формы реликтов глиноподобной породы с гематитом, гетитом и монтмориллонитом.

Химический состав галеk ряда неизменная порода серии — богатые пироксенами разности — цементирующая масса (табл. 1) дает представление о химизме пород и его изменении. Исходная порода наиболее богата  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и щелочами, содержание которых снижается по мере увеличения в породе пироксенов до минимального в цементирующей массе. И наоборот, наблюдается увеличение содержания  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  и величины П.п.п. —  $(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$  до максимального в цементирующей массе.

По химизму и оптическим свойствам пироксены (см. табл. 1) диагностируются как авгит с небольшим содержанием хрома и фассаит, судя по количеству в нем  $Al_2O_3 = 9,02$  и  $Al_{IV} = 0,24$  (Гинзбург, 1970).

Особенности химизма этих пород, присутствие реликтов с монтмориллонитом, уменьшение содержания  $SiO_2$  и  $Fe_2O_3$  в цементирующей массе, а также отсутствие следов катаклаза в пироксенах противоречат принадлежности их к магматическим брекчиям и брекчированным эффузивам. Вместе с тем эти же особенности, а также строение и положение тела брекчий дают основание принимать фассаит-авгитовые породы как продукты метасоматической переработки пород вулканогенно-осадочной серии вдоль зон брекчирования и будинажа в специфических физико-химических условиях.

Аналогичные породы развиты в других местах Вединского района, где они также приурочены к интенсивно карбонатизированным породам серии. Так, в правом борту ручья Цртут среди черных спилитовидных и содержащих монтмориллонит красно-бурых глинистых пород проходит узкая (1,2–2 м) зона брекчирования, имеющая северо-западное простирание и крутое падение на юго-запад. В ней находятся округлой и эллипсоидальной формы будины, красно-бурая порода которых богата кристаллами авгита и фассаита, по оптическим свойствам аналогичных указанным выше. Распределены они в породе неравномерно, часто вблизи выделений карбоната. В богатых пироксенами разностях реликты желтовато-бурой глинистой массы также содержат монтмориллонит. По химическому составу (см. табл. 1, анализы 10, 11) эти разности близки к составу галек, а по величине П.п.п. – цементирующей массе брекчий штокоподобного тела. Вместе с тем в них отмечается повышенное содержание  $K_2O$  и  $MgO$ , что сближает их с ультраосновной брекчией (анализ 12) из этого района (по данным К.А. Мкртчяна).

К северо-западу зона брекчирования протягивается на 50–60 м, а затем срезана тектоническим нарушением, к которому приурочено тело габброподобной породы, состоящей из хлорита, пренита, альбита и двух пироксенов авгит-геденбергитового ряда, различающихся величиной геденбергитовой составляющей ( $Hd=17$  и  $24$ ). В качестве аксессуарных минералов присутствуют ильменит, титаномагнетит и апатит.

Тело габброподобной породы имеет тектонические контакты с различными породами серии, а с севера – с серпентинитами. Структура породы кристаллобластическая, местами роговиковая, порфирировидная и брекчиевидная. Минеральный состав и текстурно-структурные особенности не позволяют рассматривать эту породу как интрузивное габбро. Но независимо от его генезиса важно отметить включения в нем фассаит-авгитовой породы.

Далее к северо-западу эта зона прослеживается в черных милонитизированных и карбонатизированных спилитах, где фассаит и авгит образуют короткие прожилки, небольшие гнезда и участки вблизи карбонатных выделений.

Таблица 1

Химический состав пород конгломератовидных брекчий и пирокс

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,62	43,98	47,00	37,27	44,52	44,97
TiO <sub>2</sub>	1,80	1,80	2,30	1,80	2,10	1,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,20	13,78	14,06	11,39	12,80	11,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,30	7,71	7,58	7,52	7,02	7,88
FeO	0,50	2,21	2,54	2,01	1,74	2,21
MgO	1,11	1,51	1,64	3,18	0,09	0,99
MnO	0,14	0,20	0,14	0,20	0,14	0,14
CaO	7,25	14,06	12,22	18,59	17,90	15,67
Na <sub>2</sub> O	5,0	4,26	3,74	3,74	4,06	4,26
K <sub>2</sub> O	0,90	1,50	1,42	0,90	0,90	0,71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,08	0,04	0,04	0,05	0,10
Ni	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
Co	"	"	"	"	"	"
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,88	0,89	0,98	0,68	0,76	0,50
П.п.п.	3,38	6,99	4,64	11,52	7,33	7,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,55	0,87	0,58	0,74	0,74
F	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,27	99,52	99,17	99,42	100,15	99,26

Кристаллохимические формулы пироксенов

Фассаит (Na<sub>0,06</sub>Ca<sub>0,78</sub>Mg<sub>0,73</sub>Fe<sub>0,15</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0,09</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,05</sub>Al<sub>0,14</sub>)<sub>2,00</sub>(Si<sub>1,74</sub> × Al<sub>0,26</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>6</sub>.Авгит (Na<sub>0,03</sub>Ca<sub>0,80</sub>Mg<sub>0,94</sub>Fe<sub>0,11</sub><sup>2+</sup>Fe<sub>0,02</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0,02</sub>Al<sub>0,05</sub>Cr<sub>0,03</sub>)<sub>2,00</sub>(Si<sub>1,85</sub> × Al<sub>0,15</sub>)<sub>2,00</sub>O<sub>6</sub>.

сенов из них (в вес. %)

	7	8	9	10	11	Фассаит 12	Авгит 13
	39,86	33,92	28,48	31,72	28,08	46,90	51,06
	1,70	1,70	1,40	1,15	Следы	1,66	0,60
	7,88	8,20	8,60	10,80	1,90	9,02	4,64
	9,49	8,16	6,22	5,53	4,53	2,99	0,61
	2,48	2,34	2,61	0,78	3,12	4,80	3,51
	1,73	2,69	2,20	6,12	10,90	13,80	17,56
	0,14	0,20	0,14	0,15	0,85	0,15	0,16
	19,47	25,20	24,60	18,40	24,07	19,40	20,23
	2,10	1,74	0,59	1,14	0,55	0,78	0,45
	1,08	0,59	1,00	1,66	2,65	0,06	0,05
	0,04	0,04	0,03	-	-	0,03	0,85
	Следы	Следы	Следы	-	-	-	-
	"	"	"	-	-	-	-
	1,46	0,82	2,38	1,80	-	0,24	0,20
	11,47	13,31	20,36	20,80	23,11	0,20	0,24
	0,55	0,55	0,74	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	0,09	0,10
	99,45	99,46	99,35	100,05	99,76	100,12- 0,04F/O=	100,26- 0,04 F/O
						100,08	100,22

1 - спицит вмещающей серии; 2, 7 - "галька" штоковидного тела (с последовательным увеличением количества пироксенов); 8 - богатая пироксенами разновидность; 9 - цементирующая масса; 10 - то же, что порода № 8, но из зоны брекчирования, правый берег ручья Цртут; 11 - глыба серпентинитовой брекчии с карбонатным цементом (К.А. Мкртчян). Анализы производились в химической лаборатории Управления геологии СМ АрмССР; 12-13 - пироксены из породы № 8, аналитик Е.М. Нактияс, ИГЕМ АН СССР.

Приведенный материал, хотя и не дает окончательного решения вопроса о происхождении конгломератовидных брекчий, времени и способе образования фаялит-авгитовых и габброподобных пород, но раскрывает новую сторону в формировании вулканогенно-осадочной серии, а именно — активную роль прогрессивного и глубинного метасоматизма, сходного с габброизацией гипербазитов.

Трудность изучения этой серии заключается в том, что ее неоднократные, далеко еще не полностью выявленные процессы преобразования значительно изменили состав и облик первичных пород и сделали их сходными с интрузивными, метасоматическими и эффузивными образованиями. Например, в результате интенсивной карбонатизации конечные разности приобретают сходство с мраморизованными известняками, а промежуточные — с метаморфическими сланцами и эффузивами. То же относится к процессам окварцевания, в результате которых породы приобретают сходство с радиоляритами, а остатки скелетов радиолярий — с округлыми выделениями кремнезема, на что в свое время обращал внимание В.И. Лодочников (1936). При этом не исключена возможность образования части пород серии за счет преобразования серпентинитов, продуктов их выветривания и перекристаллизации, полностью утративших диагностические признаки. Поскольку в настоящее время установлены серпентинитовые песчаники, конгломераты, олистостромовые толщи и другие продукты разрушения гипербазитов, многочисленные тела которых находятся среди вулканогенно-осадочной серии, то вполне правомочным является предположение об участии в ее составе и вещества гипербазитов.

Приведенные материалы подтверждают общие представления о том, что в мобильных зонах активные метасоматические и метаморфические процессы полностью изменяют облик и состав вовлеченных в них пород, вплоть до расплавления. Вполне логично полагать, что вулканогенно-осадочная серия, подобно гипербазитам, была вовлечена в эти процессы и претерпела существенные изменения. Все это указывает на древний, заведомо доюрский возраст значительной части пород серии.

### **Некоторые особенности строения и положения массивов Севано-Акеринского и Велинского гипербазитовых поясов**

В Севано-Акеринском поясе наиболее детально изучены массивы Аргунь-Севанской группы (рис. 2), отражающие в основном особенности строения и положения массивов этого пояса в целом. Кратко остановимся на характеристике отдельных массивов.

Тохлуджинский массив (площадью всего 0,2 км<sup>2</sup>) сложен серпентинитами, на 90% преобразованными в листвениты. Он расположен среди туфитов и туфобрекчий среднего эоцена и приурочен к месту пересечения тектонических зон субширотного и субмеридионального

простирается. Контакты его с окружающими породами тектонические, о чем свидетельствует интенсивная милонитизация образований эоцена и серпентинитов. Листвениты не имеют дробления и рассланцевания, хотя находящиеся в них реликты серпентинитов рассланцованы. Это позволяет предполагать, что их лиственитизация проявилась после перемещения массива в эоценовые породы.

Шоржинский массив (размером  $4 \times 0,6$  км), вытянут согласно общему простиранию вмещающих пород, а в западной части срезан субширотным разломом. Массив находится в тектонических соотношениях с северо-востока с породами среднего эоцена, с других сторон — с известняками верхнего сенона. Серпентиниты краевых частей массива превращены в ультрамилониты, сланцы и тектонические брекчии, содержащие изредка округлые будины плотного серпентинита, реже пироксенита и гарцбургита, завернутых в серпентинитовую "рубашку". В зоне контакта окружающие породы также милонитизированы. В результате тектоники массив расчленен на ряд блоков, в одних случаях без нарушений соотношений, в других — в соприкосновение приведены блоки резко различного строения и состава.

Следовательно, Шоржинский массив не является интрузивом и даже протрузией с сорванными интрузивными контактами, а представлен совокупностью тектонических блоков, часть из которых имеет собственную историю формирования.

Несмотря на незначительные размеры, в массиве имеется весь набор петрографических типов пород, характерных для гипербазитовых ассоциаций складчатых зон. Главная роль в его строении принадлежит серпентинитам, разнообразным по структуре, текстуре, химизму и габитусу слагающих серпентинов, их количественным соотношениям с оливином, пироксенами и другими минералами. Около 10% площади занято габброидами, пироксенитами, плагиоклазитами и гарцбургитами. Все породы связаны между собой и серпентинитами постепенными переходами, и их соотношения носят мигматитовый характер. В частности, гарцбургиты и связанные с ними ортопироксениты образуют в южной части массива две полосы (шириной около 50 м и протяженностью до 0,3 км) в рассланцованных серпентинитах. Последние находятся в них в виде узких полос, линз, неправильной формы участков, края которых оторочены реакционными каемками лучистого энстатита, чаще актинолита, тремолита и талька, что позволяет рассматривать серпентиниты как реликты.

Габброиды занимают около 3% площади массива и сосредоточены в юго-восточной его части, где образуют неясно выраженные полосы шириной до 40 м и протяженностью до 150 м. На этом участке представлены все многообразие их текстурно-структурных и минеральных разновидностей и их мигматитоподобные соотношения с серпентинитами. Не останавливаясь на доказательствах реликтовой природы серпентинита в габброидах, пироксенитах и гарцбургитах, подробно рассмотренных нами ранее (Морковкина, 1974), заметим, что их габброизация представляет собой совокупность взаимосвя-

занных процессов: пироксенизации, фельдшпатизации, дегидратации и перекристаллизации.

Несмотря на то, что тектоника нарушила соотношения между породами массива и обусловила сосуществование блоков или участков разного состава, все отмеченные явления выражены отчетливо в пределах каждого блока, но в одних случаях они находятся в начальной стадии развития, в других – в конечных.

Восточно-Шоржинский массив объединяет два небольших тела и цепочку мелких выходов серпентинитов с подчиненным развитием в них тех же разностей, что и в Шоржинском массиве. Особенностью этого массива являются тектонические контакты его с известняками верхнего сенона, а также их доломитизация и лиственитизация серпентинитов вдоль краевых тектонических зон.

Артанышский массив имеет неправильную в плане форму и различный характер контактов. С северо-востока на древней коре выветривания пород гипербазитовой ассоциации и вулканогенно-осадочной серии трансгрессивно лежат известняки верхнего сенона, в базальных конгломератах которых находится материал подстилающих пород. С запада и северо-запада массив имеет тектонические соотношения с песчанистыми известняками нижнего сенона, которые вблизи контакта грубо рассланцованы и опрокинуты.

Таким образом, этот небольшой массив имеет стратиграфический контакт с северо-востока и тектонический – с юго-запада, что характерно и для других массивов Севано-Акеринского пояса. Кроме того, наличие коры выветривания пород гипербазитовой ассоциации и вулканогенно-осадочной серии доказывает, что в нижнем сеноне подвергались размыву уже продукты их выветривания.

Джил-Сатанахачский массив как один из крупных массивов пояса, где наиболее полно представлены петрографические типы пород ассоциации и отчетливо выражены их взаимоотношения, можно использовать в качестве эталона. В плане массив имеет сложную, в общем линзовидную форму, вытянутую в юго-восток – северо-западном направлении. Его протяженность около 25 км при ширине 1–4 км. Массив расположен в различных по возрасту и фациальному составу породах и находится с ними в сложных соотношениях. С севера он соприкасается с известняками верхнего сенона, залегающими на размытой коре выветривания пород офиолитовой ассоциации, гальки которых находятся в базальных конгломератах. Серпентиниты в конгломератах имеют ярко-красный цвет и представлены глиноподобным веществом с реликтами серпентина, что указывает на образование конгломератов за счет размыва выветрелых серпентинитов. С юга массив ограничен тектонической зоной, контролируемой полосой лиственитов и интенсивным дроблением и рассланцеванием прилегающих к ней известняков верхнего сенона и дат-палеоцена. Установлено, что гипербазиты здесь надвинуты на различные горизонты известняков с явлениями их опрокидывания. Надвиговый характер контакта подтверждают данные буровой скважины, заложенной в краевой части массива (долина р. Армутлы). При этом серпен-

тиниты прослеживаются только на глубину 76 м, далее идут ультрамилониты, листвениты и доломиты, а начиная с глубины 83,5 м – известняки верхнего сенона. В ряде случаев вдоль южного контакта между гипербазитами и известняками расположены небольшие пачки пород вулканогенно-осадочной серии, материал которых находится в конгломератах и песчаниках базального слоя.

Далее к востоку между реками Дара – Сатанахач южный контакт массива снова приобретает тектонический характер, но уже с породами офиолитовой серии, представленной спилитами, яшмами и кремнисто-глинистыми сланцами. Зона контакта имеет субширотное простирание, крутое падение на север и ширину 20–150 м. Рассланцованные и милонитизированные серпентиниты вдоль зоны неравномерно карбонатизированы, аталькованы и амфиболлизированы, а породы серии местами перекристаллизованы в альбит-амфиболовые разновидности, часто с глаукофаном. Это создает впечатление экзоконтакта и приводит к ошибочному выводу об интрузивном соотношении гипербазитов с офиолитовой серией. Однако детальные петрографические исследования показывают, что амфибол-пренитовые и тальк-альбит-амфиболовые образования – продукт изменения и серпентинитов и пород серии вдоль краевой тектонической зоны как наиболее благоприятной для развития метасоматических процессов.

Между селами Джил и Бабаджан массив как бы разделен на две ветви полем развития роговообманковых пород – кварцевых диоритов, габбро-диоритов и плагиогранитов. Для них характерны резко такситовое строение, изменчивость минерального состава и наличие полос и участков серпентинитов, габброидов и пород вулканогенно-осадочной толщи, а также развитие их непосредственно в серпентинитах, которые на контакте преобразованы в мономинеральные амфиболовые и альбит-амфиболовые породы. В данном случае не вызывает сомнения возникновение их за счет серпентинитов в связи с плагиогранитными инъекциями и интрузиями. Однако в ряде случаев между гипербазитами и роговообманковыми породами наблюдаются тектонические соотношения. В верховьях р. Памбак комплекс роговообманковых пород трансгрессивно перекрыт известняками верхнего сенона, в базальных конгломератах которых находится галька пород офиолитовой ассоциации, кварцевых диоритов, плагиогранитов и амфиболитов, что доказывает досенонский возраст и кварцевых диоритов и проявлений большей части метасоматических процессов.

В целом породы роговообманкового комплекса, в том числе кварцевые диориты, по своему строению, минеральному составу и наличию останцов вулканогенно-осадочной серии и серпентинитов сходны с амфиболито-габброидным комплексом Полярного Урала (Морковкина, 1967) и, подобно ему, образовались за счет длительной трансформации серпентинитов и пород серии.

Таким образом, массивы Севанского хребта не представляют собой типичных интрузивов, а тем более единого интрузива, а являются самостоятельными, а в отдельных массивах – совокупностью блоков океанического фундамента и коры, тектонически выведенные

в разное геологическое время. Строение и состав массивов (блоков) отражает, с одной стороны, характер древнего океанического фундамента, с другой — последующие изменения его и пород вулканогенно-осадочной серии в условиях сиалической коры.

Другие массивы Севано-Акеринского пояса имеют много общего в строении и положении с описанными выше. В северо-восточной части пояса (см. рис. 1) расположены Мумухан-Красарский, Дзорогетский и Желто-Чернореченский массивы (Ширакско-Базумская группа), которые интересны в отношении связи серпентинитов с метаморфическими породами, а также формой массивов.

Мумухан-Красарский массив вытянут в северо-восток — юго-западном направлении на 10 км при ширине 1–1,5 км. Он сложен в основном милонитизированными и рассланцованными серпентинитами с резко подчиненным значением дунитов, пироксенитов и габброидов, соотношения которых те же, что и в массивах Севанского хребта. С северо-запада на гипербазитах трансгрессивно лежат известняки верхнего сенона, в базальных конгломератах которых находится галька пород массива. Вдоль южного контакта массив и прилегающие к нему вулканогенно-осадочная серия и метаморфические породы по крупному субширотного простирания надвигу перемещены на известняки верхнего сенона и флишоиды дат-палеоцена и эоцена, содержащие материал пород гипербазитовой ассоциации. К югу от зоны надвига проходит второй, параллельный надвиг, по которому указанные выше осадочные образования перемещены на туфы и туфобрекчии среднего эоцена. Вдоль надвига расположены небольшие тела милонитизированных серпентинитов, интенсивно карбонатизированных, а местами преобразованных в листвениты. Хотя контакты массива в основном тектонические, нет основания рассматривать его в качестве серпентинитового меланжа (Книппер, Соколов, 1974), так же как нет каких-либо данных принимать гипербазиты за интрузивы верхнесенонского и эоценового возрастов (Паффенгольц, 1970, Абовян, 1966).

Дзорогетский массив имеет в плане вытянутую в широтном направлении неправильную форму длиной до 6 км при ширине от 0,2 до 2 км. С юго-запада к нему примыкают метаморфические сланцы и амфиболиты предположительно докембрийского возраста. К северо-востоку от него прослеживается узкая (0,2–0,1 км) полоса серпентинитов протяженностью более 10 км, расположенная среди метаморфических пород. Вместе с ними серпентиниты надвинуты на известняки нижнего мела — верхней юры (?).

Желто-Чернореченский массив имеет сходное с ней строение. Он представлен узкой (всего шириной 10–300 м) полосой серпентинитов, вытянутой в субширотном направлении на 20 км. Согласно С.Б. Абовяну (1966), это дайкообразное тело в отложениях мела и эоцена.

Однако выявляется, что серпентиниты и метаморфические породы совместно с офиолитовой серией перемещены в виде пластины на туфиты и туфопесчаники среднего эоцена. Вдоль зоны надвига нахо-

дятся блоки терригенно-карбонатных образований верхней юры, нижнего мела и сенона, по-видимому, вынесенных при перемещении из более глубоких горизонтов коры.

Соотношения метаморфических пород с серпентинитами были рассмотрены выше. Следует отметить, что их докембрийский возраст базируется на сходстве с докембрийскими образованиями Цахкунятского хребта. Выше было показано, что заведомо доюрский возраст имеют только серпентиниты и образовавшиеся по ним амфиболиты, тогда как серицит-мусковит-хлоритовые сланцы и гнейсы, абсолютный возраст которых 165 млн. лет (лаборатория ИГН АН АрмССР), — продукт их K-метасоматизма.

Тертерская и Акеринская группа массивов расположены в юго-восточной части Севано-Акеринского пояса (см. рис. 1). Их строение и положение довольно подробно рассмотрены в работах М.А.Кашкая (1960), Э.Ш.Шихалибейли (1966), А.Л.Книппера (1975) и др. Они имеют много общего с Джил-Сатанахачским массивом, а некоторые контакты их были рассмотрены выше.

Отметим, однако, некоторые особенности строения Лысогорского массива (Акеринская группа), расположенного между с. Ипяк и Лысогорским перевалом (рис. 3). Этот массив совместно с вулканогенно-осадочной серией вытянут в северо-запад - юго-восточном направлении на 15 км при ширине от 0,3 до 4 км. С северо-востока эта ассоциация отделена от эффузивов средней юры мощной (до 500 м) тектонической зоной северо-западного простирания с крутым падением на северо-восток. Тектонический характер этого контакта был отмечен М.А.Кашкаем (1960).

Тектоническая зона типа надвига ограничивает гипербазиты с юго-запада от известняков верхней юры и флишвидов альб-сеномана, останцы и оползни которых находятся непосредственно на гипербазитах и частично на породах вулканогенно-осадочной серии. Альб-сеноманские флишвиды в основном сложены продуктами размыва пород офиолитовой ассоциации, а нередко представлены гипербазитовыми песчаниками и конгломератами, особенно вблизи контакта.

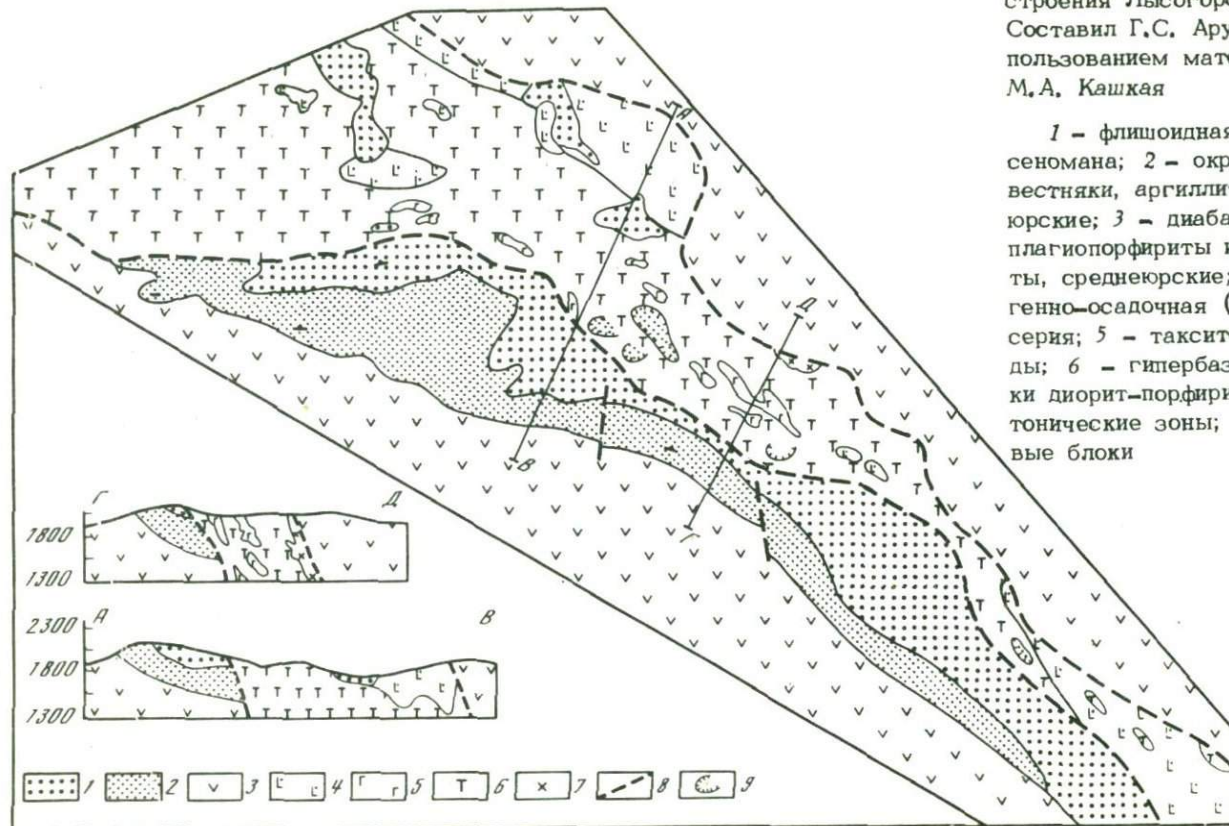
Особенностью внутреннего строения массива является широкое развитие брекчий разнообразного состава и сложения. Отмечаются оригинальные брекчии гранулитов, клинопироксенитов с угловатыми обломками серпентинита, а также серпентинитов, сцементированных карбонат-пренит-гроссуляровой массой.

В северо-восточной краевой части массива распространены дайки и штоковидные тела диорит-порфиритов с ксенолитами серпентинитов. Их возраст 60 млн. лет (лаборатория ИГН АН АрмССР) исключает эоценовый возраст гипербазитов (Паффенгольц, 1970).

Приведенный материал по массивам Севано-Акеринского пояса доказывает их тектоническое положение, сложную и длительную метаморфическую историю гипербазитов и сопряженной с ними вулканогенно-осадочной серии, часть пород которой является продуктом метасоматической переработки самих гипербазитов. Мощные тектонические зоны (до 500 м) в краевых частях массивов противоречат

Рис. 3. Схема геологического строения Лысогорского массива. Составил Г.С. Арутюнян с использованием материалов М.А. Кашкая

1 - флишеидная толща альбсеномана; 2 - кремнистые известняки, аргиллиты, верхнеюрские; 3 - диабазы, порфириды, плагиопорфириды и плагиограниты, среднеюрские; 4 - вулканогенно-осадочная (офиолитовая) серия; 5 - такситовые габброиды; 6 - гипербазиты; 7 - дайки диорит-порфиритов; 8 - тектонические зоны; 9 - оползневые блоки



представлению о незначительной амплитуде перемещения гипербазитовых интрузивов, а данные о радиогенном возрасте продуктов преобразования серпентинитов и секущих их тел доказывают древний, заведомо доюрский возраст гипербазитов и амфиболитов, а также части пород вулканогенно-осадочной серии.

В Вединском поясе (рис. 4) крупный Цртутский массив ( $2 \times 8$  км) сложен в основном серпентинитами с подчиненной ролью габброидов, пироксенитов, родингитов и амфиболитов. Особенностью этого массива является локальное развитие коры выветривания на гипербазитах с опализацией вплоть до образования благородного опала, представляющего практический интерес.

Массив, а также мелкие тела гипербазитов расположены среди вулканогенно-осадочной серии, обычно содержащей многочисленные (иногда до 1 м в поперечнике) линзы серпентинитов. Те и другие интенсивно карбонатизированы, вплоть до образования мономинеральных карбонатных пород, а также альбитизированы, пренитизированы, цеолитизированы, хлоритизированы и окварцованы, преимущественно вдоль тектонических, в том числе кольцевых, структур, что приводит к образованию пород сложного состава и строения. Развитие кольцевых тектонических структур вообще характерно для этого района, и именно к ним приурочены описанные выше трубковидные тела брекчий и габброподобных пород. Такие же структуры фиксируются "хосровитами", впервые выделенными и отнесенными к метасоматическим породам К.А. Мкртчяном (1970). Представляет также интерес обнаруженная К.А. Мкртчяном в 1963 г. глыба брекчированных серпентинитов, обломки которых погружены в карбонат-серпентиновую массу, содержащую зерна свежего оливина и диопсида, а также амфибол, флогопит, хромит, ильменит и магнетит. По химическому составу (см. табл. 1, анализ 11) порода близка к цементирующей массе фассаит-авгитовых брекчий и их отдельным частям, за исключением низкого содержания  $Al_2O_3$  и повышенного  $MgO$ . Вместе с тем низкая величина  $MgO$  в ультраосновной брекчии дает представление о существенном изменении химического состава серпентинита в процессе его даже частичного преобразования.

Возраст гипербазита Вединского пояса трактуется по-разному. Одни исследователи (К.Н. Паффенгольц, С.Б. Абовян и др.) относят их вместе с габброидами к интрузиям верхнего эоцена, а вулканогенно-осадочную серию - к нижнему сенону; другие (Егоян, 1953 и др.) офиолитовую ассоциацию в целом относят к нижнему сенону, М.Г. Ломизе (1970) рассматривает ее в качестве тектонического меланжа верхнеконьякского возраста, а К.А. Мкртчян (1970) выделяет офиолиты предверхнеконьякского и верхнесенонского возрастов.

В результате полученных данных выявляется, что вулканогенно-осадочная серия вместе с телами серпентинитов трансгрессивно перекрыта терригенными образованиями верхнего коньяка, в которых присутствуют обломки пород офиолитовой ассоциации (бассейны рек Хосров, Армик, Караторпах).

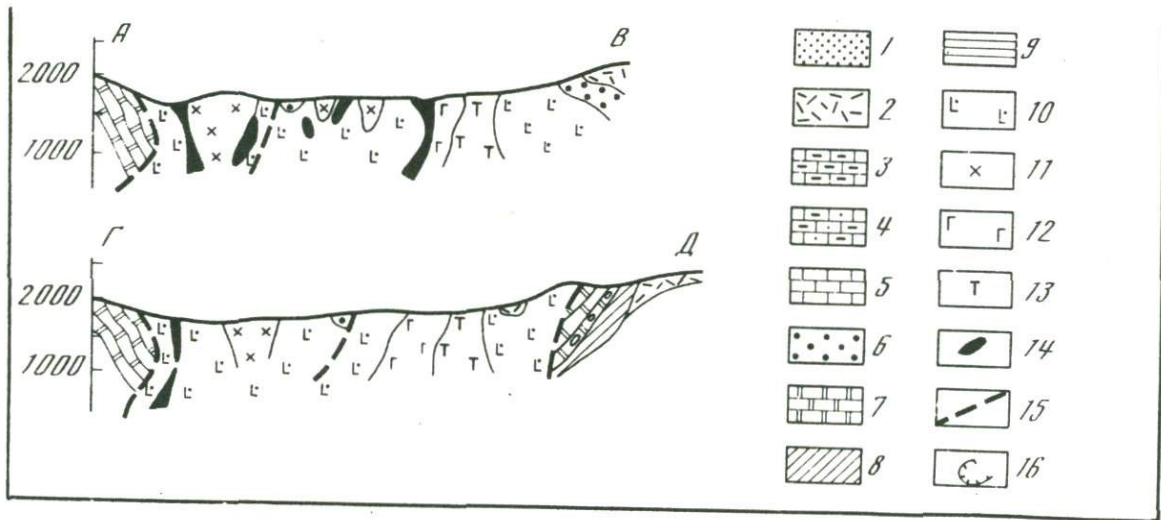
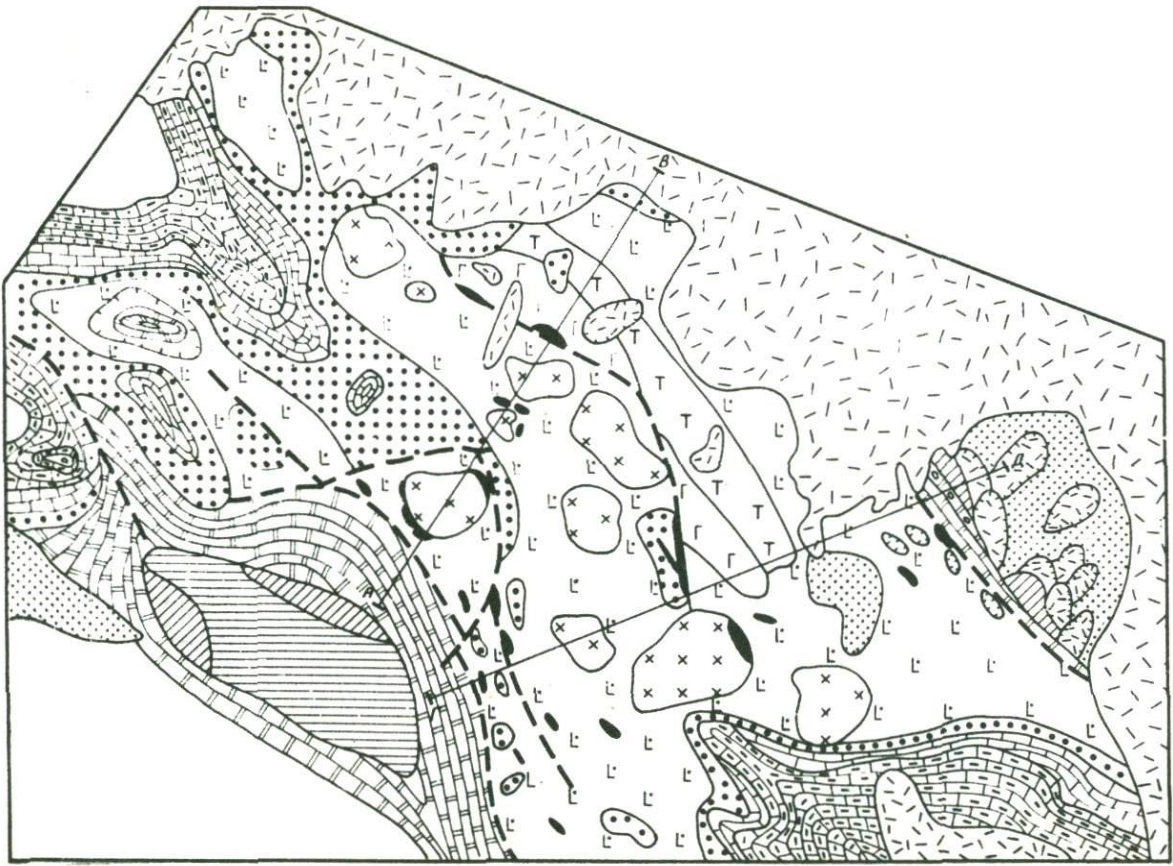


Рис. 4. Схема геологического строения верховьев бассейна р.Веди. Составил Г.С. Арутюнян с использованием материалов К.А. Мкртчяна, А.Т. Вегуни, Р.Хачатряна, Р.А. Аракеляна, С.Д. Соколова и др.

1 - современные аллювиально-делювиальные отложения; 2 - неоген-четвертичные лавы (дациты, андезиты-дациты); 3 - известняки, песчаники, туфо-песчаники (нижний и средний эоцен); 4 - флишoids (дат - палеоцен); 5 - известняки (верхний сенон);

6 - конгломераты, песчаники, алевролиты (нижний сенон); 7 - известняки с прослоями конгломератов (турон); 8 - угленосные песчаники (триас); 9 - битуминозные известняки (пермь); 10 - вулканогенно-осадочная (офиолитовая) серия; 11 - хосровиты; 12 - габброиды, ассоциирующие с гипербазитами; 13 - гипербазиты; 14 - мелкие тела гипербазитов; 15 - тектонические нарушения; 16 - оползни.

В туронских отложениях отмечаются хромшпинелиды, пироксены, оливин, ильменит, титанавгит и другие характерные для гипербазитов минералы, а в районе с. Шугаиб (северо-западная часть Вединского пояса) – обломки гипербазитов.

Северо-западнее с. Азизкенд (см. рис. 4) Цртутский массив имеет тектонический контакт с конгломератами и песчаниками нижнего сенона, сложенными материалом гипербазитов, подобно песчаникам и конгломератам Севанского хребта (Арутюнян, 1969).

В юго-западной части Вединского района вулканогенно-осадочная серия и мелкие тела серпентинитов надвинуты вместе с терригенными образованиями нижнего сенона на туронские известняки, которые деформированы и опрокинуты.

Хотя многочисленные оползни создали сложную и запутанную картину строения района, тем не менее эти данные указывают на определенно дотуронский возраст всей офиолитовой ассоциации Вединского района.

Таким образом, офиолитовая ассоциация Севано-Акеринского и Вединского поясов – это древние, заведомо доюрского возраста образования, метаморфизм которых отражает их участие в длительной геологической жизни региона.

### Особенности минерального состава гипербазитов

В результате детальных петрографических исследований было выявлено, что формирование пород гипербазитовых поясов происходило в два этапа, резко различных по времени и условиям развития (Морковкина, 1974).

С первым этапом связано образование плотного дисперсного ультрамафитового вещества, химически сходного с серпентинитом, но природа его остается неясной. С одинаковой долей вероятности его можно принимать за протовещество, полностью гидратированные ультраосновные интрузивные и эффузивные породы и др.

Второй этап становления ассоциации характеризуется разнообразными и прогрессивными процессами преобразования этого вещества, играющего роль субстрата. Петрогенными процессами его преобразования являются перекристаллизация и дегидратация, проходящие без существенного изменения состава, и метасоматические, продукты которых определяются в основном условиями, привнеском, характером и количеством компонентов.

Перекристаллизация, вернее раскристаллизация, субстрата приводит к образованию различных типов серпентинитов, вплоть до полиминеральных разновидностей.

Дегидратация неразрывно связана с перекристаллизацией и выражена образованием свежего оливина и энстатита, находящихся в различных количественных соотношениях и между собой, и с серпентиновыми минералами. Конечные продукты дегидратации – дуниты и гарцбургиты.

Метасоматические процессы настолько разнообразны и так тесно переплетаются между собой, что трудно установить их характер, последовательность развития и распространение продуктов конкретного процесса. Тем не менее ведущая роль в формировании пород, ассоциирующих с гипербазитами, принадлежит пироксенизации и фельдшпатизации (гроссуляризации), в результате которых возникли габброиды – габбро, габбро–нориты, троктолиты, родингиты, клинопироксениты, верлиты, вебстериты, а также плагиоклазиты, цоизиты и гроссуляриты. Поскольку эти процессы сопровождаются перекристаллизацией и дегидратацией, то возникают многочисленные оливковые и серпентиновые разности габброидов. Все они тесно связаны взаимопереходами, перемежаемостью, мигматитоподобными соотношениями, хотя каждый тип породы встречается в виде самостоятельных тел различной формы и величины.

Амфиболизация – сложный и многофазный процесс, в результате которого возникли мономинеральные амфиболовые породы – актинолиты, тремолититы, горнблендиты, а также смешанные разности, нередко с керсутитом, антофиллитом, глаукофаном. В случае сопряженности амфиболизации с фельдшпатизацией возникают различные амфиболиты и роговообманковые габброиды.

Широко распространены явления карбонатизации, пренитизации, оталькования, лиственизации, альбитизации, эпидотизации, окварцевания, опализации и многие другие, часть из которых является побочными петрогенных процессов. Даже одно их перечисление показывает, насколько сложной и длительной была история формирования пород гипербазитовой ассоциации, которую нельзя вместить в рамки становления интрузий.

Перейдем теперь к конкретному материалу, доказывающему правомочность сделанных выводов об образовании ультраосновных пород в связи с процессами дегидратации и перекристаллизации субстрата.

Из приведенного геологического материала видно, что гипербазитовые массивы перемещены тектонически в твердом и уже сформированном состоянии. Однако их краевые части, как правило, сложены серпентинитами, которые всегда интенсивно рассланцованы и брекчированы, тогда как свежие дуниты, гарцбургиты и метасоматические породы в краях обычно отсутствуют и не имеют следов тектонической переработки. Объясняется это, вероятно, различными физико–механическими свойствами пород. Высокая пластичность серпентинитов, особенно их способность к рассланцеванию, уже предопределила расположение тектонических зон, а в ходе перемещения они опережали кристаллические породы и как бы отодвигали их от зоны стресса в места с меньшим напряжением, а местами обволакивали их в “рубашку” развальцованного серпентинита.

Серпентиниты, преобладающие среди ультраосновных пород Малого Кавказа, представляют собой полиминеральные образования, в которых серпентинитовые минералы различаются оттенками окрас-

ки, формой и величиной индивидов, характером расположения, оптическими свойствами, а следовательно, и химизмом. Все они часто переплетаются с бруситом, амфиболами, тальком, пренитом, хлоритом. Сама порода неравномерно обогащена рудным пылевидным веществом, хромитом, магнетитом и др. Это показывает, что серпентиниты гетерогенны и являются одной из наиболее сложных и недостаточно еще изученных пород гипербазитовой ассоциации, в которой им принадлежит ведущая роль.

Определение пористости 800 образцов ультраосновных пород Джил-Саганахачского массива показало, что 90% их относится к серпентинитам с объемным весом 2,31-2,71. В этой связи необходимо заметить, что массивы и пояса, сложенные серпентинитами, содержание воды в которых достигает 10-12%, принято называть дунитовыми и гарцбургитовыми (Абовян и др.). В результате этого объективно существующие в природе породы заменяются субъективной генетической интерпретацией.

Типичные же дуниты и гарцбургиты имеют в массивах ограниченное распространение и характеризуются следующими особенностями.

Морфология их проявления аналогична развитию метасоматических пород. Они находятся в серпентинитах, часто рассланцованных, в виде неправильной формы тел, участков с неясными и резкими границами, а также линз и полос, незаметно теряющихся в серпентинитах. Они распространены по всему массиву и не обнаруживают приуроченности к его наиболее глубоким частям. Наоборот, в Джил-Саганахском массиве дуниты и гарцбургиты занимают его верхние части, а в вертикальном разрезе образуют ряд параллельных полос, контролируя, возможно, древние тектонические зоны. В вертикальном разрезе (долина р. Армутлы) отсутствуют характерная для дифференциации магмы последовательная смена пород и изменения в химизме ультрамафитов (рис. 5).

Для свежих дунитов и гарцбургитов всех массивов характерны кристаллобластические структуры, резко неправильная форма и различная величина зерен оливина, присутствие реликтов серпентинита с реакционными каемками, а также изменчивый состав ортопироксена и оливина в пределах одного шлифа.

Важной особенностью этих пород является гетерогенность минералов, в частности оливина, который находится в двух резко различных по условиям образования генерациях: обычного, изометричной формы оливина без спайности и призматической формы с хорошо выраженной спайностью по (010), (100) и (001). Установлено, что призматический оливин образуется в процессе дегидратации серпентинита в условиях высокого одностороннего давления (стресса), тогда как обычный, изометричной формы оливин - в ходе того же процесса, но в широком диапазоне  $P-T$  условий, соответствующих преимущественно гранулитовым фациям (Морковкина и др., 1974). Широко варьирующие количественные соотношения указанных оливинов в дунитах и гарцбургитах массивов свидетельствуют

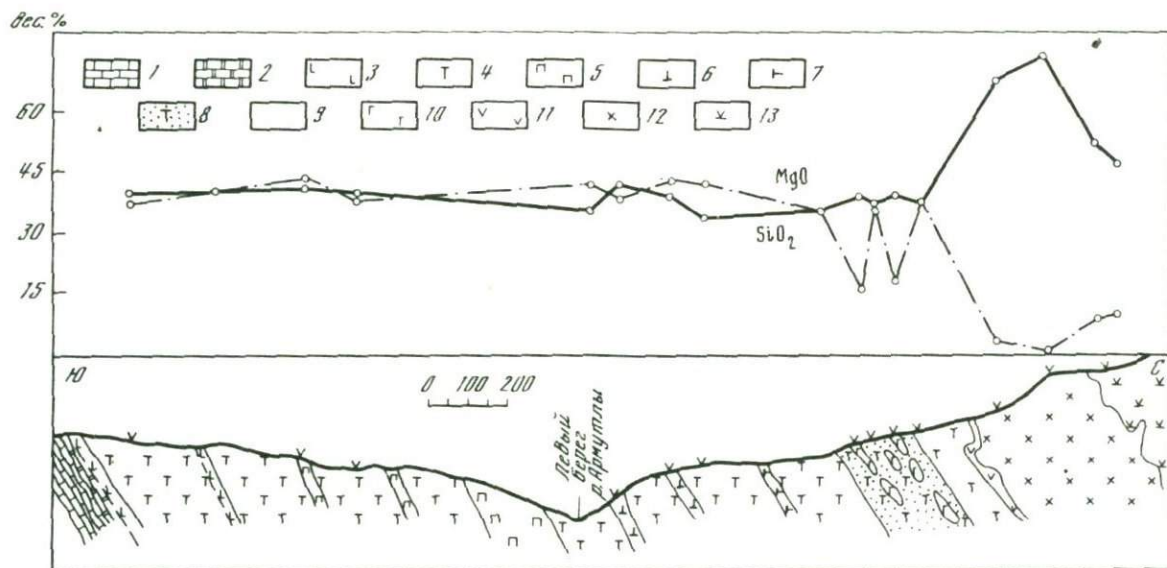


Рис. 5. Схематический геологический разрез вкрест простирания гипербазитов Джил-Сатанахачского массива (левый приток р. Армутлы) с вариационными кривыми изменения  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  в породах

1 - известняки деп. - палеоцена; 2 - доломиты; 3 - листвениты; 4 - серпентиниты; 5 - гарцбург-

гиты; 6 - дуниты; 7 - плагиоклаз-пироксеновые роговики; 8 - фельдшпатизированные серпентиниты; 9 - родингиты; 10 - такситовые габброиды; 11 - плагиоклаз-пироксеновые роговики, амфиболитизированные; 12 - кварцевые диориты; 13 - габбро-амфиболиты, амфиболиты; 14 - место взятия анализированных проб

Таблица 2

Химический состав оливинов из пород гипербазитовой ассоциации Севано-Акеринского пояса (в вес. %)

Окислы	Серпентинит с небольшим колич. оливина и энстатита		Оливинит, Дара	Гарибургит		Габбро Карайман	Родингит, Кысаман
	Дара	Шоржа		Дара	Шоржа		
SiO <sub>2</sub>	37,6	39,20	39,4	39,03	38,9	39,9	40,12
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	<0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	"	"	"	0,03	"	"	<0,04
FeO	9,3	8,1	9,0	9,4	9,6	15,0	20,0
MnO	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,23	0,30
MgO	52,1	52,3	52,6	51,1	52,02	45,4	40,0
CaO	Не обн.	0,05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,04	<0,05
NiO	0,26	0,25	0,31	0,30	0,31	0,10	0,13
CoO	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02	0,04	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.	Не обн.	0,03	<0,05
Сумма	99,41	100,02	101,47	100,2	100,97	100,72	101,0
f	9,1	8,1	8,7	9,5	9,52	15,8	22,2
Среднее из	2	3	4	3	4	5	5

о длительном формировании пород в резко изменяющейся обстановке.

Проведенные на микроанализаторе "Сатеса" исследования обычного оливина показали, что его железистость колеблется в пределах одного штуфа. Так, в баститовом серпентините (массив Шоржа) оливин, принимаемый обычно за реликтовый минерал гарибургитов, имеет железистость 8,1 и 9,1 (табл. 2).

При микроскопических исследованиях непостоянство состава оливинов улавливается в пределах шлифа и даже зерна. В табл. 3 приведены средние колебания фаялитовой составляющей оливинов различных пород ассоциации. Более железистые оливины с широким диапазоном колебаний фаялитовой составляющей присущи свежим ультрамафитам, тогда как маложелезистые характерны для петельчатых серпентинитов. Вместе с тем в реликтах серпентинитов среди метасоматических пород (габброидов, родингитов и клинопироксенитов)

Таблица 3

Железистость породообразующих минералов из пород гипербазитовой ассоциации (по оптическим свойствам)

Породы	Оливины (Fa)	Ортопироксены (Fs)	Клинопироксены (Hd)
Севано-Ажеринский пояс			
Петельчатые серпентиниты	6 - 7	-	-
Серпентиниты	7 - 8	-	-
Дуниты (оливиниты)	7 - 10	-	-
Гарцбургиты, энстатититы	7 - 14	6 - 14	5 - 8
Верлиты, диопсидиты	10 - 16	-	7 - 13
Габброиды	8 - 13	16 - 28	8 - 18
Родингиты	14 - 18	-	13 - 22
Вединский пояс			
Гарцбургиты, энстатиты	10 - 13	11 - 15	9 - 17
Габброиды	18 - 21	20 - 21	8 - 24

оливины имеют максимальную величину фаялитовой составляющей и пределы ее колебаний. Более того, оливины в серпентинитах среди габбро и родингитов различаются между собой и химическим составом (табл. 2). Это, несомненно, указывает на связь образования оливина в серпентинитах с формированием той породы, в которой находятся его реликты, т.е. доказывает его вторичную природу в связи с метасоматизмом.

Изменчивость химического состава отмечается и для орто- и клинопироксенов как в пределах одной разновидности, так и в породах всей ассоциации (табл. 3).

Сложность формирования пород гипербазитовой ассоциации находит отражение и в геохимических особенностях породообразующих минералов.

Среднее содержание, по данным спектральных анализов, в оливинах дунитов Al = 1340, Ca = 940, Ti = 50 г/т, тогда как в оливинах габброидов примеси этих элементов резко повышены: Al = 8750, Ca = 2750, Ti = 280.

Обратная закономерность наблюдается в поведении никеля и кобальта. Их содержание в оливинах дунитов (Ni = 4570, Co = 294) значительно выше, чем в оливинах габброидов (Ni = 1150, Co = 210).

Аналогичное распределение указанных элементов, но менее ясно выраженное, прослеживается в орто- и клинопироксенах пород ассоциации.

Таким образом, особенности химизма породообразующих минералов и характер распределения в них элементов-примесей типичны для метасоматических пород и выражают общую закономерность формирования гипербазитовой ассоциации.

### Химизм и геохимия акцессорных минералов

Представляют интерес результаты исследований химизма и характера распределения акцессорных минералов — хромшпинелидов и магнетитов в различных породах ассоциации, а также геохимические особенности элементов группы платины, поскольку все они в какой-то мере отражают условия формирования пород ассоциации.

Полученные результаты изучения хромшпинелидов из различных пород гипербазитовой ассоциации (на микроанализаторе "Самеса") отчетливо показывают непостоянство их состава в пределах одного типа породы и особенно ряда гипербазиты — габброиды (рис. 6).

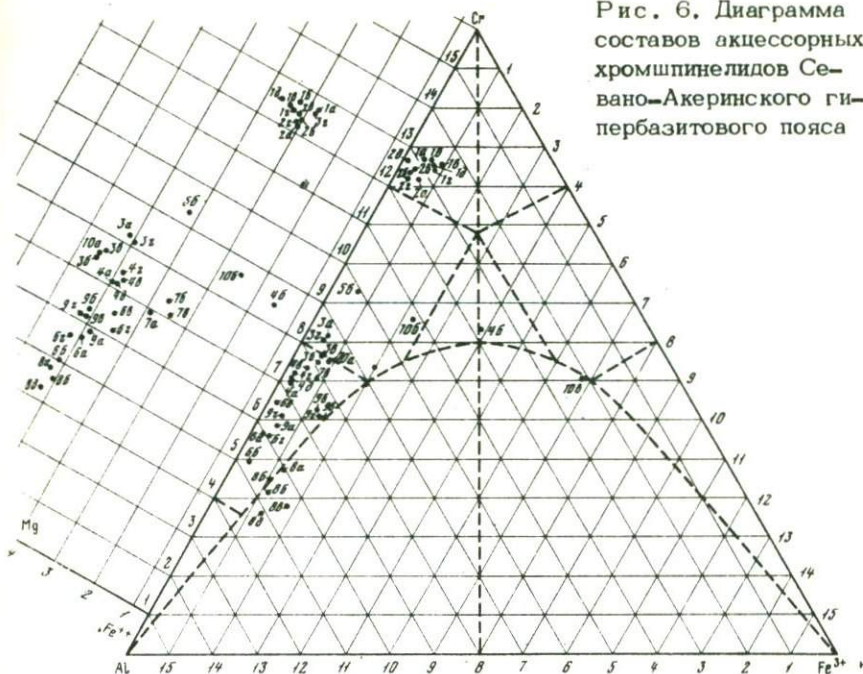
Весьма показательно, что наиболее высокое постоянное содержание хрома ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 56,91 - 60,64\%$ ), минимальное глинозема ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8,18 - 10,81\%$ ) характерно только для хромитов из дисперсных серпентинитов (субстрата) и их слабо раскристаллизованных и баститовых разностей (рис. 6; № 1, а-д, 2, а-д), в серпентинитах же без реликтов субстрата (№ 3, а-г) содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (40-38-42,30%) значительно ниже. В свежих дунитах (№ 4, а-г), гарцбургитах (№ 5, а, б, в, а-г) и в различного типа габброидах, от троктолитов (№ 7, а-в, 8, а-д) до меланократовых разностей (№ 9, а-д) и габбро-норитов (№ 10, а-в), хромшпинелиды обогащены глиноземом и имеют изменчивый состав от алюмохромита до плеонаста. При этом содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в хромшпинелидах дунитов и гарцбургитов колеблется соответственно 12,27 — 46,75 и 11,26 — 54,59%, в троктолитах — 21,09 — 37,48 и 23,09 — 43,26, в габброидах — 32,22 — 41,43 и 16,81 — 36,62%.

В диаграмме составов (см. рис. 6) хромшпинелиды субстрата и его слабо раскристаллизованных разностей занимают резко обособленное положение, тогда как составы хромшпинелидов других пород ассоциации дают широкий разброс точек, сильно смещенных в сторону глинозема.

Изучение составов магнетитов этих же пород показывает, что в серпентинитах они почти стерильны в отношении примесей, чем заметно отличаются от таковых гарцбургитов и габброидов, содержащих соответственно  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,68 - 0,77, 0,81 - 0,93\%$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,41 - 1,21, 0,84 - 1,45$ ,  $\text{TiO}_2 = 0,99 - 3,19, 0,55 - 4,04$ ,  $\text{NiO} = 0,08 - 0,12, 0,06 - 0,34$ ,  $\text{CoO} = 0,02 - 0,04, 0,01 - 0,14$ ,  $\text{MgO} = 0,71 - 1,09, 0,47 - 2,06\%$ .

Из этих данных видно, что магнетиты всех пород ассоциации, кроме серпентинитов, обогащены элементами, характерными для самих пород. В то же время, если рассматривать серпентиниты как продукт гидратации дунитов или перидотитов, остается необъяснимым

Рис. 6. Диаграмма составов аксессуарных хромшпинелидов Се-вано-Акеринского гипербазитового пояса



высокохромистый состав в них хромшпинелидов и стерильность магнетита, который прежде всего обязан был бы унаследовать элементы замещенной породы (Mg, Ni и др.). Однако это противоречие снимается, если признать, что и более ранними породами являются плотные серпентиниты и продукты их начальной стадии раскristализации. Их дальнейшая эволюция (дегистатация, метасоматизм и т.д.) сопровождается перераспределением всех элементов, в том числе хрома, которые в ходе процесса сбрасываются на реликты субстрата как породу-хозяина. Именно этим можно объяснить концентрацию хрома в серпентинитах - субстрате и продуктах его частичной перекристаллизации и обеднение им метасоматических пород, в процессе формирования которых хром, кроме того, поглощается силикатами, особенно клинопироксеном.

В этой связи представляет интерес поведение элементов группы платины и золота в ряде пород гипербазитовой ассоциации (Морковкина, Гаврилова, 1976).

Своеобразие в распределении элементов платиновой группы в ультраосновных породах отражает специфику их формирования. Прежде всего серпентиниты не наследуют геохимические особенности мультитов и гарцбургитов. Предполагаемая серпентинизация ультраосновных пород, и реликтов их среди габброидов, вряд ли могла оказать существенное влияние на перераспределение, а тем более на обогащение Pt, Pd и Rh серпентинитов. Поэтому выявленные особенности

распределения элементов группы платины безосновательно связывать с серпентинизацией. Более реально связывать перераспределение этих элементов с перекристаллизацией субстрата, в котором они обнаружены. Учитывая сходное поведение элементов группы платины с хромом, можно предполагать, что раскристаллизация субстрата сопровождается их концентрацией, особенно в ходе собирательной перекристаллизации хромшпинелидов абсорбирующих эти элементы. При метасоматизме, кроме того, происходит сбрасывание этих элементов на субстрат, чем и объясняется их высокое содержание в реликтах серпентинита в габброидах и пироксенитах. Можно предполагать, что в крупных реликтах серпентинитов среди полей развития метасоматических пород возможно, подобно хромиту, накопление элементов группы платины.

### Заключение

1. Гипербазитовые массивы Малого Кавказа расположены в различных по фациальному составу и возрасту породах и имеют с ними в основном тектонические контакты. Стратиграфические соотношения гипербазитов с образованиями мела, залегающими нередко на их коре выветривания, доказывают с учетом радиологических данных древний, заведомо доюрский возраст пород гипербазитовой ассоциации.

2. Независимо от формы и величины массивов ведущая роль в их составе принадлежит серпентинитам и резко подчиненная — дунитам, перидотитам, пироксенитам, габброидам и др. Соотношения этих пород носят типичный магматитовый характер, где роль субстрата выполняют серпентиниты. Минеральный состав пород, их текстурно-структурные особенности, химизм и геохимические черты породобразующих минералов типичны для метасоматических или метаморфических пород. Становление гипербазитовой ассоциации Малого Кавказа — следствие длительной эволюции или метасоматической и метаморфической истории дисперсного субстрата, отражающей специфику геологической жизни региона. Особенности химизма аксессуарных хромшпинелидов, магнетита и элементов группы платины подтверждают раннюю природу этого субстрата и его сложную эволюцию.

3. Петрогенные процессы проходили на глубине в направлении силификации субстрата и до тектонического перемещения массивов.

4. Гипербазиты Малого Кавказа являются фундаментом для мезо-кайнозойских отложений. Особенности строения массивов позволяют судить о сложном и неоднородном характере этого древнего фундамента, обнаженными частями или перемещенными блоками которого они, вероятно, являются. В процессе перемещения породы фундамента попадали в разные условия сиалической коры, что нашло отражение в образовании новых, уже свойственных ей минеральных ассоциаций.

5. Тесное сонахождение серпентинитов с породами эффузивно-осадочной серии, развитие досеноманской коры выветривания по тем и другим, а также аналогичные метасоматические и метаморфические их преобразования, нередко глубинного характера, дают основание предполагать, что, по крайней мере, часть пород серии имеет более древний возраст, чем юра - неокм. Метаморфические породы этой серии, относимые к докембрию, во многих случаях образовались в результате развития К-метасоматоза гипербазитовой ассоциации и эффузивно-осадочной серии.

6. Сходство гипербазитовых ассоциаций Малого Кавказа, Урала и других складчатых регионов дает основание рассматривать выявленные закономерности как общие в формировании офиолитов.

# ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ И БАЗИТОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

## ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ НА ПРИМЕРЕ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, КАВКАЗА И КАРПАТ

*В. В. Плошко*

Многолетнее (1955–1975 гг) систематическое изучение ультраосновных пород Кавказа, Карпат и Украинского щита позволило автору выделить в пределах этих регионов формационный тип альпинотипных гипербазитов. Основанием для его выделения, как и в других регионах (Кузнецов, 1964), послужил признак повторяемости конкретных гипербазитовых формаций в различных геоструктурах (юг Восточно-Европейской платформы и ее складчатое обрамление) в течение длительного промежутка геологической истории (от низов докембрия до среднего палеозоя, а, возможно, и до мезозоя). Специфические особенности формационного типа альпинотипных гипербазитов выявлены при изучении конкретных гипербазитовых формаций, развитых на Кавказе, Карпатах, Украинском щите. Результаты исследования указанных формаций излагаются в предлагаемой работе.

### Кавказ

Характеризуя магматические формации Кавказа, Г.Д. Афанасьев с соавторами (1971<sub>2</sub>) показали, что развитие магматизма (в том числе и ультраосновного) этого складчатого региона неразрывно связано с эволюцией крупных геоструктурных элементов (структурно-формационных зон: Бечасынской, Передового хребта, Главного хребта и Южного склона). Геологическое строение указанных зон детально охарактеризовано в настоящем сборнике.

В пределах Большого Кавказа и Грузинской глыбы распространены два типа гипербазитов, генетически связанные с безглиноземистой (перидотитовой) и глиноземистой (базальтоидной) магмами. Последние и сопряженные с ними габбро-диабазы и лейкодиабазы составляют особую диабаз-пикритовую формацию мезозойского возраста, распространенную в пределах осевой части Главного хребта (Плошко, Грицкевич, 1973; Кюкаев, Плошко, 1975). Безглиноземистые (альпинотипные) гипербазиты распространены повсеместно

с преимущественным развитием их в зоне Передового хребта и в Бечасынской зоне (рис. 1).

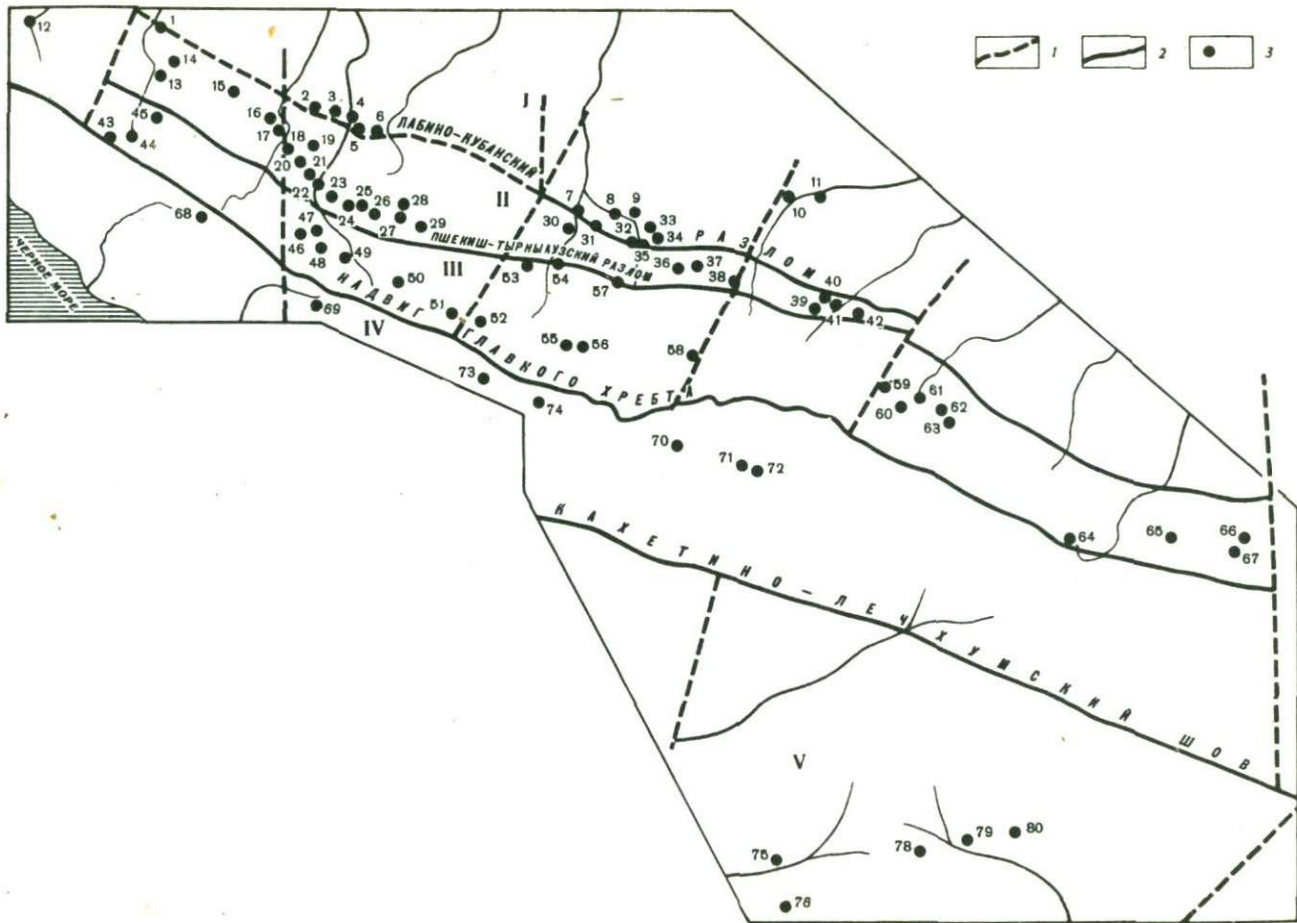
В пределах Бечасынской зоны известны крупные массивы гипербазитов (Беденский, Малкинский) и более мелкие выходы (Нижне-тебердинский, Джаланкольский, Худесский, Алык-Башихский, Шидзатмасский, Гижгитский и др.). На Передовом хребте выходы гипербазитов известны в районе Урушен-Маркопидж-Блыбской алатианосной полосы: и по рекам Закал, Анерота, Загелан, Даут, Кубань, Теберда и в бассейне р. Зеленчук. Крупнейшие среди ультраосновных массивов Передового хребта — Тхачский, Кизильчукский и Мало-Кяфарский. В зоне Главного хребта альпинотипные гипербазиты чаще всего встречаются в бассейнах рек Дамхурц, Мамхурц, Санчаро, Учкулан и др., иногда представляя здесь ксенолиты в гранитоидах (Афанасьев и др. 1968, 1971<sub>2</sub>; Плоско, 1965, 1969). На Южном склоне небольшие тела гипербазитов отмечаются по рекам Мзымта, Бзыбь, Кодори и др., а в пределах Грузинской глыбы — на Дзирульском массиве (см. рис. 1).

Преимущественное развитие альпинотипных гипербазитов в одних случаях в кристаллической (PR — PZ<sub>1</sub>) толще, а в других — в зеленокаменной (PZ<sub>1+2</sub>) позволяет предположить и различный возраст этих гипербазитов (гипербазиты — разновозрастные образования отдельных структурных зон региона, проходивших полный цикл геосинклинального развития). Автор склонен придерживаться этой точки зрения, однако веских критериев для четкого разделения предположительно разновозрастных альпинотипных гипербазитов в настоящее время не имеется, поэтому указанные гипербазиты условно объединены в единую гипербазитовую формацию (PR — PZ<sub>2</sub>).

Современное состояние знаний о гипербазитах Большого Кавказа основано на работах П.И. Лебедева (1930), В.Н. Робинсона (1932), Н.Д. Соболева (1952), Л.А. Варданянца (1935<sub>3</sub>), И.Г. Кузнецова (1947), А.А. Каденского (1956), Г.Д. Афанасьева (1950, 1958), Г.М. Заридзе (1961) и других исследователей. Большой вклад при этом внесен также геологами СКГТУ при проведении съемочных и других работ. Асбестопроявления в гипербазитах Кавказа изучены геологом Краснодарской экспедиции В.П. Гришкевичем.

Многолетние (1955–1975 гг.) исследования альпинотипных гипербазитов Кавказа, проведенные автором, и литературные данные позволяют осветить геолого-структурное положение и различные аспекты петрогенезиса этих горных пород.

Геолого-тектоническое положение. На Кавказе выходы гипербазитов располагаются цепочками, вытянутыми в субширотном либо в северо-западном направлении, что особенно отчетливо проявлено в Бечасынской зоне и в зоне Передового хребта. Такое размещение гипербазитов обусловлено их приуроченностью к глубинным долговечным разломам, вероятно, заложенным еще в докембрии. Внедрению ультраосновных интрузий в раннюю стадию формирования геосинклинали предшествовало проникновение древних (PR — PZ<sub>1</sub>) ба-



зитовых лав, впоследствии в связи с полиметаморфизмом превращенных в амфиболиты. Гипербазиты ассоциируют с этими амфиболитами и вместе с ними участвуют в складчатости. В более поздние эпохи эти древние глубинные разломы неоднократно подновлялись, о чем свидетельствует приуроченность к ним продуктов разновозрастного магматизма.

Глубинные разломы обычно осложнены разновозрастными дизъюнктивными нарушениями высших порядков, как правило, также играющих роль магмоподводящих каналов. Разломы фиксируют также пути последующего тектонического перемещения гипербазитов в верхние структурные этажи в виде протрузий.

Примером может служить район Уруштен-Маркопиджского разлома зоны Передового хребта с развитыми здесь древними (PR-PZ<sub>1</sub>) амфиболитами (редко эколитами) и размещенными в них телами гипербазитов, а также метаморфизованными вулканитами диабаз-кератофирового состава (PZ<sub>1-2</sub>), среди которых иногда встреча-

---

Рис. 1. Схема расположения гипербазитовых массивов Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Составлена В.В. Плоско и В.П. Грицкевичем

Номера на карте: 1 - Белореченские; 2 - Андрюкский; 3 - Бескесский; 4 - Бедейский; 5 - Нахширский; 6 - Псекенчский; 7 - Нижнегебердинский; 8 - Алыкбашский; 9 - Индышский; 10 - Шиджатмазский; 11 - Малкинский; 12 - Пшехинский; 13 - Кишинский; 14 - Дудугушский; 15 - Тхачский; 16 - Уруштено-Армовские; 17 - Мало-Лабинские; 18 - Маркопиджские; 19 - Пиццерский; 20 - Блыбский; 21 - Заканский; 22 - Анеротский; 23 - Загеданский; 24 - Ажогинский; 25, 26 - Верхнеурупские; 27 - Кяфар-Агурский; 28 - Кизильчукский; 29 - Мало-Кяфарский; 30 - Верхнегебердинский; 31 - Культюбинский; 32 - Шаман-Беклегенский; 33 - Джаланкольский; 34 - Худесский; 35 - Нызын-Кольский; 36 - Худесский; 37 - Кумаил-Тюбинский; 38 - Северо-Эльбрусский; 39 - Мукуланский; 40 - Тырнаузский; 41 - Кюген-Бауский; 42 - Кестантинский; 43 - Бзышский; 44 - Чессурский; 45 - Молчепинский; 46 - Дамхурцский; 47 - Мамхурцский; 48 - Макерский; 49 - Санчарский; 50 - Дуккинский; 51 - Марухский; 52 - Аксаутский; 53 - Аманаусский; 54 - Кичи-Муруджинский; 55 - Верхнедаутский; 56 - Учкуланские; 57 - Карачайаушский; 58 - Уллукамский; 59 - Мижирги-Чиранский; 60 - Мусухусский; 61 - Чайнашский; 62 - Суканусский; 63 - Урухский; 64 - Клянтдонский; 65 - Фиагдонский; 66 - Джимаринский; 67 - Ресский; 68 - Аигбинский; 69 - Бзыбский; 70 - Ингурский; 71 - Ушкульский; 72 - Халдинский; 73 - Кодорский; 74 - Гвандрасский; 75 - Шрашский; 76 - Чхерский; 77 - Бжинеvский; 78 - Уцлевский; 79 - Чорчанский; 80 - Цнелисский; I-V - структурно-формационные зоны: I - Бечасынская; II - Передового хребта; III - Главного хребта; IV - Южного склона; V - Грузинская глыба; 1 - длительно живущие разломы; 2 - границы структурно-формационных зон; 3 - расположение массивов

ются мелкие выходы ультраосновных пород. С Уруштен-Маркопиджским разломом связаны также и более поздние ( $D_{1-2}$ ) внедрения плагиогранитных интрузий и верхнепалеозойских экструзий плагиогранит-порфиров (Афанасьев, 1950; Плошко, 1965, 1969).

В районе Беденского массива Бечасынской зоны все интрузии тяготеют к субширотному Лабино-Кубанскому разлому, а также к структурам северо-западного и близмеридионального простираний. Наиболее древние магматические образования - амфиболиты ( $PR - PZ_1$ ), вмещающие гипербазиты и плагиогранито-гнейсы. Возраст последних на основании определений абсолютного возраста датируется как ордовикский ( $450 \pm 25$  млн. лет), что является также верхней границей времени интрузии или протрузии гипербазитов (Афанасьев и др., 1968, 1972<sub>1</sub>). К этому же участку тяготеют также вулканиты спилит-кератофирового состава ( $PZ_2$ ) и генетически связанные с ними плагиоклазовые порфириты и кварцевые альбитофиры, а также лампрофиры, диориты, гранодиориты (дайки). В верхнем палеозое структуры глубинного заложения служили путями проникновения для магмы липаритового состава (штоки и силлы).

Форма залегания. Приуроченность гипербазитовых массивов и мелких тел к глубинным разломам различных направлений обусловила форму их залегания: обычно это согласные линзообразные тела, вытянутые в общекавказском направлении, либо тектонические клинья и блоки правильной формы, ограниченные системой разломов различных направлений.

Примером могут служить крупный Кизильчукский массив линзообразной формы и серия крутопадающих тел альпинотипных гипербазитов (бассейн р. Зеленчук), ограниченных разломами разновозрастного заложения или неправильных линз и чешуй.

Наиболее вероятной формой Малкинского массива (с учетом его предположительного продолжения под толщей юрских пород) является линзообразная. Выходы гипербазитов в бассейнах рек Кубани, Теберды, Большой Лабы на Северном Кавказе и в пределах зоны Южного склона (бассейн р. Кодори и др.) имеют преимущественно линзообразную форму, реже они представлены крутопадающими телами неправильной формы (штоко- или клинообразной формы). Интересен Маркопиджский выход гипербазитов, вытянутый с севера на юг вдоль субмеридионального изгиба Уруштен-Маркопиджского разлома. Форма этого массива очень искажена вследствие интенсивных метасоматических преобразований гипербазитов, однако расположение крупных останцов последних среди метасоматитов свидетельствует о первоначально линзообразной форме массива.

Зависимость морфологии гипербазитовых массивов от их приуроченности к разновозрастным разломам наиболее четко проявлена в районе Беденского массива, который в результате неоднократных тектонических подвижек был разобран на отдельные штокообразные блоки (Афанасьев и др., 1972<sub>1</sub>).

Ассоциации. Во всех структурно-формационных зонах Большого Кавказа и в пределах Грузинской глыбы альпинотипные гипербазиты

приурочены преимущественно к участкам, сложенным горными породами так называемой офиолитовой ассоциации (глинисто-карбонатные и терригенно-вулканогенные образования ранних стадий формирования геосинклинали). Наиболее древние среди них - метаморфические формации древнего кристаллического субстрата ( $PR-PZ_1$ ), представленные перемежающимися пачками мусковитовых, биотитовых, гранатовых и других кристаллических сланцев, амфиболитов, амфиболитизированных диабазов и других пара- и ортопород, претерпевших полиметаморфизм. Эти породы, как правило, подстилают более молодую диабаз-кератофировую формацию ( $PZ_{1-2}$ ), состоящую из мощных покровов вулканогенов (диабазов, кератофиров и др.), чередующихся с прослоями парасланцев, претерпевших зеленокаменные изменения.

Подобные ассоциации типичны для Тебердино-Кубанского района Кавказа, а также для Тырнауза, где среди вулканитов диабаз-кератофировой формации ( $PZ_{1-2}$ ) залегают многочисленные небольшие тела альпинотипных гипербазитов. Аналогично Тебердино-Кубанскому району вмещающими для крупных массивов бассейна р. Зеленчук являются вулканиты того же возраста, претерпевшие зеленокаменный метаморфизм. Среди последних относительно легко диагностируются диабазы, кератофиры, спилиты и другие эффузивные породы.

Типичными примерами ассоциаций гипербазитов с продуктами более древнего ( $PR - PZ_1$ ) базитового магматизма являются районы Уруштен-Маркопидж-Блыбской апатитоносной полосы (где, помимо амфиболитов, в ассоциации с альпинотипными гипербазитами встречаются и эклогиты), а также районы Белореченских выходов, Беденский, Загеданский и другие массивы. В зоне Южного склона подобные ассоциации отмечены в бассейне р. Кодори и на Бзыби, а на Дзирульском массиве - по р. Лопанис-Цхали.

Сонахождение гипербазитов с горными породами, не свойственными офиолитовым ассоциациям на реках Нызын-Кол (Соболев, 1952), Пскенте и Псекенче (Афанасьев и др., 1972<sub>1</sub>), объясняется вторичным залеганием гипербазитов вследствие тектонического перемещения их в твердом состоянии. В западной части зоны Главного хребта некоторые тела гипербазитов залегают среди гранитоидов верхнего палеозоя. Это ксенолиты, захваченные гранитоидной магмой, о чем свидетельствуют взаимоотношения между указанными породами и аллометаморфические изменения гипербазитов.

Контакты с вмещающими породами. Как уже упоминалось, глубинные разломы, с которыми пространственно и генетически связаны альпинотипные гипербазиты, тектонические, хотя магматогенная природа ультраосновных пород не вызывает сомнений. Гипербазиты испытали влияние со стороны более поздних интрузий, синхронных новым тектоническим подвижкам. Это влияние заключается в деформации гипербазитов, образовании брекчированных разностей серпентинитов и в их аллометаморфической (помимо аутометаморфической) переработке (метасоматические гипербазиты, перекрис-

таллизация серпентина, хлоритизация, карбонатизация и альбитизация, оталькование, нередко актинолитизация и альбитизация). Вследствие этого контакты гипербазитов с вмещающими породами сорваны и затушеваны.

Типичным примером является западный контакт малкинских гипербазитов с вмещающими нижнепалеозойскими отложениями. Здесь в ряде обнажений р. Уллу-Лахран автором наблюдались следующие взаимоотношения ультраосновных пород с метаморфическими сланцами, ранее описанные Н.Д. Соболевым (1952) и А.А. Каденским (1956).

Наиболее характерны два обнажения: первое у выемки дороги, где контакт массива в общем параллелен простиранию вмещающих пород, и второе — в одном из левых притоков р. Уллу-Лахран. Первое обнажение вскрывает контакт на расстоянии 40 м, где между гипербазитами и вмещающими породами отчетливо прослеживается наличие тектонической глинки трения мощностью 2 см. У самого контакта (0,5 м) гипербазиты тектонически смяты, рассланцованы и представлены аллометаморфическими антигоритовыми серпентинитами, частично карбонатизированными и оталькованными. В удалении (1 м) от контакта характер аллометаморфического (наложенного) изменения серпентинитов выражен менее четко: здесь они представлены антигорит-хризотилowymi разностями, а далее (в 15-70 м от контакта) преобладают массивные породы, в основном представленные хризотилом. Интенсивная перекристаллизация (серпентинизация) и раздавленность серпентинитов у контакта с вмещающими породами отмечались А.А. Каденским (1956) и по р. Четг-Лахран.

Уплотнение кварц-серицит-хлоритовых сланцев и филлитов, наблюдаемое на расстоянии 3-5 м от контакта с гипербазитами, объясняется наличием густой сети прожилков и линзочек альбитита и карбонатов. Явлений графитизации сланцев у контакта не наблюдается.

Контакт в одном из левых притоков р. Уллу-Лахран (в 0,5 км от первого), на первый взгляд, извилистый (серпентиниты как бы проникают во вмещающие породы).

В 0,5 м от контакта и параллельно ему отмечается мощная (свыше 10 м) зона раздавленных и перемятых антигоритовых серпентинитов. Рассланцеванность серпентинитов и вмещающих филлитов совпадает. Последние уплотнены и пропитаны прожилками альбититов и карбонатов. Вдоль контакта серпентиниты лиственитизированы и хлоритизированы.

Детальное микроскопическое изучение показало, что образцы пород из извилистых участков, принимаемых в поле за серпентиниты, в действительности являются хлоритовыми породами, а поскольку хлоритизацию претерпели и гипербазиты и филлиты, первичное происхождение этих пород установить трудно. Таким образом, и на этом обнажении контакт скорее всего нарушен, осложнен и затушеван аллометаморфическими процессами.

Приуроченность продуктов постмагматической переработки серпентинитов к зонам контакта на Малкинском массиве не является доказательством связи растворов с материнской магмой. По ослабленным участкам могут проникать флюиды любого происхождения, особенно при тектонических подвижках, как это отмечается на Карпатах (Ломизе, Плошко, 1969<sup>1,2</sup>). Поэтому прожилки альбитита не являются доказательством эруптивного контакта. Натрий мог извлекаться растворами из вмещающих метаморфических толщ, а сами растворы могли быть связаны как с ультраосновной магмой, так и с другими источниками.

Брекчированные гипербазиты на контакте с вмещающими кристаллическими сланцами и амфиболитами наблюдались нами на р. Гвандре в зоне Южного склона. Детально описан также (Афанасьев и др., 1972<sup>1</sup>) характер контакта гипербазитов Беденского массива, где он нередко осложнен разрывной тектоникой, вследствие чего гипербазиты контактируют с горными породами различного состава, возраста и генезиса.

Редко встречающиеся интрузивные контакты альпинотипных гипербазитов с вмещающими породами отмечались А.А. Медведковой и Ю.И. Блиновым (1975) на Тырнаузе. Однако и здесь они затусованы интенсивным термальным метаморфизмом.

Вещественный состав. Как и альпинотипные гипербазиты других складчатых областей (Урал, Карпаты, Динариды, Алтай, Саяны и др.), кавказские гипербазиты характеризуются однообразием слагающих их пород. Среди них, как правило, преобладают перидотиты гарцбургитового состава; лерцолиты, дуниты (оливиниты) и пироксениты встречаются реже. Сложность изучения альпинотипных гипербазитов заключается в их интенсивной серпентинизации (на 90–95%), и о первичной природе их приходится судить по реликтовым участкам, реликтовым минералам и структурам. Наименее серпентинизированными на Северном Кавказе являются гипербазиты Тырнауза. Серпентиниты Кавказа обычно сопровождаются метасоматическими породами различного состава (от редких эклогитов до почти повсеместно присутствующих тальковых пород и лиственитов).

Серпентиниты имеют массивную или рассланцованную текстуру и темный, зеленый или зеленовато-серый цвет. Наиболее типичные структуры их приведены на рис. 2. Минеральный состав колеблется в зависимости от степени серпентинизации первичного гипербазита (Плошко, 1965, 1966).

Отсутствие данных, характеризующих глубокие горизонты гипербазитовых массивов Кавказа, и интенсивное их преобразование не позволяют достаточно достоверно обосновать выводы, касающиеся состава родоначальной ультраосновной магмы этого региона. Косвенные данные (реликтовые участки первичных пород и др.) свидетельствуют о ее перидотитовом (гарцбургитовом) составе. Локально она могла иметь дунитовый состав. Магматические очаги с перидотитовым составом магмы, вероятно, зарождаются в области астеносферы, вероятнее всего, в гетерогенной среде. По-видимому, при продвиже-

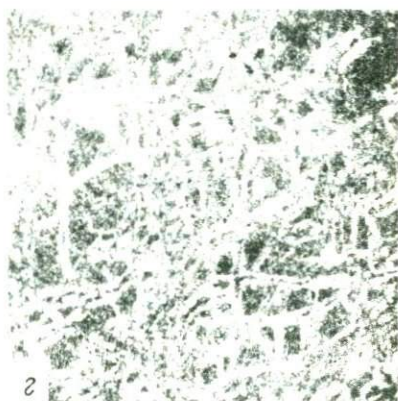


Рис. 2. Наиболее типичные структуры серпентинитов Кавказа

*а* - порфиробластовая (Белореченские выходы серпентинитов), *б* - листоватая (ксенолиты серпентинитов в гранитоидах Главного хребта, р. Учкулан), *в* - веничковая (серпентиниты бассейна р. Зеленчук), *г* - решетчатая (серпентиниты р. Алык-Баши), увел. 20, с анализатором

нии в вышележащие слои горных пород ультраосновная магма находилась в кашеобразном состоянии, кристаллизация пироксена в ней происходила в широком диапазоне времени и в различной физико-химической обстановке: от выпадения кристаллов его из расплава в глубинных условиях, вероятно, совместно с оливином, до метасоматического замещения оливина энстатитом и диопсидом в позднемагматическую и постмагматическую стадии формирования, вплоть до образования мономинеральных пироксенитов. В особых условиях (изгиб Уруштен-Маркопиджского разлома в зоне Передового хребта) не исключена при этом роль фильтр-прессинга.

По способу образования гипербазиты также гетерогенны, и становление их в горную породу происходит в гетерогенных условиях (Плошко, 1969; Плошко, Богданов, 1969). Появление их может быть связано как с кристаллизацией пород из магматического расплава, так и с постмагматическими (метасоматического) преобразованиями твердых полностью раскристаллизованных первичных гипербазитов.

Так, установлено (Плошко, 1969), что гарцбургиты, оливиновые пироксениты и бронзититы бассейна р. Лабы в зоне Передового хребта — производные единой ультраосновной магмы, а различие в их составе обусловлено неодинаковой степенью постмагматической переработки первичных перидотитов или дунитов. Бронзититы здесь — конечный продукт наиболее интенсивного метасоматического преобразования ультраосновных пород. Подобные метасоматические гипербазиты встречаются также на Малкинском массиве и в бассейне р. Зеленчук. Диопсидиты Тырнауза А.А. Медведкова и Ю.И. Блинов (1975) считают образованиями, появление которых связано с метасоматическим воздействием гранитной магмы на оливиниты и перидотиты. Подобные диопсидиты (диаллагиты) в виде жильных тел в серпентинитах наблюдаются также в массивах р. Кубани. Процесс пироксенизации оливинитов от частичного метасоматического замещения оливина диопсидом вплоть до появления относительно мощных (до 0,5 м) жильных тел диопсидитов отчетливо прослеживается в гипербазитах бассейна р. Кодори зоны Южного склона.

Петрохимические особенности. Химический состав гипербазитов (табл. 1) подтверждает данные их петрографического изучения о перидотитовом составе родоначальной ультраосновной магмы описываемого региона. По химизму гипербазиты зон Бечасынской, Передового хребта и Южного склона, а также Грузинской глыбы близки между собой. По содержанию  $Al_2O_3$  и  $CaO$  от них несколько отличаются гипербазиты западной части зоны Главного хребта. Возможно, это обстоятельство обусловлено аллометаморфическими преобразованиями гипербазитов (как на Мамхурце или Тырнаузе), так как по вещественному составу, текстурным и структурным особенностям, а также по минеральному составу и титан-железным отношениям ультраосновные породы зоны Главного хребта близки к альпинитиформным гипербазитам остальных зон Кавказа.

Пересчет химических анализов гипербазитов по методу Н.Д. Соболева (1952) и нанесение результатов пересчета на векторную диаграмму позволили установить следующую закономерность. С увеличением степени серпентинизации гипербазитов увеличивается величина  $b$  этих пород, что влечет за собой и увеличение параметра  $M, F$ . Это связано с изменением соотношения закисного и окисного железа в процессе серпентинизации гипербазитов, и чем интенсивнее серпентинизована порода, тем ближе расположение ее вектора к эталонному гарцбургиту. При этом несколько уменьшается и значение величины  $2c$ , причем так, что уменьшение величины  $2c$  в связи с серпентинизацией прямо пропорционально увеличению параметра  $b$ .

Таблица 1

Химический состав наиболее типичных представителей гипербазитовой

Компоненты	Бечасынская зона						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	34,98	38,12	37,22	40,40	35,53	39,36	41,05
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Нет	Нет	0,09	Нет	0,14	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	0,79	0,59	1,17	1,12	1,16	2,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,00	7,11	3,92	4,50	4,83	4,01	2,67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,32	0,29	0,57	0,41	-	0,37
FeO	2,52	0,43	3,52	2,10	1,56	5,12	4,75
NiO	-	-	-	-	0,23	-	Не опр.
MnO	0,11	0,09	0,31	0,14	0,11	0,21	0,11
MgO	36,27	38,90	39,47	38,56	36,63	37,90	40,35
CaO	0,70	Нет	1,16	Следы	1,76	0,82	2,34
Na <sub>2</sub> O	Не обн.	"	Нет	0,05	0,02	0,21	0,08
K <sub>2</sub> O	"	"	"	0,11	0,07	0,08	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	Следы	-	-	-	-	-
SO <sub>3</sub>	-	-	S=0,07	-	-	S=0,16	-
CO <sub>2</sub>	2,02	-	-	0,92	4,76	2,85	0,36
Cl	-	0,38	-	-	-	0,12	0,06
F	-	-	-	-	-	Не обн.	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,60	1,44	1,02	0,92	13,23	0,70	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,10	12,43	11,88	11,59	-	7,06	5,36
Сумма -O <sub>2</sub> (F, Cl, S) <sub>2</sub>	99,99	100,01	99,45	100,93	100,26	99,93	100,37
						-0,10	
						99,83	
100Ti/Fe	0	0	0	1,4	0	1,5	0

Примечание. 1 - серпентинит; 2 - то же, реки Нызын-Кол, Алык-Баши (аналитик А.И. Гусева); 3 - серпентинизированный гарцбургит, Малкинский массив; 4 - серпентинит, Беденский массив (по Н.Д. Соболеву, 1952); 5 - то же, Нижне-Тебердинский массив (по П.И. Лебедеву, 1930); 7 - гарцбургит, гора Закан (аналитик А.И. Гусева); 8 - хризотилловый серпентинит, там же; 9 - гарцбургит, р. Закан (аналитик Л.П. Некрасова); 10 - серпентинизированный амфиболовый гарцбургит, р. Речелсты (по Н.Д. Соболеву, 1952); 11 - серпентинит, бассейн р. Кяфар-Агур (по данным Кавказской экспедиции МГУ); 12 - антигоритовый серпентинит Верхне-Тебердинского массива; 13 - серпентинит; 14 - серпентинизированный оливинит; 15 - то

формации структурно-формационных зон Большого Кавказа (в вес. %)

Зона Передового хребта								
8	9	10	11	12	13	14	15	16
38,34	39,90	39,82	39,08	38,45	39,04	38,80	40,00	41,92
Не обн.	0,14	Следы	-	0,01	-	-	0,02	-
2,15	2,25	2,10	1,91	0,85	0,53	0,90	0,92	0,66
5,88	2,08	4,47	5,02	4,02	5,88	6,20	0,40	2,63
0,39	0,26	0,33	-	0,15	0,32	0,36	Не опр.	0,64
2,16	5,97	3,38	3,22	3,43	2,00	10,10	8,23	6,42
Не опр.	0,30	-	0,22	-	0,21	0,06	Не опр.	0,10
0,13	0,14	0,12	0,25	0,12	0,14	0,37	0,33	0,23
37,70	41,29	38,41	38,54	39,15	38,56	37,37	41,48	39,88
0,20	1,44	1,60	2,35	1,12	0,08	2,15	1,68	2,62
Не обн.	0,10	-	-	0,07	0,01	0,04	0,05	0,02
"	0,03	-	-	0,08	0,03	0,04	0,55	0,18
-	-	-	-	0,01	Не опр.	Не опр.	0,03	Не опр.
-	-	-	-	-	"	"	Не опр.	"
0,22	0,44	П.п.п.	-	0,14	0,54	0,92	1,20	2,20
Не опр.	Не опр.	0,55	-	-	Не опр.	Не опр.	1,80	Не опр.
"	"	-	-	-	"	"	-	"
1,00	0,30	0,62	0,31	0,43	"	"	-	"
12,24	4,87	9,01	9,03	12,17	11,78	2,88	3,76	2,43
100,41	99,51	100,41	99,43	100,25	99,55	100,61	100,58	100,67
-	-	-	-	-	-	-	-	-
0	1,7	0	0	0,1	0	0	0,2	0

же, 16 - перидотит лерцолит-гарцбургитового состава, Тырныауз (по А.А. Медведковой); 17 - хризотилловый серпентинит, бассейн р. Аксаут (по Н.Е. Ефремову); 18 - антигоритовый серпентинит, р. Дамхурц (по Н.Д. Соболеву); 19 - серпентинит, р. Мамхуру (по Н.И. Садеруполо); 20 - серпентинит, гора Цахвао (по Г.А. Михееву); 21 - саксонит; 22 - тремолитизированный перидотит, р. Хецквара; 23 - серпентинит, р. Гвандра (по Г.Р. Чхотуга); 24, 25 - серпентиниты, р. Лопанис-Цхали (по А.А. Флоренскому, Г.П. Барсанову); 26, 27 - серпентиниты, Дзиркульский массив (по Г.М. Заридзе, Н.Ф. Татришвили). Г - О - средние составы горных пород (Г - гарцбургит, Л - лерцолит, О - оливинит, по С.П. Соловьеву).

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	Зона Главного хребта				Зона Южного склона		
	17	18	19	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	36,78	39,22	39,90	38,82	43,42	45,15	39,12
TiO <sub>2</sub>	-	-	Нет	0,06	-	Нет	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,70	4,06	8,33	4,94	1,00	1,35	1,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,85	7,85	7,73	5,48	0,71	2,69	6,53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,04	0,32	0,23	0,45	-	0,46
FeO	5,05	1,85	2,69	3,01	6,96	6,32	5,40
NiO	-	-	-	-	0,38	-	0,36
MnO	0,30	0,16	Нет	0,08	0,13	0,16	0,12
MgO	34,10	32,88	25,47	36,32	45,62	38,60	33,98
CaO	Нет	3,45	2,85	3,71	0,48	2,35	0,36
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0,10	0,39	0,80
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0,04	0,16	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	Следы	0,02	0,01	-	Не опр.	-
SO <sub>3</sub>	-	0,17	0,44	0,27	-	2,22	0,80
CO <sub>2</sub>	0,35	0,37	0,82	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50	0,57	0,80	0,38	0,11	0,26	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,75	8,37	10,34	4,80	0,55	-	12,52
Сумма -O(F, Cl, S) <sub>2</sub>	100,26	99,98	99,68	99,80	99,95	100,90	100,35
100Ti/Fe	0	0	0	0,7	0	0	0

M/F. и b. Соотношение окислов Al и Cr при этом остается постоянным, так как величина Cr/Al слабо и интенсивно серпентинизированных гипербазитов одинакова.

Изложенное выше свидетельствует о частичном выносе одних компонентов (Al, Cr и др.) и изменении соотношений между другими (Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup>) в ходе серпентинизации гипербазитов. Все разновидности серпентинитов поэтому характеризуются близостью химического состава, и наиболее надежным критерием для установления родоначальной породы их служат остатки первичных минералов и

Грузинская глыба				Эталонные составы гипербазитов		
24	25	26	27	Г	Л	О
40,65	39,93	33,72	41,16	40,55	43,25	38,81
-	-	Нет	0,12	0,12	0,21	0,39
0,15	1,18	2,34	5,55	2,11	3,49	1,16
5,08	5,48	5,61	6,43	3,36	4,74	3,11
0,33	0,34	0,10	0,10	-	-	-
2,68	0,79	1,76	4,89	5,15	4,37	10,61
-	0,25	0,36	0,06	-	-	-
-	0,09	0,11	0,28	0,14	0,15	0,20
38,82	37,62	35,28	27,34	39,67	36,02	42,72
-	Следы	3,79	4,30	1,18	3,75	1,05
-	0,03	Нет	0,27	0,22	0,30	0,21
-	0,08	"	0,16	0,17	0,18	0,43
-	-	0,05	0,06	0,04	-	0,06
-	-	0,30	0,04	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
0,52	1,65	1,50	0,95	-	-	--
11,70	12,75	П.п.п.= 15,14	П.п.п. 7,65	7,29	3,54	1,25
99,93	100,19	100,06	99,65	100,0	100,0	100,0
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
0	0	0	1,0	1,4	2,3	2,8

наличие реликтовых структур (Плошко, 1969). Вместе с тем следует подчеркнуть, что отличие между различными формационными типами гипербазитов (несмотря на сходство вещественного состава) в ряде случаев наиболее четко устанавливается лишь петрохимическими методами.

Анализ данных спектроскопических исследований гипербазитов Кавказа (табл. 2), проведенных Р.В. Кортман, позволяет установить следующую закономерность: а) соотношения Cr, Ni, Co, характерные для средних содержания этих элементов в ультраосновных породах

Таблица 2

Средние содержания микроэлементов в альпинотипных гипербазитах

Элементы	Бечасынская зона				
	1	2	3	4	5
Sc	-	-	-	-	0,3
P	18,3	22,8	21,1	23,3	26,6
Mn	116,6	117	133	120	133,3
Pb	1,5	0,4	1,2	1,6	1,9
Sn	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1
Nb	1,2	0,9	1,1	0,9	0,9
Ga	-	-	-	-	-
Ge	0,1	0,1	0,05	0,6	0,07
Mo	0,25	0,1	0,13	0,11	0,1
V	0,6	1,0	3,9	2,5	2,3
Cu	0,3	0,5	1,0	0,8	1,3
Zn	4	5	6	4,7	8,3
Ti	2	1	3,5	8,3	3,7
Co	10	11	15	12	16,7
Ni	150	129	172	183	157
Zr	5	4	2,3	5,7	4,3
Cr	83,3	104	255	217	183
Sr	2,6	11,1	3,5	1,7	2
Ba	1,6	2,6	1,6	1,7	1,3
B	1,3	7,1	8,7	15,0	18,3
Число анализов	3	7	9	3	3

Примечание. 1 - серпентиниты, р. Беден; 2 - то же, р. Покент; 3 - то же, р. Малка; 4 - то же, р. Шиджатмас; 5 - то же, Нижне-Тебердинский массив; 6 - пироксениты (диаллагиты, диопсидиты); 7 - серпентиниты, р. Алык-Баши; 8 - пироксениты (диаллагиты, диопсидиты); 9 - серпентиниты, р. Худес (устье); 10 - серпентиниты, Шаман-Беклегеновский выход (включая один анализ

(Cr ≈ Ni > Co, Виноградов, 1962), сохраняются; б) в процессе серпентинизации гипербазитов количество бора в них увеличивается; в) некоторые рассеянные и редкие элементы (Sc, P, Mn, V, Cu, Ti, Cr, Sr, Ba и некоторые другие при этом частично выносятся.

Геохимической спецификой гипербазитов Беденского массива является повышенное содержание в них галогенов и некарбонатного углерода (Афанасьев и др., 1972<sub>2</sub>).

Кавказа ( $n \cdot 10^{-3}\%$ )

Бечасынская зона					
6	7	8	9	10	11
2,3	1,3	1,7	0,14	0,1	-
30	30	30	16	23	16
217	133,8	150	104	125	76
2	1,8	0,5	0,8	1,1	0,8
0,2	0,1	0,2	0,16	0,2	0,3
0,7	1,7	0,7	0,16	0,6	0,5
0,4	-	0,2	0,4	-	0,04
0,08	0,1	0,2	0,04	0,1	0,1
0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
23	4,6	10	1,7	1,9	1,6
26	12,3	2,2	0,7	0,4	2,5
5,7	5,7	6,4	5,7	5,4	7,7
63	18,3	26,7	4	5	2,6
16,6	19	9	10	12	13
90	157	26,7	120	163	160
0,6	4,3	1	3	4,5	4,6
300	300	267	190	200	240
7	7,6	6,7	1,4	2,5	2,2
33,8	15	3,3	1,6	1,6	2
1,2	7,7	1	5,4	4,5	11,4
4	3	3	5	7	5

р. Даут); 11 - то же, р. Нызын-Кол; 12 - то же, р. Белая; 13 - перидотиты и бронзититы; 14 - бастититы, 15 - серпентиниты, район Уруштен-Маркопиджского разлома; 16 - перидотиты, 17 - серпентиниты, Заканские выходы; 18 - то же, Зеленчукские массивы; 19 - карбонатизированные серпентиниты, р. Учкулан; 20 - серпентиниты.

Магнитные свойства. Сбор специального материала, петро- и мизераграфические исследования проведены автором, магнитные свойства серпентинитов исследованы Н.П. Михайловой в Институте геофизики АН УССР.

Многостадийность процессов серпентинизации гипербазитов Кавказа установлена Н.Д. Соболевым (1952) и на ряде массивов подтверждена автором (Плошко, 1965, 1969). Обычно четко фикси-

Таблица 2 (окончание)

Элементы	Зона Передового хребта			
	12	13	14	15
Sc	-	0,3	0,3	0,3
P	24	54,3	23,3	55,9
Mn	130	171	167	131
Pb	1,3	2,8	2,6	2,5
Sn	0,4	0,3	0	0,3
Nb	0,6	1,3	1,7	1,4
Ga	-	-	-	-
Ge	0,1	-	-	-
Mo	0,15	0,12	0,13	0,12
V	1,6	3,6	7,6	4,7
Cu	1,5	2,1	2,3	1,0
Zn	6,2	12,4	15	9,9
Ti	1,6	13,5	7,3	11,6
Co	13	18,6	20,0	19,0
Ni	140	273	233	239
Zr	5	0,7	2,6	1,2
Cr	180	271	266	286
Sr	5,2	1,7	-	3,6
Ba	4	3,1	0,3	5,3
B	5,6	3,9	8,8	8,5
Число анализов	5	7	3	10

руется три стадии: ранняя аутометаморфическая, при которой происходит начальная серпентинизация первичного гипербазита по трещинам; конечная аутометаморфическая - полная хризотилизация оливина и баститизация пироксена; аллометаморфическая - перекристаллизация серпентина (чаще антигоритизация).

Многоактный процесс серпентинизации, на каждом этапе которого происходит высвобождение железа из силикатной формы в окисную, обуславливает появление нескольких поколений и разнообразие форм выделений магнетита: 1) первично-магматогенный магнетит; 2) постмагматический магнетит; 3) магнетит ранней стадии аутометаморфической серпентинизации; 4) вторичный магнетит той же стадии; 5) перекристаллизованный магнетит аллометаморфической стадии серпентинизации. При наложенных процессах лиственитизации и карбонатизации серпентинитов происходит перераспределение магнетита (Михайлова, Плоско, 1973).

Химический состав рудных минералов из альпинотипных гипербазитов Кавказа приведен в табл. 3, из которой видно, что большинст-

Зона Передового хребта				Зона главного хребта
16	17	18	19	20
-	-	-	-	-
31,7	20	21,4	21,7	21,2
133,3	145	103	117	80
1,3	1,9	0,6	1,3	2,2
0,4	0,1	0,3	0,1	0,3
0,9	1,1	0,7	1,2	0,6
-	-	0,02	-	-
0,1	0	0,09	0,08	0,12
0,2	0,1	0,1	0,1	0,12
3,7	3,7	2,8	3,8	1,1
3,1	2,6	2,5	2,5	1,0
7,1	5,2	7,5	7,7	4,9
8,7	11,2	7,1	11,8	3,2
13,7	15,5	10,1	14,5	8
192	182,5	132	192	137
5	3,2	4,8	4	5,1
183	175	178	250	156
1,5	0,7	2	1,2	14
1,5	0,5	2,2	1	10,4
2,4	3,1	8,6	10,2	2,1
5	5	14	6	8

во магнетитов<sup>1</sup> относится к типу хромомagnetита с содержанием в них хрома 2-5,5%. И лишь в нескольких массивах (по рекам Малка, Маркопидж, Закан) магнетитам характерно низкое (менее 1%) содержание этого элемента.

В магнетитах почти всех массивов в большом (>5%) количестве присутствует магний, и лишь в учкуланских образцах содержание этого элемента не превышает 1,5%. Кроме того, в магнетитах в том или ином количестве (не более десятых долей %) присутствуют Ti, Co, Ni, V и Mn. Исключением является магнетит из гипербазитов Адык-Башихского и Нижне-Тебердинского массивов, где содержащиеся Ni свыше 1%, а также магнетиты из серпентинитов р. Худес и балки Шаман-Беклеген, у которых Mn содержится в количестве 1-1,75%. В некоторых образцах магнетитов присутствуют Cu, Zn, Ca, реже - Pb, Sn, Ga (см. табл. 2).

<sup>1</sup>Анализирован магнетит из магнитных фракций гипербазитов, состоящих в основном из вторичного магнетита.

Таблица 3

Химический состав хромшпинелидов из ультраосновных пород гипербази

Номер образца	Местоположение массива	Минерал (горная порода)	Ti**	Co	Ni	V	Cr
17	р. Белая	Магнетит (серпентинит)	0,012	0,038	0,39	0,018	5,01
18	"	Хромит	0,1	0,08	0,05	0,3	>10,0
1	р. Беден	Магнетит (серпентинит)	0,021	0,019	0,12	0,026	>10,0
2	"	Слабомагнитная фракция	0,16	0,099	0,18	0,1	>10,0
3	"	Пикотит	0,14	0,15	0,058	0,19	>10,0
4	р. Алык-Баши	Магнетит (серпентинит)	0,038	0,028	0,17	0,024	5,48
5	"	Магнетит (пироксенит)	0,14	0,11	1,4	0,0098	2,45
6	"	Слабомагнитная фракция	0,15	0,12	1,4	0,014	4,40
12	с. Нижне-Тебердинское	Магнетит (серпентинит)	0,028	0,22	1,28	0,015	3,09
13	р. Малка	То же	0,21	0,0098	0,055	0,006	0,0828
14	"	Хромит	0,1	0,08	0,07	0,3	>10,0
15	"	Пикотит	0,1	0,08	0,07	0,3	>10,0
16	р. Шидзат-мас	Магнетит (серпентинит)	0,025	0,032	0,087	0,032	2,8
19	р. Маркопидж	Магнетит (пироксенит)	0,27	0,036	0,59	0,024	4,86
20	"	Магнетит (серпентинит)	0,0064	0,0081	0,1	0,0018	0,755
21	"	Пикотит (серпентинит)	0,3	0,1	0,07	0,3	>10,0
23	3-я рота	Магнетит (серпентинит)	0,03	0,021	0,12	0,028	>5,0

\*По данным количественного спектрального анализа, вес. % (аналитики А.Ф. Мартынова, Н.И. Ерошкина, ИГЕМ АН СССР); Pb, Cu, Zn, Sn, Ga, и Ca, а также обр. 14, 15, 18, 21, 24, 33, 35 определялись полуквантитативным методом.

той же формации Кавказа\* (в вес. %)

Mg	Al	Mn	Pb	Cu	Zn	Sn	Ga	Ca
>5,0	0,35	0,194	Не обн.	0,005	Не обн.	Не обн.	0,001	0,2
"	>5,0	0,5	Не обн.	0,001	0,08	"	0,001	0,4
2,32	0,3	0,302	0,001	0,006	0,02	"	0,002	0,2
5,18	2,25	0,49	0,001	0,006	0,05	"	0,002	0,2
>5,0	>10	0,45	Не обн.	0,0007	0,05	"	0,002	0,2
>5,0	0,238	0,819	0,002	0,008	0,01	"	0,002	0,5
>5,0	1,48	0,347	Не обн.	0,005	0,01	"	0,001	0,8
>10,0	3,17	0,271	0,005	0,02	0,02	0,002	0,002	0,8
>5,0	0,268	0,76	0,001	0,005	0,03	Не обн.	0,002	0,5
5,03	0,1	0,692	0,001	0,005	0,007	"	0,002	0,5
>10,0	>10,0	0,3	Не обн.	0,001	0,08	"	0,003	0,5
>10,0	>10,0	0,3	"	0,001	0,05	"	0,003	0,8
3,32	0,624	0,578	0,001	0,006	0,03	0,001	0,002	0,5
5,95	0,636	0,128	0,001	0,005	0,01	0,0008	0,001	0,2
>5,0	0,097	0,114	Не обн.	0,001	0,007	Не обн.	0,002	0,5
>5,0	>10,0	0,8	"	0,001	0,2	"	0,002	0,5
>5,0	0,158	0,203	"	0,005	0,01	"	0,002	0,5

\*\* Кроме указанных элементов, определены: 0,001 Ag для 13; 0,02 Ba для 20 и 32.

Таблица 3 (окончание)

Номер образ- ца	Местопо- ложение массива	Минерал (горная порода)	Ti**													
			Ti**	Co	Ni	V	Cr	Mg	Al	Mn	Pb	Cu	Zn	Sn	Ga	Ca
22	Балка Широкая	То же	0,23	0,031	0,52	0,057	>5,0	2,62	0,086	0,232	"	0,004	0,01	"	0,001	0,2
24	3-я рота	Хромит (серпентинит)	0,3	0,1	0,07	0,3	>10,0	>10,0	>10,0	0,8	"	0,001	0,2	"	0,001	0,5
25	р. Закан	Магнетит (серпентинит)	0,0037	0,0063	0,037	0,0012	0,278	3,48	0,128	0,15	"	0,005	0,01	0,001	0,002	0,2
26	"	Слабмагнитная фракция	0,087	0,028	0,12	0,0062	0,618	>5,0	0,213	0,185	"	0,006	0,01	Не обн.	0,002	0,5
27	Гора Закан	Магнетит (серпентинит)	0,14	0,026	0,24	0,024	3,50	>5,0	0,49	0,34	0,001	0,006	0,01	"	0,002	0,2
28	р. Большой Зеленчук	То же	0,04	0,048	0,22	0,016	3,42	5,81	0,967	0,736	Не обн.	0,006	0,02	"	0,002	0,2
29	Балка Церковная	"	0,1	0,084	0,32	0,018	1,96	5,57	0,349	0,702	0,001	0,008	0,02	"	0,002	0,5
30	р. Малый Кяфар	Магнетит (серпентинит)	0,025	0,086	0,22	0,013	2,08	3,77	0,332	0,462	0,001	0,005	0,03	Не обн.	0,002	0,2
7	р. Худес	Магнетит (пироксенит)	0,14	0,024	0,1	0,13	3,67	2,88	0,307	0,689	0,001	0,007	0,02	"	0,001	0,5
8	"	Магнетит (серпентинит)	0,04	0,046	0,46	0,025	>5,0	3,92	0,302	1,74	0,001	0,004	0,05	"	0,001	0,5
9	Балка Шаман-Беклеген	То же	0,014	0,1	0,68	0,014	>5,0	3,08	0,18	1,08	0,001	0,004	0,02	"	0,001	0,5
10	р. Кызын-Кол	"	0,016	0,02	0,12	0,012	1,54	3,80	0,256	0,286	0,001	0,008	0,02	0,001	0,002	0,2
11	"	"	0,0035	0,018	0,14	0,0062	0,787	3,77	0,178	0,162	0,002	0,006	0,007	Не обн.	0,002	0,5
31	с. Верхне-Тебердинское	"	0,06	0,092	0,56	0,016	3,93	4,16	0,269	0,723	0,001	0,005	0,030	"	0,001	0,005
32	р. Учкулан	"	0,016	0,0078	0,28	0,014	2,95	1,46	0,13	0,258	0,001	0,001	0,02	"	0,002	0,5
33	"	Пикотит (серпентинит)	0,3	0,1	0,05	0,3	>10,0	>10,0	>10,0	0,8	0,001	0,001	0,2	"	0,001	0,8
34	"	Магнетит (серпентинит)	0,3	0,016	0,22	0,045	>10,0	1,13	0,17	0,93	Не обн.	0,0007	0,02	Не обн.	0,002	0,005
35	"	Хромит (серпентинит)	0,8	0,1	0,05	0,3	>10,0	>10,0	>10,0	0,9	"	0,001	0,8	"	0,001	0,5

Таблица 4

Магнитные параметры серпентинитов Кавказа

Массив	$I_n \cdot 10^{-6}$ , ед. CGS			$\kappa \cdot 10^{-6}$ , ед. CGS
	$\lambda$	$M_0$	$V, \%$	$x$
Малкинский	396±108	272	74	404±148
Маркопиджский	4171±2169	2472	77	5744±877
Белореченский	94±71	24	195	415±176
Малолабинский	1964±1069	1694	35	5680±866
Шаман-Беклегиновский	1558±694	1572	64	5813±1229
Малокафарский	11515±13034	4553	173	5133±1958
Верхне-Тебердинский	2100±897	1943	68	4315±959
Нызын-Колский	2003±358	1852	27	4931±761
Заканский	1295±438	1077	68	2947±844
Алык-Башихский	2027±826	1560	70	10332±2562
Нижне-Тебердинский	1999	-	-	3646
Беденский	1261±528	930	69	3745±866
Учкуланский	1221±260	1324	24	4949±837
Шидзатмасский	547	-	-	4440±1452

$x$  - среднее арифметическое параметра,  $M_0$  - модальное значение параметра,  $V$  - коэффициент вариации,  $n$  - количество образцов,  $m$  - ошибка (средняя = 0,95).

Отмечается следующая закономерность: а) в хромитах и пикотитах количество Ti, Co, V, Mn, больше, а Ni, наоборот, меньше, чем в магнетитах; б) в магнетитах из пироксенитов Ni, Ti, Co больше, а Mn - меньше, чем в магнетитах из серпентинитов; в) количество Al и Mg увеличивается от магнетитов к хромитам и пикотитам, что свидетельствует о зависимости содержания этих элементов от содержания Cr в хромшпинелидах.

Как показали исследования (Михайлова, Плоско, 1973), повышенное содержание элементов-примесей в магнетитах влияет на величину точки Кюри серпентинитов. Особенно большую роль играет магний, так как его концентрация в 3-5% снижает точку Кюри магнетита до 540-400°C соответственно.

$\kappa \cdot 10^{-6}$ , ед. CGS		$Q_n$			Количество образцов
$M_0$	$V, \%$	$x$	$M_0$	$V, \%$	
332	100	3,03±1,09	1,96	97	27
5796	23	1,68±74,00	1,11	66	9
316	65	0,52±0,37	0,33	116	9
5268	29	0,82±0,17	0,81	33	11
5621	30	0,68±0,36	0,59	75	8
4519	58	6,48±8,17	2,59	93	9
4674	35	1,27±0,74	0,88	93	10
5274	23	0,94±0,10	0,98	15	9
2544	58	1,0±0,18	0,92	35	16
9200	43	0,46±0,11	0,43	45	12
-	-	1,27	-	-	5
3097	47	0,73±0,20	0,55	47	15
4990	25	0,52±0,22	0,46	44	8
-	37	0,25	-	-	5

Магнитные свойства исследованных серпентинитов представлены в табл. 4, где приведены статистические характеристики магнитных параметров: естественной остаточной намагниченности ( $I_n$ ) магнитной восприимчивости ( $\kappa$ ) и фактора  $Q_n = (Q \cdot I_n / \kappa \cdot 0,5)$ . Использование этих характеристик позволило выявить некоторые специфические особенности намагниченности исследованных пород.

1. Серпентиниты Кавказа относятся к сильно магнитным породам, но они неоднородны по магнитной восприимчивости. Среди них выделяются породы со значениями  $\kappa$  порядка 4000-5000  $10^{-6}$  ед. CGS, с  $\kappa$  500  $\cdot 10^{-6}$  ед. CGS (реки Белая, Малка) и с  $\kappa$  10000  $\cdot 10^{-6}$  ед. CGS (отдельные выходы по рекам Кубани, Малой Лабе).

2. Установлен сложный состав магнитной фракции серпентинитов некоторых массивов (Беденский, Малкинский), выявлены различия в составе этой фракции у пород отдельных массивов. Пониженные точки Кюри серпентинитов связываются с примесью Mg или присутствием магнетита.

3. Различия в величине магнитной восприимчивости и составе магнитной фракции отражают разные условия серпентинизации массивов. Серпентиниты, содержащие магнетит, обладают низкотемпературной нестабильной намагниченностью и палеомагнитной информации не несут.

4. Характер намагниченности серпентинитов в пределах каждой структурно-формационной зоны Кавказа свидетельствует о различии в условиях становления гипербазитов и процессов их серпентинизации, специфические для каждого отдельного массива, а не для зоны в целом. Не исключено, что в этом отношении значительную роль играет блоковое строение данного региона.

5. Близость магнитных свойств серпентинитов из ксенолитов в гранитоидах зоны Главного хребта и серпентинитов из некоторых массивов Передового хребта подтверждает геологические данные о принадлежности этих ксенолитов к гипербазитовой формации. Полная аналогия магнитных свойств серпентинитов из некоторых разрозненных мелких выходов (реки Маркопидж, Малая Лаба и др.) подтверждает точку зрения об их принадлежности к ранее существовавшему единому телу. Отличия магнитных свойств серпентинитов в массивах, близких по геологическому положению и вещественному составу (реки Малка, Шиджатмас), свидетельствуют о различии условий формирования этих массивов.

Авто- и аллометаморфические изменения. Помимо процессов многостадийной серпентинизации, альпинотипные гипербазиты Кавказа претерпевают другие метасоматические изменения, связанные как с постмагматическими процессами материнских интрузий, так и с воздействием более поздних гранитоидов. Явления постмагматической переработки серпентинитов и нередко окружающих их горных пород обусловлены интенсивным проникновением метасоматизирующих растворов вдоль ослабленных участков и по трещинам. В результате этого в апикальных участках ультраосновных массивов в зонах нарушения центральных частей, а также в эндо- и экзоконтактах с гранитоидами, плагиогранит-порфирами и другими магматогенными образованиями возникают метасоматические породы различного состава: актинолититы, листовиты, талькиты и различные хлоритсодержащие и карбонатные породы. Ранее (Плошко, 1965) было показано, что на Северном Кавказе актинолититы и другие метасоматические породы имеют авто- и аллометаморфическое происхождение. Последующие исследования, проведенные автором в ряде массивов различных структурно-формационных зон Кавказа, подтверждают это положение.

Особый интерес представляют апосерпентинитовые метасоматиты Уруштен-Маркопидж-Блыбской апатитоносной полосы зоны Передово-

го хребта. Метасоматиты здесь представлены гранат-пироксеновыми, гранатовыми, роговообманковыми, актинолитовыми, слюдистыми, амфибол-слюдистыми, слюдисто-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми, пироксен-слюдистыми, апатит-карбонатными, тальк-актинолит-флогопитовыми, тальк-карбонат-актинолитовыми, тальк-слюдистыми, слюдисто-тальк-роговообманковыми, тальковыми, тальк-карбонатными, серпентин-тальковыми, лиственитами и другими метасоматитами. Они образовались под воздействием интрузий девонских плагиигранитов в заключительные фазы их внедрения в гипербазиты с интенсивным дроблением и последующей метасоматической переработкой последних (Афанасьев и др., 1972<sub>1</sub>).

Теоретический и практический интерес представляют гранат-пироксеновые, гранат и пироксен-амфиболовые метасоматиты, объединенные в формацию эклогитов и эклогитоподобных пород (Плошко, Шпорт, 1974). Допускается, что исходными породами эклогитов были гипербазиты и базиты, которые в специфических физико-химических условиях Уруштен-Маркопиджского разлома претерпели полиметаморфизм под воздействием девонских плагиигранитных интрузий. Взаимопереходы эклогитов в метаамфиболиты свидетельствуют об образовании их на умеренной глубине в пределах земной коры. Доказана (Афанасьев и др., 1971<sub>1</sub>; Плошко и др., 1975) возможность образования омфацита (эклогитоподобные породы) в условиях, близких условиям амфиболитовой фации метаморфизма.

Особо важное значение имеют различные апатитносные (преимущественно апатит-карбонатные) метасоматиты. Они составляют месторождение апатитовых руд нового генетического типа (Плошко, Неговелов, 1968; Афанасьев и др., 1971<sub>1</sub>, 1976) и заслуживают дальнейшего изучения.

Заканчивая обзор по формации альпинотипных гипербазитов Кавказа, отметим, что с этой формацией связаны проявления и месторождения асбеста. Ультраосновные породы никеленосны, на некоторых массивах встречены хромит, магнезит, талькиты. Сами гипербазиты и их серпентинизированные разности являются магнезиальным сырьем. Наиболее интересным в отношении комплексного использования гипербазитов является Беденский массив. Не исключена возможность обнаружения здесь на глубине нефтегазоносных образований или колчеданной залежи, о чем свидетельствует повышенное содержание галогенов и некарбонатного углерода в гипербазитах (Афанасьев и др., 1972<sub>1,2</sub>; Плошко, 1974).

## Карпаты

Имеющиеся сведения об альпинотипных гипербазитах Восточных Карпат обобщены ранее (Ломизе, Плошко, 1969<sub>1,2</sub>). В 1972 г. автором с участием геолога А.А. Волошина были проверены все известные выходы гипербазитов в пределах Советских Карпат и собран значительный материал по скважинам. Результаты обработки

материала подтверждают точку зрения (Ломизе, Плошко, 1969<sup>1,2</sup>) о существовании в этом регионе формации альпинотипных гипербазитов.

Условия залегания гипербазитов. Как и на Кавказе, распространение альпинотипных гипербазитов в этом регионе контролируется крупными длительно развивавшимися разломами. Разобщенные выходы гипербазитов прослеживаются вдоль Главного Мармарошского надвига на всем протяжении от бассейна рек Малая и Большая Угольда на севере до гор Першань на юге (рис. 3). Наиболее характерная форма залегания гипербазитов — мелкие ограниченные тектоническими контактами линзы и блоки, вытянутые вдоль простирания разлома. Встречаются также утесы осадочного происхождения (олистолиты), приуроченные к нижнемеловым осадочным образованиям (дикий флиш), и обломки в конгломератах верхнего мела.

Предполагается, что в мезозое гипербазиты представляли собой единый пояс, пространственно и генетически связанный с Главным Мармарошским разломом. Полоса размещения гипербазитов характеризуется наличием участков расщепления и смятия разновозрастных тектонических разрывов. Вероятно, в меловое время вдоль разлома неоднократно возникали линейные поднятия, и гипербазиты по системе нарушений вместе с разлинзованными аргиллитами и тектонитами были перемещены в аллохтон в виде прогрузий, расположенных цепочками тектонических линз и блоков. В этом случае полоса, с которой связаны выходы гипербазитов, интерпретируется как надразломное образование: Главный Мармарошский разлом как бы просвечивает сквозь тектонический покров.

О механическом внедрении гипербазитов под действием стресса свидетельствует морфология их тел, а также механическое воздействие на вмещающие породы. Разлинзование серпентинитов сопровождалось перекристаллизацией серпентина, переотложением по трещинам хризотила, карбонатизацией и лиственитизацией. Эти процессы сопутствовали холодному внедрению гипербазитов.

Время первичного (магматогенного) становления гипербазитов в настоящее время не установлено, тектонические перемещения их происходили неоднократно от мезозоя до неогена, на что указывает наличие серпентинитовых олистолитов в разных горизонтах нижнего мела по обе стороны разлома (Ломизе, Плошко, 1969<sup>1</sup>).

В зоне Главного Мармарошского разлома характерны сонахождения гипербазитов с базальтоидами и реже с габброидами. Проявление ультраосновного и базальтоидного магматизма здесь в общем сходно с аналогичными проявлениями Южных Карпат в Румынии, где в составе Северинского покрова известны диабаз-спилитовые породы и серпентиниты (Кодарча и др., 1961).

Вещественный состав и особенности химизма гипербазитов. Гипербазиты Восточных Карпат представлены серпентинизированными перидотитами (лерцолитами и гарцбургитами) и серпентинитами. Интенсивная карбонатизация приводит к появлению серпентина карбонатных пород. Встречаются листвениты и талькиты, связан-

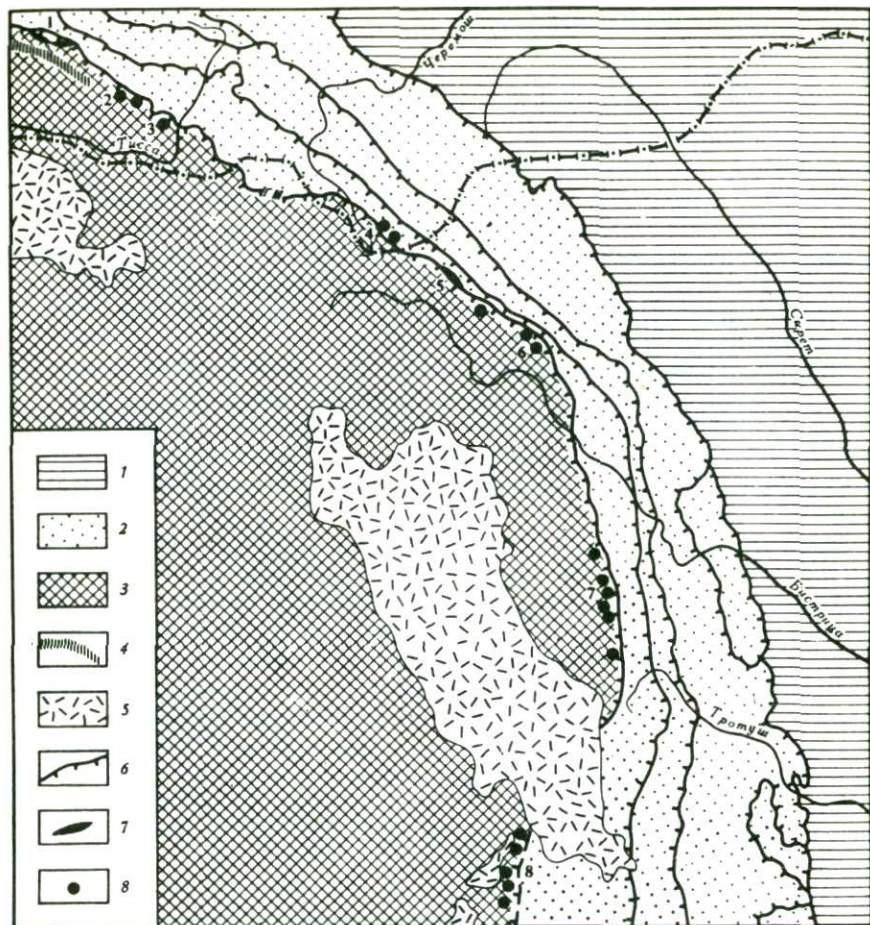


Рис. 3. Схема расположения гипербазитов вдоль Главного Мармарошского надвига (Восточные Карпаты)

1 - Предкарпатский передовой прогиб и сопредельные с ним участки Русской платформы, 2 - тектонические зоны Внешних (флишевых) Карпат, 3 - Мармарошская зона и область Внутренних Карпат с наложенными межгорными прогибами, 4 - зона Пеннинских утесов, 5 - молодые вулканические гряды: Выгорлат-Гутинская и Калдимиени-Харгита, 6 - границы тектонических зон, преимущественно надвига (ГМ - Главный Мармарошский надвиг), 7 - местонахождения серпентинитов в форме тектонических линз и протрузий, 8 - то же, в форме олистолитов, включенных в меловые отложения. Выходы серпентинитов (цифры на карте): 1 - Малая и Большая Уголька, 2 - Тевшак-Малая Шокурка, 3 - Косовская, 4 - левобережье р. Сарата, 5 - Бреаз, 6 - Рарэу, 7 - Тулгеш-Хэгимаш-Чук, 8 - Першань (Ломизе, Плошко, 1969<sub>1</sub>)

ные с серпентинитами взаимными переходами (Ломизе, Плошко, 19692).

Гипербазиты Карпат еще в большей степени, чем гипербазиты Кавказа, изменены вторичными процессами. Однако изучение взаимоотношений оливина, ромбического и моноклинного пироксенов в реликтовых участках несерпентинизированных или слабо серпентинизированных гипербазитов позволяет сделать заключение о перидотитовом составе исходной ультраосновной магмы. Исследование соотношений минералов указывает также на вероятный подъем этой магмы из глубины в виде разогретого, подвижного, частично, раскристаллизованного материала, состоящего в основном из кристаллов оливина и интерстиционной жидкости.

Актинолитизация в гипербазитах Карпат в отличие от Кавказа происходила избирательно, главным образом по моноклинному пироксену, редко захватывая соседние магнийсодержащие энстатит и оливин и образуя при этом микроучастки актинолититов. Оталькование гипербазитов здесь иногда приводит к появлению мономинеральных тальцитов.

Серпентинизация гипербазитов — наиболее интенсивно проявленный процесс постагматической переработки гипербазитов. Он относится к аутометаморфической стадии формирования гипербазитов, поскольку ему предшествовали актинолитизация и оталькование. Аутометаморфическая серпентинизация ультраосновных пород произошла задолго до перемещения их в холодном состоянии в верхние структурные этажи. Избирательная карбонатизация, сопутствовавшая тектоническому внедрению серпентинитов, наиболее четко фиксируется в брекчированных разновидностях последних. Карбонатизация и лиственитизация гипербазитов — аллометаморфические процессы изменения гипербазитов, о чем свидетельствует более широкое распространение лиственитов и карбонатных пород на периферии серпентинитовых тел.

Исследования показали (Ломизе, Плошко, 19692), что в гипербазитах Восточных Карпат, также как и в сходных с ними образованиях Спишко-Гемерского Рудогорья и Внутренних Динарид, с большой отчетливостью проявились особенности химического состава, свойственные альпийским гипербазитам (Кузнецов, 1964), а именно — незначительное содержание  $Al_2O_3$  и очень низкое —  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ . по сравнению с гипербазитами габбро-пироксенит-дунитовых формаций. Это подчеркивается также и содержанием микроэлементов. Как и на Кавказе, в карпатских ультраосновных породах отмечаются тенденция к увеличению содержания бора и вынос некоторых рассеянных и редких элементов (Cr, Ti, V и др.) в процессе серпентинизации гипербазитов. Соотношение Cr, Ni, Co в этих гипербазитах —  $Cr \approx Ni > Co$ .

В целом как по геологическим условиям формирования, так и по особенностям петрографии и химизма гипербазиты Восточных Карпат имеют много общего с аналогичными образованиями соседних складчатых систем Альпийского пояса — Кавказа, Западных Карпат и Внутренних Динарид. Небольшая по объему магматических образо-

ваний. гипербазитовая формация может иметь более широкое распространение, и выходы ультраосновных пород могут быть установлены в других участках вдоль Главного Мармарошского надвига (Ломизе, Плошко, 1969<sup>1,2</sup>).

### Украинский щит

Территория Украинского щита в прошлом представляла часть единого и огромного геосинклинального пояса, консолидированного в Русской платформе. Этот пояс состоял из многочисленных геосинклинальных ветвей и систем, разделенных срединными массивами (блоками). В Украинском щите фиксированы: геосинклинальная система

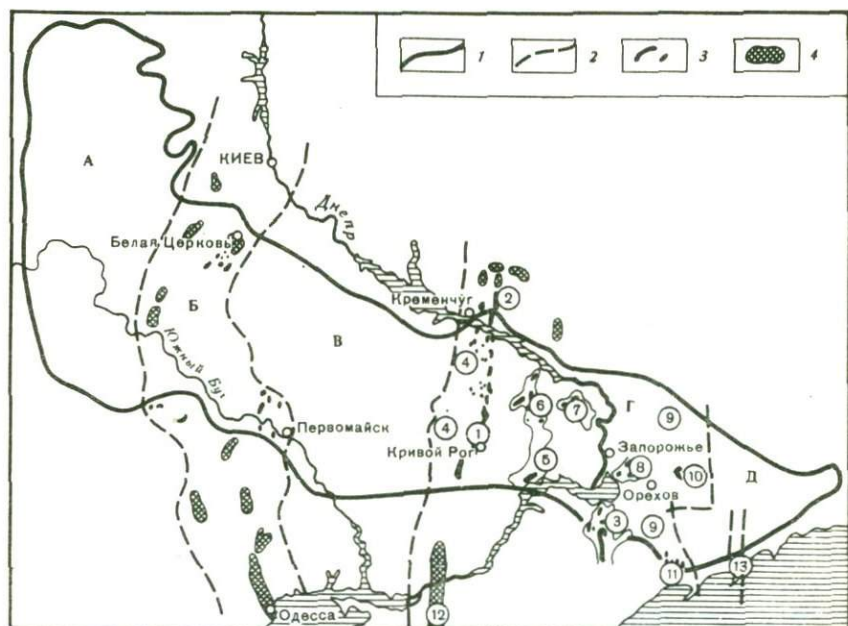


Рис. 4. Геотектоническое районирование Украинского щита

1 - граница Украинского щита, 2 - границы основных геотектонических элементов щита, 3 - железистые породы, 4 - интенсивные магнитные аномалии. Районы интенсивных магнитных аномалий (обозначены цифрами в кружках): 1 - Криворожский, 2 - Кременчугский, 3 - Белозерский, 4 - Западно-Ингулецкий, 5 - Чертомлыкский, 6 - Верховцевский, 7 - Сурский, 8 - Конский, 9 - Орехово-Павлоградский, 10 - Гуляйпольский, 11 - Западно-Приазовский, 12 - Херсонский, 13 - Мангушский (Каляев, 1971). А - Житомирский блок; Б - Белоцерковско-Одесская ветвь; В - Кировоградский блок, Г - Большой Кривой Рог; Д - Приазовский блок

Большого Кривого Рога, Белоцерковско-Одесская геосинклинальная зона и блоки - Кировоградский, Житомирский и Приазовский (рис. 4). Геосинклинальные зоны характеризуются полным набором типичных геосинклинальных формаций (от спилито-диабазо-кератофировой до молассовой), формами глубинной складчатости (в виде гранитных и мигматитовых куполо- и валообразных антиклиналей и межкупольных синклиналей, образованных метаморфическими породами) и повышенными магнитными аномалиями, вызванными наличием железистых пород в составе древней криворожской серии или метабазитов, а также ассоциирующих с ними телами ультраосновных пород. Для блоков характерны интенсивный гранитоидный магматизм, линейная складчатость и пониженные или отрицательные значения магнитного поля (Каляев, 1970 Крутиховская, 1971).

Тела ультраосновных пород, как правило, сложены альпинотипными гипербазитами либо их метаморфизованными разностями. В основном они сосредоточены в пределах Среднего Приднепровья и Среднего Побужья. Эти гипербазиты в различное время изучались М.Б. Славутским, Н.Т. Вадимовым, И.А. Гаевым, В.А. Ершовым, М.М. Ильвицким, А.Я. Каневским, Г.М. Коровниченко, О.М. Струевой, З.И. Танатар-Бараш, Л.Г. Ткачуком, И.С. Усенко, А.Б. Фоминым и другими исследователями. Особая заслуга в изучении гипербазитов Украинского щита принадлежит И.С. Усенко.

## Среднее Приднепровье

Этот район входит в систему Большого Кривого Рога (см. рис. 4), его можно условно ограничить широтой Днепропетровска на севере и Никополя - на юге. Западными и восточными границами района следует считать разломы, отделяющие систему Большого Кривого Рога от соседних блоков.

Геологическое строение района. Система Большого Кривого Рога в своем развитии пережила глубокое погружение, сменившееся поднятием, интенсивной складчатостью и горообразованием. Превращение данной геосинклинали в складчатую горную страну и в платформу, согласно определению абсолютного возраста, относится к архею (3500-1700 млн. лет). В пределах этой системы выделяются (Каляев, 1970, 1971) следующие структуры: а) внутригеосинклинальные прогибы (срединные - Верховцевский, Чертомлыкский, Сурский, удаленные - Конкский, Белозерский); б) внутренняя зона Криворожско-Кременчугского краевого прогиба; в) внешние парагеосинклинальные зоны (Западно-Ингулецкая и Орехово-Павлоградская).

Внутригеосинклинальные и краевые прогибы (синклинии) являются первичными. Они разделены геосинклинальными поднятиями и выполнены нижнепротерозойскими формациями (метаморфизованные эффузивные, осадочно-метаморфические породы и гипербазиты суммарной мощностью свыше 6 км). Платформенный этап развития региона характеризуется внедрением по широтным зонам смятий днп-

ровских гранитов, проникновением по глубинным разломам ультраосновной магмы (платформенные гипербазиты девладовского типа; см. Базит-гипербазитовый магматизм..., 1973) и локальным гранитоидным магматизмом (токовские граниты; см. Веригин, 1964).

Высокие магнитные аномалии в пределах синклиналиев (Верховцевский, Белозерский и др.) вызваны наличием железистых кварцитов. Аномалии меньшей интенсивности (Сурский и др.) в основном обусловлены телами альпинотипных гипербазитов (Крутиховская, 1971).

Условия залегания гипербазитов. Для ультраосновных интрузий Среднего Приднестровья характерно оогласное залегание с вмещающими породами, представленными вулканогенными спилито-диабазовой формации, кератофирами, амфиболовыми, серицитовыми и биотитовыми сланцами и другими различными метабазами, слюдяными парасланцами и железистыми кварцитами. В основном это межпластовые линзообразно выклинивающиеся тела значительной протяженности (несколько километров) при незначительной (несколько десятков метров) мощности. В ряде случаев форму залегания гипербазитов установить не удастся из-за отсутствия полных сведений. Характерным свойством гипербазитовых тел является их участие в общей складчатости.

Обычно тела альпинотипных гипербазитов располагаются цепочками вдоль направления определенных структур. Так, в Верховцевском синклинории они образуют прерывистую субмеридиональную полосу длиной 40 км вдоль тектонического контакта между грановской и тепловской свитами метаморфических пород (массивы Варваровский, Домотканский и др; см. Струева, Иловойская, 1974), а в пределах Сурского района ультраосновные породы развиты вдоль ее северо-западного крыла на протяжении около 40 км в виде полосы шириной от 0,4 до 2,5 км (массивы Правдинский, Павловский, Петровский и др.). Нередко залегание гипербазитов нарушается вследствие разновременности разрывных структур (например, в Сурском синклинории).

Ультраосновной магматизм наиболее широко проявлен в пределах Сурского синклинория, о чем свидетельствует широкое развитие гипербазитов, вскрытых скважинами среди пород спилито-диабазовой формации и в разных частях разреза кварц-кератофировой формации (Крутиховская, 1971).

Обычно у контакта с вмещающими породами в гипербазитах отмечаются довольно мощные (несколько метров) зоны актинолитов, тальцитов и лиственитов (Белозерский синклинорий). Такое размещение апогипербазитовых метасоматитов обусловлено повышенной трещиноватостью пород в эндоконтакте, где вдоль ослабленных зон создавались благоприятные условия для образования стресс-минералов (актинолита, тремолита) и циркуляции низкотемпературных растворов, содержащих  $\text{CO}_2$  (Гузенко и др., 1962). Гидротермальные преобразования гипербазитов многофазны, что подтверждается развитием антофиллита по серпентину в серпентинитах Петровского массива и последующей серпентинизацией указанного амфибола.

Вещественный состав и химизм гипербазитов. Как и в других районах, альпинотипные гипербазиты Среднего Приднепровья интенсивно серпентинизированы и в настоящее время, как правило, представлены аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами. Они характеризуются решетчатыми, петельчатыми, чешуйчатыми и пластинчатыми структурами; реликтовая хромовая шпинель в них иногда составляет 2–3%, а оливин – 45%. Последний в своем составе содержит 5–10% фаялитовой молекулы, что характерно для альпинотипных гипербазитов. Остальные минералы серпентинитов: серпентин, магнетит, карбонаты, брусит, иногда хризотил–асбест (Ильвицкий, 1970). Широко распространены антигорито–хризотилитовые и хризотило–антигоритовые серпентиниты неуставленного первичного генезиса. Иногда они нацело состоят из антигорита. Как правило, это разности гипербазитов, претерпевшие многократно наложенную серпентинизацию. Серпентиниты повсеместно сопровождаются продуктами их гидротермальной переработки: тальк-, серпентин-, хлорит–тальк, актинолит–тальк–карбонатными породами и лиственитами.

Химические составы серпентинизированных гипербазитов Среднего Приднепровья, опубликованные в ряде работ, характеризуют их принадлежность к альпинотипным гипербазитам. Судя по этим анализам, в гипербазитах соотношение между Cr, Ni и Co равно 2:1:0,1, т.е.  $Cr \approx Ni > Co$ .

В ряде массивов гипербазиты Среднего Приднепровья никеленосны (Ильвицкий, Романенко, 1964).

Магнитные свойства. Магнитные свойства серпентинитов Среднего Приднепровья изучены Н.П. Михайловой (1958). Магнитность гипербазитов этого региона, как и на Кавказе, в основном обусловлена магнетитом, содержание которого здесь колеблется от 1 – 2 до 7%. Форма выделения зерен магнетита и его распределение в породе близки к кавказским серпентинитам, однако в серпентинитах описываемого района выявлены разности со структурой, напоминающей сидеронитовую структуру магматических пород. Установлено (Михайлова, 1958), что наиболее высокими значениями магнетитовой восприимчивости (до  $20000 \cdot 10^{-6}$  СГС) обладают серпентиниты, характеризующиеся отмеченной структурой. Для остальных серпентинитов установлены колебания величины магнитной восприимчивости в пределах  $700-12000 \cdot 10^{-6}$  СГС. По данным Н.П. Михайловой (1958), магнитность серпентинитов обусловлена в основном характером распределения магнетита в породе и генерацией последнего.

## Среднее Побужье

Этот район расположен в пределах Белоцерковско–Одесской зоны (см. рис. 4) и охватывает бассейн среднего течения р. Южный Буг от г. Гайворона на северо–западе до г. Первомайска на юго–востоке.

Геологическое строение района. Район характеризуется складчатоблоковым строением. Здесь выделяются два синклиналия (Перво-

майско-Голованевский и Хашевато-Завальевский) и один антиклинорий (Синицовский).

Первомайско-Голованевский синклиниорий сложен нижнепротерозойскими метаморфизованными терригенно-вулканогенными и глинисто-карбонатными породами, чарнокитами; мигматитами, гранитоидами, базитами и гипербазитами. Для этого синклинория характерны господствующее северо-западное простирание складок, развитие линейных и куполовидных структур и наличие многочисленных тектонических нарушений.

Хашевато-Завальевский синклиниорий — это складчатая структура широтного простирания, сложенная чарнокитами и мигматитами и в меньшей степени метаморфическими породами.

Синицовский антиклинорий расположен между отмеченными двумя синклинориями, представляет блок, ограниченный с запада и востока зонами тектонических нарушений. Сложен он гнейсами и мигматитами (Фомин, Каневский, 1974).

Условия залегания гипербазитов. Гипербазиты различного состава отмечаются во всех отмеченных выше структурах района, но преимущественное развитие они имеют в пределах Первомайско-Голованевского синклинория. Здесь они приурочены к Побужской зоне глубоких разломов центральной части указанного синклинория. Помимо габбро-перидотитовой формации, ранее изученной И.С. Усенко (1953), в последнее время (Каневский, 1968) здесь установлена и формация альпинотипных гипербазитов.

Альпинотипные гипербазиты локализованы в Побужской зоне глубоких разломов, где они ассоциируют с metabазитами и карбонатными осадочными образованиями, образуя пластообразные и линзообразные тела длиной до 2500 м и шириной от 50 до 350 м. Это массивы Капитоновский, Липовеньковский, Заводской, Первомайский и др. Первомайский массив от других отличается изометричной, округлой формой (штокообразное тело). Все массивы разбиты многочисленными тектоническими нарушениями высших порядков (Фомин, Каневский 1974).

Альпинотипные гипербазиты, как и гипербазиты, связанные с габброидной магмой, в этом районе претерпевают метасоматические преобразования с появлением различных метасоматитов. Чаще всего это актинолититы и листвениты. Они распространены в приконтактных участках гипербазитовых тел с вмещающими мигматитами, а также с гранитоидами, образуя полосы мощностью до 5 м. Переходы от гипербазитов к актинолититам и лиственитам постепенные. В актинолититах нередко отмечаются реликтовые минералы (оливин, пироксен, хромшпинелиды).

Вещественный состав и химизм гипербазитов. Выделяя альпинотипные гипербазиты в самостоятельную формацию, А.Б. Фомин и А.Я. Каневский (1974) одним из основных признаков их (в отличие от гипербазитов, связанных с базитовой магмой) считают наличие хромитовых тел, генетически и пространственно связанных с альпинотипными гипербазитами. Формация альпинотипных гипербазитов

характеризуется дунит-гардбургитовыми ассоциациями; для гипербазитов, генетически связанных с габброидами, свойственна ассоциация габбро - норит - перидотит - пироксенит - дунит. Ультраосновные породы формаций альпинотипных гипербазитов и габбро-перидотитовой (по А.Я. Каневскому, габбро-перидотит-дунитовой) близки петрографически. Они состоят из оливина, пироксена, амфибола, шпинели, магнетита, пирита, пирротина, халькопирита. Для гипербазитов габбро-перидотит-дунитовой формации, кроме того, характерны ильменит, титано-магнетит, миллерит, петландит, герсдорфит.

Отличия, намечающиеся в составе минералов обеих формаций, наиболее четко устанавливаются для оливинов. Для массивов, сложенных альпинотипными гипербазитами, состав оливина один и тот же в донных и в апикальных частях этих массивов. В разрезах габбро-перидотит-дунитовых массивов, наоборот, более магнезиальные оливин и пироксен приурочены к донным участкам.

Ортопироксены, клинопироксены и хромшпинелиды обеих формаций также различны по составу (Фомин, Каневский, 1974).

Гипербазиты обеих формаций претерпели серпентинизацию. Принадлежность серпентинитов к той или иной формации устанавливается по реликтовым минералам.

Альпинотипные гипербазиты характеризуются высокой магнезиальностью и пониженным содержанием глинозема и щелочей. В разрезах гипербазитовых тел химический состав пород однообразен, приуроченности магнезиальных разновидностей пород к лежащим или висющим бокам не отмечается, в то время как в разрезах габбро-перидотит-дунитовых массивов характерна приуроченность наиболее магнезиальных гипербазитов к донным частям интрузивных тел. Распределение петрогенных элементов в альпинотипных гипербазитах свидетельствует о слабой дифференцированности их массивов.

Отличия ультраосновных пород различных формаций подтверждаются также содержанием в них микроэлементов группы железа (Фомин, Каневский, 1974).

Магнитные свойства. Исследуя физические свойства серпентинитов Среднего Побужья, В.И. Шаповал (1963) приходит к заключению, что, как и для Среднего Приднепровья (Михайлова, 1958), магнитность этих пород тесно связана с генерацией рудного минерала (магнетита) и распределением его в природе.

В.И. Шаповалом (1963) среди серпентинитов района сел Липовеньки, Капитоновский и др. (альпинотипные гипербазиты) встречены разности с низкими ( $325 \cdot 10^{-6}$  CGS) и высокими ( $12000 \cdot 10^{-6}$  CGS) значениями магнитной восприимчивости при среднем значении ее, равной  $4000-7000 \cdot 10^{-6}$  CGS. Наиболее высокой магнитной восприимчивостью обладают серпентиниты с тонкодисперсным магнетитом, равномерно распределенным по породе. В целом по магнитным свойствам серпентиниты Среднего Побужья близки к серпентинитам Среднего Приднепровья.

## Заключение

По условиям геологического формирования, петрографическим особенностям и специфике химизма<sup>1</sup> альпинотипные гипербазиты исследованных регионов сходны между собой.

Районы распространения этих гипербазитов в пределах изученных территорий, как правило, отвечают глубоким геосинклинальным прогибам, сложенным горными породами так называемых офиолитовых ассоциаций и сопровождающимися кремнисто-сланцевыми или глинисто-карбонатными образованиями. Как и на юге Сибири (Пинус, Колесник, 1966), наиболее крупные разломы, к которым обычно приурочены линзообразные, пластообразные, линзообразно выклинивающиеся тела альпинотипных гипербазитов, расположены во внутренних областях геосинклиналей.

Структуры первого порядка осложнены тектоническими нарушениями высших порядков, что отражается в характере контакта альпинотипных гипербазитов с вмещающими породами. Чаще всего эти контакты затушевываются наложенными гидротермальными процессами. Указанная закономерность наиболее четко выражена на Кавказе и в меньшей степени на Карпатах. На Украинском щите эндо- и экзоконтакты альпинотипных гипербазитов также затушеваны процессами актинолитизации, лиственитизации, карбонатизации и хлоритизации. Это обстоятельство свидетельствует об аналогии указанных процессов в молодых геосинклиналях (Кавказ, Карпаты) и в древнейших геосинклинальных прогибах (Верховцевская, Сурская, Белозерская и другие структуры Украинского щита).

По вещественному составу альпинотипные гипербазиты Кавказа, Карпат и Украинского щита почти тождественны. Первоначально они были представлены дунитами, гарцбургитами, пердолитами, и реже пироксенитами. Об этом свидетельствуют реликтовые участки слабо измененных гипербазитов в серпентинитах, реликтовые минералы и структуры последних. Исходные гипербазиты испытали многостадийную (авто- и аллометаморфическую) серпентинизацию, и в настоящее время они на 90–95% представлены серпентинизированными разновидностями дунитов, перидотитов, пироксенитов и серпентинитами.

В результате аллометаморфической переработки гипербазитов, обусловленной более поздними интрузиями, появились актинолитизированные, лиственитизированные, оталькованные, карбонатизированные гипербазиты, связанные взаимопереходами с актинолититами, лиственитами, талькитами и другими апогипербазитовыми метасоматитами, обычно ассоциирующими с гипербазитами. Подобные явления наиболее четко фиксируются в пределах структурно-формационной зоны Передового хребта Кавказа и в районе Белозерской структуры Украинского щита.

Сравнительный анализ данных по петрохимии изученных гипербазитов (табл. 5) позволяет отметить следующее. Гипербазиты Бе-

<sup>1</sup> Для Кавказа и Украинского щита и по магнитным свойствам.

Таблица 5

Петрохимические особенности альпинотипных гипербазитов (среднее из

Компо- ненты	Кавказ					Центральная	
	Структурно-формационные зоны					Восточные Карпаты	
	Беча- сынская	Передо- вой хре- бет	Главный хребет (запад- ная часть)	Южный склон	Грузин- ская глыба	СССР (Укра- ина)	Румы- ния
	1	2	3	4	5	6	7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	1,47	5,26	1,25	2,30	2,27	2,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	8,10	8,91	10,37	9,53	8,18	8,68	9,48
CaO	0,72	1,49	2,50	1,06	2,02	1,04	0,77
MgO	38,00	39,14	32,19	39,40	34,76	36,00	34,70
100Ti/Fe	0,28	0,31	0,17	0	0,25	1,48	0

1 - апоперидотитовые серпентиниты, 2 - серпентинизированные перидотиты и оливиниты, серпентиниты, 3 - серпентинизированные перидотиты, серпентиниты; 4 - серпентинизированные перидотиты, серпентиниты; 5 - серпентинизированные перидотиты, серпентиниты; 6 - апоперидотитовые серпентиниты; 7 - серпентинизированные перидотиты, серпентиниты; 8 - серпентиниты;

часынской зоны, а также зон Передового хребта, Южного склона и Грузинской глыбы, как и гипербазиты Советских, Румынских, Словацких Карпат и Внутренних Динарид, по содержанию алюминия, железа, кальция и магния, титан-железному отношению близки между собой и к эталонным гарцбургиту и лерцолиту. При этом Кавказские гипербазиты более близки к составу гарцбургита, а отмеченные гипербазиты динарской и карпатской складчатых систем - к среднему лерцолиту. Это обстоятельство свидетельствует о том, что первичная ультраосновная магма указанных зон Большого Кавказа была обеднена, а материнская магма карпатских и динарских гипербазитов несколько обогащена алюминием и кальцием.

Как видно из табл. 5, альпинотипные гипербазиты Украинского щита ничем не отличаются от гипербазитов остальных районов, они наиболее близки к эталонным гарцбургиту и дуниту. Титан-железные отношения их также относительно высокие.

<sup>1</sup> Учитывая некоторый вынос алюминия, титана, кальция и других компонентов в процессе серпентинизации гипербазитов.

5-10 анализов, (в вес.%)\*

и Восточная Европа				Эталонные гипербазиты (по С. П. Соловьеву, 1970)		
Западные Карпаты	Внутрен- ние Дина- риды	Украинский щит				
Словакия	Югосла- вия	Придне- провье	Побу- жье			
8	9	10	11			
3,66	2,87	1,13	2,33	2,11	3,49	0,89
7,96	8,26	9,76	8,52	8,51	9,11	9,42
0,67	2,60	0,75	2,25	1,18	3,75	0,48
38,00	38,09	37,19	33,99	39,67	36,02	43,35
0	0	0,91	1,50	1,4	2,3	1,6

9 - лерцолиты, гарцбургиты; 10 - серпентинизированные дуниты, аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты; 11 - серпентинизированные дуниты, перидотиты и пироксениты; Г - гарцбургит; Л - лерцолит; Д - дунит.

\* По литературным данным и материалам автора.

Следует указать, что гипербазиты Румынии, Слишко-Гемерского Рудогорья Словакии и Югославских Динарид отличаются от гипербазитов Советских Карпат и всех остальных нулевыми значениями титан-железных отношений. Интересно, что среди всех изученных альпинотипных гипербазитов ультраосновные породы Советских Карпат характеризуются наиболее высокими значениями этой величины, не превышающими ее в эталонном лерцолите. Это свойство карпатских гипербазитов, вероятно, объясняется локальной спецификой родоначальной ультраосновной магмы отмеченной провинции либо отражает местные условия процесса серпентинизации, не способствовавшие выносу титана из первичного гипербазита.

Большой интерес в этом отношении представляет низкое содержание титана в гипербазитах западной части зоны Главного хребта Большого Кавказа. Как уже отмечалось, от гипербазитов более северных зон они отличаются несколько повышенным содержанием алюминия, железа и кальция и пониженным - магния и титана, приближаясь, таким образом, к составу эталонного лерцолита. Вероятно, некоторая обогащенность альпинотипных гипербазитов

указанными элементами связана здесь с аллометаморфическими процессами.

Для гипербазитов зоны Южного склона Кавказа также характерны нулевые значения титан-железных отношений (см. табл. 5).

Сопоставление данных определений редких и рассеянных элементов в альпинотипных гипербазитах исследованных регионов также указывает на их сходство. В основном для них свойствен вынос Sc, P, Mn, V, Cu, Ti, Cr, Sr, Ba и привнос бора в процессе серпентинизации гипербазитов. Соотношение Cr, Ni, Co ( $Cr \approx Ni > Co$ ), характерное для эталонных содержаний соответствующих элементов в гипербазитах, сохраняется,

Специфической особенностью гипербазитов Беденского массива Кавказа, приуроченных к глубинному Лабино-Кубанскому разлому, является повышенное количество (относительно кларка) галогенов и некарбонатного углерода (Афанасьев и др., 1972<sub>2</sub>).

В целом по своему геолого-тектоническому положению, форме залегания, ассоциациям, взаимоотношениям с вмещающими образованиями, особенностям строения массивов, текстурным и структурным признакам, петрографической и петрохимической специфике, а также по характеру метасоматической переработки разновозрастные альпинотипные гипербазиты древнейших геосинклинальных прогибов Украинского щита и более молодых складчатых систем Кавказа и Карапат сопоставимы между собой. В формационном отношении они обладают всеми признаками, свойственными гипербазитам данного генетического типа (Кузнецов, 1964).

Изученные альпинотипные гипербазиты по указанным признакам хорошо сопоставляются с ультраосновными породами гипербазитовых формаций восточного склона Урала (Кузнецов, 1964), юга Сибири (Пинус, Колесник, 1966), Малого Кавказа (Паланджян, 1971) и других регионов. Им могут быть противопоставлены гипербазиты габбро-пироксенит-дунитового пояса западного склона Урала (Воробьев и др., 1962), приполярно-уральские ультраосновные породы (Волохов, Иванов, 1963; Волохов и др., 1969). Ультраосновные породы указанных регионов связаны с габброидной магмой, являются ее крайними дифференциатами и по ряду петрохимических признаков отличаются от альпинотипных гипербазитов.

Следовательно, в природе существуют как ультраосновные интрузии, так и их протрузии. Появление ультраосновного магматизма складчатых областей соответствует ранней (прединверсионной) стадии формирования эвгеосинклиналей, а выжимание и внедрение их в твердом состоянии осуществляются в период складчатости (инверсионная и постинверсионная стадии развития геосинклинальных областей), т.е. в период максимального стресса.

В целом история формирования всех крупных и мелких выходов альпинотипных гипербазитов изученных регионов и их последующих изменений близка и может быть выражена в следующей последовательности: а) внедрение по глубинным разломам ультраосновных ин-

трузий, становление их и аутометаморфизм; б) протрузии гипербазитов, чаще в пределах единой стратиграфической формации (крупные массивы), с нарушением контактов, брекчированием и милонитизацией приконтактных участков интрузива; в) блоковые перемещения в верхние структурные этажи (мелкие тела); г) неоднократная последующая перекристаллизация и аллометаморфические изменения вдоль ослабленных участков.

Отмеченная стадийность в формировании альпинотипных гипербазитов проявлена достаточно четко в молодых складчатых системах (Кавказ, Карпаты). В пределах древних прогибов Украинского щита (в связи со сложностью, обусловленной геологическим изучением гипербазитов преимущественно по данным бурения) фиксируются не все из указанных этапов.

Все изложенное выше свидетельствует об общности проявления конкретных гипербазитовых формаций в различное время в различных геологических структурах, что является основанием для выделения в изученных регионах самостоятельного формационного типа альпинотипных гипербазитов.

#### ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

А. К. Симон, Г. В. Зелёшиков, Г. А. Терентенко,  
М. Е. Островская

На севере Ростовской области наряду с хорошо изученным расчлененным массивом "Липов Куст" разбурены Третинский и Ереминский массивы, которые дают дополнительный материал для характеристики формационной принадлежности и оруденения интрузий этой группы. Задача статьи сводится к изложению результатов новейших буровых работ, сопоставлению их с уже известными данными, объяснению с позиций формационного анализа базит-гипербазитовых массивов. Рассматриваемые массивы находятся на левобережье Дона в 15-20 км к северо-востоку от станицы Казанской. Этот район приурочен геологически к юго-восточному склону Воронежской антеклизы - платформенной структуре одного из высших порядков. Базит-гипербазитовые тела расположены в дорифейском фундаменте ниже основания платформенного чехла и приурочены к той части фундамента Восточно-Европейской платформы, которая сложена образованиями Карельской складчатой системы - карелидами. В этом трехъярусном складчатом протерозойском сооружении отчетливо проявлена структурно-фациальная зональность (Симон и др., 1976). Локализованные в одной из структурно-фациальных зон Восточно-Воронежской антеклизы, метапелиты и метапсамиты среднего протерозоя (?), относящиеся к верхнему этажу, вмещают, за редким

исключением, почти все рассматриваемые интрузивы. Базит-гипербазитовые массивы рвут породы среднего протерозоя и, таким образом, относятся к наиболее молодым образованиям кристаллического фундамента платформы. Их формирование, как уже отмечалось (Лихачев и др., 1974), во времени связано с этапом становления древних платформ (Шуркин, Митрофанов, 1969), т.е. с наименее изученным как на Русской, так и на других платформах периодом перехода от мобильного режима, эры формирования фундамента к устойчивому платформенному режиму. Факты, характеризующие геологическую обстановку в регионе на данном этапе, крайне немногочисленны.

Непосредственно в районе развития среднепротерозойских расчлененных массивов на Верхнем Дону (север Ростовской области) докембрийский фундамент имеет все характерные черты, строения, свойственные для Восточно-Воронежской зоны. На фоне гнейсово-сланцевых и песчаниково-сланцевых толщ воронцовской осадочно-метаморфической серии среднего протерозоя очень четко оконтуриваются в общем изометричные базит-гипербазитовые массивы размером от 0,2-0,5 и до 40-50 км<sup>2</sup> (массив "Липов Куст"). Как видно на геологической карте поверхности докембрия, составленной по данным глубинного геолого-геофизического картирования, границы интрузивных тел пересекают региональные простирания вмещающих пород (рис. 1)<sup>1</sup>.

Детальная геофизическая съемка масштаба 1:10000 на участках Третинской и Ереминской интрузий выявила здесь отчетливые магнитные аномалии, близко совпадающие с аномалиями силы тяжести. На Третинском участке аномалия вскрыта скважинами 19 и 60. Скважина 60 прошла по ультраосновным породам около 800 м. На Ереминском участке пройдены три скважины (142, 47 и 120). Наиболее полный разрез расчлененных базит-гипербазитовых пород вскрыт скважиной 120.

Таким образом, комплекс геофизических и буровых работ позволил выявить здесь два новых массива: Третинский площадью около 4 км<sup>2</sup> и Ереминский площадью 15-16 км<sup>2</sup>.

Изучение обеих интрузий наряду с уже известными результатами по соседним массивам не только расширило количественные данные по региональному магматизму региона, но и позволило уточнить некоторые принципиальные формационно-генетические представления, касающиеся базит-гипербазитовых комплексов. Рассмотрим сначала строение и состав новых массивов.

<sup>1</sup> Составитель карты Г.В. Зеленщиков отнес часть базит-гипербазитовых массивов к среднему, а часть - к верхнему протерозою. По мнению А.К. Симона, целесообразно считать все массивы среднепротерозойскими, так как в настоящее время нет никаких данных о соотношении этих образований с верхнепротерозойскими отложениями чехла платформы (см. также Лихачев и др. 1974<sub>1</sub>).

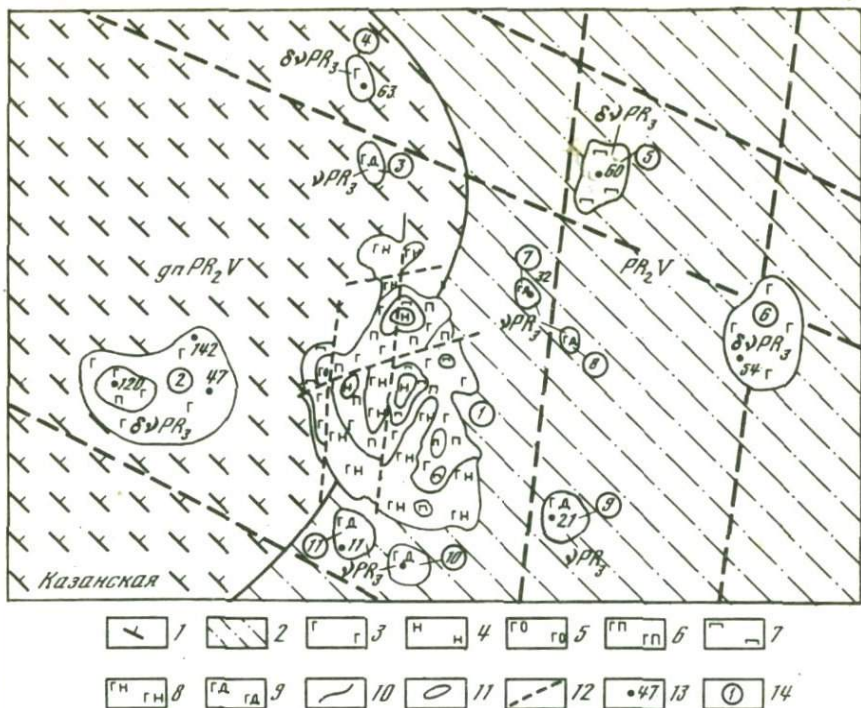


Рис. 1. Схематическая геологическая карта докембрийской поверхности севера Ростовской области. Составил Г.В.Зеленщиков

Песчаниково-сланцевая толща воронцовской серии: 1 - гнейсово-сланцевый комплекс (до  $PR_2^V$ ) - кварц-биотитовые, плагиоклаз-биотитовые и двуслюдяные сланцы; плагиоклаз-биотитовые и двуслюдяные гнейсы; 2 - песчаниково-сланцевый комплекс ( $PR_2^V$ ) - кварц-серицит-хлоритовые филлитовидные сланцы, биотитовые филлиты с подчиненным развитием метапесчаников и метаалевролитов. Комплекс базит-гипербазитовых массивов ( $\delta V PR_3$ ): 3 - лейкократовые габбро; 4 - нориты и габбро-нориты; 5 - оливиновые габбро; 6 - ритмически расслоенная серия (лейко-, мезо- и меланократовые габбро и габбро-нориты, габбро-пироксениты, плагиопироксениты, пироксениты, плагиопироксениты, пироксениты и их роговообманковые и оливиновые разности); 7 - гипербазиты (меланократовые оливиновые габбро, оливиновые пироксениты, перидотиты, пироксеновые оливиниты); 8 - такситовые габбро-нориты; 9 - габбро-долериты ( $\delta PR_2$ ); 10 - геологические границы; 11 - геологические контуры интрузивных тел по данным гравиметрической разведки; 12 - тектонические нарушения; 13 - буровая скважина и ее номер; 14 - массивы (номера на карте): 1 - "Липов Куст", 2 - Ереминский, 3 - Нижне-Лопатинский, 4 - Верхне-Лопатинский, 5 - Третинский, 6 - Морозовский, 7 - Суходольный, 8 - Солонцовский, 9 - Белогорский, 10 - Восточно-Мутилинский, 11 - Западно-Мутилинский

## Строение и состав Третинского массива

Третинский участок геофизических полей был изучен детальной магнитно- и гравиразведкой, которые позволили установить здесь магнитную и гравиметрическую аномалии. Пространственно эти аномалии хорошо совпадают, но длинная ось первой смещена на 150–200 м к востоку относительно второй. Контуры аномалий тоже близки между собой. Они имеют грушевидные слабо расширяющиеся к северу формы и размер большого и меньшего диаметра 2,5 и 1,6 км (площадь около 4 км<sup>2</sup>). Магнитная аномалия по площади несколько больше гравитационной. При общем субмеридиональном простирании аномалий в ориентировке их отдельных элементов, особенно по гравике, намечается субширотная направленность.

Полная аналогия с многочисленными локальными аномалиями фундамента в этом районе позволила утверждать, что аномалии соответствуют базит-гипербазитовому массиву такой же формы и размера, что было окончательно подтверждено буровыми скважинами 60 и 19. Строение интрузии наиболее полно отражает разрез глубокой скважины 60, пройденной в центральной части аномалии (рис. 2). В интервале от 470 м (поверхность докембрийского фундамента) до 1205 м она пересекла несколько разновидностей пород, принадлежащих к ультрамафитам. Преобладают среди них перидотиты и оливковые пироксениты, слагающие толщи мощностью от 20 до 100 м, равномерно распределенные по всему разрезу скважины. Подчиненное положение имеют среди них плагиоклазсодержащие разности тех же пород и безоливиновые пироксениты. Все контакты между породами ровные и параллельные, переходы быстрые или постепенные, без признаков взаимного пересечения, контактовых взаимодействий и других явлений.

Таким образом, вся масса ультраосновных пород, вскрытых скважиной, представляет собой однородный набор, который может рассматриваться как единая слабодифференцированная магматическая серия. Эта первичная однородность нарушается вторичными изменениями. Содержание вторичного амфибола колеблется от 5 до 15%. Кроме того, встречено несколько зон рассланцевания мощностью до 10–15 м, на 90% сложенных актинолитом с примесью хлорита. Имеются маломощные (2–4 м) жиллообразные полосы с резкими контактами, сложенные апоперидотитовыми серпентинитами.

### Краткая петрографическая характеристика пород<sup>1</sup>

Верлиты и оливковые клинопироксениты состоят из оливина, интенсивно серпентинизированного и сохранившегося в виде реликтовых ядер среди псевдоморфных скоплений продуктов серпентинизации.

<sup>1</sup> Используются данные А.А. Незамаевой, Центральная лаборатория ВДТГУ.

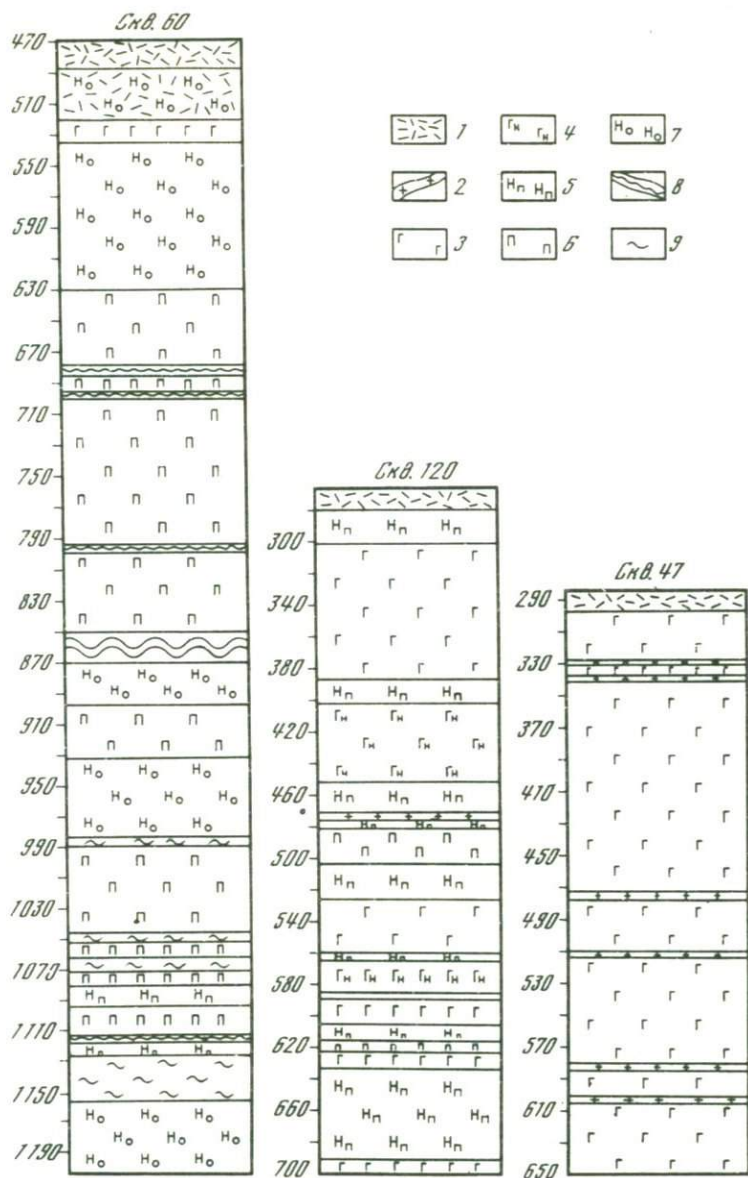


Рис. 2. Колонки буровых скважин Третинского (скв. 60) и Ереминского (скв. 120 и 47) массивов

1 — кора выветривания; 2 — гранитные прожилки; 3 — различные габбро; 4 — габбро-нориты; 5 — пироксениты и плагиопироксениты; 6 — перидотиты (в том числе верлиты); 7 — оливиновые пироксениты; 8 — серпентиниты и серпентинизированные гипербазиты; 9 — амфиболиты и амфиболизированные гипербазиты)

Количество оливина редко превышает 40%, т.е. его содержание соответствует первой из разновидностей. Постоянные количественно-минеральные колебания и сходство внешнего облика подчеркивают неразрывную связь обеих пород в данном массиве. Оливин содержит 20–30% фаялитовой молекулы.

Количество моноклинного пироксена (авгита) достигает 60–75% в мало измененных разностях оливиновых клинопироксенитов и падает до 20–30% и меньше в верлитах. Таблитчатая или неправильная форма выделения сохраняется в относительно мало измененных разностях, однако его отношение ко времени кристаллизации оливина по структурным признакам не устанавливается. Пироксен интенсивно замещается с краев и по трещинам спайности зеленовато-бурой роговой обманкой. Железистость авгита в перидотитах 20%, в клинопироксенитах она несколько выше.

Ромбический пироксен составляет постоянную примесь в породах, но содержание его очень редко превышает 10%.

Вторичные минералы представлены серпентинитом, зеленовато-бурой роговой обманкой, слюдой флогопитового облика, карбонатом, тальком, а в зонах расщепления, особенно среди пироксенитов, — актинолитом и хлоритом, составляющими местами почти 90% породы.

Рудная вкрапленность обычно состоит из 0,5–1% сингенетических сульфидов (пирротин, редко с примесью халькопирита и пентландита) и 1–2% магнетита, связанного с серпентинизацией.

Полевошпатовые разности названных пород содержат 1–2% (редко 3) мелкозернистого битовнита в инерстиях фемических минералов. Иногда отмечаются более крупные ксеноморфные его зерна.

Количественно-минеральный состав и химизм пород Третинского массива представлены в табл. 1. Общая оценка этих данных демонстрирует в соответствии с минеральным составом обычный химизм гипербазитовых пород, соответствующий в целом их петрографической номенклатуре.

Однако учет более детальных показателей — коэффициента  $M/F$ , железистости пород и главных фемических минералов — позволяет сопоставить породы Третинского массива с типовым массивом района "Липов Куст", а также сделать некоторые выводы в отношении их родоначальной магмы.

В частности,  $F_{\text{общ}}$ , колеблющаяся для анализов пород скважины 60 в пределах от 23 до 27, и близкие величины железистости фемических минералов, низкое значение коэффициента  $M/F$ , лежащее в пределах 3–4,8 (в одном случае 2,7 и в другом — 6), высокое содержание  $\text{CaO}$ , зафиксированное в минеральном составе пород (верлиты!) — все эти признаки по принятым в петрохимии гипербазитов канонам однозначно свидетельствуют о происхождении изученных пород за счет базальтовой магмы. Несколько занижено для такого рода гипербазитов содержание щелочей и особенно  $\text{K}_2\text{O}$ . Оно колеблется от следов до 0,15% очень редко поднимаясь до 0,2% и в единичных случаях до 0,3% и выше, причем последнее уже в связи с процессами наложенного метаморфизма.

Таблица 1

Химический и количественно-минеральный состав пород Третичского массива по разрезу скв. 60

№ ск/п	Глубина, м	Порода	Количественно-минеральный состав, %						Химический состав, вес. %														$\frac{(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) \cdot 100}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Mg}}$ (атомн. колич.)	M/F (молек. колич.)	
			оливин + серпентин по оливину	клинопироксены	ортопироксены	амфиболы магматич. стадии	вторичные амфиболы	плагноклаз	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	TiO <sub>2</sub>	MgO	CaO	N <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.			Сумма
1	557	Пироксенит оливковый	22,0	29,5	5,0	15,0	23,0	3,0	43,38	4,11	3,91	11,22	0,16	0,46	23,00	8,14	0,48	0,14	0,55	1,19	-	3,30	100,04	27	3,1
2	572	То же	20,0	22,0	2,0	51,5		3,0	43,87	4,53	3,20	10,21	0,16	0,49	23,01	7,83	0,52	0,12	0,60	1,35	-	4,30	100,19	24	3,5
3	597	Плаггиопироксенит оливковый	30,0	47,5	3,0	10,0		8,0	43,56	4,65	4,18	11,73	0,16	0,32	23,02	7,54	0,48	0,13	0,65	0,96	-	3,17	100,55	28	3,0
4	626	Пироксенит оливковый	35,0	41,7	4,0	16,0		3,0	42,46	3,51	5,37	11,30	0,13	0,37	24,09	7,84	0,39	0,11	0,67	0,83	-	3,37	100,44	27	3,1
5	672	Перидотит серпентинизированный	57,0	12,0		24,0		1,0	42,06	2,83	9,40	6,66	0,14	0,41	25,16	6,80	0,37	0,11	0,70	0,93	-	4,75	100,32	25	4,1
6	730	То же	60,0	23,3		8,0	8,0	-	42,10	3,35	7,13	8,28	0,15	0,30	23,75	7,26	0,37	0,16	0,92	1,07	-	5,78	100,62	26	3,7
7	763	"	48,0	28,5	5,0	18,0		-	40,86	2,73	6,12	9,02	0,13	0,56	23,46	7,86	0,43	0,17	0,98	0,79	-	6,94	100,55	26	3,6
8	772	Перидотит серпентинизированный	46,0-51,0	32,0	35,0	4,0-5,0	8,0-10,0	-	41,88	2,56	6,25	8,42	0,24	0,49	25,21	7,85	0,45	0,16	0,82	0,72	-	5,57	100,62	24	4,0
9	820	То же	43,0-48,0	30,0-38,0	2,0	6,0-8,0	8,0-10,0	-	41,82	3,03	6,17	8,86	0,15	0,46	25,03	7,12	0,44	0,14	0,91	0,76	-	5,86	100,75	25	3,8
10	830	"	50,0-57,0	27,0-30,0	-	5,0-7,0	10,0-12,0	-	42,00	3,53	6,74	8,40	0,19	0,34	24,19	8,58	0,36	0,09	0,62	0,89	-	4,19	100,12	25	3,75
11	849	"	43,0	40,0	48,0	10,0-15,0	Ед.зн.	-	40,67	2,81	6,08	9,22	0,13	0,44	24,58	7,26	0,48	0,13	0,91	0,80	-	6,89	100,40	25	3,7
12	910	"	48,0-50,0	43,0	48,0	3,0-5,0	"	-	41,92	3,10	4,43	10,57	0,13	0,32	23,75	8,72	0,16	0,07	0,57	0,59	-	6,11	100,44	25	3,7
13	925	Перидотит	56,0-60,0	26,0	33,0	7,0-10,0	"	-	41,79	3,50	5,29	9,75	0,16	0,37	23,89	8,55	0,45	0,10	0,28	0,63	-	4,99	99,75	26	3,4
14	932	Перидотит серпентинизированный	38,0-40,0	52,0	57,0	3,0-5,0	"	-	42,75	3,47	4,35	10,28	0,14	0,44	23,47	8,14	0,55	0,14	0,65	0,48	-	5,61	100,47	25	3,4
15	964	Пироксенит оливковый	9,0-11,0	60,0	67,0	7,0-8,0	13,0-16,0	-	46,01	2,96	4,20	9,81	0,17	0,54	21,65	9,87	0,54	0,10	0,24	1,53	-	2,37	99,99	26	3,3
16	984	Дунит серпентинизированный	80,0-90,0	3,0	5,0	8,0-10,0		-	37,68	1,62	7,72	10,94	0,16	0,39	27,08	3,99	0,20	сл.	0,65	1,81	-	8,31	100,55	27	3,4
17	992	Перидотит серпентинизированный	58,0-67,0	12,0	15,0	5,0-7,0	-	-	44,53	1,84	8,06	6,65	0,22	0,39	21,17	10,72	0,22	0,26	0,52	0,47	0,13	5,49	100,67	27	3,7
18	1010	То же	46,0-50,0	12,0	15,0	3,0-4,0	12,0-15,0	-	41,64	2,04	6,24	99,55	0,22	0,41	23,20	7,20	0,20	0,11	0,54	0,95	0,20	7,63	100,13	27	3,3
19	1036	"	50,0-60,0	15,0	20,0	7,0-3,9	10,0-15,0	-	41,52	2,22	16,61	0,66	0,05	0,45	21,87	8,85	0,37	0,11	0,98	0,78	0,21	6,81	101,49	29	4,8
20	1062	"	45,0-55,0	24,0	27,0	8,0-10,0	8,0-10,0	-	43,02	2,69	15,01	0,36	0,22	0,38	23,92	7,50	0,72	0,31	0,28	0,73	0,12	5,80	101,06	25	6,0
21	1081,5	Плаггиопироксенит	-	81,0	85,0	5,0-6,0	5,0-6,0	5,0-7,0	50,56	4,13	2,49	8,07	0,19	0,42	19,74	10,97	0,16	0,05	0,16	0,94	Не опр.	1,85	99,73	23	3,8
22	1103	Перидотит серпентинизированный	32,0-86,0	38,0	40,0	8,0-10,0	10-12	-	42,28	1,39	3,96	12,26	0,21	0,44	24,93	6,31	0,35	0,20	0,18	2,11	0,06	6,02	100,70	27	3,2
23	1120	Плаггиопироксенит	Ед.зн.	62,0-68,0	10,0-12,0	13,0-15,0	Ед.зн.	4,5-5,0	51,43	3,66	1,92	7,98	0,18	0,51	17,33	13,09	0,61	0,22	0,34	0,83	Следы	1,91	100,01	24	3,5
24	1170	Пироксенит оливковый	25,0-30,0	55,0	63,0	5,0-7,0	5-7	-	44,56	3,79	3,16	10,87	0,21	0,51	23,33	9,01	0,57	0,15	1,35	1,22	-	2,85	101,58	25	3,4
25	1180	То же	30,0-38,0	40,0	45,0	4,0-6,0	10,0-15,0	-	43,23	3,25	4,11	9,79	0,13	0,44	23,54	8,31	0,48	0,16	0,46	0,87	-	5,14	99,91	24	3,6
26	1190	"	10,0-12,0	55,0	60,0	5,0-10,0	12,0-15,0	2,0-3,0	44,48	3,98	3,28	10,36	0,17	0,32	22,68	9,28	0,59	0,20	0,46	1,06	-	3,48	100,34	25	3,4
26	1205	"	30,0-33,0	35,0	42,0	5,0-7,0	15,0-18,0	-	47,96	3,31	1,02	11,80	0,13	0,51	18,44	10,04	0,44	0,20	0,42	0,04	-	4,48	98,79	28	2,7

Таблица 2

Химический и количественно-минеральный состав Еремьинского (схв. 120, 47) и Морозовского (схв. 54) массивов

№ п/п	Скважина, глубина, м	Порода	Количественно-минеральный состав, %						Химический состав, вес. %														$(Fe^{2+} - Fe^{3+} + Mn) \cdot 100$ Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn + Mg (атомн. колич.)	M/F (молек. колич.)	
			кварц	клинопироксены	ортопироксены	амфиболы магматич. стадии	вторичные амфиболы	плагноклаз	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.			Сумма
1	Схв. 120, 304	Норит	2,0-3,0	37,0	44,0	20-25	-	30-33	51,98	1,02	9,19	2,15	12,90	0,26	10,30	6,98	1,97	0,74	0,11	0,75	0,30	1,72	100,37	45	1,3
2	344	Норит лейкократовый	1,0-2,0	12,0	15,0	8-10	10-12	60-68	51,96	0,45	16,49	1,40	7,51	0,15	7,38	10,09	2,38	0,56	0,27	0,31	0,14	1,14	100,24	40	1,6
3	356	Габбро-норит-амфиболовый	1,0	35,0	41,0	18-20	18-20	28-30	51,32	0,60	13,80	1,51	8,73	0,19	9,23	10,23	1,96	0,59	0,21	0,43	0,11	1,40	100,31	37	1,8
4	385	Габбро-амфиболовое	5,0	30,0	33,0	18-20	20-29	20-32	52,76	0,66	10,48	0,93	9,15	0,18	9,97	10,98	1,66	0,87	0,12	0,40	0,16	1,46	99,78	36	1,8
5	388	Плаггиолироксенит окварцованный	7,0	30,0	33,0	18-20	20-29	12-15	53,02	0,77	7,99	1,57	9,06	0,19	11,20	10,81	1,53	1,30	0,34	0,33	0,14	1,63	99,88	35	2,0
6	407	Габбро порфирированное	1,0-2,0	33,0	35,0	7-8	7-8	40-50	50,98	0,46	16,92	2,03	7,51	0,15	7,65	9,49	2,27	0,47	0,22	0,54	0,10	1,19	99,98	41	1,6
7	425,4	Габбро-норит	1,0-2,0	28,0	32,0	7-8	5-7	48-56	51,00	0,55	14,58	1,14	9,53	0,18	9,82	9,04	1,85	0,39	0,15	0,51	0,10	1,34	99,88	37	1,8
8	440	"	1,0-2,0	28,0	33,0	3-4	12-15	47-50	49,36	0,37	16,96	0,85	7,80	0,16	8,38	11,70	1,88	0,20	0,20	1,10	0,08	1,05	100,09	36	1,8
9	452,8	Пироксенит плаггиоклазосодержащий	1,0-2,0	77,0	82,0	8-10	2-3	5-6	49,76	0,66	6,10	1,87	9,65	0,21	16,80	11,05	0,92	0,57	0,13	0,77	0,13	1,06	99,68	28	2,9
10	463	То же	1,0-2,0	54-63	10-12	18	25	5-8	51,44	0,54	5,04	0,93	10,28	0,19	17,95	9,67	0,76	0,35	0,12	0,63	0,10	1,88	99,88	26	3,0
11	521	"	1,0-2,0	59-67	8-10	7-10	6-10	5-6	52,86	0,91	4,52	1,00	12,12	0,24	16,58	7,86	0,69	0,60	0,12	0,47	0,10	1,73	99,80	31	2,4
12	528,8	Габбро амфиболлизированное	1,0-2,0	8	10	10-12	27-35	45-47	50,17	0,46	15,85	1,55	7,94	0,15	8,99	8,16	2,65	0,70	0,19	0,82	0,18	1,91	99,72	37	1,85
13	551,4	То же	1,0-2,0	18	20	8-9	10-15	51-61	50,03	0,45	14,74	1,12	7,95	0,15	10,80	10,32	1,90	0,30	0,12	0,17	0,07	1,56	99,68	32	2,3
14	563,2	Пироксенит плаггиоклазосодержащий	1,0-2,0	39-40	40-43	5-7	-	8-9	50,61	0,61	5,35	1,65	14,13	0,23	18,50	4,45	0,80	0,50	0,10	1,02	0,08	1,59	99,60	32	2,2
15	577,5	Габбро-норит меланократовый	1,0-2,0	54	60	5-7	8-10	25-28	51,09	0,47	12,11	0,93	9,23	0,18	12,75	9,20	1,43	0,39	0,13	0,38	0,10	1,36	99,75	33	2,2
16	611	Плаггиолироксенит	1,0-2,0	61	68	9-10	10-12	12-15	51,00	0,63	8,58	1,00	8,79	0,18	17,93	7,72	1,30	0,43	0,12	0,43	0,42	1,70	100,23	24	3,5
17	628	Габбро-норит	1,0-2,0	5-8	25-28	7-9	5-7	47-50	51,40	0,52	9,94	1,27	8,36	0,18	15,50	8,90	1,24	0,40	0,15	0,35	0,10	1,58	99,89	26	3,0
18	637,3	Пироксенит плаггиоклазосодержащий	1,0-2,0	4-5	71-75	7-8	4-5	8-10	51,92	0,61	10,06	1,60	10,06	0,20	19,28	6,78	0,72	0,34	0,10	0,50	0,10	1,59	99,67	25	3,2
19	641,2	Плаггиолироксенит	1,0-2,0	25-28	40-45	5-6	8-10	9-10	51,80	0,75	5,48	1,64	8,79	0,20	19,75	7,68	0,83	0,46	0,16	0,38	0,33	1,56	99,81	23	3,7
20	669,2	Пироксенит плаггиоклазосодержащий	1,0-2,0	24-30	30-32	10-12	15-17	3-5	49,01	1,06	5,05	1,74	10,42	0,21	22,00	5,72	0,95	0,80	0,15	0,24	0,20	2,22	99,77	24	3,5
21	683	То же	1,0-2,0	10-12	70	1-2	12-15	5-6	50,50	0,81	4,66	1,62	10,22	0,21	21,75	5,62	0,80	0,67	0,06	0,62	0,18	1,94	99,72	23	3,5
22	698	Габбро-лейкократовое	1,0-2,0	5	7	12-14	12-15	Не опр.	52,58	0,32	21,09	1,07	3,02	0,06	6,04	9,47	3,70	0,80	0,20	0,11	0,21	1,54	100,21	27	3,0
23	Схв. 54, 400-790	Нориты и габбро-нориты (среднее из 21 анализа)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	53,55	0,99	18,35	2,00	6,60	0,11	4,46	8,16	3,27	0,77	0,23	0,06	0,25	1,45	100,25	51	1,1
24	Схв. 47, 300-650	Различные габбро (среднее из 26 анализов)	"	"	"	"	"	"	55,38	0,97	16,22	1,11	7,43	0,10	5,91	7,24	3,21	1,66	0,13	0,14	-	0,88	100,38	45	1,3

Данные о химизме эталонного для группы массивов "Липов Куст" приведены в работе В.А. Лихачева с соавторами (Лихачев и др., 1974<sub>1</sub>). Сопоставив петрохимические характеристики третинских гипербазитов с таковыми ультраосновных пород расслоенного базальтоидного массива, мы без труда убедимся в общем сходстве железистости этих пород и их главных минералов, сходстве коэффициента  $M/F$ , содержаний  $K_2O$ ,  $CaO$  и  $TiO_2$ . Во всяком случае значимых различий без статистической обработки большого количества материала нет.

### Строение и состав Ереминского массива

Локальные грави- и магнитная аномалии на Ереминском участке достигают интенсивности 50 гамм. Пространственные очертания и внутренняя структура ансмалий заметно отличаются. Резко выделяющаяся на фоне отрицательного регионального поля положительная магнитная аномалия распадается в свою очередь на 5-6 локальных максимумов интенсивностью от 30 до 60 гамм. Два сближенных максимума на северо-западе участка совпадают с хорошо выраженной гравианомалией интенсивностью в 4 мгл. Остальные приблизительно попадают в общий контур положительного гравитационного поля, и лишь некоторым из них соответствуют незначительные локальные повышения силы тяжести до 0,3 мгл.

Форма Ереминского массива, очерченная последней замкнутой изоаномалией 3 мгл, овальная, вытянутая на северо-запад, размер его 3,4 × 1,6 км. Однако контур массива, очерченный по последним положительным изодинамам и магнитным максимумам, располагающимся на периферии гравианомалии, иной (см. рис. 1). Он имеет широкое удлинение, похожее на неправильный изометричный овал, и достигает размеров 4,6 × 3 км. Эта площадь заверена буровыми скважинами 47, 120, 142 (см. рис. 2), которые вскрыли габброиды и ультраосновные породы, и, таким образом, может уверенно интерпретироваться как базит-гипербазитовый массив. Аномалия силы тяжести и интенсивная магнитная аномалия соответствуют площади развития пород расслоенной серии, а располагающиеся на периферии магнитные аномалии — однородной габброидной серии.

Расслоенная серия представляет собой весьма правильное чередование пород габброидного и гипербазитового рядов. Первые представлены норитами, габбро-норитами и габбро, вторые — чаще всего плагиоклазосодержащими пироксенитами и иногда перидотитами и амфиболовыми перидотитами. Габброидные и гипербазитовые породы образуют правильные, обычно парные сочетания — ритмы. Нижняя часть таких ритмов сложена меланократовыми породами — плагио-пироксенитами, редко — весьма меланократовыми габброидами или перидотитами. Верхняя часть ритмов — мезо- и лейкократовые габбро, габбро-нориты, нориты. Мощность ритмов колеблется от 60 до 100 м. Верхние лейкократовые их элементы обычно мощнее —

от 40 до 85 м, нижние – от 5–15 до 40 м. Во всех случаях контакты между ритмами и отдельными их элементами параллельны и отмечены взаимопереходами контактирующих пород. Вариации касаются лишь резкости и быстроты таких переходов. Наиболее быстро и резко смена пород (на протяжении нескольких сантиметров) происходит в основании ритмов – между нижним меланократовым элементом одного ритма и подстилающим его лейкократовым элементом предыдущего ритма. Переходы внутри ритма чаще растянуты на несколько десятков сантиметров, но иногда достаточно резки. Взаимопересечений, контактных взаимодействий и других явлений на контактах магматических слоев, сложенных породами различного состава, не отмечается.

### *Краткая петрографическая характеристика пород<sup>1</sup>*

Расслоенная серия Ереминской интрузии сложена серпентинизированными перидотитами, плагиопироксенитами, габбро, габбро–норитами и норитами различной степени лейкократовости.

Амфиболсодержащие перидотиты (шрисгеймиты) интенсивно серпентинизированы; так что при содержании в породе псевдоморфного серпентина по оливину до 60–70% количество его реликтов не превышает 5–7%. В ряде случаев содержание серпентинизированного оливина падает до 25–30% (переход к оливиновым пироксенитам). Крупные пойкилитовые выделения буровой роговой обманки, включающие пойкилитовые вростки оливина и определяющие структуру пород, присутствуют в пределах от 12–15 до 30–35%. Пироксен, интенсивно серпентинизированный, находится в количестве до 15%. Преобладает ромбическая разность. Так же как амфибол, слюда флюгопитового облика участвует в образовании пойкилитовых выделений. Редкая рудная вкрапленность представлена пирротином с примесью пентландита и халькопирита.

Плагиопироксениты (близкие к вебстеритам) содержат 60–80% (редко меньше) пироксена, из которого на долю ромбической разности приходится около 10–15%, плагиоклаза – 5–6, реже до 10–12%. Остальными компонентами породы являются зеленовато–бурая роговая обманка (8–10, иногда до 20–25%), более поздний зеленый амфибол, единичные зерна оливина, биотит, пирротин и тонко–распыленный магнетит.

Габбро, нориты и габбро–нориты отличаются широкими колебаниями в содержании феррических минералов, вследствие чего выделены лейко– и меланократовые разновидности. Последние иногда образуют нижние элементы ритмов. Габброиды постоянно содержат первично–магматическую бурую и зеленовато–бурую роговую обманку в количестве 10–20%. Постоянную примесь составляют кварц (от единичных зерен до 1–2%), биотит, поздний наложенный зеленый

<sup>1</sup> Частично использованы данные В.А. Ефановой и А.А. Незамаевой. Центральная лаборатория ВДТГУ.

амфибол (иногда в значительных количествах), ильменит, магнетит, в меньшей степени пирротин.

Основные породообразующие компоненты — плагиоклаз, орто- и клинопироксен — варьируют в широких пределах. По данным В.А.Ефановой, выделяются три генерации: плагиоклазы  $Al_{76-80}$ ,  $Al_{56-60}$  и  $Al_{46-50}$ .

Клинопироксен (авгит) меняет свой состав от лейкократовых разностей, где его железистость равна 34–47%, к меланократовым разностям и плагиопироксенитам ( $F_{\text{общ.}} = 25-23\%$ ). Та же картина отмечается и для ортопироксенитов, т.е. гиперстен лейкократовых пород ( $F_{\text{общ.}} = 40\%$ ) сменяется бронзитом в меланократовых габброидах и пироксенитах.

Габбро-норитовая серия Ереминского массива, которая, видимо, слагает большую часть его площади, однородна. Она представлена норитами и в меньшей степени габбро-норитами, преимущественно лейко- и мезократовыми с максимальным содержанием темноцветных (в отдельных случаях до 55%). Минералого-петрографические и химические особенности этой однородной серии, вскрытой на протяжении 350 м, показывают ее большую лейкократовость (в интерстициях отмечаются зерна кварца) по отношению к расслоенной серии (скв. 120).

В табл. 2 сведены данные по химическому составу пород массива. Основные разновидности его расслоенной серии (скв. 120), на наш взгляд, сопоставимы с разновидностями массива "Липов Куст".

Лейкократовые габброиды скв. 47, безусловно, являются наиболее кислыми среди всех пород однотипных массивов района и представляют собой либо донную, коштаминированную часть массива, аналогичную нижней зоне массива "Липов Куст", либо еще не изученную в этой группе массивов серию, либо эродированную в эталонном массиве более лейкократовую часть норитовой серии.

Это заключение в значительной степени относится также к габброидам Морозовского массива (см. табл. 2, скв. 54), который вскрыт буровыми выработками. Более ранним бурением обнаружен Калмыковский массив, расположенный в наиболее южной части Восточно-Воронежской зоны, вблизи Лосевско-Мамоновского разлома северо-западного простирания (скв. 24). Размер массива 4–6 км<sup>2</sup>.

В интервале глубин от 373 до 610 м (под поверхностью осадочного чехла) вскрыта недифференцированная монотонная толща оливиновых пироксенитов. Так же как и в Третинском массиве, здесь преобладают клинопироксениты, и только в интервале 488–500 м содержание ортопироксена достигает 28%. В количественном отношении резко преобладает авгит, часто замещенный актинолитом, затем в убывающем количестве встречаются оливин, иногда замещенный идингситом, и в резко подчиненном количестве — ортопироксен.

## Обсуждение результатов

В соответствии со сложившимся опытом и практикой изучения ультраосновных пород изложенные выше геолого-петрографические данные должны интерпретироваться однозначно как показатели происхождения Третинского массива из ультраосновных дериватов базальтовой магмы. Доказательством этого являются: низкая величина коэффициента  $M/F$  (5, как исключение 6), высокая железистость пород (20, очень редко 17) и фемических минералов (табл.3), частое присутствие модалного плагиоклаза в породах. Представление о составе этой базальтоидной магмы нетрудно получить, рассчитав средневзвешенный состав наиболее полно дифференцированной интрузии района. Такой является массив "Липов Куст", содержащий ультраосновные дифференциаты, близкие по химизму к третинским гипербазитам, для которого соответствующие расчеты опубликованы (Лихачев и др., 1974).

Поскольку родоначальной базальтовой магмой для ультраосновных пород Третинской интрузии является та магма, которая сформировала расположенные в непосредственной близости дифференцированные интрузии севера Ростовской области ("Липов Куст", Ереминская)

Таблица 3

Железистость фемических минералов гипербазитов Южно-Воронежских и Северо-Ростовских массивов

Массивы	Породы	Минералы		
		оливин	пироксен моноклин- ный	пироксен ромби- ческий
Калмыковский	Оливиновые пироксениты	22	14-22	15-26
Третинский	Перидотиты (верлиты)	23-27	19-20	18-25
	Пироксениты	-	28-33	24-25
Мамоновская группа массивов (по Ерньшову, 1971)	Гарцбургиты	15-18	-	19-30
	Лерцолиты	18-20	17-18	23-32
	Верлиты	23	10	-
	Роговообманковые лерцолиты	17-20	20-22	27-30
	Оливиновые вебстериты	14-26	15-21	27-33
	Плагиоклазовые оливиновые вебстериты	24-27	14-20	28-32

или несколько более удлиненные массивы юга Воронежской области (Ширяево, Подколodновский, Нижне-Момонский и т.д.), то интересно проследить, какой объем этой магмы может сформировать заданное количество ультраосновной кумулятивной породы. В массиве "Липов Куст" (Лихачев и др. 1974<sub>2</sub>) гипербазитовая серия составляет на большей части его территории 1/6 - 1/10 его мощности и только в меньшей, западной, части интрузии, так называемой Пионерской мульде, мощность ее составляет около половины разреза. Поскольку верхняя часть разреза эродирована, полученные соотношения мощности ультрабазитов и базитов могут не отвечать первоначальному. Значительно более точной моделью интересующих нас соотношений является расслоенная серия Ереминского массива и "Липов Куст", состоящая из габброидно-гипербазитовых ритмов. В "Липовом Кусте" эта серия лежит в середине разреза и вообще не эродирована. В Ереминском массиве эрозия имеется, однако для решения поставленного вопроса достаточно сохранности нескольких полных ритмов. Как показывают расчеты для "Липового Куста", отношение мощности базальтовых и гипербазитовых дифференциатов составляет величину 4,5 : 1 - 5 : 1 (Лихачев и др., 1974<sub>2</sub>, табл. 2). Доля ультраосновных слоев в Ереминской расслоенной серии еще меньше. Третинская интрузия пробурена на глубину около 800 м от поверхности ее эрозионного среза, и на всем протяжении она сохранила свой пироксенит-перидотитовый состав без изменения. Таким образом, можно предположить, здесь километровую толщу гипербазитов, которой до эрозии должна была соответствовать комплементарная ей 4,5 - 5-километровая толща относительно лейкократовых габбро или норитов. Учитывая малые размеры массива (см.рис. 1), площадь которого не превышает 4 км<sup>2</sup>, а форма близка к эллипсу, следует представлять первичную интрузию как столбообразное тело, высота которого (6-7 км) в три раза превышает средний диаметр. Это не очень вероятно, особенно если учесть форму разбуренных рядом плоских доломитовых массивов ("Липов Куст", Ширяево, Ереминский и др.), а также многочисленные литературные примеры.

Определенное сомнение в существовании на месте Третинского массива в прошлом расслоенной базит-гипербазитовой интрузии вызывает и петрография гипербазитов. Усредненный количественно-минеральный состав пород по разрезу скв.60 представлен оливином (35-40%), пироксеном (55-60%), причем на долю ортопироксена приходится не более 10%, и основным плагиоклазом (2-3%), а также первичным амфиболом, рудными и т.д. Если для объяснения механизма формирования гипербазитовой серии в магматической камере привлечь единственно обоснованный процесс фракционной кристаллизации (Уэйджер, Браун, 1970), то необходимо учесть следующие количественные расчеты. Теоретически допустимое содержание кумулятивных кристаллов равно 50%. Это число поглотит весь наличный оливин и 10-15% пироксена. Поровый расплав в кумуляте должен соответствовать исходной магме. В оставшемся половинном объеме 45% пироксена составляет, естественно, 90% породы, а 2-3% пла-

гиоклаза - 5%. Остальное будет представлено магматической роговой обманкой, рудными минералами и аксессуориями. Выведенный таким образом расплав, конечно, невозможно отождествлять с первичным базальтовым расплавом. Следует признать, что расплав, давший начало третинским гипербазитам, не соответствовал в полной мере базальтовому, из которого фракционировались фемические минералы, но, по-видимому, представлял собой уже вторичный продукт базальтовой магмы, возникший в результате какого-то процесса дифференциации, предшествовавшего фракционной кристаллизации. Состав этого расплава был близок к ультраосновному.

Такой процесс мог произойти в промежуточном очаге, на глубинах, значительно превышающих уровни становления мезоабиссальных расслоенных интрузий. Образовавшийся остаточный расплав (признаков его интротеллурической кристаллизации пока не обнаружено) внедрялся на уровень затвердевания в виде самостоятельной ультраосновной фазы.

Очень существенным подтверждением сделанного предположения является строение Южно-Воронежских массивов (Подколдновский, Нижне-Мамоновский и др.), изученных многочисленным коллективом геологов и поисковиков. Наиболее полно данные по этим массивам обобщены Н.М.Чернышевым, который убедительно показал раздельное двухфазное формирование базит-гипербазитовых интрузий с более ранним внедрением самостоятельной перидотит-дунитовой фазы (Чернышов, 1971). Правда, такая аналогия правомерна только в случае признания близости Третинского и Калпаковского массивов по составу и возрасту к массивам Южно-Воронежской группы.

Такая близость весьма вероятна, поскольку сравниваемые массивы приурочены к единой Восточно-Воронежской структурно-фациальной зоне, претерпели одинаковый метаморфизм, а большое сходство состава первичных пород достаточно очевидно вытекает из сравнения приведенных выше данных по химизму пород и минералов (табл. 1, 3) Ростовских массивов с любыми материалами по Воронежской группе (Чернышов, 1971, и т.д.).

Все сказанное выше позволяет прийти к выводу о принадлежности Третинского и Калмыковского массивов к широко распространенной в Восточно-Воронежской зоне фундамента Русской платформы группе плутонов и интрузивных фаз, целиком сложенных ультраосновными породами. К этой группе, наиболее изученной в Воронежской области, принадлежат такие многофазные массивы, как Артюхово и Подколдновский. Однофазные - Масыгово, Тойда, Четвериково, Хреновое, Южный Мамон, Луговая и целый ряд других (Вопросы петрологии и рудоносности..., 1974).

Таким образом, в пределах Восточно-Воронежской структурно-фациальной зоны мы видим продукты базитового магматизма не только в виде дифференцированных *in situ* базит-гипербазитовых массивов, а также самостоятельные фазы дунит-перидотитового и перидотит-пироксенитового составов в Южно-Воронежской, и, как становится теперь вероятным, в Ростовской группах интрузий.

Помимо петрографо-петрохимических соображений, имеются геологические данные, указывающие на активное интрузивное внедрение как существенно гипербазитовых, так и базит-гипербазитовых массивов в метаморфические породы. Об этом свидетельствуют: а) обилие ксенолитов вмещающих пород, особенно в хорошо разбуренных Подколдновском и Нижнемамонском массивах; б) наличие отчетливо выраженных ореолов контактовых роговиков вокруг ряда хорошо разбуренных массивов ("Липов Куст", Ереминский, Морозовский) (Зеленщикова, 1970); в) изометричная, часто каплевидная форма массивов, как расположенных в зонах крупных разломов, так и в оперяющих их трещинах. В целом на любой обзорной карте Восточно-Воронежской зоны (см., например, Чернышов, 1971) рассматриваемые массивы располагаются на площади равномерно-пятнисто, местами образуя цепочковидные сгущения вдоль крупных разломов. Однако для них не отмечаются пластинчато-удлиненные формы, характерные для массивов гипербазитовой формации складчатых областей.

Расчеты температур образования приконтактных роговиков вблизи базит-гипербазитовых массивов позволяют заключить, что последние при внедрении и становлении имели температуру порядка 1300°C (Ревердато, 1970).

Таким образом, рассматриваемые массивы активно внедрялись во вмещающие породы (эруптивные контакты и ксенолиты) при температурах, которые заведомо свидетельствуют о расплавленном состоянии существенно базитовых массивов ("Липов Куст", Ширяево и т.д.) и близких к этому состоянию существенно пироксенитовых и перидотитовых массивов (Третинский, Подколдновский и т.д.). Следовательно, мы еще раз, уже исходя из геологических материалов, приходим к выводу о магматическом происхождении рассматриваемых массивов и о возможности отнесения их к тому или иному типу магматических формаций.

Формационная принадлежность базит-гипербазитовых массивов обсуждалась в ряде работ (Чернышов, 1971; Лихачев и др., 1974; Симон и др., 1976). Исследователи достаточно однозначно относят группу Южно-Воронежских и Северо-Ростовских массивов к перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации. Необходимо, однако, несколько шире изложить аргументацию подобного вывода с позиции магматической геологии, основу которой составляет формационное учение (Афанасьев и др., 1971; 1974).

Как известно, для выделения магматических формаций первостепенное значение имеют набор горных пород и их вещественный состав, тектоническая и историко-геологическая позиция; в определенной степени учитывается и генезис природной ассоциации отдельных ее членов.

Мы видим, что набор пород для группы массивов, пространственно приуроченный к Восточно-Воронежской структурно-фациальной зоне докембрия, различен. Выделяются два типа ассоциаций. Первый тип - отчетливо стратифицированные массивы однофазного строения, состоящие из чередования габбро, норитов, пироксенитов и перидо-

титов с широкой вариацией составов этих основных групп и количественным преобладанием базитов (массивы "Липов Куст", Ереминский, Ширяево и др.). Второй тип — многофазные существенно гипербазитовые массивы, состоящие из более ранней дунит-перидотитовой и более поздней габброидной фаз. Внутри отдельных фаз намечается некоторая стратификация пород по составу, на основании чего петрологи Воронежского университета выделяют здесь три подтипа с убывающей степенью дифференцированности (Чернышев, 1972; Вопросы петрологии и рудоносности..., 1974). К этому же типу следует относить однофазные гипербазитовые массивы.

Для обсуждаемого вопроса важно следующее: для второго подтипа весьма обычны и даже преобладают плутоны, целиком сложенные ультрамафитовыми, бесполовошпатовыми разновидностями пород. Для Артюхово и Подколodново и многофазных массивов это Масыгово, Тойда, Четвериково, Хреново, Южный Мамон, Луговая и ряд других однофазных массивов (Вопросы петрологии и рудоносности ..., 1974). Это, наконец, описанные здесь Третинский и Калмыковский (скв.24) массивы Ростовской области.

В соответствии с выработанными ранее и развиваемыми в данной работе представлениями о генезисе массивов, отчетливо расслоенные базит-гипербазитовые тела и скрыто расслоенные существенно гипербазитовые массивы в своем происхождении имеют черты сходства и различия. Общим является родоначальная базальтовая магма (Лихачев и др. 1974<sub>1</sub>), разным — пути, глубины и обстановка дифференциации этой магмы (Чернышев, 1972). Различные пути эволюции расплавов зафиксированы в наборе пород, слагающих массивы, и в их петро-геохимических особенностях.

Сравниваемые типы массивов сходны по тектоническому и историко-геологическому положению и, как отмечено, по составу родоначальной базальтовой магмы. Указанное сходство, подробно рассмотренное выше в отношении родоначальной магмы, в историко-геологическом отношении проявляется в следующем. Массивы обоих типов пространственно приурочены к Восточно-Воронежской структурно-фациальной зоне раннего докембрия (Свекофенско-Карельская складчатая область в фундаменте платформы). Размещение интрузивов в пределах зоны контролируется обычной диагональной и ортогональной сетью разломов, прежде всего ее северо-западной и меридиональной составляющей. Сходство историко-геологических позиций массивов обоих типов наряду с близкой тектонической позицией и сближенностью во времени заключается также в следующем. Оба типа массивов внедрялись после завершения всех геологических процессов, связанных с формированием раннедокембрийской складчатой области и ее Восточно-Воронежской зоны, т.е. после осадконакопления, складчатости, метаморфизма и связанного с ним магматизма. Оба типа массивов не обнаруживают видимой связи с терригенно-осадочными толщами, характером метаморфизма, магматизма и тектоники предшествовавшего этапа развития данной территории. В то же время они, вероятно, каким-то образом связаны с глубин-

ным строением литосферы именно этой зоны, так как за ее пределами нигде на юго-востоке платформы подобные интрузии не встречены.

Приходится сделать вывод, что рассматриваемые интрузии сформировались не в период становления складчатого фундамента, а на следующем этапе образования раннеплатформенного чехла. (Лихачев и др., 1974<sub>1</sub>).

Этот этап получил наименование этапа стабилизации древних платформ (Шуркин, Митрофанов, 1969), который пока недостаточно охарактеризован в геологической литературе.

Присутствие продуктов глубинной и очаговой дифференциации базитовой магмы в виде описанных выше массивов — очевидно, характерная черта историко-геологической обстановки и магматизма этапа. В этот момент геологического развития региона над уровнем современной поверхности докембрийского фундамента существовала по крайней мере 10-километровая толща пород воронцовской серии или раннеплатформенных отложений, обеспечивающих необходимые условия глубинности становления интрузивов.

Располагая теперь необходимыми геологическими, инералогопетрографическими и генетическими данными, попытаемся определить принадлежность обоих типов рассматриваемых массивов к одной или двум различным магматическим формациям.

Если за основу считать геологические условия проявления классифицируемых объектов, т.е. структурную, историко-геологическую позицию и т.п., то разделить их даже при детальном масштабе исследования нельзя.

Если же главным признаком магматической формации считать такие ее качества, которые неотъемлемы от нее самой как от объекта классификации (Кузнецов 1973; Белоусов, 1974), то нельзя не обратить внимания на устойчивость природных ассоциаций в первом и втором типах массивов. В первом — преобладание габброидных (и норитовых) пород, подчиненное количество ультраосновных, часто плагиоклазосодержащих разностей, связанных с первыми постепенными переходами. Во втором — резкое количественное преобладание ультраосновных пород, обычно бесполевошпатовых и в той или иной степени дифференцированных в пределах ультрамафитового ряда (дуниты — перидотиты — пироксениты и их разновидности). Габброиды в этих массивах отделены самостоятельной фазой внедрения и составляют очень незначительную по объему долю. Во многих массивах, в том числе и в Третинском, эта фаза целиком отсутствует, возможно, вследствие эрозии.

Правомерным будет отнести первый и второй типы массивов к различным магматическим формациям. Первый — к формации перидотит-пироксенит-габбро-норитов, о чем уже упоминалось неоднократно (Лихачев и др., 1974<sub>1</sub>; Симон и др., 1976). Второй тип предлагается отнести с известной осторожностью к формации габбро-пироксенит-дунитов, распространенной в складчатых областях неогей.

Выделение формации второго типа, которая по названию и, следовательно, по набору пород перекликается с формацией, типичной для

ранних этапов развития классических геосинклинально-складчатых областей типа Урала или Алтае-Саянской области, несколько неожиданно. Однако набор пород, их петрохимические особенности, свойства главных породообразующих минералов, некоторая оторванность габброидов во времени от остальных членов ассоциации, так же как присутствие местами средних и кислых членов в пространственной связи с массивами гипербазитов-габброидов, — все эти признаки формационного типа существуют.

Очевидно, историко-геологическая обстановка, а также влияние общего хода эволюции литосферы, каким-то образом связанного с появлением аналога или гомолога габбро-пироксенит-дунитовой формации неохрона в данном регионе, не могут быть поняты на ограниченном региональном материале. Этот вывод пока формируется как эмпирическая закономерность, расшифровка которой должна быть связана с более широкими обобщениями по геологии докембрийского магматизма.

## ДЕВОНСКАЯ ФОРМАЦИЯ КИМБЕРЛИТОВ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. И. Гоньшакова

### Особенности размещения и типы кимберлитовых тел

Зона сочленения Донбасса с Восточным Приазовьем, где нами изучается щелочноультрабазитовый магматизм, представляет собой фрагмент Южно-Донецкого глубинного разлома в междуречье Кальмиуса и Грузского Еланчика. Здесь Южно-Донецкий глубинный разлом субширотного простирания пересекается Грузско-Еланчикской зоной глубинных разломов субмеридиональной ориентировки. Зона Южно-Донецкого краевого шва отличается развитием здесь очень крупных и сложных разрывных нарушений (Васильевский, Комсомольский, Колосковский, Мушкетовский разломы), образованием мелких брахискладок и проявлением мощной магматической деятельности. Ширина региональной разломной зоны субширотного простирания достигает 40 км. Образование основных разломов и тектонические движения по ним происходили в течение длительного периода. Время их зарождения относится, по-видимому, к эпохе, предшествовавшей образованию среднедевонских отложений. В течение всего среднего-верхнего девона происходило развитие разломов и заложение новых. Следствием этих движений явились формирование несогласий в разрезе девона в различных блоках и связанная с тектоническими движениями магматическая деятельность (Зарицкий и др., 1973).

В более ранних работах (Гоньшакова и др., 1973) было указано, что девонский щелочноультраосновной — щелочнобазальтоидный магматизм, наиболее полно проявленный в пределах Покрово-Киреевской

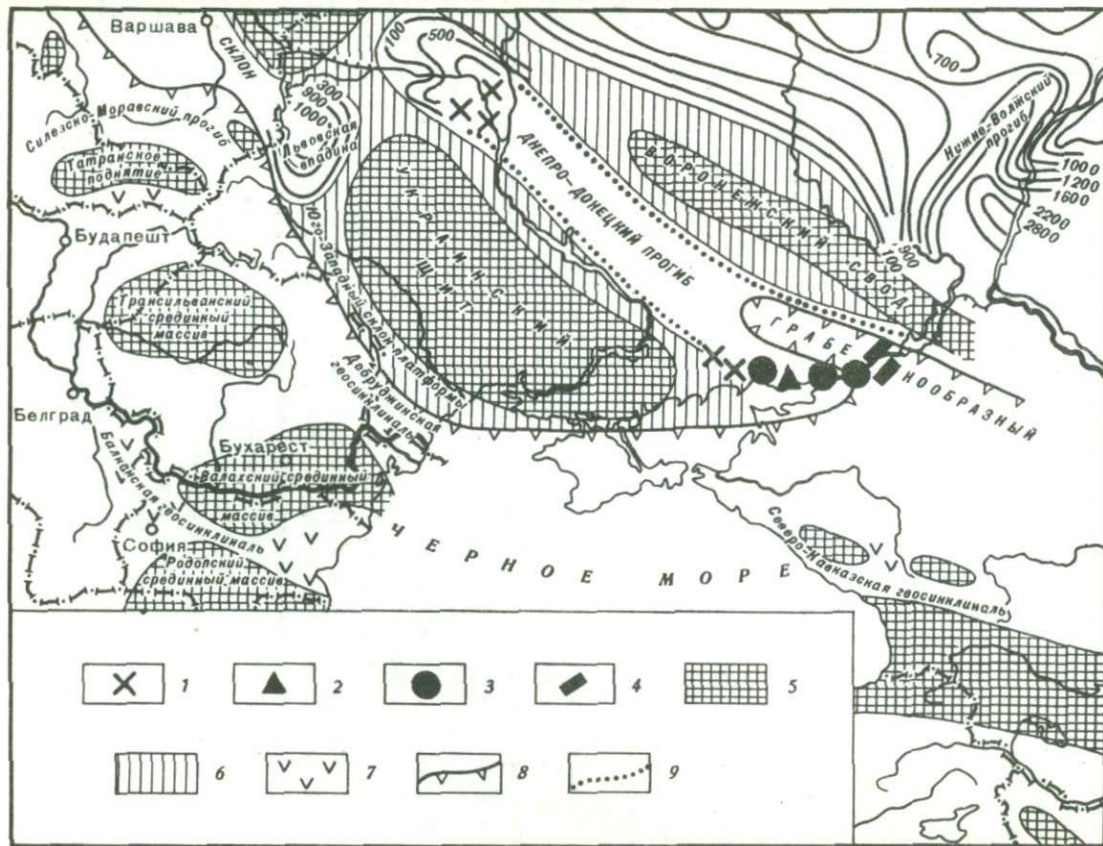


Рис. 1. Схема размещения кимберлитов Приазовья (жилы, дайки, трубки взрыва) в структуре Русской платформы девонского времени. Тектоническая основа (по Наливкину и др., 1964)

Щелочноультраосновные породы девонского возраста: 1 - вулканические и субвулканические щелочно-ультраосновные базальтоиды; 2 - жилы кимберлитов; 3 - трубки взрыва кимберлитов; 4 - дайки и силлы (?) кимберлитов; 5 - области слабого поднятия; 6 - области слабых поднятий, перемежающихся с опусканиями; 7 - районы вулканической деятельности; 8 - граница Русской платформы и обрамляющих геосинклиналей; 9 - главные разломы

горст-грабеновой структуры, представлен тремя главнейшими типами: щелочноультраосновным (кимберлитовым), щелочнобазальтоидным и ультраосновным-щелочным, генетически (парагенетически) связанными между собой. В настоящей работе мы рассмотрим лишь те образования, которые, по имеющимся данным, соответствуют кимберлитам.

Известно, что алмазоносная кимберлитовая эпоха на Сибирской платформе по возрасту отвечает девонскому времени – в мезозойское время алмазоносность кимберлитов резко снижается. Это, возможно, стоит в прямой связи с максимумом планетарной активизации древних платформ, падающим на девонскую эпоху и сопровождающимся образованием наиболее глубинных разломов, способствующих генерации алмаз- и пиропсодержащих щелочноультрабазитовых-кимберлитовых магм. В связи с этим рассматриваемая девонская Приазовская формация щелочноультрабазитовых образований заслуживает особого внимания. Проявление данного типа магматизма, как указывалось, связано с активизацией платформы, с крупнейшими геолого-тектоническими перестройками ее. Для Восточно-Европейской платформы это время падает в основном на средний палеозой, в меньшей степени на рифей. Раннедевонская эпоха в геологической истории Восточно-Европейской платформы была переломной – после нее тектонический план платформы претерпел коренные изменения (История геологического развития ..., 1964).

Таким образом, для рассматриваемого региона – Восточного Приазовья имеется одно из важнейших условий для проявления кимберлитового магматизма – наличие крупной глубинной структуры опускания (Днепровско-Донецкий авлакоген), ограниченной региональными разломами большой протяженности и большой глубиной заложения (рис. 1).

Сочленение этой структуры с областью длительного устойчивого поднятия (Приазовская антеклиз), расчлененного на блоки многочисленными разломами, также служит благоприятным фактором для проявления рассматриваемого магматизма (рис.2).

Геофизические исследования (магниторазведка), проведенные на территории Приазовской антеклизы, выявили широкое развитие магнитных аномалий, проверка которых буровыми работами не закончена, данных для установления их природы еще недостаточно. Материалы, которые излагаются в настоящей работе, относятся лишь к восточной части антеклизы (Покрово-Киреевская структура), в пределах которой значительный комплекс буровых работ был проведен в конце 60-х годов, но даже и этих данных, как увидим ниже, для суждения о форме тел крайне мало. Приводимые ниже геологические разрезы (по профилям) сделаны в основном лишь в одной плоскости, что не позволяет с уверенностью судить о размерах, морфологии и положении тел в пространстве.

Но уже имеющиеся данные позволяют говорить о главном – групповом (кустовом) расположении кимберлитовых тел (Гоньшакова и др., 1974), характерном для всех известных кимберлитовых про-

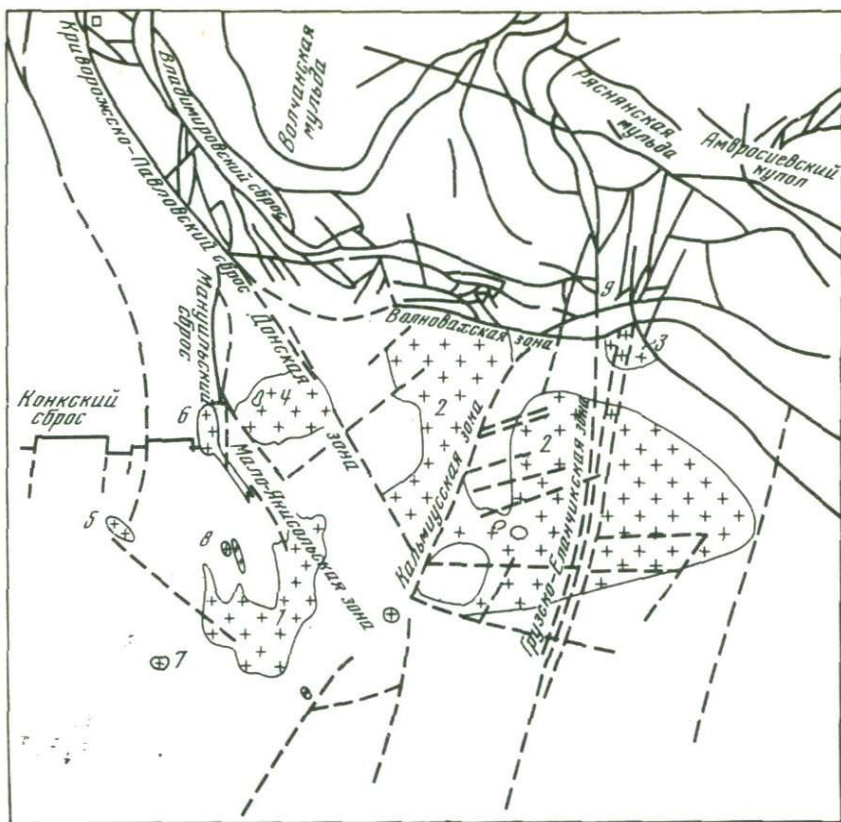


Рис. 2. Схема разрывной тектоники Восточного Приазовья и зоны сочленения с Донбассом (по А.И.Заришкому, Н.В. Бутурлинову и др.)

Массивы: 1 – Южно-Кальчикский, 2 – Кальмиус-Грузко-Еланчикский, 3 – Северо-Еланчикский, 4 – Октябрьский, 5 – "Каменные Могилы", 6 – Екатериновский, 7 – Старо-Дубовский, 8 – Ново-Янисольский, 9 – кимберлитовые породы Покрово-Киреевского района

винций мира (рис. 3). Локализация их в пределах разломов также является одной из характерных черт их размещения.

Пространственная связь выявленных магнитных аномалий с кимберлитовыми телами, размеры аномалий и соответствующее расположение скважин позволяют, хотя и с некоторой долей условности, судить о форме тел и их размерах.

На профилях I, II, IV (рис. 4.5) показано положение кимберлитовых тел в разрезе.

Анализ геологических и петрографических материалов позволил сделать заключение о развитии в пределах Покрово-Киреевской

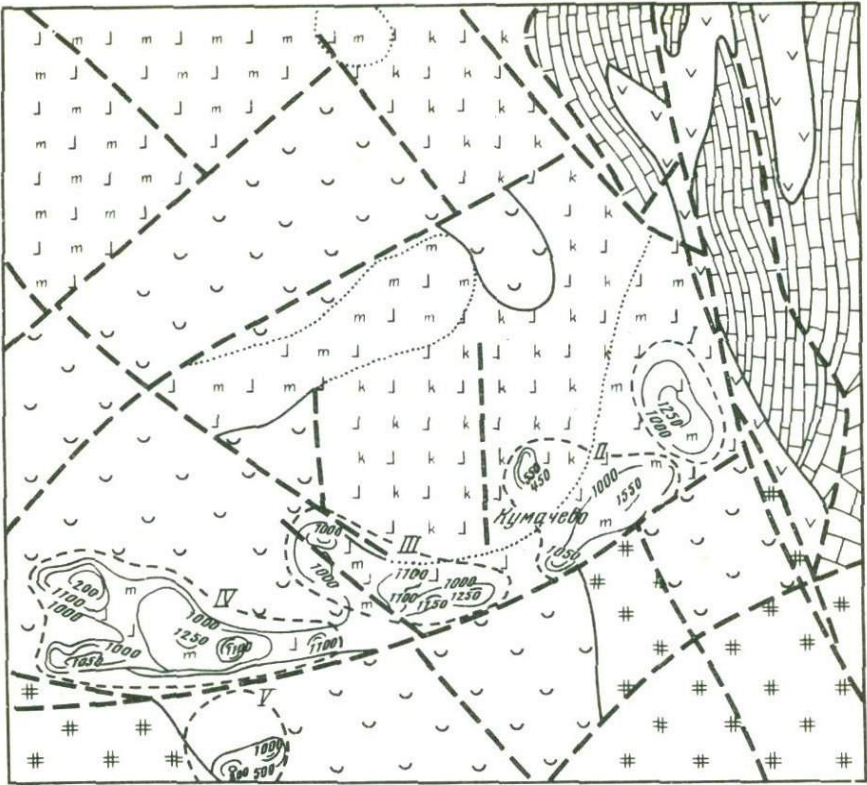


Рис. 3. Схема расположения магнитных аномалий Восточного Приамурья, обусловленных ультраосновными и кимберлитовыми породами

1 - известняки карбона; 2 - андезиты, трахиандезиты; 3 - маглиниты, фонолиты, нефелиновые сиениты; 4 - калишпатизированные щелочные базальтоиды и их брекчии; 5 - щелочные базальтоиды и их брекчии; 6 - граниты, граносиениты, сиениты; 7 - узлы развития кимберлитов; 8 - магнитные аномалии; 9 - тектонические нарушения

структуры трех главнейших типов кимберлитовых тел: жил, даек и трубок взрыва. Достоверными являются наличие и достаточно широкое развитие жильных образований кимберлитов и родственных им пикритов мощностью от 0,2 до 1,5 м, редко более. Жильные тела в большом количестве наблюдаются в докембрийском фундаменте в протерозойских граносиенитах, имея с ними резкие, четкие контакты без следов какого-либо воздействия. В породах чехла они не встречены.

Ближайшие по составу и генетически родственные кимберлитам жильные слюдяные пикриты отличаются от последних свежим обли-

Геологический разрез „А“

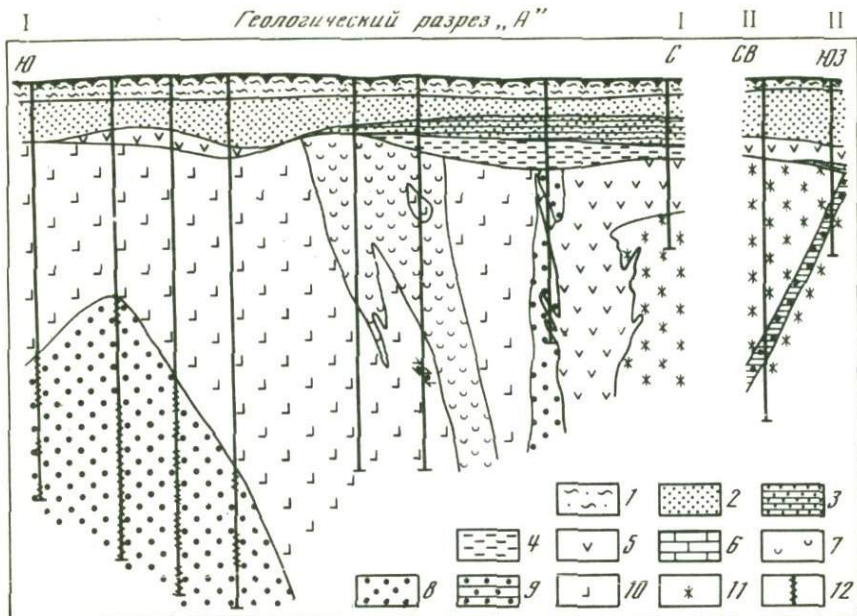
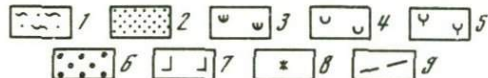
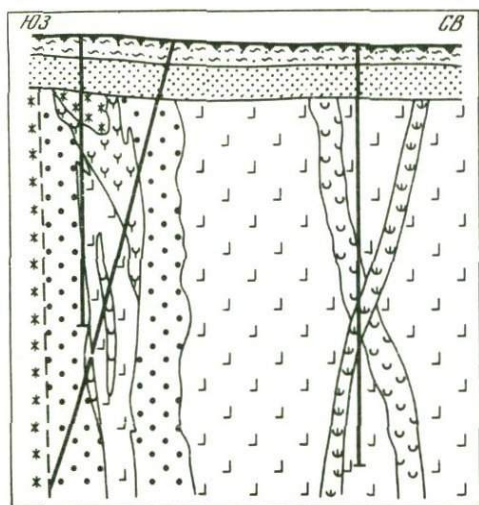


Рис. 4. Геологический разрез "А"

1 - четвертичные отложения; 2 - третичные отложения; 3 - песчаники верхнего мела; 4 - глины нижнего мела; 5 - андезиты и трахиандезиты раннего мезозоя; 6 - известняки нижнего карбона; 7 - малиньиты; нефелиновые сиениты верхнего девона; 8 - брекчии и туфо-брекчии кимберлитов; 9 - жильные кимберлиты; 10 - щелочные базальтоиды и их брекчии среднего-верхнего девона; 11 - граниты, граносиениты верхнего протерозоя; 12 - интервалы с гранатом альмандин-пиропового ряда

ком, широким развитием клинопироксена и пониженной основностью (содержание кремнекислоты в слюдяных пикритах более 40%, в то время как в жильных кимберлитах не превышает 36%). Они распространены незначительно и зафиксированы в основном в штокообразных телах пироксенитов, залегающих в верхнепротерозойских граносиенитах.

Жильные тела кимберлитов сложены преимущественно порфировыми и массивными разностями кимберлитов, чаще со слюдой (лампрофировые разности) и без слюды (базальтоидные кимберлиты); наблюдаются также жилы, выполненные эруптивными брекчиями порфировых кимберлитов. Состав обломков в них достаточно однороден и представлен главным образом включениями дунитов и оливинитов. Жильные тела кимберлитов обычно сильно изменены. Макроскопически это серовато-зеленые, жирные на ощупь породы с многочисленными зеркалами скольжения. Иногда они превращены в очковый милонит.



1 — четвертичные отложения; 2 — третичные отложения; 3 — фonoлитoидные породы; 4 — малиньиты, нефелиновые сиениты верхнего девона; 5 — ортоклазиты, метасоматиты; 6 — брекчии и туфобрекчии кимберлитов; 7 — щелочные базальтоиды и их брекчии среднего-верхнего девона; 8 — граниты, граносиениты верхнего протерозоя; 9 — тектонические нарушения

Жильная фация кимберлитов пространственно тяготеет к глубинным разломам чаще всего субмеридионального простирания.

Следует отметить некоторую обособленность полей развития жильных и трубчатых тел. Последние чаще всего приурочены к узлам пересечения субмеридиональных и субширотных разломов. Это хорошо видно на рис. 3 (поля II-V).

Дайковые (силловые?) тела и трубки взрыва сложены преимущественно брекчиями порфировых кимберлитов. Вмещающими породами для них служат брекчии щелочных базальтоидов I этапа (табл. 1), к которым относятся безфельдшпатоидные разности — брекчии авгитов и лимбургитов. Развитые в районе фельдшпатоидные лейцитосодержащие базальтоиды (II этапа) образовались позже кимберлитовых пород, о чем свидетельствуют заключенные в них обломки порфировых кимберлитов и их брекчий (I этапа).

Пересечение кимберлитовых брекчий жилами псевдолейцитовых порфиров, генетически связанных с псевдолейцитовыми базальтоидами, также подтверждает добазальтоидный возраст рассматриваемых кимберлитовых брекчий I этапа. Абсолютный возраст псевдолейцитовых базальтоидов определяется как верхнедевонский, а кимберлитовых пород I этапа — раннедевонский (табл. 2).

В разрезе скважины взаимоотношение брекчий кимберлитов с базальтоидами и их брекчиями напоминает слоеный пирог (см. рис. 4, 5). Подобное взаимоотношение можно объяснить только внедрением одних пород в другие, в данном случае брекчий кимберлитов (I этапа) в брекчии базальтоидов (I этапа).

Таблица 1

Схема возрастного расчленения пород зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим щитом (сверху вниз)

Возраст	Этап	Фаза	Фация	Комплексы пород	Абсолютный возраст, млн. лет
Мезозой*	Платформенный		Интрузивная (дайка)	Морские отложения верхнего мела (мергель, мел и др.)  Лампрофиры (мончикиты, камptonиты) р.Крынки	-  162-166± ±12-16
Верхний палеозой*	Субгеосинклинальный	Интрузивная (силлы, дайки)		Андезиты, трахиандезиты, андезито-дациты и др.	200-220± ±13-16
				Плагипорфиры, шонкиниты, монзонит-порфиры и др.	260-290± ±10-15
				Известные и песчано-глинистые отложения карбона-нижней перми	-
Средний палеозой (средний-верхний девон)*	Платформенный	V	Эксплозивная и жильная	Эруптивные брекчии ультраосновных (условно кимберлитовых) пород (II) этап	-
				IV	Субвулканическая
		Эффузивная	Псевдолейцитовые и меллитовые базальтоиды (II) этап		
			III	Эксплозивная и интрузивная	Жилы, дайки и трубки взрыва кимберлитов (I этап)
					Конгломераты, песчаники, туфы, туффиты и др. "бурого" и "серого" (?) девона (D <sub>2</sub> - D <sub>3</sub> )
		II	Эффузивная и эксплозивная	Лимбургиты, авгититы и их брекчии (I этап)	384-382± ±22
I	Гипабиссальная	Верлиты, пироксениты, рудные пироксениты и их жильная фация Песчаники и известняки "белого" девона (D <sub>2</sub> )	434±34, 390±20  -		

Таблица 1 (окончание)

Возраст	Этап	Фаза	Фация	Комплексы пород	Абсолютный возраст, млн. лет
Верхний протерозой**	Платформенный			Комплекс основных дайковых пород, частично лампрофиры	1500±100
				Комплекс щелочных пород (Октябрьский массив)	1800-1700
Протерозой**				Граниты малых интрузий - массивы "Каменные Могилы", Екатериновский и Старо-Дубовский	1800
				Кварцевые сиениты (пироксеновые, оливин-пироксеновые, амфиболовые и др.) и граносиениты трещинных интрузий	1900-1800
Архей**	Геосинклинальный			Дайковые породы лампрофирового ряда (претерпевшие глубокие изменения)	1800±100
				Сложный комплекс мигматитов и синорогенных гранитов (от диорита и гранодиорита до аплита), пегматиты	2100-1900
				Комплекс метаморфических пород разных фаций метаморфизма: гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболитизированные основные породы, карбонатные породы	2100
				Некоторые гранитные пегматиты, основные и ультраосновные породы	2400-2700

\* Определения выполнены в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР.

\*\* Данные Н.А. Елисеева и др. (1965) для Восточного Приазовья.

Помимо брекчий кимберлитов I этапа (см. табл. 1), в пределах рассматриваемой Покрово-Киреевской структуры развиты эруптивные брекчии ультраосновных пород, условно относимые к кимберлитам II этапа.

Образование их произошло, как предполагается, после фельдшпатоидных базальтоидов, поскольку обломки последних в заметном ко-

Таблица 2

Схема развития девонского платформенного щелочноультраосновного-щелочнобазальтоидного магматизма в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим щитом (снизу вверх) на примере Покрово-Киреевской структуры

Фаза	Фация, порода	Тектоническая обстановка	Возраст, млн. лет
I	Интрузивный магматизм: штокообразные тела тесно ассоциирующих верлитов, пироксенитов, рудных пироксенитов, габбро-пироксенитов и их жильная и субвулканическая серии	Начало активизации платформы (в том числе и Приазовской части щита) с возникновением (оживлением) субширотных и субмеридиональных разломов	434 <sup>+34</sup> ; 390 <sup>+20</sup>
II	Эффузивный магматизм: покровы тесно ассоциирующих щелочных базальтоидов (лимбургиты, авгититы и их брекчии (I этап)	Интенсивное проявление разломной тектоники	384-382 <sup>+22</sup>
III	Эксплозивный и интрузивный кимберлитовый магматизм: жилы, дайки и трубки взрыва кимберлитовых пород (I этап)	Еще более интенсивное проявление разломной тектоники глубокого заложения и образование блоковых структур	414-394 <sup>+20</sup>
IV	Эффузивный магматизм: покровы фельдшпатоидных базальтоидов (псевдолейцитовых, мелилитовых; II этап)	Предполагаемый спад тектонической активности	325-304 <sup>+10</sup>
IV	Субвулканический магматизм: силлы, штоки нефелиновых сиенитов и малиньитов; жилы и покровы (?) фonoлитoидных пород	То же	326 <sup>+12</sup>
V	Эксплозивный и жильный щелочноультрабазитовый (условно кимберлитовый) магматизм (II этап). Преимущественно жильные и маломощные дайковые тела, секущие кимберлиты I этапа и щелочные базальтоиды. Наблюдаются обломки малиньитов IV фазы	Возобновление дифференцированных движений разломного знака с образованием (усложнением) блоковых (горст-грабеновых) структур Резкое воздымание всего Приазовского блока и интенсивное прогибание Донецкой субгеосинклинали	Предположительно граница D <sub>3</sub> - C <sub>1</sub>

личестве содержатся среди обломочного материала брекчий кимберлитов II этапа. Об образовании их на завершающем этапе магматических процессов в девоне свидетельствуют также наблюдаемые в брекчиях II этапа обломки кимберлитов I этапа.

### Вещественный состав кимберлитовых пород

Жильные, дайковые (силловые) и трубчатые тела кимберлитов I этапа сложены тремя главнейшими разновидностями пород:

1) порфировыми (базальтоидными и слюдяными) кимберлитами, 2) эруптивными брекчиями порфировых (базальтоидных и слюдяных) кимберлитов и 3) кимберлитовыми туфобрекчиями. Наиболее широко распространена вторая разновидность. Основная масса (цемент) двух первых разновидностей пород имеет обычно сильно измененный аповитрофировый и очень редко микролитовый характер. Для третьей группы цементом служит мелко-неравномерно зернистый агрегат карбоната с примесью серпентина, хлорита, гидроокислов железа и других вторичных минералов. Как вкрапленники минералов, так и обломки их в основной массе чаще всего почти нацело серпентинизированы и карбонатизированы (рис. 6, а, б). Наиболее сохранившийся оливин характерен для так называемых родственных включений - дунитов, оливинитов, перидотитов. Ксеногенный материал (породы фундамента и чехла) в них крайне редок. В составе пород I этапа из породообразующих минералов главную роль играет серпентинизированный оливин, пироксен редок и, как правило, изменен.

Для кимберлитов Приазовья I этапа по минеральному составу можно наметить ряд, представленный такими главными парагенетическими ассоциациями, как: оливин + флогопит, оливин + ромбический пироксен (редок), оливин + моноклинный пироксен + флогопит. Указанные парагенезисы соответствуют серии пород: дуниты-гарцбургиты - слюдяные перидотиты (верлиты).

Содержание первичного флогопита наиболее высокое в жильных телах порфировых кимберлитов, безслюдяные разности редки.

Главный минерал пород - оливин - как в базальтоидных, так и в слюдяных разностях представлен тремя генерациями: интрателлурической (I генерация, протовыделения), интрузивной (II генерация) и вулканической (III генерация), образующейся на конечных этапах становления пород. Характерной особенностью оливинов II и III генераций является идиоморфизм, отличающий их от корродированных и механически нарушенных зерен оливинов ранних этапов. Разрушение и изменение ранних оливинов происходит на глубине при продвижении "кашеобразной" массы кимберлитов в верхние слои земли еще до образования II и III генераций оливина.

Следует указать, что не во всех разновидностях кимберлитовых пород три генерации оливинов присутствуют, что свидетельствует о различии в условиях продвижения магмы и формирования конкретных магматических тел.

Пироксен, как отмечалось, для этой группы пород не характерен. По данным минералогического анализа, присутствуют лишь единичные зерна (знаки) ромбического пироксена и в несколько большем количестве (до 2%) — моноклинный пироксен. Последний, по данным электронного микронзондирования, соответствует диопсиду и хромдиопсиду с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,5\%$ . Под микроскопом пироксен в основной массе не установлен. Оптическими методами он был диагностирован только в родственных включениях пироксенитов и слюдяных перидотитов ( $N_g = 1,705 - 1,709 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,679 - 1,683 \pm 0,002$ );  $C:N_g = 35-40^\circ$ , что соответствует диопсиду с содержанием до 20% железистого компонента).

Флогопит развит только в слюдяных (лампрофировых) разностях, где представлен двумя разновидностями: хорошо образованными таблитчатыми чешуйками в цементе брекчий и крупными неправильными образованиями, развивающимися иногда по пироксену и другим минералам, что указывает на его вторичное происхождение.

По оптическим данным, слюда (в жильных кимберлитах) имеет  $N_g = 1,629 - 1,635 \pm 0,002$ . По данным микрохимического анализа, в ней наблюдается повышенное содержание Ti ( $\text{TiO}_2 = 5,34\%$ ) и фтора ( $F = 0,71\%$ ); содержание  $\text{MgO} = 16,29\%$ ,  $\Sigma\text{FeO} = 13,9\%$ . По составу слюды можно отнести к титано-железистому флогопиту. Более высокий показатель преломления  $N_g$  (по сравнению со слюдами железистых флогопитов), вероятно, можно объяснить высоким содержанием в них  $\text{TiO}_2$  (по данным Дира и др. при вхождении в состав флогопита 1%  $\text{TiO}_2$ ,  $N_g$  увеличивается  $\approx$  на 0,005).

Минералогический анализ протолочных проб кимберлитовых брекчий показал значительное разнообразие содержащихся в них минералов. В них отмечены: ильменит, хромит, магнетит, пирит, халькопирит, пирротин, циркон, гранат, сфен, рутил, апатит, ромбический и моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, кианит, сфалерит, плагноклаз.

Как и в порфировых кимберлитах, гранат макроскопически и под микроскопом отмечен не был, выявлен только в протолочках при минералогическом анализе, поэтому о характере его развития в породах судить трудно. Хромит обычно развит как в обломках серпентинизированных оливинов I генерации и во включениях дунитов, так и в цементе брекчий в виде неправильных зерен и хорошо образованных октаэдров. Размер зерен хромита колеблется в пределах 0,1 — 0,3 мм. Пикроильменит широко развит в цементе брекчий в виде зерен неправильной формы размером от 0,05 до 0,5 мм и более. В обломках дунитов и перидотитов он не отмечен. Содержание его в рассматриваемых породах (0,1 — 0,3%) примерно того же порядка, что и в кимберлитовых брекчиях Якутии (Бобриевич и др., 1964).

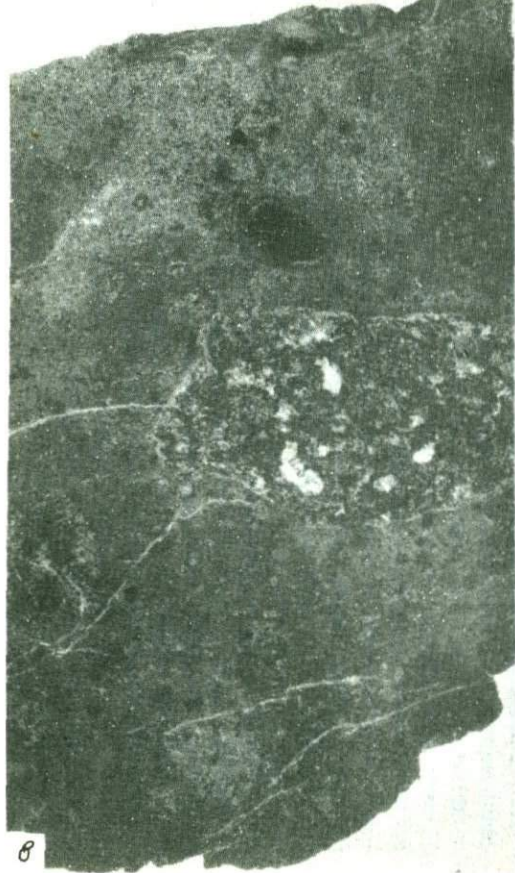
Такие минералы, как роговая обманка, полевые шпаты и др., установленные при минералогическом анализе протолочных проб, являются, по всей вероятности, ксеногенными.

Специфической особенностью рассматриваемых брекчий является отсутствие (не обнаружены при микроскопическом исследовании и



Рис. 6. Кимберлитовые брекчии Приазовья

а — кимберлитовая брекчия (I этапа) под микроскопом. Крупные и мелкие обломки представлены серпентинизированным и карбонатизированным оливином. В основной массе — серпентин, карбонат, рудные минералы (ильменит, магнетит). Обр. 221/68, увел. 30, без анализатора; б — мелкообломочная кимберлитовая брекчия (I этапа) под микроскопом. Мелкие обломки состоят из псевдоморфоз серпентина, карбоната и магнетита по оливину, из фенокристаллов оливина и основной массы. В цементирующей массе преимущественно серпентин и магнетит. Крупное зерно рудного — ильменита (пикроильменит). Обр. 37/72, увел. 30, без анализатора; в — брекчия ультраосновных пород (кимберлиты II этапа). В слю-



дисто-карбонат-магнетитовой основной массе видны мелкие обломки рудного минерала овальной формы и крупный обломок полевошпат-хлорит амфиболовой породы фундамента. Обр. 96/72 натур. вел.; 2 - брекчия ультраосновных пород (кимберлиты II этапа) под микроскопом. Крупный обломок оливина с хромитом серпентинизирован и карбонатизирован. Заметна реакционная кайма - результат взаимодействия с основной массой; последняя состоит из слюды, хлорита, магнетита. Видны обломки среднезернистых пироксенитов и отдельные зерна пироксена - диопсида. Обр. 2359, увел, 30, без анализатора.

невооруженным глазом) эфлогитов как глубинного, так и метаморфического характера, свойственных кимберлитам Сибири и Африки.

Наряду с обломками оливинитов и дунитов, широко развитыми в брекчиях порфировых кимберлитов, в последних присутствуют редкие обломки слюдяных рудных пироксенитов, серпентинитов, что свидетельствует о гетерогенности глубинного субстрата и его ультраосновном составе.

Как уже отмечалось, эруптивные брекчии второго этапа, образовавшиеся после щелочных базальтоидов, относятся к кимберлитам условно. Главной особенностью, отличающей их от кимберлитов I этапа, является специфический характер основной связующей массы. Последняя, как по оптическим определениям, так и по данным специального рентгеноструктурного исследования, состоит главным образом из слюды (триоктаэдрической магнезиально-железистой) с примесью диопсида, в некоторых образцах — из каолинита и кристобалита, иногда с большим количеством магнетита (см. рис. 6). Указанные минералы, входящие в состав связующей массы, являются вторичными и, таким образом, не отражают состава исходного материала, что затрудняет диагностику рассматриваемых брекчий. Состав обломочного материала разнообразный и представлен главным образом обломками пород с подчиненным развитием осколков и кристаллов минералов. Среди последних наиболее широко развиты свежие бесцветные пироксены, принадлежащие, как показало исследование на электронном микроанализаторе, диопсидам с жадеитовым компонентом до 2%. Форма зерен призматическая, часто с хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями, реже со сглаженными корродированными. Помимо зерен пироксена, в подчиненном количестве в цементе наблюдаются серпентинизированные, часто остроугольные осколки зерен оливина, рудного минерала в виде пылевидных скоплений и более крупных зерен самой разнообразной формы. Участками основная масса приобретает следы флюидальности, особенно хорошо заметной близ крупных обломков, которые она как бы обтекает. Это обстоятельство указывает на активное продвижение магматического расплава в условиях сжатия.

Обломочный материал в описываемых эруптивных брекчиях II этапа характеризуется разнообразием, что отличает их также от брекчий I этапа. Здесь наблюдается большая гамма обломков щелочных базальтоидов (авгититов, лимбургитов, псевдолейцитовых базальтоидов и фонолитовидов), что указывает на образование этих брекчий в постэффузивную фазу. Кроме базальтоидов, широко развиты обломки нацело серпентинизированных и карбонатизированных оливинитов, дунитов, имеющих, как правило, округлую или овальную форму. Иногда вокруг обломков наблюдается реакционная кайма, свидетельствующая о взаимодействии обломка оливинита с заключающей их массой (см. рис. 6, г). Реакционная кайма состоит из мельчайших чешуек желтоватой слюды, амфибола (?), хлорита и пылевидных рудных частиц. Наблюдаются также обломки пикритовых порфиритов,

для которых характерна хорошо выраженная порфировая структура, малиньитов, нефелиновых сиенитов и пород фундамента.

Брекчии ультраосновных пород II этапа образуют маломощные дайки и жилы, редко превышающие 1-2 м.

Таким образом, если эруптивные брекчии II этапа относить к кимберлитовым породам (условно), то можно заключить, что в пределах Покрово-Киреевской структуры кимберлитовый магматизм проявлялся в два этапа во времени и пространстве тесно сопряженных (девонское время). Многоэтапность образования кимберлитов характерна, как известно, и для других провинций мира.

При анализе петрохимических особенностей кимберлитовых пород рассматриваемого региона отмечается значительное сходство их с кимберлитами Сибири и Африки по составу и содержанию главных породообразующих окислов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ . Повышенное по сравнению с сибирскими кимберлитами содержание железа в породах Приазовья является специфической особенностью последних. Состав родственных включений (дуниты, оливиниты, перидотиты) в кимберлитовых брекчиях Приазовья в общем характерен для глубоких включений кимберлитов других регионов.

Кимберлитовые породы Приазовья весьма сходны с кимберлитами других регионов и по интенсивности метасоматических процессов — серпентинизации, карбонатизации, а также по содержанию микроэлементов, в частности редких элементов — циркония, ниобия, стронция, редких земель. Но, как известно, абсолютного сходства между отдельными членами формаций (субформаций) различных регионов не бывает, и действительно при тщательном сравнительном анализе материалов по химизму кимберлитовых пород Приазовья, Африки, Сибири выявляются специфические для каждой провинции особенности. Наряду с причинами глобального геологического характера, влияющими на специфику химизма пород того или иного региона, немаловажную роль в этом играют и местные локальные особенности формирования пород и главным образом последующее их преобразование. В результате изучения ряда образцов кимберлитов I этапа с резкими колебаниями отдельных окислов установлено, что причинами этого является наложение метасоматических процессов и колебание содержания в цементирующей массе брекчий слюды, степень ее изменения (хлоритизация и пр.). Исследования показали, что слюда иногда содержит до 5%  $\text{TiO}_2$ , которая при изменении (хлоритизации) в значительной степени выносится совместно с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и др.,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  при этом может замещаться  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Повышение содержания в породах мелкодисперсной слюды сказывается на увеличении содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Интенсивно карбонатизированные породы характеризуются пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$ . Несомненно, на химическом составе пород сказываются также содержание и характер тонкообломочного материала, от которого иногда невозможно освободиться.

Учитывая изложенные выше причины, которые в известной мере определяют вариации в химическом составе кимберлитовых пород

Таблица 3

Химический состав кимберлитов I и II этапов зоны сочленения Донбасса

Оксиды	Кимберлиты I этапа						
	383/71*	57/31*	206/70*	27/72*	387/71*	6/70*	54/72*
SiO <sub>2</sub>	34,79	33,48	35,96	35,22	32,96	34,91	36,14
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,98	0,67	0,57	0,31	1,05	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	1,27	1,74	0,65	0,62	2,68	0,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,84	7,42	7,58	9,09	11,16	8,97	10,47
FeO	3,47	5,39	5,35	5,74	3,54	4,67	4,75
MnO	0,13	0,20	0,19	0,13	0,13	0,20	0,14
MgO	36,44	30,28	24,90	33,74	34,69	23,61	33,76
CaO	0,49	5,19	7,10	1,11	2,29	7,70	0,29
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,17	0,47	0,05	0,03	0,44	0,06
K <sub>2</sub> O	0,20	0,15	0,76	0,05	0,03	1,66	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,22	1,07	1,01	1,15	0,65	1,45	0,81
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,98	9,78	5,03	10,70	11,05	6,76	11,04
CO <sub>2</sub>	0,95	3,74	8,95	1,23	1,68	5,32	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,14	0,12	0,15	0,02	0,24	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,31	0,34	0,39	0,55	0,22	0,48
Сумма	100,06	99,57	100,17	99,97	99,72	99,88	99,81

Приазовья, в главных чертах последним свойственны все же и свои, отличные от кимберлитов других провинций особенности.

Данные о химическом составе кимберлитовых пород Приазовья приведены в табл. 3. Сравнительный анализ химического состава приазовских кимберлитовых пород двух этапов с кимберлитами и ультрабазитами других регионов позволил выявить специфику исследуемых пород и показать их место в ряду кимберлиты - пикриты - ультрабазиты (рис. 7).

Нанесение точек на график (см. рис. 7), в координатах кремний /магний - магний / суммарное железо было применено И.П. Илупиным с целью избавиться от влияния карбоната (преимущественно кальция), в избытке (в среднем 20-25%) присутствующего в кимберлитах как Якутии, так и других провинций. Соотношение кремния, магния и железа характеризуют "окисно-силикатную" часть кимберлитов. По величине этих соотношений кимберлиты четко ложатся в поле гипербазитов и резко отличаются как от базитов,

с Приазовьем (Покрово-Киреевская структура) в вес. %

Кимберлиты I этапа							
33/69 <sup>2*</sup>	32/69 <sup>2*</sup>	18/69*	26/72*	26/69*	30/69*	31/89*	19/72*
34,70	32,74	35,35	32,12	34,40	24,80	29,45	35,39
1,56	0,94	0,35	2,06	1,35	1,02	1,20	1,62
1,68	0,69	1,26	0,55	2,65	2,12	2,30	2,39
9,24	7,57	4,10	9,29	10,37	4,62	4,96	6,53
7,62	5,83	6,98	7,03	5,85	7,06	9,10	7,82
0,26	0,33	0,23	0,35	0,20	0,36	0,30	0,19
26,83	39,00	19,80	30,92	28,97	18,10	29,05	30,86
5,42	6,05	10,60	3,85	3,30	15,84	5,15	2,57
0,30	0,20	0,25	0,03	0,10	0,26	0,07	0,10
0,30	Нет	0,07	0,02	0,13	0,12	0,03	0,17
1,39	0,79	1,55	0,50	1,35	1,50	1,40	0,90
-	-	4,07	10,75	9,20	4,75	9,60	9,49
11,00	15,06	14,25	2,50	1,75	18,60	6,70	1,68
0,24	0,05	0,11	0,06	0,09	0,10	0,26	0,12
0,23	0,28	0,38	0,30	0,30	0,28	0,31	0,36
100,77	100,53	99,35	100,33	100,01	99,53	99,88	100,19

так и от эколгитов, щелочных базальтоидов и др., (Илупин, Лутц, 1971).

Наиболее примечательный вывод, следующий из рассмотрения рис. 7, - это положение поля кимберлитовых брекчий I этапа Приазовья внутри поля, отвечающего классическим кимберлитам Якутии и Африки.

Приазовские брекчии ультраосновных пород II этапа являются более железистыми, чем пикритовые порфириды Якутии, вследствие чего поле составов их сдвинуто в правую часть графика (в сторону базальтоидов).

Отметим также, что по содержанию титана, алюминия, калия и фосфора брекчии ультраосновных пород II этапа занимают промежуточное положение между кимберлитовыми брекчиями I этапа и щелочными базальтоидами Приазовья. Не исключено, что на составе брекчий ультраосновных пород II этапа сказались усвоение (ассимиляция) цементом брекчий некоторого количества щелочно-базальтоидного материала.

Таблица 3 (окончание)

Окислы	Кимберлиты II этапа						
	22/72*	55/69 <sup>2*</sup>	54/69 <sup>2*</sup>	51/69 <sup>2*</sup>	53/69 <sup>2*</sup>	64/71 <sup>3*</sup>	25/73 <sup>3*</sup>
SiO <sub>2</sub>	35,20	21,42	16,02	36,25	29,28	32,60	34,66
TiO <sub>2</sub>	0,98	1,76	0,68	2,23	1,32	1,60	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	1,98	0,86	3,74	2,92	1,83	2,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,40	5,73	4,82	6,61	5,63	8,16	7,48
FeO	7,35	7,00	5,72	7,00	5,94	7,36	7,17
MnO	0,18	0,49	0,49	0,24	0,28	0,31	0,20
MgO	31,93	17,65	18,28	16,40	17,00	29,61	27,46
CaO	1,79	13,26	20,08	8,05	12,37	4,30	4,80
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,20	0,20	2,40	1,60	0,26	0,26
K <sub>2</sub> O	0,15	1,00	0,10	3,00	1,70	1,18	0,34
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,78	0,46	0,38	0,49	0,41	0,58	1,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,05	28,70	31,49 <sup>4*</sup>	12,17 <sup>4*</sup>	20,71 <sup>4*</sup>	10,21	8,87
CO <sub>2</sub>	1,43	-	-	-	-	3,10	4,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,26	0,04	0,54	0,34	0,074	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	0,28	0,30	0,17	0,23	0,090	0,16
Сумма	100,31	100,19	99,46	99,23	99,73	94,264	100,37

Примечание. Анализы проводились в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР\*, геологического факультета ВГУ<sup>2\*</sup>, Укрчерметгеологии<sup>3\*</sup>. Потери при прокаливании<sup>4\*</sup>.

Более четкие различия между кимберлитами Приазовья, Сибири, Африки и других регионов наблюдаются при рассмотрении так называемых показательных компонентов (по В.А. Милашеву) – титана, алюминия, калия, фосфора, содержание которых менее всего подвергается изменению при вторичных преобразованиях кимберлитов.

Кимберлитовые брекчии Приазовья характеризуются относительно пониженным содержанием титана. Наряду с этим среди кимберлитов классических провинций известен целый ряд тел, содержание титана в которых опускается ниже минимальных содержаний, отмеченных в кимберлитовых брекчиях I этапа (Милашев, 1965).

Низкое содержание глинозема в кимберлитовых породах Приазовья наряду с высоким содержанием железа по сравнению с классическими кимберлитами других регионов следует считать одной из специфических особенностей рассматриваемых пород. Содержание калия в рассматриваемых породах колеблется в пределах 0,1–0,2%,

Кимберлиты II этапа									
89/73 <sup>3*</sup>	38/73 <sup>3*</sup>	34/73 <sup>3*</sup>	390/71*	29/69*	9/70*	33/70*	79/71*	101/72*	
33,54	31,68	34,16	39,29	32,40	40,37	41,58	36,78	39,54	
1,34	1,70	0,33	4,11	2,36	2,85	2,22	2,01	3,15	
1,40	2,92	0,89	3,00	4,05	6,21	4,26	2,83	3,57	
9,48	9,41	10,62	7,61	7,25	5,58	6,57	6,67	8,21	
5,61	4,73	3,72	7,93	7,90	7,40	6,36	7,28	7,79	
0,21	0,21	0,20	0,16	0,25	0,18	0,14	0,19	0,18	
31,92	31,64	35,18	18,20	22,65	18,75	21,34	22,62	20,71	
3,33	3,24	1,31	14,57	6,50	7,68	6,68	5,70	7,67	
0,26	0,12	0,18	0,49	0,35	1,55	1,71	0,72	0,93	
0,34	0,28	0,08	0,47	0,74	3,85	2,37	0,40	1,72	
1,17	1,12	0,47	0,35	2,65	0,56	0,65	2,79	0,83	
9,62	11,05	11,82	2,49	6,10	2,40	4,43	7,49	4,46	
2,30	2,30	0,91	0,96	5,95	1,61	1,45	3,64	0,97	
0,10	0,15	0,02	0,38	0,37	0,36	0,41	0,36	0,39	
0,23	0,23	0,24	0,14	0,26	0,18	0,18	0,27	0,20	
100,85	100,78	100,13	100,15	99,78	99,53	100,35	99,75	100,32	

что довольно обычно и для кимберлитов Якутии, хотя здесь резко преобладают трубки и дайки с более высоким содержанием (0,34–1,86%). По содержанию калия кимберлитовые породы Приазовья сходны с кимберлитами Северной Америки. По содержанию фосфора приазовские кимберлиты приближаются к кимберлитам Куойского поля Якутии, а также к кимберлитам Африки и Северной Америки (Mcgetchin, Silver, 1970). Таким образом, по показательным компонентам кимберлитовые брекчии Приазовья в отличие от классических кимберлитов обогащены железом и обеднены титаном, алюминием, калием, фосфором, хотя и среди кимберлитов других регионов, как отмечалось, наблюдаются близкие по этим компонентам разновидности.

Весьма заметные различия выявлены между кимберлитовыми брекчиями I этапа Приазовья и пикритовыми порфиритами Якутии, что очень существенно, так как исследователи (Милашев, 1974)

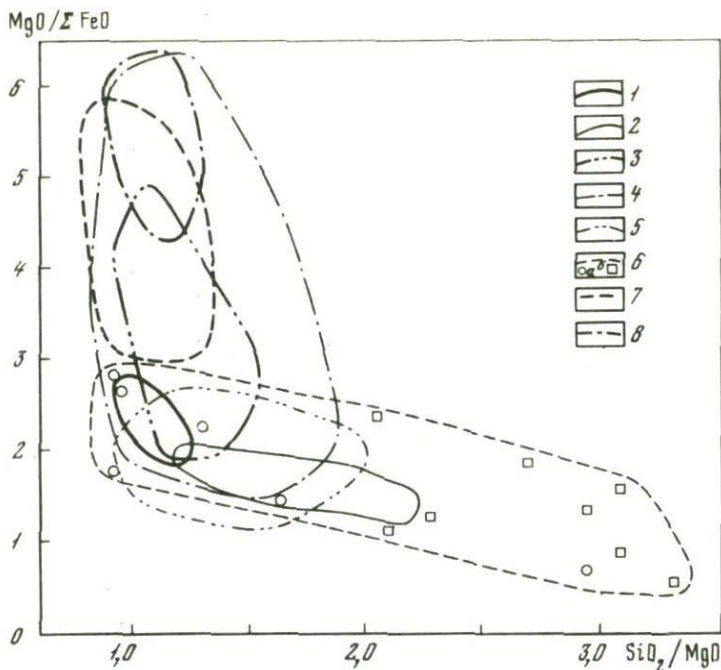


Рис. 7. Положение кимберлитов Приазовья, Якутии, Африки и других регионов

1 – кимберлиты Приазовья (I этап); 2 – брекчии ультраосновных пород Приазовья (условно кимберлиты II этапа); 3 – кимберлиты Якутии (среднее по отдельным полям); 4 – кимберлиты Якутии, Африки, Северной Америки – отдельные тела; 5 – пикритовые порфириды Якутии – отдельные тела; 6 – ультраосновные породы платформ: а – Маймеча-Котуйская, Кольская провинция; б – Октябрьский массив, Покровско-Киреевская структура (Приазовье); 7 – ультраосновные породы складчатых и океанических областей; 8 – ультраосновные включения в кимберлитах и базальтах

склонны кимберлитовую провинцию Приазовья относить к провинции пикритовых порфиритов. Так, резкие различия между теми и другими породами отмечаются по содержанию  $TiO_2$  (в пикритовых порфиридах обычно больше 2%, в кимберлитах Приазовья всегда ниже 1,5%),  $Al_2O_3$  (в пикритовых порфиридах больше 2,5%, в кимберлитах Приазовья меньше 1%),  $K_2O$  (в пикритовых порфиридах больше 0,2% в кимберлитах Приазовья не выше 0,2%).

Отличаются кимберлиты Приазовья от пикритовых порфиритов Якутии и по составу аксессуарных минералов. В последних не установлены гранаты альмандин-пиропового ряда и хромшпинелиды. Пикроильмениты имеют несколько другой состав.

Геохимические особенности приазовских кимберлитов наряду с определенной спецификой весьма близки сибирским кимберлитам по

комплексу таких важнейших индикаторов петрогенетических процессов, как редкоземельные элементы (табл. 4). Исследование редкоземельных элементов в кимберлитах Приазовья и Якутии позволило установить повышенное содержание их на 1-2 порядка по сравнению с ультрабазитами нормального типа. Кроме того, установлены достаточно постоянное содержание ( $Q, 01-0,04\%$ ) и постоянный селективно-цериевый состав редких земель в кимберлитах указанных регионов. Эта особенность, по всей вероятности, свидетельствует о том, что определяющими для данного типа пород являются глубинность их образования, близость породившего их источника (субстрата), что сближает рассматриваемые породы и позволяет в совокупности с другими данными относить их к одному - щелочно-ультраосновному типу пород.

Существенной особенностью кимберлитовых пород Приазовья и других регионов является также повышенное сравнительно с нормальными ультрабазитами содержание ряда малых и редких элементов (Sr, Ba, B, Zr, Nb, Th, V) и заметно повышенное содержание летучих компонентов (P, F,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ). Эта особенность объясняет широкое развитие аутометасоматических процессов, сопровождающих формирование кимберлитовых тел, с образованием иногда нацело серпентинизированных или карбонатизированных пород.

Минералогическая специфика кимберлитов Якутии, Африки и других заключается в присутствии в них пирропа, пикроильменита, хромшпинелида. Минералогический анализ протолочных проб кимберлитов Приазовья (I этап) позволил установить в них весь указанный комплекс минералов, за исключением высокомагнезиального хромового пирропа (встречен в одной пробе). Наряду с этим в породах широко развит гранат пирроп-альмандинового ряда оранжевого и оранжево-красного цвета с содержанием пирропового компонента 45-55% ( $f = 37-48\%$ ; Ca - компонент - 12-17)<sup>1</sup> и параметром элементарной ячейки ( $a_0$ ), колеблющимся в пределах  $11,500-11,525 \pm 0,005$  кХ.

Приведенные характеристики (рис. 8) типичны для гранатов, связанных с эклогитами из кимберлитов (Бобревич и др., 1959).

Сходство состава оранжевых альмандин-пирропов из кимберлитов Приазовья (табл. 5) с оранжевыми альмандин-пирропами Урала (Соболев, Гневушев и др., 1971)<sup>2</sup> наряду с широкой распространенностью их в обоих районах может свидетельствовать о сходстве состава коренных первоисточников в этих районах, несколько отличаю-

<sup>1</sup> По данным электронного микрозондирования. Лаборатория ИГЕМ АН СССР (аналитик Н.В. Тронева)

<sup>2</sup> Некоторым отличием является пониженное содержание  $Na_2O$  в Приазовских гранатах, что может объясняться, по данным Н.В. Соболева, особенностями химизма среды.

Таблица 4

Содержание редкоземельных элементов в кимберлитовых породах

Порода	Номер образца	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CeO <sub>2</sub>	Pr <sub>6</sub> O <sub>11</sub>
Приазовье*				
Жильный слюдяной пикрит	677/65	16,6	36	5,7
Жильный порфиновый кимберлит	14/68	19,5	50,5	6,2
	266/68	17,0	45,8	4,0
Брекчии кимберлита (I этап)	31/69	16,0	49,3	1,9
	53/68	22,0	44,7	4,7
	220/68	32,2	42,5	2,7
	57/71	25	45	5
	29/69	20	50	5
	54a/68	13,7	43,4	4,7
Брекчии ультраосновных пород (II этап)	9/70	14,8	45,5	8,2
	390/71	17,5	35,3	4,8
Брекчии щелочных базальтоидов	231/71	22,3	39,8	3,7
	238/71	18,8	39,1	4,8
	17/69	19,8	42,9	4,1
	18/68	20,4	44,6	4,1
	300/70	23,7	49,0	4,6
	423/70	22,1	47,8	6,6
	Якутия**			
Алакитское				
Кимберлитовые породы	Ст-46	19,8	47,5	5,2
	267	21,7	48,4	
	А-271	26,8	48,0	3,6
	А-390	23,8	50,0	3,7
Далдынское				
Кимберлитовые породы	З-148	23,7	45,7	5,8
	Д-56	28,0	49,0	4,0
	Я-17a	23,7	45,7	7,4
	Я-28/2	22,8	47,5	6,3

\* Данные автора. Анализы проводились в хроматографической лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитик З.Н. Труфанова).

Приазовья и Якутии

Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + + Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
17,3	7,8	6,1	9,7	0,6	-	0,2	-
-	4,9	1,6	2,2	-	-	-	-
20,3	4,4	2,9	4,7	0,6	0,1	0,2	-
24,2	1,6	1,2	5,9	-	-	-	-
17,3	2,9	2,2	6,4	0,4	-	-	-
9,2	3,9	2,9	5,2	1,2	0,1	0,2	-
20	-	-	5	-	-	-	-
24	-	-	1	-	-	-	-
20,2	6,2	6,2	4,7	0,8	-	-	-
21,0	2,0	1,7	6,5	-	-	-	-
20,5	4,8	7,5	8,8	0,6	-	-	-
19,7	4,7	3,3	5,6	0,7	-	0,1	-
19,5	4,5	3,8	6,4	2,3	0,1	0,2	-
19,6	2,8	2,5	6,7	1,4	0,1	0,2	0,1
18,9	2,2	2,3	7,0	0,1	0,1	0,4	0,1
14,8	1,6	1,3	4,1	-	-	-	-
18,0	1,3	1,7	2,3	0,2	-	-	-
поле							
15,5	2,5	3,4	5,4	0,2	-	0,1	0,1
25,8	1,4	2,7	Следы	-	-	-	-
13,2	1,7	2,5	3,6	0,2	-	0,1	-
14,7	1,9	1,6	3,5	0,2	-	0,1	0,1
поле							
16,3	2,4	1,9	3,5	0,2	-	0,1	0,1
17,0	0,6	0,4	1,2	-	-	-	-
18,0	1,3	0,9	2,7	0,2	-	-	-
17,9	1,2	0,06	3,4	0,4	-	-	-

\*\* Данные И.П. Илупина, Г.М. Варшал, В.И. Павлуцкой, Г.Е. Каленчук (1974).

Таблица 4 (окончание)

Порода	Номер образца	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CeO <sub>2</sub>	Pr <sub>6</sub> O <sub>11</sub>
				Мунское
Кимберлитовые породы	Зл-211-10	28,3	45,7	5,1
	343	20,0	55,0	3,0
	Пс-4/4-11	19,5	57,5	
				Средне-Оленекский и
Кимберлитовые породы	Аг-20	25	45,0	3,5
	422	22,2	43,0	5,8
	Ун-2	25,0	42,0	6,9

щихся от сибирских. Гетерогенность глубинного вещества как источника кимберлитовых магм и тем более разнообразие формирования кимберлитов в пределах древних платформ (Сибирской, Русской и др.) весьма вероятны.

Характерной особенностью пикроильменитов из кимберлитов Приазовья является пониженное содержание в них окисного железа сравнительно с пикроильменитами из кимберлитов Сибири и Африки. По содержанию Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ильмениты кимберлитов Приазовья наиболее близки к ильменитам из трубки "Мир" (рис. 9). Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в первых колеблется от 3 до 7% (I поле), а во вторых от 0 до 3% (III поле), в то время как в ильменитах из кимберлитов Якутии содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не опускается ниже 7% и достигает 28% и более (II поле).

Указанная особенность приазовских ильменитов свидетельствует о формировании (кристаллизации) их из магмы в восстановительной среде при низком потенциале кислорода.

По содержанию MgO (5-12%) пикроильмениты из кимберлитов Приазовья сходны с пикроильменитами кимберлитов Сибири и Африки. Повышенное содержание марганца в пикроильменитах (а также в хромшпинелидах) кимберлитов Приазовья (0,37-0,9%) сравнительно с пикроильменитами кимберлитов Якутии и Западной Африки (0,1-0,45) объясняется, возможно, повышенным в 2-3 раза содержанием марганца в самих кимберлитовых породах Приазовья, т.е. связано с составом исходного расплава, образовавшего эти породы.

В одном из обломков дунита, заключенном в кимберлитовых брекчиях Приазовья, была установлена (с помощью рентгеновского микроанализатора) ассоциация пикроильменита с титанистым хром-

	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
поле								
	18,8	0,7	0,7	0,7	-	-	-	-
	-20,0	-	-	-2	-	-	-	-
18,5		1,7	-	1,7	-	-	-	-
Приленский районы								
	16,5	2,0	1,3	6,4	0,3	-	-	-
	16,8	2,0	3,7	6,2	0,2	-	0,1	-
	15,8	2,6	2,7	4,1	0,6	-	0,1	-

шпинелидом. По предположению Н.В. Соболева (1974), причиной повышения растворимости хрома в ильменитах, ассоциирующих с хромитами, может служить повышение потенциала кислорода (PO<sub>2</sub>). В восстановительной обстановке при таком же содержании хрома в расплаве его растворимость в ильмените резко понижается. Это предположение хорошо увязывается с низким содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ильменитах из кимберлитов Приазовья. В то же время имеющихся данных еще недостаточно, чтобы делать какие-либо выводы по указанной закономерности с большой долей вероятности. Необходимы дальнейшие исследования в этой области, в том числе и экспериментальные.

Электроннозондовое исследование рудных минералов, содержащихся в кимберлитах Приазовья, позволило определить в них широкую гамму хромшпинелидов (Гоньшакова и др., 1974). Среди них выявлены 4 группы: 1) высокохромистые разновидности - хромиты (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 55-62%); 2) редкие для земных титан-хромиты (титанистые хромпикотиты - TiO<sub>2</sub> = 5-11%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 32-46); 3) алюминийсодержащие хромовые ульвешпинели (TiO<sub>2</sub> = 24%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 22,1, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1,15%); 4) хромовые ульвешпинели (TiO<sub>2</sub> = 47,26, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 11,76%). С другой стороны, в пределах наиболее распространенных групп (1,2) содержание главных компонентов Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> достаточно постоянное. Предполагается, что образование хромшпинелидов происходило на глубине, в протоматматическую стадию вместе с оливином, в котором он часто бывает включен. Повышенное содержание MgO (14-17%), MnO (0,4-0,5%) в высокохромистых хромшпинелидах 1-й группы отличает их от высокохромистых хромитов альпинотипных гипербазитов (Павлов и др., 1968). Эта особенность, а также ассоциация титанохромита с хромовым пиропом в обломке перидотита из сибирского кимберлита (Соболев,

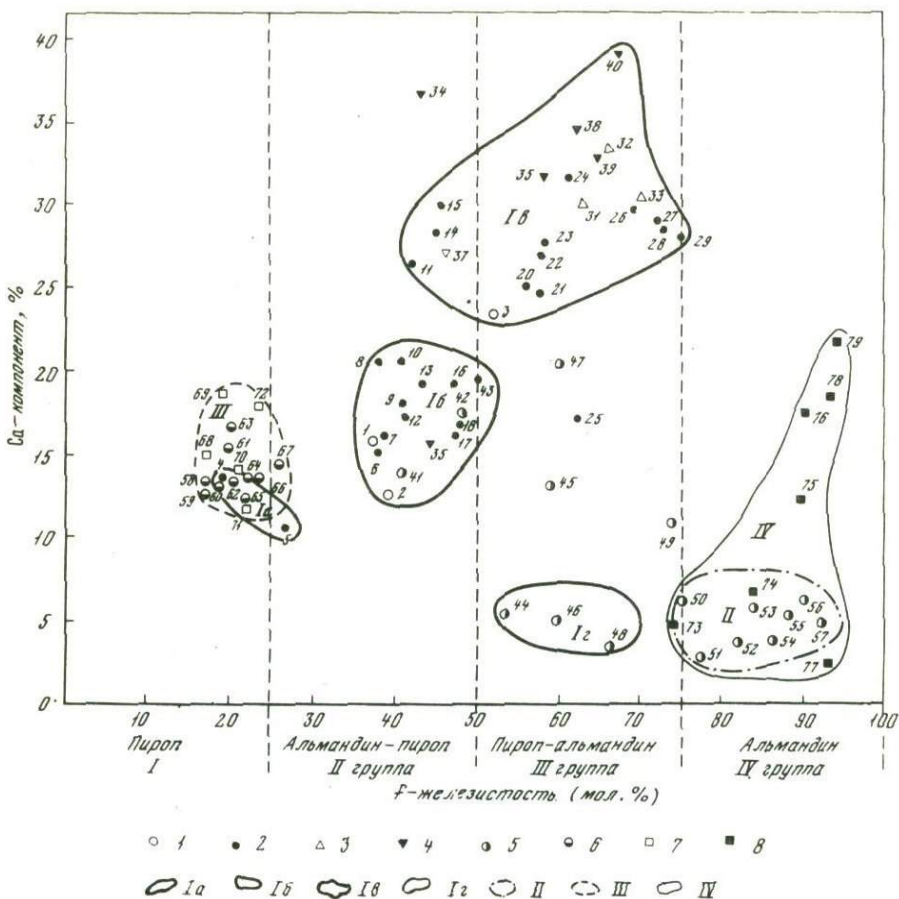


Рис. 8. Особенности состава гранатов в кимберлитах Приазовья и кластических отложениях Украины по содержанию кальция и железа

1 - жильные порфировые кимберлиты (I этапа); 2 - эруптивные брекчии порфировых кимберлитов (I этапа); 3 - брекчии ультраосновных пород (кимберлиты II этапа); 4 - ксенолиты кимберлитов (в брекчиях базальтоидов); 5 - брекчии базальтоидов с микрообломками ультрабазитов (кимберлитов); 6 - кластические отложения Восточной Украины (Приазовье); 7 - кластические отложения Западной Украины; 8 - докембрийские кристаллические породы Приазовья. Ia - поле пиропов из кимберлитов Приазовья; Ib - поле альмандин-пиропов (там же); Iв - поле пироп-альмандинов с высоким содержанием кальциевого компонента (там же); Iг - поле пироп-альмандинов с низким содержанием кальциевого компонента; II - поле альмандинов из брекчий базальтоидов (там же); III - поле пиропов из кластических отложений Украины; IV - поле альмандинов из докембрийских кристаллических пород Приазовья



Рис. 9. Особенности состава пикроильменитов из кимберлитов Приазовья, Якутии и Африки

1 - жильные кимберлиты (I этапа) Приазовья; 2 - эруптивные брекчи кимберлитов (I этапа) Приазовья; 3 - аллювиальные отложения Приазовья; 4 - кимберлиты южных районов Якутии; 5 - кимберлиты северных районов Якутии; 6 - сростки пикроильменита в кимберлитах трубки "Мир", Якутия; 7 - включения ультраосновных пород в кимберлитах Якутии; 8 - кимберлиты Западной Африки; 9 - кимберлиты Южной Африки; 10 - кимберлитоподобные породы восточного склона Приполярного Урала; 11 - лунные базальты. I - поле составов пикроильменитов кимберлитов и аллювиальных отложений Приазовья; II - поле составов пикроильменитов кимберлитов Якутии и Африки; III - поле составов пикроильменитов в кимберлитах трубки "Мир", Якутия

1974) косвенно могут свидетельствовать о глубинности образования кимберлитовых пород Приазовья.

Преимущественное развитие титанистых хромитов в кимберлитах Приазовья отличает их от сибирских кимберлитов, в которых титанохромиты редки (если не относить это за счет их малой изученности с применением микронзонда), хотя и в последних установлена широкая гамма хромшпинелидов с преимущественным развитием хромшпинелитов.

Таблица 5

Состав желто-оранжевых гранатов по данным электронного микрозондирования (в вес. %)

Оксиды	Включения гранатов в уральских кимберлитах (Соболев, Гневушев и др., 1971)	Гранаты (альмандин-пиропы) в тяжелой фракции протолочных проб кимберлитов Приазовья (I этапа; данные автора)
SiO <sub>2</sub>	39,9-41,8	39,15-40,79
TiO <sub>2</sub>	0,18-0,64	0,01- 0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,7-22,2	19,63-23,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04-0,15	0-0,42
FeO	15,2-18,7	15,34-19,58
MnO	0,21-0,29	0,11-0,86
MgO	8,40-14,7	10,22-15,22
CaO	4,85-11,1	4,74-10,73
NaO	0,11-0,17	0,22-0,15
K <sub>2</sub> O	0,00-0,02	Не опр.

### О терминологии и классификации кимберлитов

Вопросы терминологии и классификации кимберлитовых пород неоднократно обсуждались в литературе. И, по-видимому, не случайно. Специфика петрографии и минералогии этих своеобразных и весьма сложных образований является отражением не только состава исходного расплава, зависящего от гетерогенности глубинных зон Земли, но и от условий эволюции его и формирования конкретных кимберлитовых тел. Существующие различия в химизме и минералогии как отдельных крупных кимберлитовых провинций Мира (Африка, Северная Америка, Сибирь и др.), так и в пределах каждой из провинций являются, по-видимому, следствием указанных выше причин. Поэтому представляется логичным, что кимберлиты как по химическому, так и по минеральному составу не могут укладываться в те строгие рамки, которые им стремятся придать некоторые исследователи. Уместно напомнить, что ряд авторов подчеркивает отсутствие строгих природных границ между различными горными породами (Заварицкий, 1955, Бейли, 1972, Ферхуген и др., 1974).

Полученные материалы по петрохимии и минералогии кимберлитовых пород Приазовья, а также по другим кимберлитовым провинциям (Mitchell, Fritz, 1973) способствуют более глубокому

познанию этих своеобразных пород и позволяют придать термину "кимберлит", как было показано выше, более широкое значение. Это важно не только с теоретической точки зрения, но и для практических работ.

## О генезисе кимберлитовых пород Приазовья

Несмотря на имеющийся большой фактический материал по вещественному составу кимберлитов, представления исследователей о генезисе этих пород значительно расходятся.

Так, В.А. Милашев (1974) главную роль в образовании алмазоносных фаций кимберлитов отводит структурной позиции (локализация в центральных частях кимберлитовых провинций); предполагается, что формирование их происходило при максимальных температурах и давлениях. Главным механизмом движения и дифференциации ультраосновных расплавов (на подкоровой стадии) он считает зонную плавку, в ходе которой и возникает все разнообразие кимберлитовых пород.

Другие исследователи (Илупин, Лутц, 1971) механизм зонной плавки в образовании семейства кимберлитовых пород признают малообоснованным. Предлагается модель, которая позволяет указанным исследователям считать кимберлит продуктом вещества отдельных участков верхней мантии на глубине 150–200 км.

Некоторые исследователи (Акимов, Генштафт, 1972) специфику состава кимберлитовых пород связывают с физико-химическими особенностями состава и структуры не только глубинных зон Земли, но и в значительной мере с мощностью и составом земной коры, в частности так называемого гранитного слоя. Они предполагают, что в случае большой химической контрастности вмещающих пород по отношению к кимберлитам и пониженной их плотности энергия расплава в значительной степени расходуется на ассимиляцию; в этом случае степень фракционирования увеличивается, что приводит к образованию резко дифференцированных серий кимберлитовых пород.

При анализе особенностей вещественного состава приазовских и сибирских кимберлитов выявляется общая для них специфика – наличие пикроильменитов, хромшпинелидов, альмандин-пиропов. Это обстоятельство указывает на глубинный характер образования кимберлитов Приазовья.

Условия образования главного минерала – оливина, содержание железистого компонента ( $Fe$ ) в котором колеблется в пределах 10–14%, остаются неясными.

Для кимберлитовых брекчий Приазовья характерны обломки дунитов, оливинитов, перидотитов (преимущественно верлитов), другие включения крайне редки, эклогиты вообще не встречены. В цементе брекчий присутствуют оливины, обычно нацело серпентинизированные, и редко пироксен. Гранат визуально и в шлифах встречен не был, изучался из концентрата тяжелой фракции дробленых проб, но,

учитывая дунит-перидотитовый парагенезис исследуемых пород, предполагается, что кристаллизация граната происходила в ультраосновной среде, заимствование его из эклогитов мало вероятно. В пользу этого предположения свидетельствует отсутствие в кимберлитах "эклогитовых" пироксенов (омфацитов), в них развиты почти исключительно характерные для кимберлитов диопсиды и хромдиопсиды. Последние, как известно, являются высокотемпературными минералами.

О глубинном ультраосновном характере кимберлитов Приазовья свидетельствуют и петрохимические материалы. Сравнительный петрохимический анализ кимберлитов Приазовья с кимберлитами и главнейшими типами ультрабазитов платформ и складчатых областей (см. рис. 7) однозначно показал принадлежность их к ультраосновной серии изверженных горных пород. Особое сходство рассматриваемых пород с кимберлитами Сибири и Африки подчеркивает аналогия по составу и содержанию редких земель цериевого ряда (см. табл. 4), что резко отличает их от альпийотипных гипербазитов и толейитовых базальтов, в которых содержание редких земель на 1-2 порядка ниже и состав их изменяется в сторону иттриевых земель (Гоньшакова, Егоров, 1968; Е.Л. Алексиев, М. Железкова-Понайогова, 1971).

Примечательными особенностями приазовских кимберлитов являются значительная однородность глубинных включений (дуниты, перидотиты), практически полное отсутствие обломков корового материала (фундамента и чехла) их малые размеры. Мелкозернистым (до тонкозернистого) строением отличается и основная цементирующая масса брекчий и порфировых разностей кимберлитов Приазовья. Это хорошо иллюстрируется отсутствием в приазовских кимберлитах желваков гранатов и пикроильменитов, размер которых в якутских кимберлитах иногда достигает 6 - 10 см в диаметре. В приазовских кимберлитах обломки и кристаллы ильменита никогда не превышают 1-1,5 см, а чаще всего исчисляются 2-3 мм. Эти особенности позволяют нам предполагать, что формирование кимберлитов Приазовья происходило в условиях быстрого продвижения ультраосновного расплава к земной поверхности и, весьма вероятно, без образования промежуточных очагов. Последние способствуют, как предполагается, в значительной мере процессами дифференциации, фракционной кристаллизации и возникновению на конечных этапах становления разновидностей, обогащенных алюминием, кальцием, титаном, фосфором. Пониженное содержание указанных элементов Приазовья подтверждает нашу гипотезу.

В то же время общая повышенная железистость приазовских кимберлитов сравнительно с якутскими наряду с пониженным содержанием в них четырех указанных выше элементов, свойственных претерпевшим дифференциацию кимберлитовым расплавам, свидетельствует об особом, более железистом составе исходной ультраосновной магмы, давшей приазовские кимберлиты. Указанная выше особенность не позволяет кимберлитовую магму Приазовья считать как

дифференциат, обогащенный железом; рождение ее, по всей вероятности, происходило из более железистого дунит-перидотитового субстрата.

Предполагается, что специфика кимберлитовых пород Приазовья, их повышенная железистость отражают особенности состава глубинных зон, в которых генерировались кимберлитовые расплавы Приазовья, указывая на вероятность существования гетерогенности глубинных зон Земли.

Для оценки термодинамических параметров минералообразования кимберлитов очень важна гранат-пироксеновая ассоциация. Этому вопросу в дальнейшем предполагается уделить особое внимание. Исследования Ю.С. Генштафта, В.В. Наседкина, Ю.Н. Рябинина (1972) показали большую зависимость состава граната от температуры, давление играет подчиненную роль. Наиболее высокотемпературный гранат близок пиропу; даже незначительное снижение температуры кристаллизации приводит к вхождению в решетку граната кальция и железа. Высокотемпературный пироксен, по данным многочисленных исследователей, близок диопсиду; предполагается, что вхождение молекулы жадеита (ошелачивание) происходит при снижении температуры (Акимов, Генштафт, 1972).

Выявленная специфика кимберлитовых пород - ассоциация железистых оливинов и гранатов альмандин-пиропового ряда с высокотемпературным диопсидом и хромдиопсидом - представляет особый интерес и требует дальнейшего исследования.

### Заключение

На юге Восточно-Европейской платформы, в зоне сочленения Днепровско-Донецкого авлакогена с Приазовской частью Украинского щита, выявлена новая кимберлитовая провинция, несколько отличающаяся по петрохимическим и минералогическим особенностям от Сибирской и Африканской кимберлитовых провинций. Она имеет определенное сходство с Северо-Американской кимберлитовой провинцией. Наряду с этим отмечается близость приазовских кимберлитов с отдельными кимберлитовыми полями Африки и Якутии.

Все это свидетельствует о гетерогенности глубинных зон Земли не только по латерали, но и по вертикали, о различии в условиях формирования кимберлитовых пород в пределах отдельных провинций Мира.

Кимберлитовые породы Приазовья, относимые нами к железистой ассоциации, по условиям образования соответствуют породам эклогитовой фаши. Для них характерен крайне разнообразный состав гранатов альмандин-пиропового ряда, ильменитов, хромшпинелидов при сравнительно постоянном составе главных породообразующих минералов - железистого оливина ( $Fa-10-14\%$ ), пироксена (диопсида и хромдиопсида).

Петрохимические особенности кимберлитовых пород Приазовья находятся в соответствии с их минеральным составом — повышенная железистость главного породообразующего минерала — оливина определяет повышенную железистость пород Приазовья ( $\text{FeO}=14-16\%$ ). В целом же породы относятся к ультрабазитам повышенной щелочности, сходным по основным петрохимическим характеристикам ( $\text{SiO}_2/\text{MgO}$ ,  $\text{MgO}/\text{FeO}$ ) с кимберлитами Якутии и Африки. Специфичным для кимберлитов Приазовья является их несколько пониженная глиноземистость и щелочность ( $\text{K}_2\text{O}$ ) по сравнению с кимберлитами Якутии и Африки. По содержанию калия и глинозема рассматриваемые породы наиболее близки кимберлитам Северной Америки, а также отдельным кимберлитовым полям Африки и Якутии.

Полученные материалы по петрохимии и минералогии кимберлитовых пород Приазовья, а также по другим кимберлитовым провинциям (Канадский щит, трубка "Сомерсет") способствуют более глубокому познанию этих своеобразных пород и позволяют придать термину "кимберлит" более широкое значение.

Сходство состава гранатов и титанхромитов, заключенных в породах, с наблюдаемыми в сростках пиропами, а также включенными в последние (на примере Якутии, Урала), позволяет предполагать образование этих минералов и заключающих их пород на значительных глубинах.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н., Афакасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Рубинштейн М.М. Материалы по геохронологии Кавказа. - "Труды сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций". М., "Наука", 1969.
- Абдуллаев Р.Н., Исмет А.Р. Новые данные о возрасте домолассового фундамента центральной части Куринской межгорной впадины. - Тезисы XVIII сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М., "Наука", 1973.
- Абдуллаев Р.Н., Курбанов Н.К., Алиев Г.И. Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чергакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ). - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1975, № 4.
- Абовян С.Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. - В кн.: Геология Армянской ССР, т. III. Интрузивные породы. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1966.
- Абакелиа М.С. К проблеме Кюрдмирского гравитационного хребта Закавказья. - "АНХ", 1937, № 8-9.
- Авдонин В.В. Новые данные о строении Казбекского диабазового пояса. - "Сов. геол.", 1964, № 1.
- Авдусян П.П. К геологии Талыша. - "Изв. Азерб. нефт. ин-та", 1931, № 4.
- Агалин Г.П. Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. - "Изв. Геолкома", 1929, 43, № 4.
- Ажгирей Г.Д. Проблема поисков скрытых свинцово-цинковых месторождений в Северной Осетии. - "Изв. вузов, геология и разведка", 1958, № 4.
- Ажгирей Г.Д. Некоторые вопросы металлогении Большого Кавказа. - "Сов. геол.", 1962, № 9.
- Ажгирей Г.Д. Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий. - В сб.: Геология Северного Кавказа. М., "Недра", 1968.
- Азизбеков Ш.А., Багиров А.Э. Щелочной вулканизм Талыша и его связь с тектоникой. - В кн.: Магматизм, фации кристаллических пород и глубины Земли. М., "Наука", 1972.
- Азизбеков Ш.А., Багиров А.Э., Исмаил-Заде А.Д. Тектоника Талыша и связи его с Эльбрусом и Малым Кавказом. - "Геотектоника", 1971, № 3.
- Азизбеков Ш.А., Белиев М.М., Емельянова Е.Н. Субвулканические интрузивы Разгова (Талышская зона). - "Изв. АН АзССР, сер. наука о Земле", 1969, № 5.
- Азизбеков Ш.А., Исмаил-Заде А.Д., Нижерадзе Н.Ш. Лейцитовые эффузивы Талыша. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1969, № 4.
- Азизбеков Ш.А., Мамедов М.Н. Дифференцированные трахидолеритовые интрузивные залежи Буроварского поднятия (Горный Талыш). - "Изв. АН АзССР, сер. наука о Земле", 1973, № 2.

- Акимов А.П., Генштафт Ю.С. Условия формирования разнофациальных кимберлитов Сибирской платформы. - "Бюлл. МОИП, отд. геология", 1972, т. X (2).
- Алексиев Ед., Железкова-Панайотова М. Редкометалльные элементы в ультрабазитах Болгарии. - "Геохимия", 1971, № 10.
- Ализаде А.А. О новом типе залежей нефти в Азербайджане. - "Сов.геол.", 1975, № 1.
- Ализаде А.А., Ахмедов Г.А., Куликов В.И. Глубинное строение Азербайджана по геолого-геофизическим данным. - Докл. советских геологов на XIII сессии МГК. М., "Недра", 1965.
- Ализаде А.А., Раджабов М.М., Терешко Д.Л. Новые геофизические данные о строении кристаллического фундамента в районе слияния рек Аракса и Куры. - "Изв. АН АзССР, сер. геолого-географ. наук.", 1965, № 3.
- Арутюнян Г.С. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям (на примере северо-западной части Севанского кребта). - "Изв. АН АрмССР, сер. науки о Земле", 1968, вып. 21, № 5.
- Арутюнян Г.С. О гипербазитовых конгломератах северо-восточного побережья оз. Севан. - Материалы II конф. молодых научн. работников, Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1969.
- Аршинов В.В. К геологии Крыма. - "Изв. Петрограф. ин-та", 1910, № 1.
- Афанасьев Г.Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. - "Труды Ин-та геол. наук АН СССР", 1950, вып. 69.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1952, № 4.
- Афанасьев Г.Д. Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1956, № 3.
- Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ней минерализации. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 20.
- Афанасьев Г.Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Афанасьев Г.Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1961, № 3.
- Афанасьев Г.Д. О некоторых геологических результатах и задачах исследований по проблеме определения абсолютного возраста геологических формаций. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1963, № 3.
- Афанасьев Г.Д. Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1967, № 7.
- Афанасьев Г.Д. Петрографо-металлогенетические особенности диабаз-кератофировых и базальтоидно-трахитовых комплексов в свете радиологических данных. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1968, № 5.
- Афанасьев Г.Д. О некоторых вопросах изучения базитового магматизма. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1969, № 3.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые проблемы и задачи геологической петрологии. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, Изд-во УИИ АН СССР, 1974.
- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А., Борсук А.М. Закономерности развития магматизма складчатых областей (На примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока). М., "Наука", 1968.

- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Багдасарян Г.П., Кнорре К.Г., Рубинштейн М.М., Студеникова З.В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. - В кн.: Международный геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геологов. Проблема 3, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Афанасьев Г.Д., Айдинян Н.Х. Предварительные данные о распределении руды в горных породах Северного Кавказа. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1961, № 7.
- Афанасьев Г.Д., Баян Е.И., Беликов Б.П., Борсук А.М., Воларович М.П., Залесский Б.В., Павлоградский В.А., Синянов И.З. Предварительные данные корреляции физических свойств горных пород Северного Кавказа с данными геологии и геофизики. - В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., "Наука", 1966.
- Афанасьев Г.Д., Бенеш К., Бойко А.К., Борсук А.М. Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформами. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, № 11.
- Афанасьев Г.Д., Борсук А.М. Новые данные о послееюрском магматизме Северо-Западного Кавказа. - "Изв. АН СССР, серия геол.", 1959, № 2.
- 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.
- Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Круть И.В., Кудрявцев В.Г., Лупанова Н.П., Плошко В.В. Магматизм Северного Кавказа и основные задачи обобщений по магматизму и геохронологии Большого Кавказа. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, метасоматизм. Тбилиси, 1969.
- Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г. Мезо-кайнозойский интрузивный магматизм осевой части зоны Главного Кавказского хребта на примере Кардывачского магматического узла (Северо-Западный Кавказ). - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, № 1.
- Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г., Суханов М.К. Новые данные о геологическом строении восточной части зоны Главного Кавказского хребта на примере Горной Осетии. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1975, № 8.
- Афанасьев Г.Д., Карлушин В.М., Качурин В.Ф., Князева Д.Н., Милдер А.Д., Плошко В.В. Галогены и углерод в гипербазитах Беженского массива (Северный Кавказ). - "Докл. АН СССР", 1972, 1, 202, № 2.
- Афанасьев Г.Д., Карлушин В.М., Качурин В.Ф., Плошко В.В. Новые данные о геологии Беженского серпентинитового массива (Северный Кавказ). - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1972, № 2.
- Афанасьев Г.Д., Плошко В.В., Неговелов Ф.С., Грицкевич В.П., Григоренко В.В., Шпорт Н.П. Апатитовые проявления Северного Кавказа. М., "Наука", 1976.
- Афанасьев Г.Д., Плошко В.В., Неговелов Ф.С., Грицкевич В.П., Григоренко В.В., Шпорт Н.П., Некрасова Л.П. Апатитоносные метасоматиты Северного Кавказа и их генетические особенности. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1971, № 6.
- Ахмедов А.М., Исиф-Заде Х.Б. Новые нефтяные и газовые месторождения Азербайджана. Баку, 1973.
- Багдасарян Г.П., Лебединский В.И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма. - "Докл. АН СССР", 1967, 173, № 1.

- Базит-гипербазитовый магматизм и минералогения юга Восточно-Европейской платформы. Под ред. В.И. Гоньшаковой. М., "Наука", 1973.
- Баранов Г.И. Тектоника зоны Главного хребта. - В кн.: Геология СССР, т. 9. Северный Кавказ, ч. 1. М., "Недра", 1968.
- Баранов Г.И., Греков И.И. Домезозойский магматизм Большого Кавказа. - Тезисы докл. 4 конфер. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Баранов И.Я. Гранитоиды верховьев Большой Лабы на Северном Кавказе. - "Ученые записки Ростов. гос. ун-та", 1937, № 10.
- Бейли Б. Введение в петрографию. М., "Мир", 1972.
- Беликов Б.П. Материалы к петрографии среднеюрской пирокластической толщи Сванетии. - "Труды СОПС АН СССР", 1940, вып. 24.
- Белоусов А.Ф. Об основаниях формационного анализа. - В кн.: Проблемы магматических формаций. М., "Наука", 1974.
- Белоусов А.Ф. Проблемы генезиса базитовых магм. - В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Комчатский 1974.
- Белянкин Д.С. О дарьяльском граните. Геологические исследования в области Перевальной жд. СПб., 1914.
- Белянкин Д.С. Об "анортоклазе" в кавказитах. - "Изв. АН СССР, 6-я серия", 1927, 21, № 12-14.
- Белянкин Д.С. К определению понятия и к практике анортоклазов. - "Изв. АН СССР, отдмат. и естеств. наук, серия геол.", 1937, № 2.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. История исследований и некоторые новые данные по тешенитам и родственным с ними цеолитсодержащим породам на территории Грузии. - "Записки Всерос. минерал. об-ва", 1940, ч. 69, № 2-3.
- Бессонов И.И. Геологическое строение области верховьев р. Большой Лабы (Западный Карачай). - "Труды по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, сб. 2. Ростов-на-Дону, 1938.
- Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота. - В кн.: Избранные труды, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Бобривич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С. Ксенолит эклогита с алмазами. - "Докл. АН СССР", 1959, 126, № 3.
- Бондаренко В.С., Апостолова М.Я., Шаповалов М.С. Вулканокластические породы верхнемелового возраста равнинного Крыма. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1967, № 12.
- Борисенко Л.Ф., Куриленко Н.М., Степанов И.В. Редкие и малые элементы в ультрабазитах Малого Кавказа. - В кн.: Редкие элементы в фмациях изверженных пород. М., "Недра", 1975.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967.
- Бородаевская М.Б. Вопросы палеовулканизма медноколчеданных провинций Южного Урала и Северного Кавказа. М., "Недра", 1970.
- Борсук А.М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. - "Труды ИГЕМ АН СССР", вып. 86, 1963.
- Борсук А.М. Особенности мезозойского магматизма в пределах Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны на Северном Кавказе. М., 1966.
- Борсук А.М. Мезо-кайнозойские базальт-трахитовые магматические формации Кавказа. - "Труды ИГЕМ АН СССР", 1971.

- Борсук А.М., Образование гранитоидной вулканоплутонической формации и время отделения потенциально рудоносных флюидов (На примере плиоцен-антропогенного магматизма Большого Кавказа). - "Изв. АН СССР, с р.геол.", 1975, № 2.
- Борсук А.М., Борукаев Ч.Б. О меловых габброидах Западного Кавказа. - "Изв. АН СССР, сер.геол.", 1965, № 8.
- Борсук А.М., Кондаков Л.А. Мезозойский магматизм юго-восточной части Лабино-Малкинской структурно-формационной зоны. - "Изв. АН СССР, сер.геол.", 1969, № 11.
- Борсук А.М., Кондаков Л.А. Формации субщелочных габброидов и трахитов в мезокайнозойе Большого Кавказа. - Тезисы докл. IV конфер. по геол. и пол.искол. Сев.Кавказа. Ессентуки, Изд-во СКГТУ, 1974.
- Борсук А.М., Церцвадзе З.Я. Ртуть и мышьяк в мезо-кайнозойских магматических породах Большого Кавказа. - В кн.: Вопросы магматической геологии. М., "Наука", 1969.
- Будзинский Ю.А. Малые элементы в разновозрастных петрографических комплексах Северного Кавказа. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1966, № 10.
- Бунин Г.Г. Краткий очерк геологии и петрографии изверженных пород верхней части р. Самур в Дагестане. - "Труды Геолог. ин-та Даг. фил. АН СССР", 1961, 2.
- Буршгар М.С., Дьяконов А.М., Горлов С.И. Основные черты строения триасового комплекса Предкавказья. Пробл. нефтегазоносн. глубоководных горизонтов мезозоя Кавказа. - "Труды ВНИГНИ", 1972, вып.120.
- Буршгар М.С., Мышкова Ю.Ф., Швембергер Ю.Н. Осадочно-вулканогенный комплекс верхнего триаса - нижней юры Восточного Предкавказья и перспективы его нефтегазоносности. - "Литология и пол. ископ.", 1973, № 6.
- Варданиянц Л.А. К геолого-петрографической характеристике Горной Осетии. - "Труды Сев.-Кав.ассоц. н.-и. ин-тов", 1926, № 6.
- Варданиянц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. - "Труды ШНИГРИ", 1935<sub>1</sub>, вып.25.
- Варданиянц Л.А. О месторождении цветных металлов в Дагестанской АССР. Природн. ресурсы Даг. АССР, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1935<sub>2</sub>.
- Варданиянц Л.А. Материалы по петрографии Северо-Западного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1935<sub>3</sub>.
- Варданиянц Л.А. Молодые интрузивные породы Тырны-Ауза. - "Сов.геол.", 1940, № 2, 3.
- Варданиянц Л.А. Структурная карта Кавказа в масштабе 1:1 000 000. - "Изв. АН АрмССР, сер. "Естеств.науки", 1947, № 8.
- Варданиянц Л.А. Материалы по гранитам Индыща и Малки (Северный Кавказ). - Материалы Всесоюзн. н.-и. геол. ин-та, 1955, вып. 4.
- Васильковский Н.П. К вопросу о происхождении лесса. - "Труды Ин-та геол. АН УзССР, 1952, вып. 8.
- Вебер В.В. Зона южного склона в нагорном Азербайджане. - "Труды ИГри, новая сер.", 1939, вып.1.
- Веригін М.І. Ультрабазити правобережжя Середнього Придніпров'я та їх місце у формуванні докембрію. - "Геологіч. ж.", 1964, т. XXIV, вып.1.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - "Геохимия", 1962, № 7.
- Волохов И.М., Иванов В.М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. - "Труды Ин-та геол. и геоф. Сиб. отд. АН СССР". Новосибирск, 1963.

- Волохов И.М., Иванов В.М., Пругов В.П. Усинский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Кузнецкого Ала-Тау. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1. М., "Наука", 1969.
- Вопросы петрологии и рудоносности основного и ультраосновного магматизма Воронежского кристаллического массива. Изд-во ВГУ, Воронеж, 1974.
- Воробьева О.А. Эволюция щелочного (интрузивного) магматизма в тектонических структурах земной коры. - Материалы IV Всесоюзн. петрограф. совещания (Баку, сентябрь 1969 г.). Баку. Изд-во АзССР, 1969.
- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Воскресенский И.А. Тектоника и основные черты развития Вандамского антиклинория (Юго-Восточный Кавказ). - "Изв. вузов, геология и разведка", 1959, № 12.
- Гавашели А.М. Новые данные о строении диабазового пояса Большого Кавказа. - "Докл. АН СССР", 1972, т. 205, № 3.
- Гаврилин Р.Д., Певцова Л.А. Поведение свинца при фазовом и фашиальном характере магматической дифференциации. - "Геохимия", 1963, № 8.
- Гаджиев Р.М. Глубинное строение Азербайджана. Баку, Азгосиздат, 1965.
- Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н. Эклогитизация щелочного базальта при высоких давлениях и температурах. - В кн.: Совещание по экспериментальной минералогии и петрографии, т. 3. М., "Наука", 1972.
- Геология СССР, т. X. М., "Недра", 1964.
- Геология СССР, т. IX. М., "Недра", 1968.
- Геология СССР, т. VIII. М., "Недра", 1969.
- Герасимов А.П. Обзор геологического строения Северного склона Главного Кавказского хребта в бассейне рек Малки и Кумы. - "Труды ЦНИТРИ", 1940, вып. 123.
- Гинзбург И.В. Обзор систематики пироксенов. - В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., "Наука", 1970.
- Гинзбург А.И., Фельдман Л.Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометальных гранитов и пегматитов. (I МКГ. Москва, 20-25 июля 1971 г.). Гранитизация, граниты и пегматиты. Доклады, т. III, кн. 2. М., "Наука", 1972.
- Глебовицкий В.А., Савельев А.А., Московиченко Н.А., Прияткина Л.А. Проблема сохранения и изменения состава осадочных пород при метаморфизме и масштабы миграции вещества. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., "Наука", 1973.
- Годлевский М.Н. О характере связи сульфидного медно-никелевого оруденения с формациями базитов и гипербазитов. - В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., "Наука", 1975.
- Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрогеохимические особенности ультраосновных-щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., "Наука", 1968.
- Гоньшакова В.И., Зарицкий А.И., Кирикилица С.И., Левенштейн М.Л., Стрекозов Н.Ф., Тетерюк П.И., Хитров В.Г. К вопросу о кимберлитовом магматизме в Приазовье. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974<sub>1</sub>, № 2.
- Гоньшакова В.И., Тронева Н.В., Дмитриева М.Т. О редком хромшпинелиде в кимберлитовых породах Восточного Приазовья. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974<sub>2</sub>, № 12.
- Гоньшакова В.И., Чернышов Н.М., Махнач А.С. Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М., "Недра", 1973.

- Гребенников Г.А., Лихачев В.А., Ефанова В.А., Зеленшиков Г.В., Зеленшикова К.Х., Чижов И.М. Новые данные о геологическом строении и перспективах никеленосности юго-восточного склона Воронезского кристаллического массива. - В кн.: Новые данные о геологии и полезных ископаемых Ростовской и сопредельных областей. Ростов-на-Дону, 1970.
- Греков И.И. Петрохимическая и геохимическая характеристика девонских эффузивов р. Большой Лабы (Северный Кавказ). - "Труды по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа", 1967, вып. XII.
- Греков И.И., Лунев А.Л., Михеев Г.А., Потапенко Ю.Я., Снежко Е.А., Срабонян М.Х. Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Большого Кавказа. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1969, № 6.
- Греков И.И., Лунев А.А., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. Унифицированная схема магматизма и стратиграфии метаморфических образований Северного Кавказа. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. Тбилиси, 1969.
- Греков И.И., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. Некоторые особенности развития досилурийского вулканизма на Северном Кавказе. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1966, № 11.
- Греков И.И., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. Описание опорного разреза каспийской серии (протерозой) по р. Малке. - "Труды по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа", 1972, вып. 13.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Мир", 1970<sub>1</sub>.
- Грин Т.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение серий изверженных щелочно-земельных пород. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Мир", 1970<sub>2</sub>.
- Гузенко Г.Ф., Коршевер Л.И., Щербакова К.Ф. Ультраосновные и основные интрузивные породы района Белозерской магнитной аномалии. - "Записки Всесоюз. минерал. об-ва", 1962, ч. 91, вып. 3.
- Гурбанов А.Г. Новые данные о геологическом строении и возрасте Кардываской интрузии на Кавказе. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1972, № 9.
- Гусейнов А.Н., Ахмедов А.М. Некоторые итоги бурения на мезозойские отложения в Азербайджанской ССР (1969-1971 гг.). - "АНХ", 1972, № 11.
- Дели Р.О. Изверженные породы и глубины земли. М.-Л., Гл. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1936.
- Джанелидзе А.И. Материалы для геологии Рачи. - "Изв. Тбилисского гос. ун-та", 1926.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1948.
- Дзоценидзе Г.С. Некоторые особенности мелового вулканизма Кавказа. - "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1963, 8, № 5.
- Дзоценидзе Г.С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. - "Геотектоника", 1966, № 3.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., "Мир", 1965.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма высоких давлений. М., "Недра", 1974.

- Добрецов Н.Л., Кейльман Г.А., Минкин Л.М., Молдавандцев Ю.Е. *Метаморфические комплексы и пояса Урала.* - В кн.: *Метаморфические пояса СССР.* Л., "Наука", 1971.
- Додин А.Л., Козубова Л.А., Павлова В.В. *Магматизм южного складчатого обрамления Сибирской платформы.* - *Материалы IV Всесоюзн.петрограф.совещания (Баку, сентябрь 1969 г.).* Баку. Изд-во АН АзССР, 1969.
- Долгих А.Г., Черницын В.Б. *Магматизм горного Дагестана и его рудоносность.* - "Сов. геол.", 1971, № 2.
- Древин А.Я., Зарицкий А.И., Царовский И.Д. *О строении юго-восточной части Украинского щита (Покрово-Киреевская структура).* - "Сов. геол.", 1960, № 10.
- Дубов Р.И. *К теории температурных полей локальных источников тепла в земной коре.* - В кн.: *Ежегодник Сибирского ин-та геохимии,* 1970.
- Дьяконова-Савельева Е.Н. *Гранитоиды Даховской и Сахрайской интрузий.* - "Ученые записки Ленингр. гос. ун-та", 1941, вып. 8, № 45.
- Егоян В.Л. *Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа.* - "Изв. АН АзССР, сер.геол.-географ.", 1953, № 6.
- Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. *Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья.* - М.-Л., "Наука", 1965.
- Еремеев В.П., Петров В.П. *Петрологическое описание неинтрузий, выходящих в бассейне Кодора. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии.* - "Труды СОПС АН СССР, сер. закавказ.", 1940, 2, вып. 24.
- Ефремов Г.М. *Барит месторождения Джалан-Кола на Северном Кавказе.* - "Записки ВМО", 1939<sub>1</sub>, ч. 68, вып. 4.
- Ефремов Г.М. *О природе кали-натрового полевого шпата в палеозойских интрузиях Северного Кавказа.* - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1939<sub>2</sub>, № 3.
- Жиров К.К., Чернышев И.В. *К геохимии свинца в девонских эффузивах Центрального Казахстана.* - "Геохимия", 1959, № 2.
- Заварицкий А.Н. *Спидито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале.* - "Труды Ин-та геол. наук, петрогр. сер.", 1946, вып. 71, № 24.
- Заварицкий А.Н. *Изверженные горные породы.* М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Заварицкий А.Н. *Изверженные горные породы.* М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Залесский Б.В., Кузнецов С.С. *Абхазско-Сванетская часть Западно-Грузинской геолого-петрографической провинции.* - В кн.: *Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии,* ч. 4. *Материалы по геол. и петрогр. ГрузССР.* М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Заридзе Г.М. *Габбро-диоритовая неинтрузия по Военно-Сухумской дороге у устья р. Зима.* - В кн.: *Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии,* ч. 2. *Материалы по геол. и петрогр. ГрузССР.* Изд-во АН СССР, М.-Л., 1940.
- Заридзе Г.М. *Петрография магматических и метаморфических пород Грузии.* М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Заридзе Г.М. *Эндогенные формации орогенных областей.* М., "Недра", 1970.
- Зарицкий А.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В., Стремковский А.М. *Геологическое строение.* - В кн.: *Базит-гипербазитовый магматизм и минерогения юга Восточно-Европейской платформы.* М., "Недра", 1973.

- Заридзе Г.М., Татришвили Т.Г. Вещественный состав и генезис сланцев чегемской свиты долины р.Баксац. - В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа, Труды Кавказск.эксп. МГУ и ВАГТ, т. 3, 1962.
- Заридзе Г.М., Татришвили Т.Г. Петрология метаморфических образований Северного склона Большого Кавказа, Тбилиси, 1974.
- Затоковенко В.А. Основные черты петрологии интрузивного комплекса района г.Ятыргварта на Северном Кавказе. - "Докл. АН СССР", 1941, 32, № 4.
- Зеленщикова К.Х. Литология и метаморфизм песчаниково-сланцевой толщи юго-восточного склона Воронежской антеклизы. - В кн.: Геология территории нижнего Дона и техника геологоразведочных работ. Изд-во Ростовского гос. ун-та, Ростов-на-Дону, 1970.
- Илупин И.П., Варшалл Г.М., Павлуцкая В.И., Каленчук Г.Е. Редкоземельные элементы в кимберлитах Якутии. - "Геохимия", 1974, № 1.
- Илупин И.П., Лутц Б.Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. - "Сов. геол.", 1971, № 6.
- Ильвицкий М.М. Дунит-гарибургитовая формация Среднего Приднепровья. Геол. и рудоносность юга Украины, Днепрпетровск, 1970, вып. 3.
- Ильвицкий М.М., Романенко Г.Н. О никеленосности магнетита из ультраосновных пород и их коры выветривания. - "Докл. АН СССР, 1964", 159, № 6.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
- Исаев Б.М., Атаев В.Б., Елчиев М.П., Мамедов А.И. Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Белокано-Вандамской структурно-фациальной зоны (в пределах Ахсу и Тиканлычай). - "Ученые записки Азерб. ун-та, сер.геол.-географ. наук", 1972, № 3.
- История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. Под ред. А.П.Виноградова, В.Д.Наливкина, А.Б.Ронова и В.Е.Хаина. М., "Недра", 1964.
- Каденский А.А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Каденский А.А. Метаморфизм палеозойских пород Передового хребта Северо-Западного Кавказа. - "Труды геол. музея им. Карпинского", 1963, вып. 14а.
- Калаяев Г.И. Геотектоническое районирование Украинского щита по структурно-формационным критериям. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, изд-во "Наукова думка", 1970.
- Каневский А.Н. Петрохимический параметр  $M^1/S$  как критерий разделения серпентинитов Среднего Побужья по номенклатуре материнских пород. - "Геохимия", 1968, № 8.
- Кашкай М.А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзССР, 1947.
- Кашкай М.А. Геолого-петрографическая характеристика, минеральные воды, полезные ископаемые Шушинского района. Баку, Изд-во ин-та геологии АзССР, 1960.
- Кизевальтер Д.С. Об явлениях альбитизации в кристаллических сланцах докембрия Северного Кавказа. - "Труды МГРИ", т. 29, 1956.
- Кизевальтер Д.С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа (бассейн рек Баксана и Малки). - Материалы по геол. и металлогении Центр. и Зап. Кавказа. - Труды Кавказск.экспед. МГУ и ВАГТ, 2, 1960.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М., "Наука", 1975.

- Книппер А.Л., Соколов С.Д. Предверхненонские тектонические покровы Малого Кавказа. - "Геотектоника", 1974, № 6.
- Кодарча А., Рэилиану Г., Павелеску Л., Гераси Н., Нэстасяну С., Берча И., Меркус Д. Обзир обзор геологической структуры Южных Карпат между Дунаем и Олгом. Карпато-Балканская геол. ассоц., V конгр. Бухарест, 1961.
- Кокаев С.Н., Плошко В.В. Новые данные о диабаз-пикритовой формации Большого Кавказа. - "Сов. геол.", 1975, № 2.
- Кокарев Г.Н. Содержание свинца, цинка, меди и некоторых других элементов в западной части Киргизского хребта. - "Записки Киргизского отд. Всесоюзн. минерал. об-ва", 1961, вып. 2.
- Кондаков Л.А. Некоторые вопросы развития мезозойского магматизма Кубано-Малкинского междуречья. - Тезисы докладов III конф. по геол. и полископ. Сев. Кавказа, Ессентуки, 1968.
- Кондаков Л.А. Некоторые вопросы эволюции мезозойского магматизма на территории Лабино-Малкинской зоны (Северный Кавказ). - Материалы IV Всесоюзн. петрограф. совещ. Баку, 1969.
- Кондаков Л.А. Мезозойский магматизм юго-восточной части Лабино-Малкинской зоны. М., "Наука", 1974.
- Кондаков Л.А. О проявлениях субщелочного габброидного магматизма на территории Нижнего Дагестана. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1976, № 2.
- Короновский Н.В., Милановский Е.Е. Верхнечетвертичные эксплозивные центры в Дарьяльском ущелье Терека. - "Докл. АН СССР, 1961", 141, № 3.
- Коэн Л.Х., Ито К., Кеннеди Дж.К. Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар. - В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., "Недра", 1970.
- Кравченко С.М. Новые данные по петрографии интрузивных массивов южной части Центрального Крыма. - "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1957, № 6.
- Красивская И.С. О соотношении силурийских и подстилающих их отложений на Северном Кавказе. - "Докл. АН СССР", 1961, 138, № 3.
- Красивская И.С. Новые данные по стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения Малки. - "Докл. АН СССР", 1961, 138, № 4.
- Красивская И.С. Натриевый метасоматоз в метаморфических породах междуречья Чегема и Кубани (Северный Кавказ). - "Изв. вузов", геология и разведка, 1963, № 5.
- Красивская И.С. Основные этапы метаморфизма досилурийских отложений междуречья Чегема и Кубани (Северный Кавказ). - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1964, № 6.
- Кропачев С.М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба, Геология Центрального и Западного Кавказа. М., Госоптехиздат, 1962.
- Крутиховская З.А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Кузнецов А.Г. Вулканогенная формация Северной Осетии в полосе полиметаллических месторождений. Новочеркасск, 1967.
- Кузнецов И.Г. Геолого-петрографический очерк и генезис Карачаевского серебро-цинкового месторождения. - Материалы по общей и прикладной геологии. Л., Геолксм, 1924, вып. 11.
- Кузнецов И.Г. Докембрийские отложения. - В кн.: Геология СССР, т. 9. Северный Кавказ, М.-Л., Госгеолтехиздат, 1947.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.

- Кузнецов Ю.А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. "Геология и геофизика", 1973, № 8.
- Кузьмин С.А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. - В кн.: Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч.2. Материалы по геол. и петрогр. ГрузССР. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Куликов В.И. Глубинное геологическое строение Азербайджанской ССР по данным геофизических исследований. - В кн.: Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых. М., "Недра", 1961.
- Лебедев А.П. Юрский вулканизм в северной части Осетинской АССР. М., Изд-во АН СССР, 1950<sub>1</sub>.
- Лебедев А.П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. - "Труды ИГН АН СССР", 1950<sub>2</sub>, вып. 113.
- Лебедев П.И. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. - "Труды Сев.-Кавк. н.-и. ин-та", 1930, вып. 15, № 75.
- Летников Ф.А., Шкандрий Б.О. О степени сохранности первичного состава докембрийских пород при развитии метаморфических процессов. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., "Наука", 1973.
- Лихачев В.А., Зеленчиков Г.В., Ефанова В.А., Зеленщикова К.Х., Соколов В.А., Гребенников Г.А., Чижов И.М. Геологическое строение и перспектива рудоносности докембрия северной части Ростовской области. - В кн.: Геологическое строение Ростовской и сопредельных областей. Ростов-на-Дону, Изд-во РГУ, 1972.
- Лихачев В.А., Симон А.К., Ефанова В.А. Дифференцированные докембрийские базитовые интрузии юго-востока Русской платформы. - В кн.: Актуальные проблемы современной петрографии. М., "Наука", 1974<sub>1</sub>.
- Лихачев В.А., Симон А.К., Зеленчиков Г.В., Терентенко Г.А. Новые данные по геологии и никеленосности массива "Липов Куст". - В кн.: Магматизм и рудообразование. М., "Наука", 1974<sub>2</sub>.
- Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. - "Труды ЦНИГРИ", 1936, вып. 38.
- Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., Изд-во МГУ, 1969.
- Ломизе М.Г. Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). - "Бюлл.МОИП, отд.геол.", 1970, 45, вып. 6.
- Ломизе М.Г., Плошко В.В. О гипербазитах Главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты). - "Тектогоника", 1969<sub>1</sub>, № 2.
- Ломизе М.Г., Плошко В.В. К петрографии гипербазитовой формации Восточных Карпат. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1969<sub>2</sub>, № 5.
- Ломизе М.Г., Сомин М.Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. - "Вестник МГУ, сер.геол.", 1962, № 6.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К. Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты. - "Вестник МГУ, сер.геол.", 1974, № 2.
- Лупанова Н.П. Формации магматических пород нижнего и среднего палеозоя (Северный Кавказ). М., "Наука", 1975.
- Ляхович В.В. О характере распределения редких элементов в вертикальном разрезе гранитного массива. - "Докл. АН СССР", 1962, 147, № 4.
- Майнелъ Г. К/Ва отношение как индикатор магматической дифференциации и происхождения магматических пород. I Международный геохимический конгресс (Москва, 20-25 июля 1971). Гранитизация, граниты и пегматиты. Доклады, т. III, кн. 2, М., "Наука". 1972.

- Малахов И.А. Петрохимия гипербазитов и условия их образования. - В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Марфуни А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. - "Труды ИГЕМ АН СССР", 1962, вып. 78.
- Медведкова А.А., Блинов Ю.И. К вопросу о геологии и петрохимии гипербазитов Тырныауза (Северный Кавказ). - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1975, № 6.
- Меликян Л.С., Паланджян С.А., Чибухчян Э.О., Вартазарян Ж.С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. - "Изв. АН АрмССР, Наука о Земле, 1967, 20, № 1-2.
- Мельников В.А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа. - "Сов. геол.", 1962, № 4.
- Мерлич Б.В., Спитковская С.М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. - "Вища школа", Львів, 1974.
- Мехтиев Ш.Ф., Байрамов А.С. Геологическое строение Северного Тальша. - В кн.: Вопросы геологии Тальша, М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Малановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа, М., Изд-во МГУ, 1963.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии, М., "Наука", 1973.
- Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. - "Труды НИИГА", Л., "Недра", 1965, 139.
- Милашев В.А. Кимберлитовые провинции, Л., "Недра", 1974.
- Михайлова Н.П. К вопросу о магнитности горных пород Среднего Приднепровья. - "Труды Ин-та геол. наук АН УССР, сер. геофиз.", 1958, вып. 2.
- Михайлова Н.П., Плошко В.В. Магнитные свойства серпентинитов Северного Кавказа. - Геофиз. сборник, 1973, вып. 55. Киев, Изд-во АН УССР.
- Михеев Г.А. О генезисе сиенитоподобных пород Северного Кавказа. - "Изв. вузов, геол. и разв.", 1974, № 6.
- Мкртчян К.А. Ингузивы бассейна р. Веди. - В кн.: Геология СССР, т.43, АрмССР, М., "Недра", 1970.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала, М., "Наука", 1967.
- Морковкина В.Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта, М., "Наука", 1974.
- Морковкина В.Ф., Арутюнян Г.С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта (Армения). - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1971, № 11.
- Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И., Кузьмина О.В. К вопросу о гетерогенности альпийских гипербазитов и слагающих их оливинов. - В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии, М., "Наука", 1974.
- Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Некоторые геохимические особенности пород гипербазитовых поясов Полярного Урала и Малого Кавказа. - В кн.: Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород, М., "Наука", 1976.
- Москалева В.Н., Харкевич Д.С., Шаталов Е.Т. Закономерности проявления магматических формаций на территории СССР. - В кн.: Магма-

- тизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, ч. 2. М., "Наука", 1972.
- Муратов М.В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. - В кн.: Тектоника СССР, т. 2. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., "Наука", 1968.
- Паланджян С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1971.
- Панов Д.И., Бызова С.А., Снежко Е.А. Новые данные по стратиграфии нижней и средней юры отложений центральных частей Большого Кавказа (Баксан - Белая). - "Изв. вузов, геол. и разведка", 1964, № 4.
- Паффенгольц К.Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1970.
- Пилюченко Р.Е. Краткий геологический очерк верховьев рек Кяфара и Большой Зеленчук в Карачае. - "Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа", Ессентуки, 1938, вып. 1.
- Пинус Г.В. Современное состояние проблемы генезиса гипербазитов. - В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., "Наука", 1966.
- Плошко В.В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М., "Наука", 1965.
- Плошко В.В. Новые данные о первичной природе ультрабазитов зоны Уруштен-Маркопиджского разлома (Северный Кавказ). - В кн.: Вопросы магматической геологии. М., "Наука", 1969.
- Плошко В.В. Гипербазитовые формации Кавказско-Крымско-Карпатского складчатого региона. - "Труды ИГЕМ АН СССР", 1972.
- Плошко В.В. Формации гипербазитов и эколгитов Северного Кавказа и их рудоносность. - Тезисы докл. IV конфер. по геол. и полезн. ископ. Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Плошко В.В., Богданов Ю.А. Ультрасосновные породы впадины Романш (Атлантика). - Материалы IV Всес. петрограф. совещ. Баку. Изд-во АН АзССР, 1969.
- Плошко В.В., Неговелов Ф.С. Апатитовые проявления зоны Уруштен-Маркопиджского разлома на Северном Кавказе. - В кн.: Апатиты. М., "Наука", 1968.
- Плошко В.В., Сидоренко Г.А., Степанова Г.П., Телешова Р.Л., Шпорт Н.П. Пироксены из эколгитов и апатитовых руд Кавказа. - В кн.: Новые данные о минералах. Труды Мин.музея АН СССР, 1975, вып. 24.
- Плошко В.В., Шпорт Н.П. Формация эколгитов Большого Кавказа. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1974, № 12.
- Поталенко Ю.Я. К литологии докембрийской толщи вулканокластических пород руч. Шиджатмаз (Северный Кавказ). - "Литология и пол. ископ.", 1966, № 6.
- Поталенко Ю.Я. Стратиграфия досилурийских метаморфических толщ Кубани. - "Труды по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа", 1967<sub>1</sub>, вып. 12.
- Поталенко Ю.Я. Об интрузивных залежах порфировидов в докембрийских отложениях Северного Приэльбрусья. - "Сов. геол.", 1967<sub>2</sub>, № 1.

- Потапенко Ю.Я. О додевонских формациях и этапах развития Северного Приэльбрусья. - "Докл. АН СССР", 1969, 187, № 1.
- Потапенко Ю.Я., Момог С.П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. - "Докл. АН СССР", 1965, 164, № 3.
- Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. Тектонический покров в метаморфическом комплексе Северного Приэльбрусья. - "Докл. АН СССР", 1973, 212, № 2.
- Рабинович А.В., Баскова З.А. Характер распределения Рb в некоторых гранитоидах Восточного Забайкалья. - "Геохимия", 1959, № 6.
- Ревардагто В.В. Фации контактового метаморфизма. М., "Недра", 1970.
- Резников А.П. Метаморфические сланцы р.Малки. - "Ученые записки Кабардинского н.-и. ин-та", т. 3, 1948.
- Рейгартен В.П. Новые данные по тектонике Кавказа. - "Записки Росс. мин.об-ва", 1926, 2-я сер., ч. 55, вып. 2.
- Рейгартен В.П. Общий очерк тектоники Кавказа. - "Труды 17-го Междунар. геол. конгресса", т. 2, 1939.
- Рейгартен В.П. Общий обзор тектоники Закавказья. - В кн.: Геология СССР, 1941, т. 10, ч. 1.
- Робинсон В.Н. Геологический обзор области гриаса и палеозоя бассейна рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. - "Труды Всес. геол.-развед. объединения НКТП СССР", 1932, вып. 226.
- Рождов Б.Н. Рудоносность верхней части р. Самур в горном Дагестане. - "Труды ВГРО", 1937, вып. 169.
- Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Бальгъчано-Сугойского района). - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1967, № 4.
- Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М., "Наука", 1970.
- Русанов Н.К. Крайкий геологический очерк верховьев р. Ахты-чай в Южном Дагестане. - В кн.: "Труды по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа", Ростов-на-Дону, 1938.
- Савченко Н.А. Фиагдонское рудное поле. Киев, "Наукова думка", 1970.
- Самохин А.А. Структурные особенности массива Большой Балкан на Северном Кавказе. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1957, № 6.
- Симон А.К., Баскина В.А. Пикриты и проблемы ультраосновного магматизма. - В кн.: Очерки геологической петрологии. М., "Наука", 1976.
- Симон А.К., Зеленщиков Г.В., Лебедько Г.И., Лихачев В.А., Ефанова В.А., Зеленщикова К.Х. Основные черты строения и формационное расчленение докембрийского фундамента юго-востока Русской плиты. - В кн.: Геология, петрология и металлогения Русской платформы", т. 2. М., "Недра", 1976.
- Скаковский Н.К. Садонское свинцово-цинковое месторождение. - "Труды Ин-та прикладной минерал.", 1931, вып. 50.
- Соболев В.С. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., "Недра", 1974.
- Соболев В.С., Костюк В.П., Бобриевич А.П. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев. Изд-во АН УССР, 1955.
- Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолиздат, 1952.
- Соболев Н.В., Гневушев М.М., Михайловская Л.Н., Футергендлер С.И., Шеманина Е.И., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. Состав гранатов и пироксенов в уральских алмазах. - "Докл. АН СССР" 1971, 198, № 1.

- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Соболев С.Ф. Петрология и геохимия базит-гипербазитовых формаций Уральской геосинклинали. - В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., "Недра", 1975.
- Соловкин А.Н. Интрузии юго-восточной части Кавказского хребта. - "Изв. АН СССР, сер.геол.", 1952, № 2.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., "Наука", 1970.
- Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М., "Наука", 1971.
- Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии (ред. Г.Д.Афанасьев). М., "Наука", 1975.
- Стилмен К. Структура и развитие северного кольцевого комплекса магматической провинции Нуанетси (Южная Родезия). - В кн.: Механизм интрузий магмы. М., "Мир", 1972.
- Струева О.М., Иловайская С.В. Петрохимические особенности ультрабазитов Верховцевского района. - В кн.: Геохимия и рудообразование, вып. 3. Киев, "Наукова думка", 1974.
- Суетнов В.В., Мирзоев Д.А., Каспаров С.А. О влиянии диагональных разломов северо-западного простирания на формирование юрского структурного плана Предгорного Дагестана. - В кн.: Очерки геологии, гидрогеологии, геохимии и нефтегазоносности Дагестана, Труды Ин-та геологии, вып. 6. Махачкала, 1966.
- Сулганов Р.Г. О некоторых вулканических породах на Южном склоне Кавказа в Азербайджане. - "Ученые записки АзГУ", 1959, № 1.
- Суханов М.К. К вопросу об образовании вулканогенного горизонта Северной Осетии. - Сб. НСО, № 10, МГУ, 1974.
- Суханов М.К., Цветков А.А. Магматические породы горного массива Чаухи (Центральный Кавказ). - "Изв. АН СССР, сер.геол.", 1975, № 1.
- Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм. - В кн.: Химия земной коры, т. 2, М., "Наука", 1964.
- Таусон Л.В., Козлов В.Д., Антипин В.С., Шеремет Е.М. Геохимические особенности формирования гранитоидных магм в зонах активизации. - Материалы I Международного геохимического конгресса, т. 3, Кн. 2, М., "Наука", 1972.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Усенко И.С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1953.
- Устиев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. - "Изв. АН СССР, сер.геол.", 1963<sub>1</sub>, № 12.
- Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. - В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963<sub>2</sub>.
- Устиев Е.К. Структурно-генетические ряды магматических формаций. - "Докл. АН СССР", 1963<sub>3</sub>, 149, № 2.
- Устиев Е.К. Проблема отношений между вулканизмом и плутонизмом на ранних стадиях тектоно-магматического цикла. - В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. 2, М., "Наука", 1969.

- Устиев Е.К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. - "Изв. АН СССР, сер.геол.", 1970, № 4.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., "Мир", 1970.
- Фаворская М.А. Роговая обманка сванетских неонитрузий. - В кн.: Академику Д.С.Белянкину к семидесятилетию со дня рождения, ИГиН АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Фаворская М.А. Неонитрузии Верхней Сванетии. - "Труды ГИН АН СССР, сер.петрограф." (№ 27), вып. 84, 1947.
- Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм Восточного склона Сихотэ-Алиня. - "Труды ИГЕМ АН СССР", 1956, вып. 7.
- Фаворская М.А. К вопросу о взаимоотношении эндогенного оруденения с эффузивными формациями. - Материалы 2-го Всес. петрограф. совещания. Ташкент, 1958.
- Фаворская М.А. Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методика их изучения. - В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., "Недра", 1965.
- Федынский В.В. Аномалии силы тяжести в Азербайджане. - "Труды треста "Азнефтеразведка", Баку, 1937.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. Земля, введение в общую геологию, т. 1. М., "Мир", 1974.
- Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Фролова Т.И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. - "Сов.геол.", 1968, 1, № 11.
- Фролова Т.И. О связи вулканизма и глубинных тектонических структур на восточном склоне Южного Урала. - В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., "Наука", 1968, 1.
- Хаин В.Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. - "Бюлл. МОИП, отд.геол.", 1950, т. 25.
- Хаин В.Е., Шарданов А.И. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН АзССР, 1952.
- Харкевич Д.С. Карта магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000. Вулканизм и тектогенез, М., "Наука", 1968.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). - "Бюлл. МОИП, отд.геол.", 1952, т. 27, 5.
- Хильтов Ю.Н. Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ). М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Хильтова В.Я., Лобач-Жученко С.Б., Петров Б.В., Крылов И.Н., Шулешко И.И. Проблема сохранности первичного химического состава пород при региональном метаморфизме. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2, М., "Недра", 1975.
- Хмара А.Я., Гаев И.А. Новый формационный тип ультрабазитов на Украинском кристаллическом щите. - "Докл. АН СССР", 1970, 190, № 5.
- Цветков А.А. О "кератофирах" Северной Осетии. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1972, № 11.
- Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа и некоторые практические выводы из его изучения. - Тезисы докл. 4-й конфер. по геол. ископ. Сев.Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Цимельзон И.О. К проблеме геологической интерпретации Тальш-Вандамского гравитационного максимума. - "Геология нефти и газа", 1959, № 3.

- Черницын В.Б., Андрушук В.Л., Рубцов Н.Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. М., "Недра", 1971.
- Чернышов Н.М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, Изд-во ВГУ, 1971.
- Чернышов Н.М. Докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива и общие черты их рудоносности. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1972, № 4.
- Черняк Н.Н., Бунич С.Ф. Новые данные о пирокластических породах из альбских отложений Тарханкутского полуострова. - "Докл. АН СССР", 1962, 46, № 1.
- Шаповал В.И. Физические свойства серпентинитов района Среднего Побужья. - В кн.: Комплексные геофизические исследования территории Украины, Киев, 1963, вып. 4 (6).
- Шарданов А.Н., Хаин В.Е. Новые данные о мезозойских вулканогенных толщах юго-восточной части Большого Кавказа. - "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1957, т. 32, № 1.
- Шатский Н.С. Очерки геологии Волго-Уральской нефтеносной области и степных частей западного склона Южного Урала. "Материалы по геол. СССР, новая сер.", 1945, вып. 2(6).
- Шатский Н.С. Избранные труды, т. 3. М., "Наука", 1965.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их роль и размещение и связанная с ними минерализация. - В кн.: Геол. местор. редких элементов. М., Госгеолтехиздат, 1961, вып. 12-13.
- Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзССР, 1956.
- Шихалибейли Э.Ш. К вопросу о глубинном строении впадины Южного Каспия и окружающих областей. XXI Сессия МГК. Доклады советских геологов, (проблема 18). М., 1960.
- Шахалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Баку, Изд-во АН АзССР, 1967.
- Штейнберг Д.С. Интрузивные формации Урала. - Труды Совещания по вопросам магматизма Урала. Свердловск, 1960.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. - "Труды Ин-та геол. Уф АН СССР", 1964, вып. 72.
- Штейнберг Д.С. Важнейшие эффузивные и эффузивно-интрузивные (вулканоплутонические) формации Урала. - В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966.
- Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения. - Труды ЦНИГРИ, М., 1970, вып. 87.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О поведении трехвалентного железа при серпентинизации. - "Записки Всес. минерал. об-ва", 1970, ч. 99, № 5.
- Штилле Г. Избранные труды. Пер. с немец. М., "Мир", 1964.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука", 1969.
- Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., "Недра", 1968.
- Щеглов А.Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации. - "Сов. геол.", 1970, № 3.

- Шеглов А.Д., Михайлов Н.П. Магматизм областей тектонической активизации. — Материалы 4-го Всес. петрограф. совещания (Баку, сентябрь 1969 г.). Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.
- Эдиллашвили В.Я., Леквинадзе Р.Р., Гошберидзе В.В., Шубладзе Р.Л. К вопросу о возрасте некоторых свит сланцевой серии Большого Кавказа. — Тезисы докл. 4-й конф. по геол. и полезн. ископ. Сев.Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Юдин Г.Т., Данков Б.С., Жадрева Т.С. Нефтегазоносность триаса Предкавказья. "Наука", 1974.
- Abich H. Prodomus einer Geologie der Kaukasischen Länder. — Mem. d. l'Ac. d. Sci. de St. Petersburg., 1858, VI ser., t. VII, Petersburg.
- Beer K.E.B.Sc. The petrography of some of the riebeckite — granites of Nigeria. London. Her Majesty's stationery office, 1952.
- Cox K.G., Johnson R.Z., Monkman L.I., Stillman C.I., Vall I.B. Wood D.N. The geology of the Nuanetsi igneous province. — Rhilos. irans. Roy. Soc. London., ser. A., 1965, N 1078, 257.
- Favre E. Recherches géologiques dans la partie central de la chaîne du Caucase. Geneve, 1875.
- Friedman G.M. Note on the relative abundance of some trace elements near the lower and upper contacts of the Palisades sill. — Amer. Y. Sci., 1954, 252, N 8.
- Gabriel A., Cox E. A stanig method for the quantitative determination of certain rock minerals. — Am. miner., 1929, 14, N 8.
- Ito K., Kennedy G.C. Melting and phase relations in a natural periodotite to 40 kilobars. — Amer. J. Sci., 1967, 265, N 6.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island areas. — Bull. vol., 1966, 29, N 5.
- Kushiro J., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. — J. Petrol., 1963, 4, N 1.
- Lagorio A. Itinéraire d'Alouchta a Sévastopol par l'Alta, Bachtshisaray et Mangoup-Kalé. Guide des excursions du Congrès Geol. Intern. St. Petersburg., 1897.
- Macdonald G.S., Kataura. Chemical composition of Hawaiian lavas. — J. Petrol., 1964, N 5.
- Mcgetchin Thomas R., Leon T., Silver. Composition relations in minerals from kimberlite and related rocks in the Moses Rock dike, San Juan Country, Utah. — Am. miner., 1970, 55, N 9—10.
- Mitchell B.H., Fritz P. Kimberlite from Somerset Island, District of Franklin, N.W.T. — Canad. joint. earth sci., 1973, 10, N 3.
- Parry W.T., Nackowski P.M. Copper, lead and zink in biotites from Basin and Range quartz monzonites. — Econ. Geol., 1963, 58, N 7.
- Saggerson E.P., Williams L.A.I. Ngurumanite from Sothern Kehya its bearing on the origin of rocks of Nothern Tanganyka alkaline district. — J. Petrol., 1964, N 5.
- Stille H. Einführung in Bau Americas. Berlin, 1940.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
А.М. Борсук. О некоторых понятиях, терминах и направлениях исследований в области формационного анализа магматических горных пород . . . . .	6
<b>МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАВКАЗА</b>	
А.М. Борсук, А.Г. Гурбанов, Л.А. Кондаков, И.С.Красивская, В.В. Плошко, М.К. Суханов, А.А. Цветков. Структурно-формационное районирование Большого Кавказа и карта магматических формаций . . . . .	12
И.С. Красивская. Досилурийские магматические формации в составе кристаллического фундамента Бечасынской зоны Северного Кавказа . . . . .	21
Л.П. Брюшкова, И.С. Красивская. Габбро-диоритовая формация верховьев Кубани (Бечасынская зона) и ее положение в ряду древних магматических формаций Северного Кавказа . . . . .	69
А.М. Борсук. Латеральные вариации состава юрских магматических формаций Большого Кавказа и их петрологический смысл . . . . .	87
<b>Г.Д. Афанасьев</b> , Р.Н. Абдуллаев, Л.А. Кондаков. Мезо-кайнозойские магматические формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны . . . . .	126
А.Г. Гурбанов. Мезо-кайнозойские магматические формации осевой части зоны Главного Кавказского хребта . . . . .	148
В.Ф. Морковкина, Г.С. Арутюнян, С.И. Гаврилова. Некоторые вопросы петрогенезиса офиолитовой ассоциации Малого Кавказа . . . . .	183
<b>ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ И БАЗИТОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</b>	
В.В. Плошко. Формационный тип альпинотипных гипербазитов (на примере юга Восточно-Европейской платформы, Кавказа и Карпат) . . . . .	214
А.К. Симон, Г.В. Зеленщиков, Г.А. Терентенко, М.Е. Островская. Формационная принадлежность базит-гипербазитовых массивов юго-востока Русской платформы в свете новых данных . . . . .	253
В.И. Гоньшакова. Девонская формация кимберлитов юга Восточно-Европейской платформы . . . . .	268
Литература . . . . .	301

О некоторых понятиях, терминах и направлениях исследований в области формационного анализа магматических горных пород. Борсук А.М. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

В статье рассматриваются понятия и термины, используемые в формационном анализе магматических горных пород. Обсуждаются также понятия, как "конкретная магматическая формация", "формационный тип", "комплекс" и т.д. Высказывается соображение о двух направлениях в исследовании магматических формаций. Изложены критерии, которые используются для выделения магматических формаций.

Структурно-формационное районирование Большого Кавказа и карта магматических формаций. Борсук А.М., Гурбанов А.Г., Кондаков Л.А., Красивская И.С., Плошко В.В., Суханов М.М., Цветков А.А. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

Рассмотрена схема тектонического районирования Большого Кавказа, являющаяся обобщением опыта многих исследователей Кавказа и материалов по изучению ассоциаций магматических горных пород, накопленных авторами. Описаны основные черты строения пяти крупных структурно-формационных зон: Бечасьинской, Передового хребта, Главного хребта и Южного склона, имеющих общекавказское, северо-западное простирание, и транскавказской поперечной субмеридиональной зоны. Рассмотрены главные проявления разновозрастных магматических ассоциаций в пределах выделенных зон. Структурно-формационное районирование нашло отражение в прилагаемой карте магматических формаций Большого Кавказа.

Илл. 1.

Досилурийские магматические формации в составе кристаллического фундамента Бечасьинской зоны Северного Кавказа. Красивская И.С. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

В составе древнейшего, досилурийского фундамента горного сооружения Кавказа в пределах Бечасьинской структурно-формационной зоны выделен и описан последовательный ряд магматических формаций: 1) диабаз-альбитофировая; 2) габбро-диоритовая; 3) плагио-гранито-гнейсовая; 4) габбро-диабазовая. Магматические формации отражают последовательные этапы развития геосинклинали области, возникшей и эволюционировавшей в верхнем протерозое - нижнем палеозое. Анализ распространения и характера развития магматических пород в фундаменте Бечасьинской зоны позволяет наметить признаки ранней дифференциации области на различные структурно-формационные зоны с разными масштабами и формами развития магматической деятельности. Все описанные магматические породы претерпели региональный зеленосланцевый метаморфизм досилурийского возраста, а также регионально-контактный метаморфизм и диафторез, связанные с герцинским тектоно-магматическим циклом. Характерна четкая натровая специфика состава всех магматических пород.

Табл. 9, илл. 7.

УДК 552.321.415

Нижнепалеозойская габбро-диоритовая формация верховьев р.Кубани (Бечасьинская зона) и ее положение в ряду древних магматических формаций Северного Кавказа. Брюшкова Л.П., Красивская И.С. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

Рассмотрены геологическое положение, строение и состав пород габбро-диоритовой формации досилурийского возраста, выделявшейся ранее как габбро-сиенитовая. Формация представлена небольшими однофазными массивами пироксен-роговообманковых и роговообманковых габбро-диоритов, сопровождаемых дайковой серией габброидов и аплитов. Массивы претерпели региональный зеленосланцевый метаморфизм совместно с вмещающими их породами кристаллического фундамента Бечасьинской зоны. Установлен выдержанный среднеосновной щелочноземельный состав пород, подвергшихся в ограниченных приразломных участках процессам калиевой фельдшпатизации, связанной с воздействием позднепалеозойского гранитного очага.

Табл. 9, илл. 1.

УДК 552.31

Латеральные вариации состава юрских магматических формаций Большого Кавказа и их петрологический смысл. Борсук А.М. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

Рассмотрены геологическое положение и петрологические особенности магматических формаций нижней - средней юры, образующихся в трех различных структурно-формационных зонах Большого Кавказа: эвгеосинклиальной, переходной и области активизированной платформы. Установлено, что изменение состава однотипных формаций подчинено латеральной зональности. От эвгеосинклиальной зоны к области активизированной платформы в магматических породах - производных базальтового расплава - увеличивается содержание  $K_2O$ . Изменения в составе породообразующих минералов ранней кристаллизации свидетельствуют о том, что при движении от эвгеосинклиальной зоны и области активизированной платформы увеличиваются глубины, на которых происходит генерация базальтоидного расплава. В переходной зоне и области активизированной платформы синхронно с базальтоидными формациями возникают породы-производные андезитового расплава, образующегося в результате анатектического плавления сиалических масс коры. Геологические и геохронологические факты указывают на то, что начало и развитие титано-магматической активности во времени происходит от платформы в сторону геосинклиального прогиба.

Табл. 13, илл. 6.

УДК 558.313

Мезо-кайнозойские, магматические формации Талыш-Дагестанской субмеридиональной зоны. Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Кондаков Л.А. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

Впервые на Восточном Кавказе выделяется субмеридиональная долгоживущая структура глубокого заложения, названная Талыш-Дагестанской зоной. В течение всего альпийского этапа развития Кавказа эта зона играла большую роль в пространственном размещении магматических формаций. Возраст магматических образова-

ний, контролируемых Талыш-Дагестанской зоной, варьирует от триаса на севере до палеогена на юге. Характерной особенностью меловых и палеогеновых магматических пород, развитых в центральной и южной частях этой зоны, является их субщелочной состав.

Табл. 7, илл. 2.

УДК 552.311

Мезо-кайгозойские магматические формации осевой части зоны Главного Кавказского хребта. Гурбанов А.Г. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

В осевой части Главного Кавказского хребта развиты интрузивные образования, объединенные в Кардывачский магматический узел, который пространственно приурочен к системе разрывных нарушений северо-западного простирания и глубинного заложения. Выделены следующие разновозрастные конкретные магматические формации: а) позднеюрская габбро-диоритовая, б) ранне-позднемеловая базальт-трахитовая, в) позднемеловая субщелочная гранитная, г) палеогеновая базальт-трахитовая. Породы, слагающие выделенные формации, охарактеризованы петрохимически, геохимически и минералогически, и в них установлено повышенное содержание редких земель иттриевой и цериевой групп. Интрузивные образования, развитые в пределах Кардывачского магматического узла, не имеют эффузивных аналогов в современном эрозионном срезе. Для всех пород, входящих в состав формаций, характерна повышенная щелочность (с преобладанием натрия над калием), свидетельствующая о том, что источники, из которых они образовались, имели выдержанную щелочную тенденцию. Специфический состав пород, объединенных в конкретные формации, позволяет сделать вывод о том, что внедрение магм происходило в период консолидации зоны Главного Кавказского хребта.

Табл. 7, илл. 5.

УДК 552.162.163.4

Некоторые вопросы петрогенезиса офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. Морковкина В.Ф., Арутюнян Г.С., Гаврилова С.И. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

В статье освещаются вопросы геологического положения и строения офиолитовой ассоциации Малого Кавказа, объединяющей ультрамафиты, генетически связанные с ними породы разного состава и вулканогенно-осадочную серию. Доказываются древний возраст гипербазитов, их тектоническое положение и ведущая роль в формировании пород гипербазитовой ассоциации процессов метасоматизма. Приводится обоснование древнего, заведомо доюрского возраста вулканогенно-осадочной серии и ее совместной с гипербазитами длительной метаморфической истории.

Табл. 4, илл. 6.

УДК 552.321.6

Формационный тип альпинотипных гипербазитов (на примере юга Восточно-Европейской платформы Кавказа и Карпат). Плешко В.В. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

На основании общности признака повторяемости конкретных гипербазитовых формаций в различных геологических структурах (юг Восточно-Европейской платформы и ее складчатое обрамление) в

течение длительного промежутка геологической истории (от низов докембрия до среднего палеозоя, а возможно, и мезозоя) в пределах Кавказа, Карпат и Украинского щита выделяется самостоятельный формационный тип альпинотипных гипербазитов. Разновозрастные конкретные гипербазитовые формации в каждом из отмеченных регионов по геологическому положению, петрогеохимической специфике и характеру наложенной метасоматической переработки сопоставимы между собой и имеют все признаки, свойственные гипербазитам данного формационного типа.

Табл. 5, илл. 4.

УДК 552.321.:552.11

Формационная характеристика докембрийских базит-гипербазитовых массивов юго-востока Русской платформы в свете новых данных.

Симон А.К., Зеленщиков Г.В., Теретенко Г.А., Островская М.Е. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

В фундаменте юго-восточной части платформы (север Ростовской и Воронежская область) бурением вскрыты новые массивы: Третинский, Ереминский, Морозовский, Калмыковский и др. Вместе с ранее известными интрузиями они четко распадаются на две группы: расслоенные гипербазит-базитовые интрузии и существенно гипербазитовые. Последние нередко также включают габброиды, но в виде самостоятельной интрузивной фазы. Расслоенные интрузии отнесены к известной формации габбро-норит-пироксенит-перидотитовой, а много- и однофазные существенно гипербазитовые массивы — к габбро-пироксенит-дунитовой формации, несмотря на необычную обстановку проявления последней. Детальное изучение вещественного состава гипербазитов установило их генетическую связь с базальтоидной магмой, в том числе в однородных пироксенит-перидотитовых массивах.

Табл. 3, илл. 2.

Девонская формация кимберлитов юга Восточно-Европейской платформы. Гоньшакова В.И. Сб. "Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы". М., "Наука", 1977.

На юге Восточно-Европейской платформы, в зоне сочленений Донецкого авлакогена с Приазовской частью Украинского щита, выявлена новая кимберлитовая провинция, несколько отличающаяся по петрохимическим и минералогическим особенностям от Сибирской и Африканской кимберлитовых провинций. Кимберлитовые породы Приазовья относятся к железистой ассоциации и по условиям образования соответствуют породам эклогитовой фации. Для них характерно наличие гранат и оливина повышенной железистости и широкой гаммы хромшпинелидов, в том числе титанистых хромитов и пикроильменитов с низким содержанием окисного железа. Последнее сближает их с пикроильменитами из сростков с алмазами (трубка "Мир", Якутия). Различный состав кимберлитов в пределах отдельных провинций и отдельных регионов свидетельствует о гетерогенности глубинных зон Земли как по вертикали, так и по литерали.

Табл. 6, илл. 12.

**МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КAVKAZA  
И ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Утверждено к печати  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор издательства Н.В. Знаменская  
Художественный редактор И.К. Капралова  
Технический редактор И.В. Голубева

Подписано к печати 22/VIII 1977 г. Т - 14937  
Усл. печ.л. 20,3+1,3 вкл. Уч.-изд.л. 23,9.  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1.  
Тираж 700 экз. Тип. зак. 465  
Цена 2 р. 40 к.

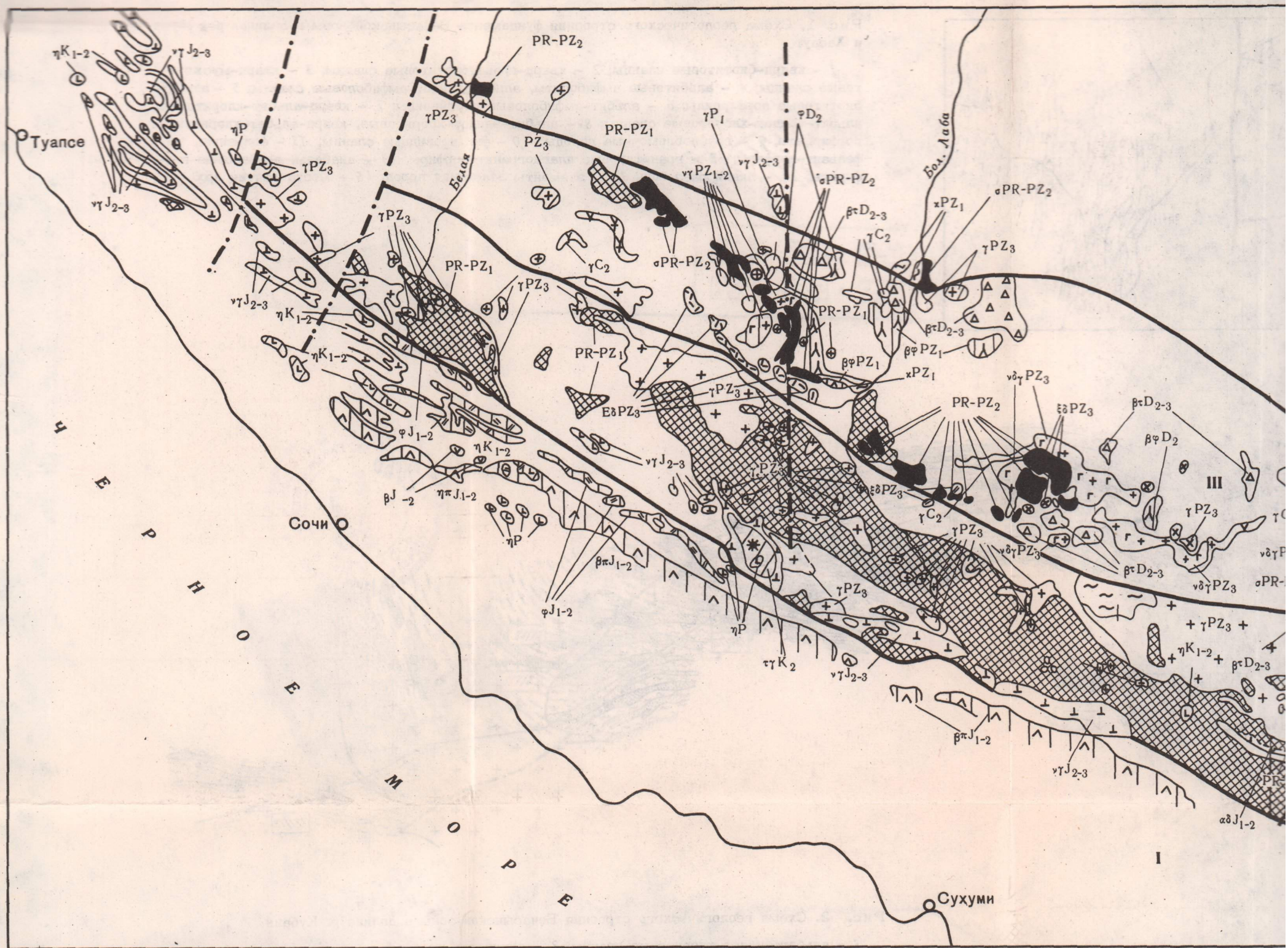
Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",  
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94<sup>а</sup>  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2166

2 р. 40 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
НАУКА



	ЭРА		КАЙНОЗОЙСКАЯ		МЕЗОЗОЙСКАЯ		
	ПЕРИОД	НЕОГЕН-АНТРОПОГЕНОВЫЙ		ПАЛЕОГЕНОВЫЙ	МЕЛОВОЙ	ЮРСКИЙ	
		ЭПОХА				ПОЗДНЯЯ-СРЕДНЯЯ	СРЕДНЯЯ-РАННЯЯ
СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА	ТРАНСКАВКАЗСКАЯ ПОПЕРЕЧНАЯ ЗОНА V		et N <sub>2</sub> -Q 1 млн. лет Андезит-трахиандезитовая et N <sub>2</sub> -Q 0,5-4,5 Гранитоидная вулканоплутоническая et N <sub>2</sub> 9-12 Субщелочных гранитоидов				
	БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА IV				et K <sub>1-2</sub> 100-110 Эссексит-тешенитовая	et J <sub>2-3</sub> 140-150 Габбро-гранитная et J <sub>3</sub> 145-155 Субщелочных габброидов трахитов	et J <sub>1-2</sub> 150-160 Андезит-трахиандезитовая et J <sub>1-2</sub> 180-185 Долеритовая
	ЗОНА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА III						et J <sub>1-2</sub> Габбро-диабазовая (включая пикритовую субформацию) et J <sub>1</sub> пикриты et J <sub>1-2</sub> 170-185 Андезит-дацитовая вулканоплутоническая
	ЗОНА ГЛАВНОГО ХРЕБТА II		et P 40-50 Эссексит-тешенитовая	et K <sub>2</sub> 61-85 Субщелочных гранитоидов et K <sub>1-2</sub> 100-110 Эссексит-тешенитовая	et J <sub>2-3</sub> 145-170 Габбро-гранитная		
	ЗОНА ЮЖНОГО ОКЛОНА I		et P 40-50 Эссексит-тешенитовая	et K <sub>1-2</sub> 100-110 Эссексит-тешенитовая	et J <sub>2-3</sub> 140-190 Габбро-гранитная	et J <sub>1-2</sub> Кварцевых альбитофиоров et J <sub>1-2</sub> Спилит-диабазовая	

