

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 69. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 38). 1950

Г. Д. АФАНАСЬЕВ

**ГРАНИТОИДЫ ДРЕВНИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Г. Д. АФАНАСЬЕВ

**ГРАНИТОИДЫ ДРЕВНИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА.****ВВЕДЕНИЕ**

Изучая древние гранитоиды Северо-Западного Кавказа в течение 1939—1940 г. и 1945—1947 г., автор ближе подошел к одному из наиболее сложных вопросов геологии Северного Кавказа — его интрузивному магматизму.

Изучение гранитов Главного Кавказского хребта имеет длительную историю. Еще в 1875 г. Е. Фавр пытался отделить граниты северной полосы от гранитоидов Главного хребта. П. П. Пятницкий (1928) кладет в основу строения Главного хребта комплекс первичных гнейсов и кристаллических сланцев; граниты же, по его мнению, имеют подчиненное значение. Несколько позднее в области Центрального Кавказа проводят петрографические исследования Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Д. С. Белянкин, давшие детальную петрографическую характеристику гранитов Дарьяла и Фаснала. Д. С. Белянкин продолжал изучение гранитов Кавказа на материале Индыш, Клухорского перевала и других районов.

П. И. Лебедев за период своей непосредственной работы с 1916 по 1926 гг. дал ряд трудов по изучению палеовулканогенной (юрской) формации Кубани, Даугты и интрузий ультраосновных пород. В последующие годы (1938—1945) под его непосредственным руководством проводила работы Кавказская комплексная экспедиция Академии Наук СССР.

Большой вклад в познание петрографии Центрального Кавказа внесли работы А. П. Герасимова, И. Г. Кузнецова, К. Н. Паффенгольца, С. П. Соловьева.

Тридцатые годы нынешнего столетия были временем детального изучения гранитоидов Центрального Кавказа. В работах принимали участие П. С. Саакян, С. П. Соловьев, В. Н. Соловьев, М. И. Ициксон и другие.

Такова далеко не полная картина объема исследований в области Центрального Кавказа за период с 1875 по 1947 гг.

В Западном Кавказе наблюдается другая картина. Геологическое строение р. М. Лабы до начала XX в. оставалось почти неизвестным. В небольшой степени оно затрагивается у К. Папп в сочинении Деши «Кавказ» (1905—1907 гг.).

В 1906 г. В. И. Воробьев открыл триас рр. Белой и Лабы. Палеозой Западного Кавказа был впервые изучен в 1912 г. В. Н. Робинсоном. Почти в одно время В. Н. Робинсон (1912 г.) и Н. И. Безбородько (1913) отмечали змеевики, причем Н. И. Безбородько наметил широкий пояс их развития от р. Белой до р. Б. Лабы.

Геологические съемки палеозоя были начаты в 1917 г. В. Н. Робинсоном по М. Лабе и И. И. Никшич по р. Белой. Систематические съемочные работы проводились В. Н. Робинсоном с 1924 по 1929 гг. Предварительную петрографическую обработку материалов при этом проводил Г. П. Агалин.

В 1935 г. Л. А. Варданыц более детально обработал часть изверженных пород из материалов В. Н. Робинсона. Петрография Западного Кавказа освещена в работах Н. В. Попова, П. Н. Татарникова, Н. Е. Ефремова. Систематическое, но все же предварительное изучение петрографии бассейна рр. Большой и Малой Лабы проведено в 1933 г. экспедицией Академии Наук (Е. Н. Дьяконова-Савельева, Н. А. Игнатъев, А. Г. Кобилев, Д. П. Сердюченко и др.). В дальнейшем, до 1941 г., петрографическое изучение проводилось в связи с детализацией геологического строения Западного Кавказа и расширением поисковых работ. Ряд работ опубликован Г. М. Ефремовым, А. Г. Кобилевым, Е. Н. Дьяконовой, Н. И. Сидоропуло. Основной геологической работой по Западному Кавказу является работа В. Н. Робинсона, сопровождаемая геологической картой.

В западной части Северного Кавказа гранитные интрузии были изучены значительно меньше, чем граниты Центрального Кавказа. Естественно, что представления о гранитоидах Северного Кавказа, установившиеся благодаря многолетним исследованиям восточной части (Центрального Кавказа), подчас механически переносились и на область Северо-Западного Кавказа, — несмотря на то, что особые геологические условия оправдывали здесь несколько отличные выводы.

Состояние изученности гранитоидов Северного Кавказа на 1939 г. позволяло выделить среди них прежде всего две резко отличные группы: 1) древние докембрийские интрузии, 2) молодые интрузии послекембрийского возраста.

Молодые интрузии, не встречавшиеся при наших работах и не входящие в нашу тему, при дальнейшем рассмотрении исключаются.

Со времени начала наших работ (1939 г.) наметился вывод о том, что среди древних интрузий можно выделить две группы — северные граниты (красные) типа гранитов р. Малки и южные (или серые) граниты Главного хребта.

Среди последних выделялись, главным образом, по текстурным признакам и в меньшей степени по геологическим взаимоотношениям, порфировидные граниты, равномернозернистые двуслюдяные и, как некоторая разновидность последних, граниты уллукамского типа.

Геологическое положение древних гранитоидов было достаточно неопределенным и воззрения на их возраст менялись. Большинство геологов все же относило их к докембрию; причем основанием для этого были косвенные соображения. Некоторые исследователи допускали возможность различного возраста гранитов и более поздние граниты относили к нижнему палеозою.

На геологической карте масштаба 1 : 1 000 000, изданной ВСЕГЕИ в 1945 г., граниты Главного хребта показаны как сложные образования, частично архейские, частично нижнепалеозойские.

Отсутствие систематических исследований по петрографии изверженных пород Северо-Западного Кавказа привело к тому, что, несмотря на более благоприятную геологическую обстановку, здесь все же наблюдаются противоречия и путаница во взглядах при расчленении древнего магматизма и выяснении петрогенетических отношений между отдельными группами пород.

Следует отметить, что до сих пор остается неясным, имеем ли мы здесь интрузии серпентинитов одного возраста, которые образуют «змеевиковый пояс» на северных склонах хребта от верховий Кубани до Черного

моря, или же домезозойские интрузии серпентинизированных ультраосновных пород разновозрастны.

Табл. 1 отображает взгляды некоторых исследователей Кавказа на отношения, существующие между различными проявлениями доюрской интрузивной деятельности.

Последовательность формирования отдельных интрузий по взглядам различных авторов показана римскими цифрами. Одинаковые римские цифры, относящиеся к тому или иному автору, означают приуроченность интрузивных проявлений к единому по времени и аналогичному по составу производных интрузивному акту. Тут же показан геологический возраст той или иной интрузии, приписываемый ей тем или иным автором.

При сопоставлении взглядов различных авторов видно полное отсутствие единства в существующих представлениях о древних интрузиях Северного Кавказа. За период времени от низов палеозоя, а вероятнее с докембрия, тектонические движения и процессы эрозии и накопления осадков создали на Кавказе крайне сложную конфигурацию домезозойских образований, прикрытых более сохранившимися мезозойскими породами. Кроме того, большое развитие немых толщ затрудняет определение возраста даже осадочных свит, которые в пределах различных участков Кавказа вследствие его глыбовой структуры вовсе выпадают из разреза, или в силу метаморфизующего влияния интрузивных масс и динамических воздействий тектонических процессов изменяются до неузнаваемости. Отмеченная сложность геологического строения Кавказа делает понятными и противоречивость и путанность во взглядах на его древние интрузии.

А. П. Герасимов и И. Г. Кузнецов не считают возможным выделять среди гранитов Главного хребта отличающиеся по возрасту разновидности. Тем не менее А. П. Герасимов отмечает вероятность того, что в течение архея не раз вспыхивала вулканическая энергия и поднимались с глубины кислые гранитные магмы; в 1922 г. он связывал их с каледонской складчатостью.

П. С. Саакян, М. И. Ициксон и С. П. Соловьев приходят в общем к довольно близким выводам о возможности расчленения гранитоидов Главного хребта (серые) на петрографические и возрастные разновидности. Они выделяют более древние порфировидные биотитовые граниты, гранодиориты и равномернозернистые, обычно двуслюдяные, граниты. П. С. Саакян выделяет среди них также и красные граниты, относимые им без достаточно убедительных оснований к палеозою.

В. Н. Соловьев (1935), считая, что «серые» граниты постепенно переходят в «красные», ставит под сомнение докембрийский возраст гранитов Главного хребта.

Г. М. Ефремов (1941) выделяет в районе М. и Б. Лабы древнейшую интрузию ортогнейсов; отмечая, что породы гранитогнейсовой формации имеют активные контакты с кембро-силуром, он связывает их с каледонской эпохой складчатости. Граниты Главного хребта, по мнению Г. М. Ефремова, не древнее среднего палеозоя, так как они внедрились в толщу, метаморфизованную каледонскими интрузиями.

Г. Д. Афанасьев, изучая в 1939 г. переходы с «кажущейся», по В. Н. Робинсону (1932), непрерывностью между зелеными метаморфическими сланцами нижнего палеозоя и кристаллическими сланцами М. Лабы, нашел, что на метаморфических сланцах отразился контактовый метаморфизм, вызванный воздействием альбито-олигоклазовых гранито-гнейсов. Тогда же он отметил большую вероятность нижнепалеозойского возраста гранитов Главного хребта.

Значительно расходятся взгляды геологов и на проявления мелких интрузий, развитых главным образом в зоне Передового хребта. В частности,

Геологические съемки палеозоя были начаты в 1917 г. В. Н. Робинсоном по М. Лабе и И. И. Никшич по р. Белой. Систематические съемочные работы проводились В. Н. Робинсоном с 1924 по 1929 гг. Предварительную петрографическую обработку материалов при этом проводил Г. П. Агалин.

В 1935 г. Л. А. Варданыц более детально обработал часть изверженных пород из материалов В. Н. Робинсона. Петрография Западного Кавказа освещена в работах Н. В. Попова, П. Н. Татарина, Н. Е. Ефремова. Систематическое, но все же предварительное изучение петрографии бассейна рр. Большой и Малой Лабы проведено в 1933 г. экспедицией Академии Наук (Е. Н. Дьяконова-Савельева, Н. А. Игнатьев, А. Г. Кобилев, Д. П. Сердюченко и др.). В дальнейшем, до 1941 г., петрографическое изучение проводилось в связи с детализацией геологического строения Западного Кавказа и расширением поисковых работ. Ряд работ опубликован Г. М. Ефремовым, А. Г. Кобилевым, Е. Н. Дьяконовой, Н. И. Сидоропуло. Основной геологической работой по Западному Кавказу является работа В. Н. Робинсона, сопровождаемая геологической картой.

В западной части Северного Кавказа гранитные интрузии были изучены значительно меньше, чем граниты Центрального Кавказа. Естественно, что представления о гранитоидах Северного Кавказа, установившиеся благодаря многолетним исследованиям восточной части (Центрального Кавказа), подчас механически переносились и на область Северо-Западного Кавказа, — несмотря на то, что особые геологические условия оправдывали здесь несколько отличные выводы.

Состояние изученности гранитоидов Северного Кавказа на 1939 г. позволяло выделять среди них прежде всего две резко отличные группы: 1) древние домезозойские интрузии, 2) молодые интрузии послемезозойского возраста.

Молодые интрузии, не встречавшиеся при наших работах и не входящие в нашу тему, при дальнейшем рассмотрении исключаются.

Со времени начала наших работ (1939 г.) наметился вывод о том, что среди древних интрузий можно выделить две группы — северные граниты (красные) типа гранитов р. Малки и южные (или серые) граниты Главного хребта.

Среди последних выделялись, главным образом, по текстурным признакам и в меньшей степени по геологическим взаимоотношениям, порфировидные граниты, равномернозернистые двуслюдяные и, как некоторая разновидность последних, граниты уллукамского типа.

Геологическое положение древних гранитоидов было достаточно неопределенным и воззрения на их возраст менялись. Большинство геологов все же относило их к докембрию, причем основанием для этого были косвенные соображения. Некоторые исследователи допускали возможность разного возраста гранитов и более поздние граниты относили к нижнему палеозою.

На геологической карте масштаба 1 : 1 000 000, изданной ВСЕГЕИ в 1945 г., граниты Главного хребта показаны как сложные образования, частично архейские, частично нижнепалеозойские.

Отсутствие систематических исследований по петрографии изверженных пород Северо-Западного Кавказа привело к тому, что, несмотря на более благоприятную геологическую обстановку, здесь все же наблюдаются противоречия и путаница во взглядах при расчленении древнего магматизма и выяснении петрогенетических отношений между отдельными группами пород.

Следует отметить, что до сих пор остается неясным, имеем ли мы здесь интрузии серпентинитов одного возраста, которые образуют «змеевиковый пояс» на северных склонах хребта от верховий Кубани до Черного

моря, или же домезозойские интрузии серпентинизированных ультраосновных пород разновозрастны.

Табл. 1 отображает взгляды некоторых исследователей Кавказа на отношения, существующие между различными проявлениями доюрской интрузивной деятельности.

Последовательность формирования отдельных интрузий по взглядам различных авторов показана римскими цифрами. Одинаковые римские цифры, относящиеся к тому или иному автору, означают приуроченность интрузивных проявлений к единому по времени и аналогичному по составу производных интрузивному акту. Тут же показан геологический возраст той или иной интрузии, приписываемый ей тем или иным автором.

При сопоставлении взглядов различных авторов видно полное отсутствие единства в существующих представлениях о древних интрузиях Северного Кавказа. За период времени от низов палеозоя, а вероятнее с докембрия, тектонические движения и процессы эрозии и накопления осадков создали на Кавказе крайне сложную конфигурацию домезозойских образований, прикрытых более сохранившимися мезозойскими породами. Кроме того, большое развитие немых толщ затрудняет определение возраста даже осадочных свит, которые в пределах различных участков Кавказа вследствие его глыбовой структуры вовсе выпадают из разреза, или в силу метаморфизующего влияния интрузивных масс и динамических воздействий тектонических процессов изменяются до неузнаваемости. Отмеченная сложность геологического строения Кавказа делает понятными и противоречивость и путанность во взглядах на его древние интрузии.

А. П. Герасимов и И. Г. Кузнецов не считают возможным выделять среди гранитов Главного хребта отличающиеся по возрасту разновидности. Тем не менее А. П. Герасимов отмечает вероятность того, что в течение архея не раз вспыхивала вулканическая энергия и поднимались с глубины кислые гранитные магмы; в 1922 г. он связывал их с каледонской складчатостью.

П. С. Саакян, М. И. Ициксон и С. П. Соловьев приходят в общем к довольно близким выводам о возможности расчленения гранитоидов Главного хребта (серые) на петрографические и возрастные разновидности. Они выделяют более древние порфировидные биотитовые граниты, гранодиориты и равномернозернистые, обычно двуслюдяные, граниты. П. С. Саакян выделяет среди них также и красные граниты, относимые им без достаточно убедительных оснований к палеозою.

В. Н. Соловьев (1935), считая, что «серые» граниты постепенно переходят в «красные», ставит под сомнение докембрийский возраст гранитов Главного хребта.

Г. М. Ефремов (1941) выделяет в районе М. и Б. Лабы древнейшую интрузию ортогнейсов; отмечая, что породы гранитогнейсовой формации имеют активные контакты с кембро-силуром, он связывает их с каледонской эпохой складчатости. Граниты Главного хребта, по мнению Г. М. Ефремова, не древнее среднего палеозоя, так как они внедрились в толщу, метаморфизованную каледонскими интрузиями.

Г. Д. Афанасьев, изучая в 1939 г. переходы с «кажущейся», по В. Н. Робинсону (1932), непрерывностью между зелеными метаморфическими сланцами нижнего палеозоя и кристаллическими сланцами М. Лабы, нашел, что на метаморфических сланцах отразился контактовый метаморфизм, вызванный воздействием альбито-олигоклазовых гранито-гнейсов. Тогда же он отметил большую вероятность нижнепалеозойского возраста гранитов Главного хребта.

Значительно расходятся взгляды геологов и на проявления мелких интрузий, развитых главным образом в зоне Передового хребта. В частности,

Возрастное положение доюрских интрузий по взглядам различных исследователей

А в т о р	И н т р у з и и							
	Ортогнейсы субстрата интрузий Главного хребта	Кварцевые «albo»-диориты бассейна р. Лабы; тоналиты Б. Байжан	Граниты Беснеса, Мощевой	Змеевки бассейна р. Лабы, р. Кубани	Северные граниты (Малка, Мушт)	Гранитоиды Ятыргвартского типа	Даховская и Сахрайская интрузии	Серые граниты Главного хребта
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Д. П. Сердюченко (1936)	—	—	II Докембрий? Нижний палеозой?	I Докембрий? Нижний палеозой?	—	—	—	—
Г. М. Ефремов (1941)	—	II Нижний палеозой	—	I Нижний палеозой	II?	III?	—	III Средний палеозой
Е. Н. Дьяконова (1941)	—	II Нижний палеозой?	II Нижний палеозой?	I	II Нижний палеозой?	—	II Нижний палеозой?	—
Н. А. Игнатьев (1936)	—	III Верхний палеозой	III Верхний палеозой	II Верхний палеозой	I Нижний палеозой?	—	I Нижний палеозой	—
А. П. Герасимов (1940)	I Докембрий	—	IV Нижний палеозой	III Нижний палеозой	IV Нижний палеозой?	—	—	II Докембрий

И. Г. Кузнецов (1941)	I Докембрий	—	V Палеозой Каледонский? Варисский?	III Палеозой	V Каледонский? Варисский?	IV Палеозой Девон? Карбон?	V Палеозой Каледонский? Варисский?	II Докембрий
М. И. Ицк- сон (1940)	I Докембрий	—	—	—	—	—	—	II Докембрий? Нижний па- леозой?
В. А. Затоко- венко (1941)	—	II Докембрий	III Нижний па- леозой	I Докембрий	III Нижний па- леозой	IV Верхний па- леозой	—	Докембрий
В. Н. Робин- сон (1946)	—	I Докембрий (тоналит) IV? II? Нижний па- леозой?	V Средний па- леозой	IV Нижний? средний? па- леозой? (Магисо) VI Беден, средний палеозой	—	V Габброиды Ср. палеозой V Сиен. диориты VI Граниты	—	II Белоречен- ский тип Нижний па- леозой III Балкарский тип Палеозой
Г. П. Агалин (1929)	—	—	—	III Верхний па- леозой	II Нижний па- леозой	—	—	Докембрий
Н. Е. Ефре- мов (1938)	—	II Палеозой — мезозой	—	I Пермокарбон?	—	—	II Палеозой Мезозой?	Частично В. палеозой?

граниты Бескеса и Мощевой Д. П. Сердюченко считает докембрийскими или может быть нижнепалеозойскими, а Н. А. Игнатьев считает их верхнепалеозойскими, более молодыми, чем каледонские — по А. П. Герасимову — «северные» граниты (Малки, Мушта). В то же время И. Г. Кузнецов, идентифицируя малкинские граниты с гранитами Бескеса и Сахрая, считает их более молодыми, чем гранитоиды горы Ятыргварты. Между тем В. А. Затоковенко, работавший по породам ятыргвартинского типа, относит их к верхнему палеозою и считает более молодыми, чем нижнепалеозойские «северные» и бескесские граниты.

Причины такого многообразия взглядов заключаются в недостаточности фактического материала по геологии и стратиграфии и в отсутствии специально направленных петрологических работ, облегчающих идентификацию отдельных массивов.

Последняя сводка В. Н. Робинсона трактует многие вопросы магматизма Северо-Западного Кавказа неправильно с нашей точки зрения. Все магматические породы в пределах Северо-Западного Кавказа В. Н. Робинсон разделяет на территориально связанные и генетически родственные комплексы. Змеевики Северного Кавказа при расчленении изверженных пород этого региона обычно служат своеобразным маркирующим горизонтом.

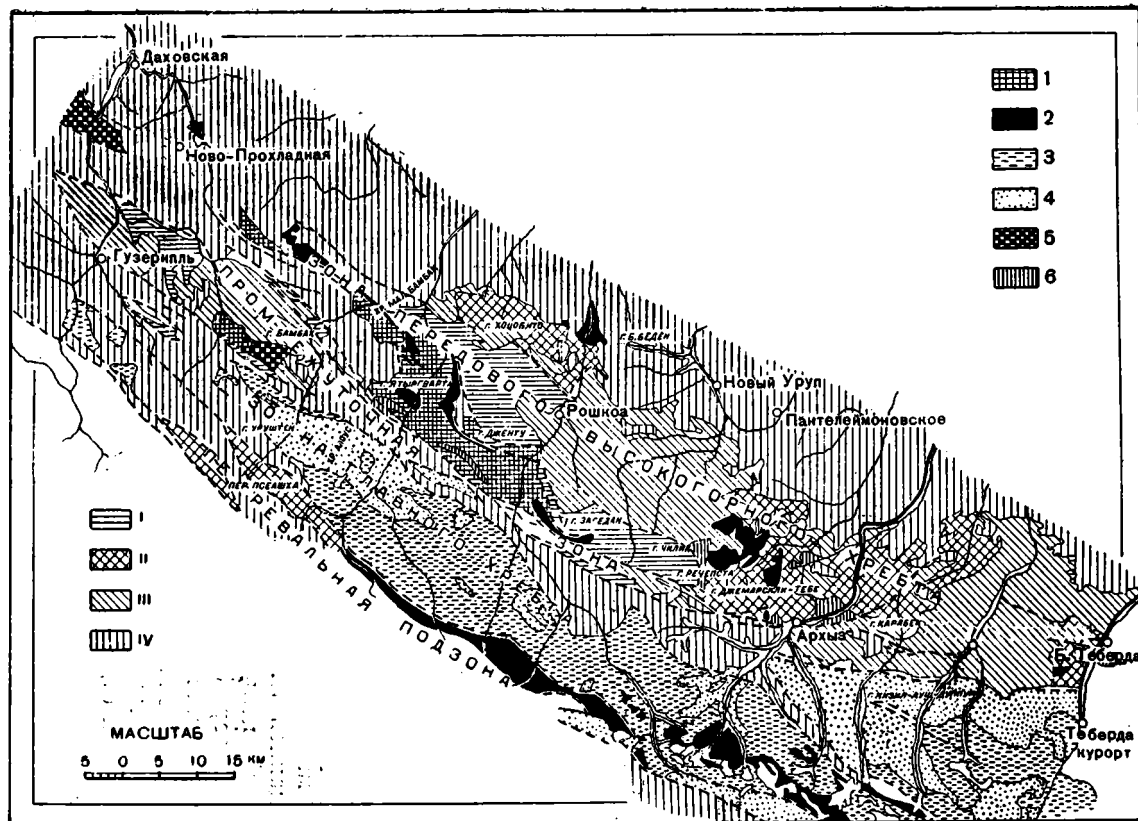
Отмеченная выше неясность в вопросе о количестве интрузий ультраосновных пород и неясность их геологического положения приводят к путанице в расчленении; основываясь главным образом на взаимоотношениях между ультраосновными и кислыми породами, часто ошибочно объединяют в естественные ассоциации самые различные гранитоидные породы.

В. Н. Робинсон выделяет интрузии нижнего или среднего палеозоя. К ним он относит серпентиниты и ортогнейсы Передового хребта на Западном Кавказе. Правильная трактовка возраста этих интрузий Передового хребта зависит от решения дилеммы — одновозрастны змеевики Северо-Западного Кавказа или двувозрастны. Если змеевики двух возрастов, то гранито-гнейсы Передового хребта, отвечающие нашим альбитовым гранито-гнейсам уруштенского комплекса, являются нижнепалеозойскими. Одновременно гранито-гнейсы Бескеса и Мощевой (входящие в тот же уруштенский комплекс) уже относятся к интрузиям среднего палеозоя, так как они прорывают змеевики другого возраста. Если же змеевики одновозрастны, то гранитоиды Бескеса и Мощевой и тождественные им гнейсо-граниты Уруштена, Лабы, а следовательно, и наши альбитовые гранито-гнейсы уруштенского комплекса должны быть среднепалеозойскими (посленижнепалеозойскими).

Такой вывод неправилен, так как этот тип гранитоидов несомненно более древний, чем граниты Главного хребта. Гальки гранитоидов белореченского типа и гнейсов, по данным Г. М. Ефремова, встречались в девонских отложениях, а по нашим данным, широко распространены уже с наличием метаморфических структур и текстур в конгломератах верхнего карбона и нижней перми.

В. Н. Робинсон необоснованно объединяет в единый генетический комплекс интрузий среднего палеозоя серпентиниты, габбро-диориты, диориты, сиенит-диориты.

В заключение отметим, что в силу неясного положения змеевиков и недостаточной изученности естественных магматических ассоциаций, в сводке В. Н. Робинсона проведено неправильное расчленение магматических пород на возрастные и генетические группы. Последнее приводит к тому, что проявления одного и того же интрузивного акта оказываются в разновозрастных ассоциациях и, наоборот, члены различных магматических



Фиг. 1. Карта размещения мезозойских интрузивных комплексов в структурных зонах Северо-Западного Кавказа. Составил Г. Д. Афанасьев по материалам личных наблюдений, а также карт В. Н. Робинсона, И. И. Бессонова, А. А. Медведюка, И. Я. Баранова, Г. Е. Пилученко, Г. М. Ефремова, А. Г. Кобылева.

Зона Передового хребта: 1 — вмещающие породы уруштенского комплекса (докембрий, нижний палеозой); 2 — изверженные породы комплекса (амфиболиты, табориты, гранодиориты, плагιοграниты, натриевые граниты, натриевые аляскииты).

Зона Главного хребта: 3 — вмещающие породы (докембрий, нижний палеозой), измененные влиянием интрузивного комплекса; 4 — гранитоиды комплекса Главного хребта. Промежуточная зона: 5 — диориты, гранодиориты.

Комплекс малых интрузий: 6 — монциты, диориты, кварцевые диориты, сиенит-диориты, гранодиориты, граниты.

Осадочные толщи: I — нижний палеозой (метаморфизованный регионально); II — средний палеозой; III — верхний палеозой; IV — мезозой (триас, юра).

Схема расчленения докембрийских
(По данным

Зона Передового высокогорного хребта							
Уруштенский комплекс (абиссальные интрузии)				Комплекс малых интрузий (гип-абиссальные)			
Интрузив- ные фазы	Типы пород	Возраст	Величина массивов	Интрузив- ные фазы	Типы пород	Возраст	Величина массивов
Ультра- основная	Озмеевикон- ванные перидотиты	Кале- донский	до 15 км ²	Граноди- оритовая	Монцони- ты, квар- цевые мон- цониты	Средний палеозой (?)	до 2 км ²
Габбро- амфиболи- товая (?)	Амфиболи- ты разно- го состава	?	?		Гранодио- риты Сиенит- диориты (?)	То же	»
Гранодио- ритовая	Тоналиты	Кале- донский	до 5 км ²	Гранитная	Граниты	»	до 0.25 км ²
Гранитная	Гранито- гнейсы (лейко- крат.)		Мелкие тела (до 1 км ²)				
Аляскито- вая	На-аля- скиты	Кале- донский	Мелкие тела (до 0.5—0.25 км ²)	Пегматито- аплитовая		Практиче	
Пегматито- аплитовая	Апатитовые пегматиты, альбитовые аплиты	То же	Жилы				

ассоциаций соединяются в одну группу. Но вместе с тем наши петрографические работы удалось провести с необходимой детальностью в значительной мере потому, что изучение петрографии основывалось на геологии, данной В. Н. Робинсоном.

Главной целью настоящей работы является расчленение древних интрузий Северо-Западного Кавказа, на основе их геологического положения и специфики вещественного состава, на родственные ассоциации пород. При этом особое внимание уделено выяснению последовательности формирования, размещения и петрогенетических соотношений выделенных ассоциаций и их отдельных членов.

Разрешение поставленных задач на сложном петрографическом материале, в очень сложной структурно-геологической обстановке, потребовало изложения большого фактического материала по геологическому

интрузий Северо-Западного Кавказа

Г. Д. Афанасьева)

Промежуточная зона				Зона Главного хребта			
Гранитоиды Промежуточной зоны				Гранитоиды Главного хребта (абиссальные интрузии)			
Интрузив- ные фазы	Типы пород	Возраст	Величина массивов	Интрузив- ные фазы	Типы пород	Возраст	Величина массивов
Грано- диори- товая	Диори- ты (?) Грано- диориты	После- каледон- ский до нижне- пермско- го	Блоки, ограни- ченные разрыва- ми до 10 км ²	Гранодио- ритовая	Диориты, кварцевые диориты, гранодио- риты. Ми- граниты	После- каледон- ский до нижне- пермско- го	до 300 км ²
Аляс- кито- вая	К-алы- скиты	То же	Мелкие тела, жилы	Гранитная	Серые дву- слюдяные граниты, грано- диориты	То же	до 100 км ²
ски отсутствуют				Аляскито- вая	К-алы- скиты	Средний палеозой (?)	до 8 км ²
				Пегматито- аплитовая	Пегматиты гранитных и аляски- товых ин- трузий	То же	Жиль- ные тела

строению отдельных участков. Преобладающее развитие палеонтологически «немых» вмещающих пород заставило уделить много внимания их петрографии. Поэтому в геологической части, при описании разрезов, учитываются петрографические факты, а сам фактический петрографический материал излагается ниже, в петрографической части.

Сложность геологической обстановки вызывает в некоторых случаях необходимость повторного изложения материала, так как обособление петрографических групп и выяснение их геологического положения, а также общего геологического строения требуют показа конкретной обстановки — различной для разных участков изученной территории.

Выявление особенностей отдельных интрузий позволило автору применить к кавказским гранитоидам идею об интрузивных комплексах, отдельные члены которых связаны общностью структурно-геологического

размещения, близостью возраста, известной спецификой вещественного состава и возможным единством магматического источника.

В настоящей работе принята за основу трактовка геологии и стратиграфии района по В. Н. Робинсону. Одновременно значительное внимание уделяется выяснению соотношений докембрия и палеозоя, что вызывалось спорностью возрастного положения древних интрузий.

При настоящем состоянии изученности нет возможности дать развернутое представление о расчленении и генезисе всех типов кристаллических сланцев по всем этапам их формирования в условиях различной глубинности и разной тектонической обстановки. Но особенности метаморфизма, вызываемые интрузиями разного типа, в меру имеющихся наблюдений показаны.

Следующий этап изучения магматизма Кавказа должен включать специальное картирование комплексов (установление соотношений по площадям разных интрузивных фаз), изучение внутренней тектоники массивов, механизма внедрения и связи с общими тектоническими процессами.

В табл. 2 приводится схема расчленения древних интрузий Северо-Западного Кавказа, а схематическая карта размещения интрузивных комплексов (фиг. 1) дает предварительное представление о масштабах их проявления.

Глава I

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРНЫХ ЗОНАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Для области Северо-Западного Кавказа В. Н. Робинсон выделяет четыре структурные зоны, протягивающиеся в общекавказском (северо-западном) направлении. Из них нашему рассмотрению подлежат зоны: 1) Передового высокогорного хребта; 2) зона Главного хребта и 3) Промежуточная зона продольных депрессий (фиг. 1).

Древние магматические образования большим развитием пользуются в зонах Передового и Главного хребтов. Севернее этих зон встречаются лишь изолированные массивы древних магматических пород. Зона Передового хребта имеет антиклинальное строение и по В. Н. Робинсону является главной областью развития палеозоя и триаса. В центральной части зоны на поверхности появляется древнее основание из кристаллических сланцев и гнейсов, которые, по В. Н. Робинсону, отнесены условно к докембрию. Но принимая во внимание, что эти кристаллические сланцы подстилают нижнепалеозойские метаморфические сланцы без явных следов перерыва, то, по В. Н. Робинсону, не исключена возможность, что местами кристаллические сланцы принадлежат к нижнему палеозою.

Кристаллические сланцы зоны Главного хребта В. Н. Робинсон более определенно относит к докембрию. Докембрийские (условно) породы — сланцы и гнейсы — Передового хребта, по В. Н. Робинсону, согласно перекрываются серией нижнепалеозойских пород из трех отделов:

- 1) нижняя свита метаморфических сланцев мощностью до 800 м;
- 2) средняя свита метаморфизованных известняков среднего кембрия с *Archaeocyathus* sp. и *Coelocyathus* sp. мощностью около 300 м;

3) верхняя свита метаморфических сланцев и кварцитов мощностью до 1500—2000 м; большая мощность верхней метаморфической свиты и залегание ее на известняках среднего кембрия позволяют оценивать ее возраст в широких пределах от среднего кембрия до нижнего силура.

Далее В. Н. Робинсон выделяет осадочный комплекс среднего палеозоя (верхний силур, девон и нижний карбон), отделяемый от нижнего и верхнего палеозоя значительными перерывами, которые отвечают главным фазам каледонского и варисского диастрофизма (табл. 3).

В зоне Передового хребта, в бассейне р. Лабы, В. Н. Робинсон выделяет толщу девона из сланцев и эффузивов, фаунистически здесь не охарактеризованную. Нижний карбон развит в перевальной зоне, в области массива Псеашхо, где он представлен кварцитовидными песчаниками

Стратиграфия домезозойского субстрата
(По В. Н. Робинсону)

Система		Мощность, м	Фации	Фауна и флора
Верхний палеозой	Верхняя пермь	—	Известняки	Обильная фауна
	Нижняя пермь	б 2000	Конгломераты	—
		а 800	Глинистые сланцы, песчаники	—
	Верхний карбон	?	Конгломераты	—
	Средний карбон	б 600	Песчаники, конгломераты	Флора стефанского яруса
		а 700—1000	Лагунная фация. Обломочные отложения	Флора вестфальского яруса

Перерыв (варисские движения)

Средний палеозой	Нижний карбон	б	Не выяснена	Песчаники, известняки, глинистые сланцы	Кораллы
		а	Не выяснена	Кварцитовые породы, кварцево-серицитовые сланцы, мраморы	—
	Девон Северного Кавказа		3000	Морские и вулканогенные образования	—

Каледонские движения

Нижний палеозой	Верхняя свита	1500	Слюдисто-кварцитовые сланцы, филлиты	—
	Известняковая свита среднего кембрия	300	Известняки	<i>Archaeocyathus</i> sp., <i>Coelocyathus</i>
	Нижняя свита	800	Зеленокаменные породы (хлоритовые сланцы, эффузивы)	—
	Докембрий	?	Регионально-метаморфизованные амфиболиты, слюдисто-гранатовые и слюдястые кристаллические сланцы	—

с прослойками известняков, часто имеющих облик контактноизмененных пород. Верхняя свита, развитая по рч. Холодной, представлена снизу аркозовыми песчаниками и конгломератами, которые переходят выше в сланцеватые разности, с прослоями известняков, и сменяются толщей известняков значительной мощности, с фауной кораллов.

При этом В. Н. Робинсон отмечает отчетливость тектонических контактов нижнего карбона с кристаллическими породами докембрия; но тектонические контакты сланцевых толщ нижнего карбона со сланцевыми же толщами нижней юры совершенно не улавливаются наблюдениями.

Следующим стратиграфическим разделом являются верхнепалеозойские образования, которые включают: средний и верхний карбон, нижнюю континентальную пермь и верхнепермские морские отложения. Повсеместный стратиграфический перерыв между отложениями среднего и верхнего палеозоя отмечен, по В. Н. Робинсону, проявлением крупных средневарисских движений. Средний карбон, мощностью 700—1000 м, представлен песчано-глинистыми отложениями с прослоями конгломератов, верхний карбон — песчано-конгломератовыми отложениями с небольшими прослоями глинистых сланцев, мощностью не свыше 600 м. Эти отложения развиты в области зоны Передового хребта и в Промежуточной зоне.

Нижняя пермь представлена двумя красноцветными свитами: 1) нижней свитой из глинистых сланцев и песчаников, вверху с прослоями конгломератов мощностью около 800 м, 2) верхней свитой, представляющей мощные напластования конгломератов и песчаников континентального происхождения со своеобразными условиями накопления мощностью больше 2000 м. По В. Н. Робинсону, в конгломератах преобладают гальки кристаллических пород Главного хребта, что не сходится с нашими наблюдениями по этой толще в бассейнах рек Б. Лабы и М. Лабы.

Верхняя пермь представлена известняками с фауной гастропод (*Bellerophon*) и др.

Мезозойские отложения начинаются здесь триасом, но В. Н. Робинсон причисляет триас к образованиям древнего субстрата, потому что перестройка структуры Большого Кавказа, начавшаяся в верхнем палеозое, продолжалась в триасе и закончилась только в начале юрского периода. Триас отделен от юры и мела значительным перерывом.

Юрские отложения подразделяются на две части: нижняя и средняя юра сложены терригенными осадками (песчаники и глинистые сланцы), верхняя — почти полностью карбонатными породами с преобладанием известняков.

Нижнеюрская трансгрессия, по В. Н. Робинсону, дала на большом протяжении довольно однородную по фациальному составу толщу мелководных осадков (песчаники и глинистые сланцы). Состав фаций и их распространение не зависели от зональной структуры древнего субстрата, что говорит о его значительной консолидации к моменту нижнеюрской трансгрессии. Нижний и средний лейас окаймляют зону Передового хребта и Промежуточную зону, а также образуют островки во внутренних частях зон.

Более молодые части стратиграфической колонки района нами опускаются, как не имеющие принципиального значения для разбираемого нами вопроса о древних интрузиях.

Основные представления о тектонике и тектонических зонах (по данным В. Н. Робинсона). Древний субстрат развит в двух зонах: зоне Передового высокогорного хребта и в зоне Главного хребта, между которыми находится Промежуточная зона, где изредка (хребет Челепсы, Даховский массив) появляются на поверхности приподнятые блоки древнего субстрата. Основой строения

каждой из зон области древнего субстрата является крупная антиклинальная складка, что устанавливается по залеганию мезозойских и верхнепалеозойских слоев. Тектоника более древних образований имеет свои характерные черты. По нашим данным, породы древнего субстрата (различные кристаллические сланцы) образуют в обеих зонах антиклинальные структуры, прорванные в ядре крупными интрузивными массами.

Ось главной антиклинали Передового хребта проходит от района с. Сахрай через верховья рр. Тхача, Ачешбока, пересекает рр. Уруштен, М. Лабу и выходит к Б. Лабе вблизи хребта Магишо. На этом протяжении ось антиклинали имеет ряд прогибов. В частности, по В. Н. Робинсону, об этом говорит развитие триаса на горе Ятыргварте. Нужно отметить, что триас в районе горы Ятыргварты залегает непосредственно на кристаллических породах древнего субстрата. Палеозойские формации, следовательно, смыты, поэтому нельзя говорить о прогибании здесь осевой части древнейшей антиклинальной структуры — ее докембрийского (нижнепалеозойского) ядра.

Северо-восточное крыло имеет пологое падение и постепенно переходит в широкую полосу брахисинклиналей. В частности, отмечается изолированная брахисинклиналь в верховьях р. Маркопиджи.

К основным формам тектоники ниже- и среднепалеозойских толщ относятся две крупные широкие продольные синклинали, разделенные более узкой антиклиналью и разобщенные крупным продольным разрывом. Обе синклинали и разрыв перекрыты разными напластованиями верхнего палеозоя.

Тектоника древнего кристаллического ядра главной антиклинали зоны Передового хребта, по В. Н. Робинсону, весьма сложна и сейчас еще не поддается расчленению.

Северо-восточная граница зоны Передового хребта четко не выражена ни в рельефе, ни резкой сменой тектонических форм. С юго-западной стороны зона Передового хребта в Лабинском районе ограничена крупным разрывом, который по южному склону хребта Магишо выражает серией параллельных разрывов. Кристаллические породы докембрия здесь приведены в контакт с нижеюрскими.

В Промежуточной зоне и южной подзоне Передового хребта развит нижний палеозой, на котором залегают продуктивная свита среднего и верхнего карбона и нижнепермские отложения. Эти толщи отделяются разрывами от депрессии, сложенной юрскими сланцевыми толщами. В районе продольных долин рек Ачипсты и Алоуса депрессия, сложенная юрскими сланцами, имеет антиклинальное строение.

Основная часть зоны Главного хребта, ближе к северо-восточному краю, имеет строение антиклинали. В ядре ее залегают докембрийские кристаллические сланцы и нижнепалеозойские граниты, на крыльях — нижеюрские сланцы.

По В. Н. Робинсону, древняя история тектонических движений докембрия и начала палеозоя неясна, каледонский диастрофизм устанавливается по косвенным признакам. Вероятно, еще во время каледонских движений были созданы основные крупные складки, наметившие зональную структуру этой части Кавказа. В результате средневарисских движений возникают структуры, отличающиеся от современной структуры Северо-Западного Кавказа. В это время происходит полное обособление зоны Главного хребта от зоны Передового хребта, но полоса промежуточной зоны еще остается сочлененной с зоной Главного хребта. Наибольшее поднятие происходит в зоне Передового хребта на северо-западе (Лаба, Белая), а область погружения лежит на юго-востоке (Багдаш, Чегем).

В течение верхнего палеозоя и триаса эти структуры перестраивались; к началу юры область погружения находилась на северо-западе, а область поднятия на юго-востоке.

Зона Главного хребта в силу своей большей мобильности испытывала неоднократные поднятия и погружения.

Движения Промежуточной зоны были менее интенсивны, а зона Передового хребта, как более связанная с Русской платформой, обладала еще меньшей подвижностью. Это положение подтверждается сохранением в зоне Передового хребта многих осадков, смытых в Главном хребте, хотя эти зоны покрывались одними и теми же морями.

В начале юры структурная перестройка завершилась складкообразованием (древнекиммерийская фаза) и поднятием всей области древнего субстрата Большого Кавказа. На фоне общего поднятия происходили дифференцированные движения отдельных зон, которыми вызвано наибольшее поднятие в мобильной зоне Главного хребта.

Для этой части Кавказа, по В. Н. Робинсону, стратиграфически доказаны следующие фазы складкообразования: визейская, предсреднекарибонская, предпермская, нижнепермская, предтриасовая, конца среднего триаса, предлейасовая, среднекемловская, предтитонская.

Геологическое и структурное положение интрузивных проявлений рассматривается ниже с учетом наших наблюдений. Взгляды В. Н. Робинсона и других авторов излагаются в соответствующих разделах. Анализ формаций изверженных пород проводится по отдельным структурным зонам.

В качестве введения ниже, перед изложением наших данных о размещении интрузивных комплексов по каждой структурной зоне, приводится материал о расчленении пород зоны, основанный на полевых и камеральных геолого-петрографических исследованиях, с учетом литературных данных.

Г. ЗОНА ПЕРЕДОВОГО ВЫСОКОГОРНОГО ХРЕБТА (ОБЛАСТЬ РЕК Б. и М. ЛАБЫ)

В зоне Передового высокогорного хребта рр. Б. и М. Лабы выступают сложные ассоциации различно метаморфизованных пород и различные ассоциации магматических пород.

1. Осадочно-метаморфические образования

1. Толща кристаллических сланцев и амфиболитов докембрия. Толща представлена перемежающимися пачками пластов слюдястых сланцев, гранатовых сланцев и амфиболитов. В большинстве случаев для них характерны грубозернистые, порфировидные текстуры, что особенно наглядно проявляется в некоторых разновидностях гранатовых сланцев, где выделения граната достигают 2—3 см. Метаморфические породы указанных чистых типов созданы процессами общего регионального метаморфизма, предшествовавшего метаморфизму под влиянием внедрившихся кислых интрузий различного возраста.

2. Метасоматиты — альбит-олигоклазовые гнейсы, гранито-гнейсы метасоматического генезиса, образованные частично из вышеописанных пород гранитизирующим влиянием интрузий уруштенского комплекса.

3. Осадочные формации нижнего палеозоя, представленные относительно слабо метаморфизованными породами: 1) нижняя сланцевая толща (М) из хлорито-эпидотовых сланцев и эффузивов альбитофирового характера; 2) средняя известняковая толща среднего кембрия, с единичными проявлениями в ней магматических пород; 3) верхняя толща метаморфических сланцев (M_3), не испытывающая заметного влияния со стороны интрузивных масс. Все эти толщи без видимого несогласия последовательно налегают на нижнюю толщу кристаллических сланцев.

4. Среднепалеозойские породы, представленные слабо метаморфизованными филлитами и эффузивами девона (по В. Н. Робинсону), развиты по северо-восточной окраине Передового хребта.

5. Верхнепалеозойские осадки, отложившиеся на размытой поверхности предыдущих формаций, залегают в настоящее время пятнами в пределах самой зоны и частично зажаты в тектонических клиньях по юго-западной ее окраине. Породы этого комплекса не претерпели заметного метаморфизма регионального порядка или связанного с интрузивными процессами.

2. Интрузивные и сопровождающие образования

В пределах зоны Передового высокогорного хребта (область средних течений рек Большой и Малой Лабы) наиболее известны по литературным данным массивы изверженных пород рек Бескеса, Мошевой, альбито-олигоклазовых кварцевых диоритов, выделенных Н. А. Игнатьевым (1936), гранитоидов горы Ятыргварты, сиенит-диоритов Закана, Ахцархвы и др.

Изверженные породы этого района изучали многие исследователи (Д. П. Сердюченко, Г. М. Ефремов, Е. Н. Дьяконова-Савельева и др.), которые, в результате своих работ, пришли к интересным выводам по объектам своих исследований, однако при этом получилась пестрая, полная противоречий картина геологического положения отдельных интрузий.

Граниты Бескеса и Мошевой Д. П. Сердюченко относит к докембрию (?) или нижнему палеозою (?), Н. А. Игнатьев считает их верхнепалеозойскими, В. А. Затоковенко относит их к нижнему палеозою; В. Н. Робинсон на карте 1944 г. показывает их как интрузии среднего палеозоя.

Кварцевые Ab-Olg-диориты Лабы. Н. А. Игнатьев, исходя из их соотношений со змеевиками, относит эти своеобразные породы к верхнему палеозою. В. А. Затоковенко, тоже базируясь на соотношениях их со змеевиками, считает их докембрийскими. В. Н. Робинсон (1938) рассматривает гранито-гнейсы Передового хребта как нижнепалеозойские.

На примере пород Б. Лабы Г. М. Ефремов выделил интрузию древних гнейсов и отнес ее к нижнепалеозойским образованиям.

Исходя из зонального распределения формаций Кавказа, иногда объединяют в одну синхронную группу интрузии разного возраста. В частности, граниты Мошевой относятся многими исследователями, в том числе и В. Н. Робинсоном, к так называемым северным гранитам; им приписывается среднепалеозойский возраст. На самом деле эта интрузия своеобразного состава является кислой фазой древнего (уруштенского) интрузивного цикла (нижний палеозой).

Среди пород субстрата¹ и прорывающих их интрузий в зоне Передового

¹ Термин «субстрат» применяется для сокращенного обозначения совокупности пород, вмещающих интрузивный комплекс.

хребта области Б. и М. Лабы нами выделяются следующие группы изверженных пород.

1. Мощные пачки амфиболитов, входящие в состав толщи кристаллических сланцев докембрия. Они частично являются регионально метаморфизованными габброидами.

2. Уруштенский интрузивный комплекс. В этот комплекс объединены кислые интрузии, обладающие общими особенностями химизма, минерального состава и структуры, а также постоянно с ними территориально сопряженные интрузии ультраосновных пород (змеевики) и, вероятно, габбро-амфиболитов.

1) Интрузии ультраосновных серпентинизированных пород.

2) Интрузии амфибол-биотитовых тоналитов (гнейсированные). Типичным примером служит массив хребта Б. Балкан.

3) Ab-Olg гранито-гнейсы, частью метасоматического генезиса. К этой группе относятся многие так называемые Ab-Olg-Q диориты, выделенные Н. А. Игнатьевым.

4) Мелкие интрузии альбитизированных гранитов. Описанным в литературе примером являются граниты Мошевой.

К этой же серии пород должны быть отнесены гибридные породы своеобразного диоритового состава, являющиеся результатом взаимодействия ультраосновных (серпентиниты, частью амфиболиты) пород с кислыми фазами уруштенского комплекса. Интрузивные проявления этого комплекса приурочены к центральной части зоны и в очень редких случаях, в виде мелких тел, встречаются среди пород нижнего палеозоя.

3. Комплекс малых интрузий. В наиболее высоких частях зоны Передового хребта (хребет Магишо, гора Ятыргварты и др.) развиты ассоциации разнообразных, изменчивых по составу и структурам пород. Наиболее типичными разновидностями пород этой группы являются габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, монцониты, сиенит-диориты, гранодиориты и лейкократовые граниты. Массивы изверженных пород указанного типа образуются ассоциациями основных и кислых членов (Ятыргварты) или представлены в основном породами одного типа (диориты Магишо).

3. Состав и геологические взаимоотношения пород зоны Передового хребта

Зона Передового хребта от устья р. Бескеса до устья р. Закана (р. Б. Лаба). Река Б. Лаба вскрывает изолированный массив древнего субстрата близ устья р. Бескеса.

Нами были подробно изучены, с точки зрения геологических взаимоотношений и петрографического состава, породы, слагающие разрезы по рр. Б. Лабе и М. Лабе, по водоразделам через верховья рек Рошкоа — Блыб — хребет Магишо — Умпырский перевал и ряд других.

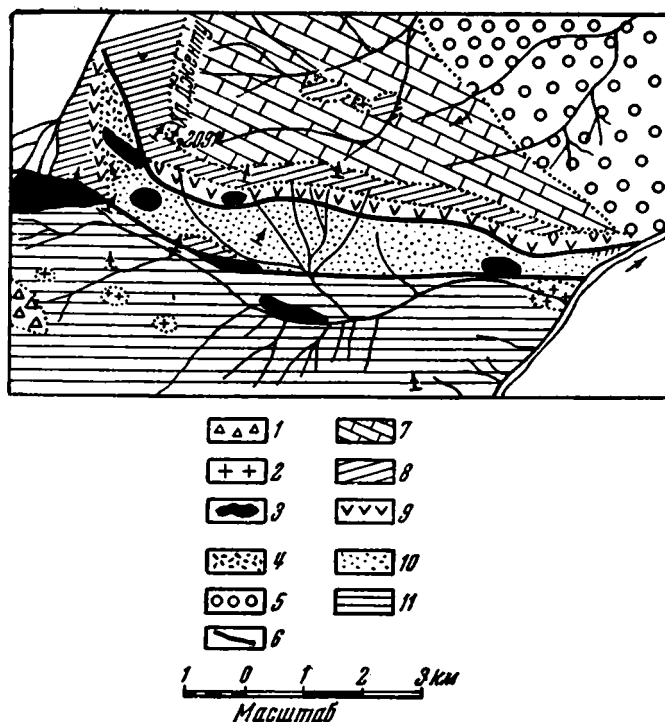
Большое внимание при этом было уделено переходам и взаимоотношениям нижнепалеозойских метаморфических сланцев M_1 с кристаллическими (метаморфическими и изверженными) породами древнего субстрата зоны Передового хребта.

1) Изучение контактов и переходов между кристаллическими сланцами докембрия и метаморфическими сланцами нижнего палеозоя в верховьях р. Б. Блыба.

В целях изучения взаимоотношений нижнего палеозоя и докембрия в верховьях реки Б. Блыба были детально прослежены и микроскопически изучены переходы этих толщ в ряде точек (фиг. 2).

Произведенное изучение позволило установить, что в составе метаморфической толщи М, близ контактов с кристаллическими сланцами присутствуют горизонты из сланцев более метаморфизованных; появляются «глазки» порфиробласт полевого шпата, которые внешне создают впечатление переходных пород между сланцами М и кристаллическими сланцами докембрия.

Микроскопическое изучение показывает, что приконтактовые альбитофиры толщи М испытывают наложение динамического метаморфизма



Фиг. 2. Взаимоотношения нижнего палеозоя и толщи кристаллических сланцев докембрия — нижнего палеозоя в районе хребта Магито — Дженту. Карта составлена Г. Д. Афанасьевым с использованием данных В. Н. Робинсона.

1 — диориты малых интрузий; 2 — гранитоиды интрузии уруштэнского комплекса; 3 — ультраосновные озмеевикованные интрузии; 4 — верхняя пермь; 5 — нижняя пермь; 6 — тектонические разрывы; 7 — известняковая свита нижнего палеозоя (средний кембрий?); 8 — нижняя свита сланцев (Ст₁?); 9 — сланцы переходные между М₁ и метасоматизированными кристаллическими сланцами и гнейсами; 10 — верхняя свита толщи кристаллических сланцев; 11 — нижняя свита толщи кристаллических сланцев.

и начальной стадии натриевого метасоматоза. Альбитофиры приобретают бластопорфировую структуру; их плагиоклаз пелитизируется с образованием прозрачных альбитовых каемок на порфиробластах. В промежутках обильно развиты агрегаты эпидот-цоизита и хлорита.

Среди кристаллических сланцев левобережья главного истока р. Блыба в глубокой промоине обнажается пачка слабо метаморфизованных серо-зеленых хлоритовых сланцев и эффузивов. Выходы пород этого «останца» зеленых сланцев среди поля кристаллических сланцев прослеживаются на протяжении 300—400 м. В составе этой пачки сланцев участвуют хлоритовые сланцы, альбитофиры и сланцы, внешне похожие

на переходные к кристаллическим альбитовым сланцам. Под микроскопом последний тип сланцев показывает ту же картину начальной стадии перекристаллизации метаморфических сланцев.

Суммирование полученных данных позволяет констатировать одинаковые элементы залегания ($310-130^\circ$, падение С. В. $40-50^\circ$, $\angle 40^\circ$) у пород нижнего палеозоя и непосредственно их подстилающих кристаллических сланцев. Но, с другой стороны, с несомненностью явствует соприкосновение этих двух толщ по плоскостям разрывов, сопровождаемое явлениями милопитизации, метасоматоза и перекристаллизации. Поскольку производные кислых интрузий проникают в отложения нижнего палеозоя (фиг. 3) и поскольку, как это вытекает из петрографических исследований, с ними связано метасоматическое превращение кристаллических сланцев в альбит-олигоклазовые с цоизитом гнейсы, постольку наблюдаемые изменения приконтактовых метаморфических сланцев можно рассматривать



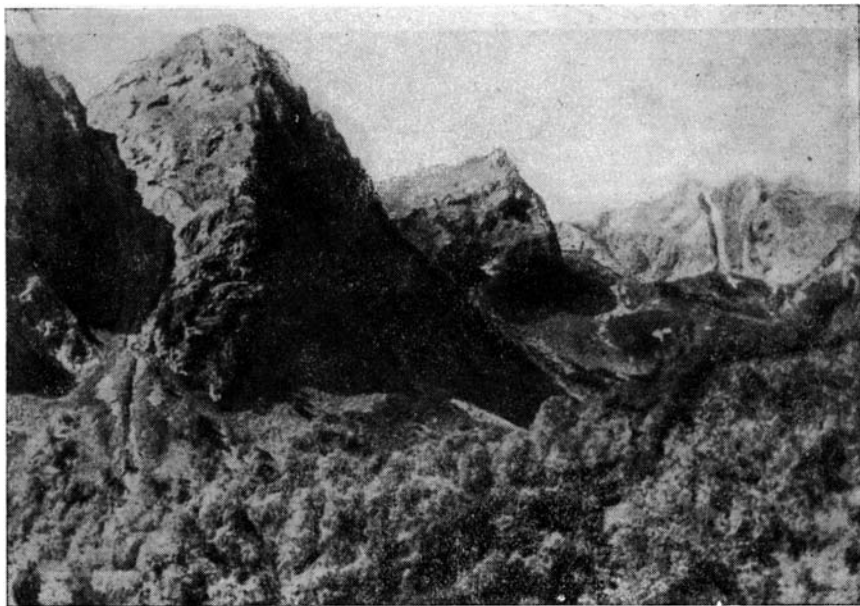
Фиг. 3. Аплитовые жилы уруштенского комплекса.

как начальную стадию аналогичного преобразования. Тектонические нарушения привели к одному уровню породы, в различной степени переработанные активными интрузиями. Серия гнейсов и альбито-мусковитовых кристаллических сланцев, преобразованная за счет регионально метаморфизованных гранатовых и гранато-амфиболовых сланцев докембрия хребта Магишо, имеет четко выраженное, почти широтное (северо-запад 285°) простирание, что подтверждается разрезом по р. Б. Лабе. Из этого вытекает, что кристаллические сланцы уруштенского комплекса могут быть разделены на две толщи: а) верхняя толща с простиранием СЗ $310-315^\circ$, включающая останцы-реликты недогранитизированных метаморфических сланцев; на нее согласно, но с наличием внутрiformационного перемещения и начальной стадией перекристаллизации, налагает толща метаморфических сланцев нижнего палеозоя, и б) нижняя толща гранатовых, амфиболитовых и слюдястых сланцев, регионально метаморфизованных с простиранием СЗ 285° . Обе эти толщи интродуцированы ультраосновными породами и кислыми интрузиями уруштенского комплекса (фиг. 4), что привело к нивелировке различий между двумя несогласными

толщами вследствие интенсивных процессов, преимущественно натриевого метасоматизма, с преобразованием главной массы пород в Ab-Olg-гнейсы и Ab-Mu-кристаллические сланцы.

Современные контакты между метаморфической толщей и толщей кристаллических сланцев являются тектоническими внутри одной формации, вследствие чего приведены в соприкосновение метаморфические сланцы нижнего палеозоя в начальной стадии гранитизации и те же сланцы, полностью гранитизированные. Аналогичные переходы между кристаллическими сланцами и метаморфическими сланцами наблюдались по правобережью р. Уруштена близ ее впадения в р. М. Лабу.

2) Переход от метаморфических сланцев нижнего палеозоя к кристаллическим сланцам в разрезе правобережья р. Уруштена, близ ее впадения в р. М. Лабу.



Фиг. 4. Выходы пегматоидных гранитов северного склона хребта Магишо.

Левобережье р. М. Лабы ниже устья р. Уруштена сложено серо-зелеными сланцами и эффузивами нижнего палеозоя. Породы имеют выдержанное северо-западное простирание с падением на СВ.

Еще в 1939 г. мною был изучен переход между этими двумя толщами, представленный следующими породами (табл. I, вклейка в конце книги):

№ 510. Левый берег р. Уруштена. Слоистые альбитофиры с порфировыми выделениями Q и Ab - Olg; по основной массе заметна некоторая эпидотизация.

№ 511. Внешне зеленый сланец. Под микроскопом хлорит-эпидотовый сланец, заметно перекристаллизованный, с образованием желто-зеленого биотита, альбита и гранобластического кварца.

№ 513. Согласно жила мощностью 1 м сильно измененного амфиболового габбро-диорита; характерны актинолитизированная роговая обманка, соссюритизированный плагиоклаз, обильны вторичные мусковит и цоизит.

№ 517. Внешне зеленый сланец с гематитом по сланцеватости. Под микроскопом дает картину мелкозернистого кристаллического сланца с развитием глаукофановой роговой обманки, зеленого свежего биотита и свежего альбита.

№ 519. Зона брекчирования среди сланцев. Подвергается раздроблению огнейсованный и перекристаллизованный альбитофир.

№ 522. Огнейсованные альбитофиры, подвергшиеся мусковитизации, альбитизации и окварцеванию.

№ 523. Породы переходные к альбит-олигоклазовым мелкозернистым гнейсам. С предыдущей породой постепенный переход.

№ 523а. Снова зеленые хлорит-эпидотовые сланцы.

№ 526. Крупнолистоватый мусковитовый пегматит в зеленых сланцах.

№ 534. Мелкозернистый Ab-Mu-Zoi-гнейс (метасоматический). По плоскостям отдельности красноватый от разложения гематита. Мощность 20 м.

№ 535. Серые Ab-Olg-мелкозернистые гнейсы с жилами крупноблочных полевошпатовых пегматитов.

Выше наблюдалась перемежаемость светлых слюдистых (Ab-Mu) и темно-зеленых (Ab-Epi-Chl) сланцев.

Приведенное описание показывает также постепенность перехода между сланцами нижнего палеозоя и кристаллическими сланцами, которая осложняется нарушением, происшедшим после перекристаллизации сланцев M_1 . Перекристаллизация, связанная с привнесом натрия при большой роли метасоматических процессов, вызвана интрузиями уруштенского комплекса. Последующие тектонические подвижки привели к одному уровню породы различной степени перекристаллизации.

4. Положение комплекса малых интрузий в зоне Передового высокогорного хребта

Наиболее разнообразно ассоциации пород малых интрузий представлены в районе горы Ятыргварты.

Здесь выделяется интрузия р. Местыка, представленная в центральной части (левобережье р. Местыка) гранодиоритами, постепенно переходящими в кварцевые диориты монцонитового типа правобережья р. Местыка. Гранодиориты содержат ксенолиты основных пород и плагиогранитов.

Кварцевые диориты, диориты и монцониты Местыка находятся в интрузивных отношениях к кристаллическим сланцам уруштенского комплекса. Наблюдаются инъекции диоритов в альбитовые сланцы.

По левобережью р. Местыка на денудированной поверхности кварцевых диоритов и монцонитов трансгрессивно залегают триасовые отложения (фиг. 5).

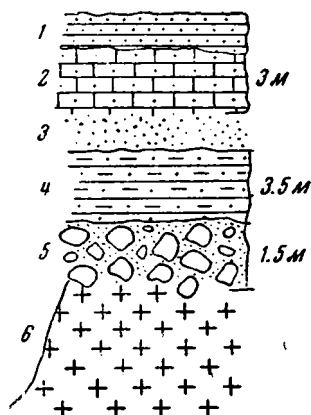
Малые интрузии хребта Ахцархва представлены вытянутым в северо-западном направлении телом биотитовых гранитоидов. Интрузия гранитов и гранодиоритов отделяется от вмещающих пород уруштенского комплекса плоскостями перемещения, вдоль которых милонитизированы и породы субстрата и породы интрузий. Вероятно, более глубокие горизонты гранодиоритовой интрузии хребта Ахцархва вскрываются по р. М. Лабе, в хребте М. Балканы, где они по зоне дробления граничат с плагиогранито-гнейсами уруштенского комплекса (северный контакт). Южная периферия гранодиоритового массива на границе с тектоническим клином триаса также превращена в милониты.

Из сказанного вытекает, что нормальные интрузивные отношения с субстратом наблюдаются у кварцевых диоритов комплекса, тогда как гранодиориты и граниты комплекса в случае соприкосновения с породами субстрата отделены от них зонами дробления. В пределах хребта Ахцархвы протягивается узкий изолированный массив сиенитов и сиенит-диоритов. Сиенит-диориты отделены от гранитовой интрузии и вмещающих пород разрывами.

Сиенит - диориты Умпырского перевала и горы Закан. С северной стороны Умпырского перевала имеется

небольшой выход крупнозернистого сиенит-диорита, отграниченного разрывами—с севера от субстрата из пород уруштенского комплекса и с юга от нижнеюрских отложений депрессии.

Сиениты горы Закан слагают относительно крупный массив, вытянутый в северо-западном направлении. К югу от сиенитов горы Закан выходит толща нижней юры с падением пластов СВ $50^\circ \angle 50^\circ$,— как бы под сиенитовый массив. К юго-востоку массив сиенитов, обрезаемый разрывами, выклинивается, и в выходах близ Б. Лабы мощность милонитизированных сиенитов не превышает 10 м. Сиениты массива пререзаются



Фиг. 5. Налегание триасовой толщи на монциты левобережья р. Местык (Ятыргварта):

1 — слюдястые серо-зеленые песчаники; 2 — песчаный известняк; 3 — задерновано; 4 — грубозернистый песчаник (за счет разрушения монцитов); 5 — базальный валунизм; 6 — монциты.

тонкими жилами серо-зеленых пород лампрофирового состава. Жилы падают на СВ $40^\circ \angle 50-60^\circ$; мощность 0.15—0.30 м. В наиболее высокой части массива сиенитов наблюдаются северо-западные зоны дробления, цементируемые железистым карбонатом. Мощность зон дробления — 0.20—0.30 м. Крупнозернистые сиенит-диориты в общем свежие, не огнейсованные породы. Изредка в них наблюдается ориентированное расположение крупных таблиц розоватого или белого полевого шпата. Периферийные части массива милонитизированы.

Краткое резюме о геологических взаимоотношениях пород, слагающих зону Передового хребта в бассейне рек. Б. и М. Лабы

Изученные многочисленные разрезы позволяют нарисовать следующую картину геологического строения Передового хребта в области Б. и М. Лабы.

В ядре антиклинальной структуры сложного строения выходят регионально метаморфизованные кристаллические сланцы докембрия. Кристаллические сланцы предтавлены

сланцистыми, слюдисто-гранатовыми, гранатовыми и гранато-амфиболовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами. На регионально метаморфизованные сланцы докембрия налегают близкие по элементам залегания напластования нижнего палеозоя, испытавшие зеленокаменную фазу метаморфизма. Антиклинальная структура Передового хребта прорвана многочисленными телами ультраосновных пород. Последовавшее внедрение кислых интрузий произошло в несколько фаз. Отмечаются: 1) фаза плагิโอгранито-гнейсов, давшая крупный массив Б. Балкан; эта интрузия, ассимилируя и инъецируя амфиболиты и змеевики субстрата, дала контаминированные разности амфиболовых диоритовых гнейсов и породы инъекционно метасоматического генезиса; 2) фаза интрузий лейкократовых гранито-гнейсов, давшая многочисленные мелкие тела (рр. Блыб, Мошечая и др.).

Интрузии лейкократовых гранито-гнейсов сопровождалась серией жильных пород — пегматитов и аплитов и широким проявлением натриевого метасоматоза. Последнее привело к метасоматическому преобразованию пород древнего субстрата в альбит-олигоклазовые гнейсы и кристаллические сланцы с эпидотом, цоизитом и мусковитом. Такому же воздействию подверглись и нижнепалеозойские отложения в их глубоких горизонтах, что повлекло за собой нивелирование различий состава пород докембрия и пород нижнего палеозоя близ их стратиграфической границы.

Последовавшие внутрiformационные перемещения в пределах нижнепалеозойской формации привели к одному уровню с глубоко переработанными породами нижнего палеозоя те же породы в начальной стадии изменения.

Внедрение кислых членов уруштенского комплекса (р. Мощевая и другие массивы) с наибольшей вероятностью связано с одной из фаз каледонской складчатости. Об этом говорят факты активных отношений их дериватов со средним кембрием и нахождение галек пород этого типа (по Г. М. Ефремову) в конгломератах девона.

В силу имевших место процессов складчатости и проникновения интрузий зона Передового хребта к началу среднего палеозоя представляла жесткую консолидированную глыбу, которая на последующие тектонические процессы реагировала образованием разрывов и ослабленных зон, по которым проникали интрузии следующего интрузивного цикла (комплекс малых интрузий). При вертикальных движениях зоны Передового хребта в течение верхнего палеозоя и мезозоя, по окраинам зоны возникали системы параллельных разрывов, в которых оказывались зажатыми клинья пород почти всех формаций палеозоя и триаса.

Для комплекса малых интрузий характерно наличие интрузивных отношений (с явлениями инъекционного метаморфизма) у субстрата и монцонитовых и диоритовых пород комплекса. В случае непосредственных контактов с массивами гранодиоритов и гранитов наблюдаются зоны дробления по их границе с субстратом. Интрузии сиенитов и сиенит-диоритов обычно отграничены от вмещающих пород разрывами.

На размытой поверхности монцонитов и кварцевых диоритов Ятыргарта залегает триас. Гальки гранитоидов, сходные с характерными породами комплекса малых интрузий, встречены в конгломератах нижней перми. Следовательно, малые интрузии моложе нижнего палеозоя, но древнее верхнего палеозоя. Малые интрузии приурочены к южной окраинной полосе зоны Передового хребта. Зона Передового хребта в целом отграничена от Промежуточной зоны продольных депрессий серией крупных разрывов северо-западного простирания.

Среди пород верхнего палеозоя и мезозоя (триас, юра) на этом участке зоны Передового хребта неизвестны интрузивные образования изверженных пород.

5. Краткое заключение о геологическом положении интрузий в зоне Передового высокогорного хребта от р. Белой на северо-западе до р. Теберды на востоке

Нашими работами захвачены разрезы по рр. Белой, М. Лабе, Б. Лабе и Аксауту, но в разрезах по рр. Белой и Аксауту интрузии зоны Передового хребта не обнажаются. Рассмотрение материала по интрузиям Передового хребта в районе Абишир-Ахуба (водораздел Урупа с Б. Зеленчуком), горы Карабек и др. проводится по литературным данным. Работы Г. Е. Пилюченко (1938) и В. Н. Робинсона (1938) дают достаточно полное представление о геологии этих районов, но петрография интрузивных пород в них освещена слабо.

На изученном нами отрезке Передового высокогорного хребта между р. Уруштенгом на западе и р. Б. Лабой на востоке характерны следующие особенности.

1. Главная часть площади зоны сложена древнейшими породами докембрия и нижнего палеозоя. Эти древние формации прорываются интрузиями серпентинитов и кислых пород уруштенского комплекса (тоналитовые гнейсо-граниты Б. Балкан и мелкие интрузии гранито-гнейсов

Мошевой и р. Блыба), имеющими досреднепалеозойский возраст: нижняя граница — средний кембрий, верхняя — девон (?). Сложные процессы, связанные с внедрением интрузий уруштенского комплекса, преобразовали этот участок Передового хребта в жесткую консолидированную массу.

2. В области Б. Лабы и междуречья Б. Лаба — М. Лаба кристаллические породы зоны к северу и северо-востоку скрываются под более молодыми отложениями нижнего палеозоя, среднего палеозоя, верхнего палеозоя и мезозоя. Нижний палеозой отделяется от среднего, так же как средний от верхнего палеозоя и последний от мезозоя, перерывами. Поэтому отдельные формации иногда залегают на более древних, с выпадением из разреза промежуточных осадочных формаций.

Южная периферия зоны Передового хребта отграничена от Промежуточной зоны депрессий продольными разрывами, в которых оказались зажатými тектонические клинья многих отделов палеозоя и частью мезозоя.

К северо-западу кристаллическое основание зоны Передового хребта, вскрытое в области Б. и М. Лабы, скрывается под отложениями мезозоя (триас, нижняя юра). Породы докембрия уруштенского интрузивного комплекса в области Лабы прорваны изверженными породами комплекса малых интрузий (габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, сиенит-диориты, гранодиориты, граниты) Ятыргварта, Магишо и др., имеющими донизнепермский возраст.

Восточное продолжение зоны Передового хребта

Участок зоны между р. Урупом и р. Зеленчуком. По геологии этого участка опубликована статья Г. Е. Пилюченко (1938) с геологической картой.

По Г. Е. Пилюченко осадочные метаморфические серии этого участка зоны расчленяются следующим образом.

1. Кристаллические сланцы и гнейсы докембрия, протягивающиеся полосой вдоль северо-восточного склона горы Реченста в западной части района. Эта полоса, видимо, является продолжением древних образований Передового хребта в бассейне Б. Лабы. Петрографического изучения пород указанной толщи не проводилось, поэтому трудно решить, сходны ли они с кристаллическими сланцами докембрия — нижнего палеозоя из разреза Б. Лабы, или это значительно слабее метаморфизованные породы (не захваченные воздействием уруштенского интрузивного комплекса) нижнего палеозоя, характерные для хребта Дженту и других точек Лабинского участка.

2. Следующим членом осадочных формаций являются толщи среднего палеозоя (девон — нижний карбон) и верхнего палеозоя (средний карбон — пермь), покрывающие главную часть площади зоны Передового хребта на этом участке.

3. Более молодые формации слагают отдельные небольшие площади среди палеозоя и представлены нижнеюрскими отложениями. Площади, сложенные палеозоем, к северо-востоку скрываются под отложениями нижней юры.

Характеризуемый участок зоны Передового хребта интродуцирован значительным количеством интрузий, часто сравнительно крупных по площади.

По данным Г. Е. Пилюченко интрузии эмеєвиков, габбро-диоритов, диоритов и кварцевых сиенитов здесь внедрены в породы нижнего палеозоя, а интрузия кварцевых диоритов — в породы докембрия.

Верхняя граница всех интрузивных образований не переходит среднего карбона, в конгломератах которого заключены их глыбы и гальки.

Г. Е. Пилученко считает наиболее древними образованиями диориты и габбро-диориты. Змеевики, по Пилученко, прорывают их. Такие взаимоотношения змеевиков с диоритами, по нашему мнению, требуют ревизии, так как мелкие тела змеевиков среди диоритов, показанные на геологической карте, могут представлять их крупные ксенолиты. Разнообразие изверженных пород хребта Абишира-Ахуба требует специальных петрографических исследований для установления их петрографических взаимоотношений и геологического положения.

Некоторые данные по петрографии изверженных пород этого участка, приведенные в отчете Г. Е. Пилученко и Краусс, позволяют отметить известное сходство интрузий габбро-диоритов и кварцевых диоритов с соответствующими породами комплекса малых интрузий Лабинского участка зоны Передового хребта. Для полной уверенности в этом необходима постановка петрографических работ.

Недостаточно ясно геологическое положение змеевиков в этом участке. Пример Лабинского участка показывает, что змеевики зоны Передового хребта Лабинского участка не могут считаться моложе отложений девона, так как в последних Г. М. Ефремовым отмечаются гальки древних гнейсов и гранитоидов белореченского типа, а гнейсы прорывают змеевики. Поэтому для решения вопроса о наличии в зоне Передового хребта среднепалеозойской интрузии змеевиков также требуется постановка специальных работ по изучению контактов змеевиков с достаточно точно определенными по возрасту осадочными формациями.

Во всяком случае, общая геологическая обстановка на участке зоны Передового хребта между рр. Уруп и Зеленчук позволяет считать эту площадь продолжением Лабинского участка. Только здесь древнейшие образования докембрия не выведены на поверхность вовсе, или обнажаются в западной части на небольшой площади по склонам горы Речепста. Палеозойские формации здесь приобретают господствующее положение, что позволяет говорить о погружении антиклинальной структуры Передового хребта к юго-востоку от Лабинского участка.

Отметим, что в мезозойских отложениях здесь также не наблюдаются интрузивные породы.

Зона Передового хребта средних течений рр. Марух и Аксаут (по данным В. Н. Робинсона) отделена от Главного хребта промежуточной зоной шириной около 4—5 км. Промежуточная зона, сложенная здесь, главным образом, верхнепалеозойскими (пермь) отложениями, отделена системами продольных разрывов от зоны Передового хребта и зоны Главного хребта.

Зона Передового хребта на этом участке представляет область широкого развития палеозойских образований. Подобно более западным районам, палеозойские формации, разделяемые перерывами, несогласно перекрываются нижнеюрскими отложениями. Докембрий на этом участке зоны Передового хребта не обнажается. Оси главных складок, по В. Н. Робинсону, погружаются к востоку-юго-востоку.

Интрузий изверженных пород в пределах этого участка зоны значительно меньше, чем в более западных районах.

В своей работе 1938 г. В. Н. Робинсон констатирует массив змеевиков площадью около 1 км² на восточных отрогах горы Киньрчат. Залегают змеевики в толще метаморфических сланцев и находятся в тектоническом контакте с породами красноцветной свиты нижней перми. В более поздней его работе змеевики на этом участке показаны залегающими среди пород

среднего палеозоя. На этой же карте, на том же участке, среди пород среднего палеозоя показаны мелкие тела диоритов и сиенитов.

Интрузия горы Карабек представлена, по В. Н. Робинсону, сиенитами и диоритами. Других выходов интрузивных пород в пределах этого отрезка зоны Передового хребта не наблюдается. Из петрографических описаний Г. М. Ефремова (1939) следует, что породы интрузии горы Карабек сходны по ассоциации пород и характерным особенностям петрографического состава с соответствующими породами горы Ятыргварты, Ахпархвы, т. е. с породами комплекса малых интрузий.

Из сказанного вытекает, что на участке Марух — Теберда зона Передового хребта по геологическому строению сходна с более западными частями этой зоны. Только область зоны на участке Уруштен — Б. Лаба представляет ее приподнятую часть с выходом на поверхность формаций докембрия и низов палеозоя метаморфизованных гранитоидами уруштеновского комплекса, а более восточная полоса сложена главным образом палеозойскими формациями. При этом для площадей среднего палеозоя (массив Абишир-Ахуба, гора Карабек и др.) характерно обилие интрузий, сходных с интрузиями комплекса малых интрузий Лабинского участка. Неясным остается геологическое положение змеевиков на этом участке зоны Передового хребта. По аналогии с более западными районами, учитывая общую тенденцию процесса геологического развития зоны, возраст змеевиков вероятнее более древний, чем среднепалеозойские осадочные формации и интрузивные образования типа малых интрузий.

Западное продолжение зоны Передового высокогорного хребта

К северо-западу от участка Уруштен — Лаба кристаллическое основание зоны Передового хребта скрывается под отложениями мезозоя, представленными здесь почти полным разрезом триаса и различными отделами нижней юры. Кристаллическое основание из гнейсо-сланцевой толщи и интрузий змеевиков проявляется из-под перекрывающих отложений небольшими площадями в районе горы Тхача и горы Слесарной. Крайним северо-западным продолжением древнего основания структурной зоны Передового хребта, возможно, является узкая полоска кристаллических сланцев и змеевиков по северной границе Даховского массива. Сам Даховский массив сложен интрузивными породами, не характерными для зоны Передового хребта в целом. Аналогичные ему образования представлены в горстообразных поднятиях покрова мезозойских отложений и на возможном продолжении Промежуточной зоны депрессий (массив Челепсы) и к северу от главного направления зоны Передового хребта (Сахрайский массив).

История геологического развития структурной зоны Передового хребта очень сложна. В настоящей работе не ставится задача показать весь ход процесса. Отмечу лишь следующие основные моменты.

1. Кристаллические породы древнего субстрата (докембрий и низы палеозоя подвергшиеся воздействию кислых интрузий уруштеновского комплекса) пятнами появляются из-под покрывающих палеозойских и мезозойских отложений к северу от главной площади развития субстрата в бассейне р. Лабы.

Примером служит изолированный остров этого субстрата в устье рр. Бескеса и Мочевой. Кроме того, изучение формаций других структурных зон — зоны Главного хребта и Промежуточной зоны депрессий — показывает, что в состав древнейших формаций субстрата этих зон входят породы, характерные для кристаллического основания зоны Передового хребта.

2. Изучение зоны Передового хребта по простираению показывает, что лабинский участок ее является областью наивысшего воздымания кристаллического основания этой структуры.

3. На юго-восточном — восточном продолжении зоны кристаллические породы основания структуры Передового хребта скрываются под отложениями палеозоя, на которых пятнами сохранились отложения юры.

4. На северо-западном продолжении зоны кристаллические породы основания структуры Передового хребта перекрываются отложениями мезозоя, при этом отложения триаса ложатся обычно непосредственно на кристаллические породы структуры.

Все это говорит о некоторой общности геологических формаций и процессов, протекавших на территории Северо-Западного Кавказа в течение древнейших эпох его геологической истории. Последующие геологические события, происходившие в течение всего палеозоя и мезозоя, по-разному отразились на постепенно образующихся структурных зонах.

Задача настоящей работы — дать первое представление о характере интрузивной деятельности в пределах Северо-Западного Кавказа с момента ее истории, доступного для изучения в силу сохранившихся фактов. Такое восстановление истории магматизма возможно только при условии образования различных структурных зон, в которых по-разному проявлялась интрузивная деятельность в последующие периоды. В одних зонах наблюдается формирование полных интрузивных циклов со сложными явлениями взаимодействия последовательно накладывающихся фаз цикла между собой и консолидированными породами субстрата. В других зонах, в силу их отличной геологической истории, имеет место выпадение отдельных фаз формирования интрузивных циклов. Многократные глыбовые дифференциальные перемещения в пределах одной зоны и соседних зон позволяют также наблюдать разные интрузивные фазы в их различных фациях. Все это, конечно, усложняет задачу, но зато при надлежащем разрешении этой задачи делает более понятным ход процесса в целом.

II. ЗОНА ГЛАВНОГО ХРЕБТА

1. Краткий обзор представлений о расчленении и геологическом возрасте гранитов Главного хребта на Северо-Западном Кавказе

Выделяемый в настоящей работе сложный интрузивный комплекс гранитоидов Главного хребта включает серию так называемых «серых» гранитов Главного хребта.

Эта группа гранитных пород слагает большие площади в пределах Центрального Кавказа. Отсутствие объективных фактов, вызываемое специфически сложной геологической обстановкой Центрального Кавказа, обусловило дискуссионное состояние вопроса о расчленении «серых» гранитов и об их геологическом положении.

Во вступительной части к этой работе дана сводка состояния наших знаний о древних гранитных интрузиях Северного Кавказа.

Большинство исследователей, принужденных опираться на недостаточный фактический материал, который мог дать Центральный Кавказ, остановилось на предварительной стадии разрешения проблемы гранитов Главного хребта. При расчленении гранитных интрузий отдельные исследователи выделяли отличающиеся по составу и структурам разновидности без уточнения возрастных и петрогенетических взаимоотношений между разновидностями.

В отношении геологического положения «серых» гранитов у большинства исследователей (А. П. Герасимов, И. Г. Кузнецов и др.) укоренилось гипотетическое представление о докембрийском возрасте главной массы «серых» гранитов. При этом не исключалось, что некоторая их часть относится к более молодым образованиям, но конкретизации в этом вопросе не было. Наряду с этим отдельные исследователи (В. Н. Соловьев, Г. М. Ефремов) считали более вероятным палеозойский возраст гранитов Главного хребта. В последней статье по этому вопросу С. П. Соловьев (1946) находит возможным отнести к палеозойскому возрасту четыре типа из выделенных им семи древних гранитоидов Северного Кавказа.

В пределах Северо-Западного Кавказа «серые» граниты изучались Н. И. Бессоновым и другими геологами. Работы Н. И. Бессонова (1938_{1,2}) по гранитам Главного хребта в области верховьев рек Аксаута, Маруха, Б. Зеленчука и Б. Лабы дают наиболее полный материал по интрузиям комплекса Главного хребта и по геологии их субстрата. Интересны выводы С. П. Соловьева об осадочном происхождении главной массы кристаллических сланцев Главного хребта (Центральный Кавказ), преобразованных до современного состояния интрузиями древних гранитов (1938₁ и 1938₂).

Работы А. Г. Кобилева (1936), Г. М. Ефремова (1939, 1941), И. Я. Баранова (1937) и других исследователей характеризуют гранитоиды Главного хребта в тематическом разрезе без полной картины их геологии и петрогенетических взаимоотношений внутри группы гранитоидов. При этом большинство исследователей, вследствие отсутствия прямых фактов, автоматически принимало укоренившееся для Центрального Кавказа представление о докембрийском возрасте гранитов Главного хребта.

Г. М. Ефремов (1931) разделяет граниты Главного хребта на белореченский и балкарский типы. В последующей работе он приписывает им среднепалеозойский возраст. Как это вытекает из петрографической части нашей работы, выделение белореченского типа и его территориальное размещение не подтверждаются нашими данными. Белореченские граниты Г. М. Ефремова по химизму тождественны альбитовым гранито-гнейсам выделяемого нами уруштенского комплекса.

Сказанным исчерпываются взгляды геологов, работавших непосредственно по гранитам Главного хребта в области Северного Кавказа, на возраст этих гранитов.

В своих работах, посвященных геологии и петрографии зоны Главного хребта в области верховий рр. Б. Лабы, Б. и М. Зеленчука, И. И. Бессонов (1938_{1,2}) выделяет следующие группы пород.

1. Породы субстрата докембрийского возраста, состоящие из двух свит:

- 1) нижней свиты амфиболовых сланцев, гнейсов и амфиболитов;
- 2) верхней свиты слюдяных сланцев и гнейсов.

Свиты разделены одна от другой крупным разрывом. Вблизи их тектонического контакта часто наблюдаются изолированные тела так называемых тектонитов. И. И. Бессонов относит их к продуктам динамометаморфизма какой-то древней интрузии гранитного состава. Обособленное положение занимают также подчиненные свите слюдяных сланцев интрузии рассланцованных гранодиоритов (водораздел р. Б. Лабы и р. Санчаро).

2. Нижний палеозой (?). Условно (по характеру метаморфизованности!) И. И. Бессоновым выделена пачка сланцев в верховьях р. Лаштрака, находящаяся с севера в тектонических отношениях со свитой амфиболовых сланцев докембрия, а с юга испытывавшая контактное воздействие Санчарской интрузии кварцевых диоритов. По литологиче-

скому составу породы этой пачки сланцев скорее сходны с известными автору настоящей сводки породами среднего палеозоя хребта Псеашхо.

3. Отложения нижней юры. И. И. Бессонов выделяет две полосы депрессий, в которых развиты юрские отложения, — северную и южную. Литологический состав и степень метаморфизованности юрских пород в этих двух депрессиях различны. Породы южной полосы депрессий он относит к юре с оговоркой, что бесспорных доказательств для этого не имеется.

4. Изверженные породы. В районе верховий рр. Маруха и Аксаута (притоков р. М. Зеленчука) масштаб проявления интрузивных пород гораздо больше, чем в верховьях р. Большой Лабы. В этом районе И. И. Бессонов выделяет кислые интрузии, морфологически образующие единое тело — батолит, различая среди них четыре разности гранитоидов:

- 1) крупнозернистые серые огнейсованные, часто двуслюдяные граниты;
- 2) порфировидные биотитовые граниты;
- 3) щелочные, существенно микроклиновые граниты;
- 4) мелкозернистые, часто двуслюдяные, отличающиеся своей свежестью граниты типа уллукам.

Взаимоотношения этих разновидностей внутри батолита, по И. И. Бессонову, неясны; можно предполагать, что есть между ними и возрастная разница. Для установления возраста кислых интрузий у И. И. Бессопова не имелось данных, и он, по аналогии с другими районами, относил их к докембрию. Он отмечает связь с гранитами Главного хребта сравнительно мало развитых слюдяных и турмалиновых пегматитов.

К следующему циклу интрузивной деятельности И. И. Бессонов относит интрузии габбровых пород, развитых преимущественно в южной подзоне Главного хребта среди кристаллических сланцев докембрия. Наиболее крупный массив их — Аксаутский — расположен в районе ледников р. Аксаута.

Несмотря на приводимый фактический материал, И. И. Бессонов приходит к неверному выводу о более молодом возрасте габброидных пород по сравнению с породами кислых интрузий Главного хребта. В частности, им же самим описываются образцы перидотита из кровли гранитов в верховьях р. М. Марки; кроме того, он прямо говорит (стр. 15 и 16, 1938₂), что «зона Главного хребта в пределах истоков Большого и Малого Зеленчуков разделяется на две подзоны. Первая, начинаясь от устья р. Архиза, расширяется к юго-востоку и представлена кислой гранитной интрузией, приподнятой в виде горста, отделенного на юге разрывом от докембрийской формации. Для нее характерны полное удаление пород кровли интрузии и довольно глубокий размыв самих гранитов. Вторая подзона заключена между двумя узкими депрессионными впадинами — Софийской на севере и Бзыбской (Закавказье) на юге, которая по отношению к первой также опущена. Для этой именно подзоны свойственно развитие в уцелевшей от размыва гнейсовой кровле интрузий основных и зеленокаменных пород» (разрядка моя. — Г. А.). Тот факт, что габброиды сохранились местами среди пород кровли интрузии гранитов (и испытывают со стороны гранитов контактные воздействия!! — Г. А.), И. И. Бессонов не принял во внимание и отнес габброиды к более молодым образованиям, чем граниты Главного хребта.

Интрузии среднего состава. И. И. Бессонов выделяет интрузию кварцевых диоритов в верховьях р. Санчаро из пород свежего облика, которые оказывают контактное воздействие на предположительно нижнепалеозойские (?) сланцы. Петрографическая характеристика пород

этой интрузии создает впечатление ее сходства с породами того же состава, встреченными мною в районе Аксаутского ледника.

Серия жильных пород. И. И. Бессонов кратко описывает обильные среди сланцев докембрия жилы диоритов, габбро-порфиринов, спессартитов и единичные жилы гранодиорит-порфиринов. В части возрастных отношений интересно его наблюдение, что граниты уллукамского типа верховьев р. Б. Лабы секутся жилой гранит-порфиринов (жила показана на карте) и жилой кварцевого диорита (на карте не отмечена). Петрографического описания этих жил не приводится.

Для верховьев рр. Имеретинской, Дамхурца и Мамхурца имеется геологическая карта, составленная Н. И. Сидоропуло. Автор проводит примерно то же разделение пород субстрата и интрузий, но показывает в составе сланцевых толщ субстрата довольно частые пятна змеевиков. Наши наблюдения также указывают, что среди пород кровли гранитов Главного хребта по левобережью р. Дамхурца вскрываются тела змеевиков. Некоторые гранитоиды Мамхурца и Дамхурца Н. И. Сидоропуло без особых оснований называет неинтрузивными.

2. Зона Главного хребта в области верховьев р. М. Лабы

(По исследованиям автора)

Геолого-петрографическое изучение пород, слагающих зону Главного хребта на этом участке, позволяет в схеме наметить среди них следующие ассоциации вмещающих и интрузивных пород.

Осадочно-метаморфические породы

1. Кристаллические, сильно метаморфизованные сланцы субстрата. Кристаллические сланцы представлены слюдястыми и амфиболитовыми сланцами и гнейсами, с фрагментами тел змеевиков и альбитовых гнейсов.

Эти породы неоднократно подвергались динамическим воздействиям в сложной тектонической обстановке и претерпели сложные преобразования состава, вызванные внедрением различных интрузий комплекса Главного хребта. Так как последовательно внедрившиеся интрузии сопровождалась контактными преобразованиями вмещающих пород и обуславливали явления инъекционного метаморфизма и метасоматоза пород субстрата, то современная картина состава и размещения различных кристаллических сланцев очень сложна. Петрографическое изучение позволяет все же различать особенности контактовых воздействий, связанных с некоторыми интрузиями. С интрузиями двуслюдяных гранитов (серых) связаны явления высокотемпературного контактного преобразования вмещающих пород с образованием биотитовых, андалузитовых и силлиманитовых сланцев. Кроме того, на участках внедрения интрузии аляскитовых гранитов наблюдаются явления «ретроградного» метаморфизма. Кристаллические сланцы, относительно первичные или уже испытавшие метаморфизм со стороны двуслюдяных гранитов, под влиянием интрузий аляскитов и их производных, преобразовываются в хлорито-мусковитовые и хлоритовые сланцы и сланцы с измененным биотитом и амфиболом. Описание соответствующих явлений приводится ниже в главе II.

2. Слабо метаморфизованные породы. Эти породы представлены мраморизованными известняками, песчаниками, филлитовыми сланцами. Они развиты в пределах района в виде пятен среди кристаллических сланцев в кровле интрузий, или непосредственно в по-

нижениях поверхности интрузивных масс. Истинные их взаимоотношения с интрузиями часто остаются невыясненными, так как в ряде случаев их контакты с интрузиями проходят по разрывам. Но, наряду с этим, наблюдающиеся в осадочных породах явления контактного метаморфизма, в связи с единичными фактами непосредственных нормально-интрузивных отношений между гранитами и осадочными породами, говорят о том, что слабо метаморфизованные породы, залегающие среди кристаллических сланцев в явном несогласии с ними, испытывают контактное воздействие со стороны интрузий аляскитовых гранитов комплекса Главного хребта.

Изверженные породы

Изверженные породы зоны Главного хребта в верховьях р. М. Лабы, за исключением орто-амфиболитов и гнейсов субстрата, разделяются нами на несколько групп. Необходимо при этом отметить, что более ранние проявления магматической деятельности часто сохраняются лишь в виде реликтов-останцов среди массивов в последующих стадиях формирования комплекса. Схематизируя господствующие типы пород, отвечающие отдельным стадиям формирования комплекса для Мало-Лабинского участка зоны Главного хребта, мы можем выделить следующие группы:

- 1) амфиболовые и амфибол-биотитовые диориты, кварцевые диориты;
- 2) гранодиориты, микроклиновые граниты;
- 3) порфировидные гранодиориты, граниты;
- 4) жильная серия спессартитов (роговообманковые);
- 5) двуслюдяные (серые) граниты;
- 6) аляскитовые граниты;
- 7) пегматито-аплитовые серии, связанные с кислыми членами комплекса.

Работы 1946 и 1947 гг. позволяют считать, что габброиды, относившиеся нами ранее (Афанасьев, 1947) к комплексу Главного хребта, являются фрагментами интрузии более древнего цикла.

Геолого-петрографические взаимоотношения пород, слагающих зону Главного хребта в области Б. и М. Лабы

Изучение разрезов зоны Главного хребта по рекам М. Лабе, Б. Лабе, Дамхурцу, Закану и по ряду водораздельных хребтов позволяет заключить, что зона Главного хребта в верховьях М. Лабы может быть разделена по геолого-петрографическому строению на северную и южную подзоны.

Породы субстрата

Древнейшими породами субстрата являются породы толщи слюдистых парагнейсов и кристаллических сланцев, с мощными пачками амфиболитов и с фрагментами массивных гранатовых кристаллических сланцев и змеевиковых тел. Породы субстрата образуют антиклинальную структуру, осложненную последующими неоднократными тектоническими нарушениями сбросового характера. Некоторые из нарушений, почти широтного простираения, захватывают и наиболее молодые интрузии аляскитовых, создавая в них пиритизированные зоны дробления с развитием прожилков горного хрусталя, с сульфидами меди, реже свинца.

Масштаб проявления интрузий неодинаков в различных частях зоны. Наблюдается, что наиболее крупные интрузивные массы приурочены к северной подзоне, где они образуют батолитовое (?) тело. Оно приурочено

к центральной части и северо-восточному крылу антиклинальной структуры. Поэтому породы субстрата здесь сохранились.

В юго-западной подзоне породы субстрата сохранились в большей мере, так как интрузивные проявления, хотя и накладывавшие свой отпечаток на породы субстрата, сами развиты в виде мелких тел — сателлитов и в виде сопровождающей жильной серии. Поэтому состав пород субстрата зоны Главного хребта наиболее целесообразно изучать в юго-западной подзоне этого участка.

По нашим данным, породы древнего субстрата зоны Главного хребта, выше р. Цахвоа слагающие юго-западное опущенное крыло антиклинали, могут быть разделены на две толщи.

1) Нижняя толща слюдистых кристаллических сланцев, амфиболитов и гнейсов по составу сходна с докембрийскими (?), нижнепалеозойскими (?) образованиями уруштенского комплекса зоны Передового высокогорного хребта.

2) Верхняя толща, контактирующая с нижней по разрыву (наблюдаются зоны милонитизации!), из сильно метаморфизованных пород первично кластического состава (конгломераты, песчаники) и изверженного происхождения (эффузивы, превращенные в амфиболиты). Возможно, что эти метаморфизованные кластические образования низов верхней свиты отвечают перерыву между докембрием и низами палеозоя. Взаимоотношения докембрия и палеозоя в области Передового хребта затусhevаны нивелирующим влиянием интрузий уруштенского комплекса. Представляется вероятным, что в области Главного хребта в местах с малым проявлением интрузивной деятельности эти взаимоотношения скорее поддадутся анализу.

Из сказанного вытекает, что древнейшими породами субстрата зоны Главного хребта являются сильно метаморфизованные кристаллические сланцы докембрия, перекрываемые, вероятно с перерывом, сильно метаморфизованными более молодыми породами нижнего палеозоя (?). Вся эта серия пород субстрата подвергнута переработке, вызванной накладывающимся влиянием различных интрузий комплекса гранитоидов Главного хребта. При этом резкое прекращение к югу от р. Первой Безымянной сплошного поля массивных пород (гранодиориты, диориты, граниты) отвечает разрыву северо-западного простиранья, с опусканием южной подзоны.

Большой интерес представляют пятна слабо метаморфизованных (главным образом в результате контактного метаморфизма) пород, встреченные в кровле аляскитовых гранитов (хребет Кочерга) и среди древних пород субстрата (левый берег М. Лабы выше Цахвоа). Они в обоих случаях носят явные следы гранитного воздействия. Литологический состав этих пятен слабо метаморфизованных пород (песчаники, сланцы, известняки, реже конгломераты) делает их сходными с нижнекарбоновыми отложениями, известными в области хребта Псеашха.

Задачей дальнейших исследований в этой труднодоступной части Главного хребта явится уточнение взаимоотношений между отложениями нижнего карбона, породами древнего субстрата и отдельными интрузивными членами комплекса гранитоидов Главного хребта.

В. Н. Робинсон отмечает, что отложения нижнего карбона в Перевальной зоне часто имеют облик контактно измененных пород типа роговиков. Это обстоятельство он связывает с обильными пластовыми интрузиями и дайками диоритов и диабазов. Поэтому для уточнения возраста различных фаз комплекса Главного хребта необходимо детальное изучение жильной серии — диоритов и диабазов — в нижнекарбонových отложениях и сравнение их с интрузиями диоритов и жилами лампрофировой серии, связанных с комплексом Главного хребта. К тому же условия залегания

пород нижнего карбона в Перевальной зоне (близ перевала Аишхо, хр. Псеашхо) напоминают соотношения пятен слабо метаморфизованных пород с древним субстратом на р. Кочерге и в других местах.

Имеющиеся материалы позволяют считать, что так как древний субстрат из докембрийских и нижнепалеозойских пород, измененный интрузиями уруштенского комплекса, прорывается интрузиями комплекса Главного хребта, то возраст последних не может быть ниже нижнепалеозойского. Кроме того, так как имеются достаточно явные факты интрузивных отношений между аляскитовыми гранитами и слабо метаморфизованными породами (нижний карбон?), то вполне законно поставить вопрос о послесреднепалеозойском, т. е. варисском возрасте кислых (гранитных) фаз комплекса гранитоидов Главного хребта.

Учитывая, что гальки типичных гранитов комплекса Главного хребта встречаются в красноцветных отложениях нижней перми, приходится внедрение аляскитовой фазы комплекса гранитоидов Главного хребта приурочивать к узкому промежутку между нижним карбоном и нижней пермью.

Изверженные породы зоны Главного хребта в районе М. Лабы

Изучение разрезов зоны Главного хребта показывает, что ассоциации массивных пород, образующих выделяемый нами комплекс гранитоидов Главного хребта, по масштабу проявления и составу пород различны для двух подзон зоны Главного хребта. Большие сплошные площади массивных пород вскрыты разрезами М. Лабы и ее притоков в северной подзоне. В то же время в разрезе Б. Лабы и Дамхурца сплошные поля массивных пород отсутствуют; там развиты, главным образом, контактно- и инъекционно-метасоматически измененные породы субстрата с мелкими телами кислых интрузий комплекса. Выше р. Закана по Б. Лабке вскрыт узкий клин массивных пород — микроклиновых гранитов, которые к северо-западу, в области Умпырского перевала и хребта Кочерга, образуют относительно крупные массивы.

Изучение массивных пород по упомянутым разрезам позволяет выделить следующие их группы.

Северная подзона. 1) амфиболовые и амфибол-биотитовые диориты, кварцевые диориты, 2) гранодиориты, 3) крупнопорфировидные микроклиновые гранодиориты и граниты, 4) микроклиновые граниты и гранодиориты равномернозернистые, крупнозернистые, растайкинского типа, 5) двуслюдяные лейкократовые граниты, 6) аляскитовые граниты кочергинского типа.

Представители этой ассоциации пород вскрываются р. М. Лабой в отрезке от р. Ачипста до Первой Безымянной. Взаимоотношения пород, слагающих эту ассоциацию, рассматриваются несколько ниже.

Южная подзона. В пределах этой подзоны выходят: 1) относящаяся к породам субстрата серия кристаллических сланцев и ортогнейсов, в той или иной мере превращенных в инъекционные гнейсы и гранитизированные породы, 2) мелкие тела плагиогранитов, 3) мелкие интрузии крупнозернистых диоритов, 4) жильная серия лампрофировых пород (спессартиты, керсантиты), 5) мелкие тела двуслюдяных гранодиоритов и 6) мелкие тела существенно микроклиновых гранитов.

Эта ассоциация пород вскрыта в южной подзоне по р. Дамхурцу и по р. М. Лабке в ее верхнем течении (выше р. Цахвоа).

а) Взаимоотношения пород северной подзоны. Амфиболовые диориты и кварцевые диориты слагают периферийные части крупного интрузива, вскрытого р. М. Лабой и ее притоками и образуют боковую, северо-восточную оторочку Мало-Лабинского массива. Эти же

породы образуют значительные площади на водоразделах и склонах гор, залегая в кровле сложно построенного массива.

Диоритовые породы оторочки секутся жилами гранодиоритов, микроклиновых гранитов, аляскитовых гранитов, пегматитов и аплитов. Наблюдается постепенность перехода от диоритов к порфировидным гранодиоритам в горизонтальном срезе массива. Это явление отчетливо выражено по северо-восточной периферии массива. Порфировидные гранодиориты образуются также в апикальных частях массива на хребте Кочерге, залегая в кровле аляскитовых гранитов, ниже диоритов, развитых в еще более высоких частях этого хребта.

В более южных частях зоны (р. Растайка и другие) диориты залегают в кровле гранодиоритов и микроклиновых гранитов (образуя среди последних и ксенолиты), но порфировидные разности гранодиоритов и гранитов там отсутствуют. Оторочка диоритовых пород отсутствует по юго-западной периферии массива.

Порфировидные гранодиориты и граниты. Изучение разрезов по рр. М. Лабе, Дамхурцу, Закану и др. позволяет заключить, что эта характерная группа пород развита только в северо-восточной оторочке зоны в ассоциации с диоритовой группой пород и интрузиями аляскитовых гранитов. В частности, изучение аллювия рек М. Лабы, Закана, Дамхурца показывает следующую картину.

Окатанные глыбы крупнопорфировидных гранитов обильны по М. Лабе близ устья р. Ачипсты, но не встречены выше р. Кочерги; они же встречаются в устьевых частях правобережных притоков р. Закана, в русле же р. Дамхурца отсутствуют.

Гранодиориты в Мало-Лабинском разрезе массива изверженных пород (от Ачипсты до Первой Безымянной) выступают пятнами в центральной части массива, обнажаясь в нижних склонах долины Лабы. Они часто милонитизированы, наблюдается постепенность перехода от гранодиоритов к микроклиновым гранитам растайкинского типа. Наблюдаемые иногда интрузивные отношения между гранодиоритами и диоритами говорят о более позднем формировании первых. Отдельные пятна гранодиоритов наблюдаются среди порфировидных гранодиоритов в кровле аляскитовых гранитов.

Микроклиновые граниты растайкинского типа. Граниты этого типа образуют крупные участки в центральной части Мало-Лабинского массива, обнажаясь в нижних частях склонов, но часто поднимаются и до более высоких отметок (р. Первая Безымянная, р. Растайка и др.), обнаруживая неровную верхнюю поверхность. Они включают ксенолиты и крупные пятна гранодиоритов и диоритов. В случае контактов с первыми наблюдаются постепенные переходы. В гранитах этого типа наблюдались два случая секущих жил меланократовых пород:

1) по р. Растайке жила нацело измененных, карбонатизированных пород порфировой структуры и

2) по р. Первой Безымянной жилы мощностью 2 м пироксеновых габбро-диабазов.

Гораздо чаще среди гранитов этого типа встречаются жилы пегматитов, аплитов и пегматоидных гранитов аляскитового состава, часто с обильными карбонатами.

Двуслюдяные серые граниты и сопровождающие их инъекционные гнейсы встречены в разрезе Мало-Лабинского массива лишь в виде ксенолитов среди пород интрузии аляскитовых гранитов по р. Кочерге. Они также секутся жилками и прожилками микроклин-мусковитовых пегматоидных гранитов.

Интрузия аляскитовых гранитов образует относительно крупные по площади, вытянутые в северо-западном направлении тела по северо-восточной окраине зоны Главного хребта, в целом и массива изверженных пород Мало-Лабинского разреза, в частности. Они вскрываются р. Кочергой, обнажаясь в нижних частях склонов хребта Кочерга. Крупный массив их обнажается также по левобережью р. Умпырь, слагая южный борт седловины Умпырского перевала, где они непосредственно контактируют, вдоль разрыва, с юрскими отложениями Промежуточной зоны. Разрыв, отделяющий зону Главного хребта от зоны Передового хребта, в районе М. Лабы приводит в соприкосновение с юрой Промежуточной зоны диориты Главного хребта, на Умпырском перевале — крупную площадь аляскитовых гранитов, а в разрезе Б. Лабы, выше р. Закана — узкий клин тех же гранитов, сильно милонитизированных. Аляскитовые граниты секут жилами диориты и гранодиориты. Их пегматито-аплитовые производные секут микроклиновые граниты растайкинского типа и двуслюдяные граниты уллукамского типа.

В кровле интрузий аляскитовых гранитов и близ их контактов с диоритами наблюдается образование крупнопорфировидных микроклиновых гранодиоритов-гранитов. Среди аляскистов известны ксенолиты серых гранодиоритов. Сами аляскитовые граниты, по нашим наблюдениям, не секутся другими изверженными породами, за исключением редких жил пегматитов, являющихся их же производными.

б) Взаимоотношения пород южной подзоны. Имеющиеся данные позволяют считать, что южная подзона тектонически опущена по отношению к северной. Здесь развиты, главным образом, породы субстрата с мелкими изолированными телами различных изверженных пород.

Диориты образуют мелкие изолированные выходы и пластовые тела порядка 10—15 м мощности. Они прорывают породы субстрата и сами секутся жилами спессартитов.

Мелкие тела плагиогранитов залегают в породах субстрата и секутся жилами светлосерых гранодиоритов.

Обильная серия меланократовых жил спессартитов и реже керсантитов образует по пластовые, то секущие, почти вертикальные жилы мощностью до 3—4 м.

Мелкие тела микроклиновых гранитов образуют изолированные выходы на склонах среди пород субстрата по северной периферии подзоны.

Серые граниты-гранодиориты крайне редко, в виде двух-трех линзовидных тел, встречены по М. Лабе. По р. Дамхурцу они образуют более крупные массы. С гранитами этого типа связаны характерные контактные изменения вмещающих пород — образование биотитосиллиманитовых и биотито-андалузитовых пород. В области М. Лабы масштаб проявления этого типа интрузий незначителен по сравнению с верховьями р. Дамхурца. На р. Дамхурце наблюдалось прорывание серых двуслюдяных гранитов жилами светлого аляскитового гранита.

Аляскитовые граниты встречаются мелкими жилами в северной периферии южной подзоны и вызывают ретроградные изменения ранее высокометаморфизованных пород субстрата.

3. Зона Главного хребта в верховьях р. М. Зеленчука (рр. Аксаут, Марка)

Река Аксаут в своем среднем течении ниже устья р. Марки вскрывает зону Передового высокогорного хребта, сложенную верхнепалеозойскими отложениями. Выше устья р. Марки, рр. Аксаут и Марух вскрывают

Промежуточную зону шириной около 5 км, отделенную от зоны Передового хребта и зоны Главного хребта системой продольных разрывов. Между Промежуточной зоной и зоной Главного хребта зажаты узкие клинья метаморфических сланцев нижнего палеозоя и нижней юры. Пятна юрских отложений, трансгрессивно перекрывающих кристаллические породы северной части зоны Главного хребта, сохранились лишь в отдельных точках — на водоразделе Аксаут — Марка и вблизи Мухинского перевала.

Гранитные интрузии северной подзоны, слагающие, по И. И. Бессонову, морфологически единый батолит, разделяются им по составу и структурам на четыре разновидности: 1) двуслюдяные огнейсованные граниты, 2) порфириовидные граниты, 3) щелочные граниты (существенно микроклиновые) и 4) граниты типа уллукам. Соотношения между этими гранитами неясны. Наибольшим распространением пользуются граниты первых двух групп. Следующие две группы образуют среди первых мелкие тела. И. И. Бессонов подметил, что порфириовидные граниты приурочены исключительно к северной части подзоны.

Софийская депрессия, сложенная черными сланцами, по И. И. Бессонову, представляет юго-восточную ветвь, ответвляющуюся от депрессии Промежуточной зоны в долине р. Архыза. Породы, слагающие Софийскую депрессию, отличаются от юрских пород, наблюдаемых в депрессии, отделяющей зону Передового хребта от зоны Главного хребта большей степенью метаморфизованности.

Южная подзона, по И. И. Бессонову, сложена толщей слюдяных и амфиболовых кристаллических сланцев докембрия. Она включает полосу тектонитов вблизи главного водораздела и прорвана интрузией габброидных пород в ледниковой части долины рр. Аксаута, Джаловчата и других рек.

Произведенное нами детальное изучение разрезов по рр. Аксауту и Марке и на водораздельных хребтах между ними и рр. Аксаутом и Марухом позволяет произвести разделение зоны Главного хребта на этом участке, в основном сходное с представлениями И. И. Бессопова, на северную подзону, или подзону комплекса гранитоидов Главного хребта, и южную подзону, или Перевальную.

Выделяемые подзоны отграничены крупным разрывом, вдоль которого по р. Джаловчату проходит узкая депрессия, выполненная сильно переметыми сланцами нижней юры (?).

Горные породы, слагающие северную подзону, расчленяются на две неравноценные группы.

1. Породы субстрата (вмещающие все разновидности комплекса гранитоидов Главного хребта) представлены различными метаморфическими породами. Характер их метаморфизованности различен, в зависимости от близости к той или иной интрузии из комплекса Главного хребта. Породы субстрата сохранились пятнами в понижениях кровли отдельных интрузий.

В состав субстрата входят и ортопороды:

1) мелкие самостоятельные тела амфибол-пироксеновых и амфиболовых габбро-диоритов; встречаются они среди метаморфических пород в кровле гранитов и как реликтовые включения — «ксенолиты» в периферийных частях гранитоидных массивов;

2) мелкие тела плагиогранитов.

2. Интрузивные образования комплекса Главного хребта, из которых можно выделить:

1) крупнозернистые, равномернозернистые биотитовые граниты с участками гранодиоритов;

2) порфириовидные, обычно полосчатые гранодиориты и граниты;

3) равномернозернистые серые двуслюдяные гранодиориты-граниты. Среди них наблюдаются два типа: а) широко распространенные, несколько полосчатые, огнейсованные, и б) внешне совершенно свежие, обычно известные под названием гранитов уллукамского типа;

4) мелкие интрузии калиевых аляскитов, с жильной серией тех же гранитов;

5) жильные производные гранитоидов Главного хребта — аплиты, пегматиты, кварцевые, кварцево-карбонатные жилы, гидротермальные рудные проявления.

Геологическое строение северной подзоны Аксаутского участка зоны Главного хребта

Проведенное нами детальное изучение разрезов Главного хребта по основным речным артериям и водораздельным хребтам позволяет сделать следующие выводы.

Основные моменты структуры района

Для рассматриваемой подзоны и для всей зоны Главного хребта в целом на этом участке типичными являются линейные структуры, обуславливающие образование зон и подзон северо-западного простирания. Этому же направлению подчинены крупные вытянутые интрузивные массы главных типов гранитоидов Главного хребта.

По северной периферии подзоны вмещающие породы, падающие на северо-восток, образуют северное крыло антиклинали, в ядре которой обнажается батолитоподобное тело крупнозернистых микроклиновых гранитов. Залегание вмещающих пород по правобережью Аксаута, ниже р. Чегет-Чата, в виде пластов почти широтного простирания с крутым падением к юго-востоку, подтверждает это представление. Но вмещающие породы южной периферии массива микроклиновых гранитов по рр. Марке и Аксауту, до полосы интрузии серых гранитов, имеют явно выраженное северо-восточное (30—50°) простирание с падением на юго-восток и на северо-запад.

Такие различия условий залегания вмещающих пород различных участков подзоны трудно объяснимы без специальных структурно-геологических исследований, так как вмещающие породы сохранились пятнами и большую роль в созидании структуры играли проявления крупных интрузивных масс и часто констатируемые нарушения сбросового характера.

Не исключена возможность и того, что здесь сохранились остатки различных геологических формаций. В то же время стоит отметить взгляд А. В. Пэка, который, применяя методику Зандера для изучения ориентированных образцов пород хребта Кургаши-Чат, нашел, что в этом районе простирание древней складчатости кристаллических сланцев и гнейсов было меридиональным.

Текстурные элементы пород краевых зон Маркинской интрузии носят черты унаследованных структур вмещающих пород. В частности, наличие ориентированной полосчатости и ориентировка вкрапленников у гнейсовидных порфировидных гранодиоритов, полностью отвечающие структурным элементам контактирующих вмещающих пород, говорят скорее о том, что в краевых зонах интрузии имеет место не огнейсование интрузии, а унаследование ею структур вмещающих пород. Для интрузии серых двуслюдяных гранитов это явление отчетливо проявляется в периферийных зонах мигматизации.

В пределах северной подзоны наблюдаются многочисленные нарушения сбросового характера. Большинство их вряд ли отвечает крупным передвижкам, хотя затруднительно судить об амплитуде движения, если оно, как обычно, произошло в пределах одного или на границе двух интрузивных проявлений. Нарушения сопровождаются милонитизацией, брекчированием прилегающих к плоскости нарушения пород и приведением к одному уровню различных интрузивных фаз и фаций интрузивов и обрывков площадей субстрата.

Наиболее отчетливо тектонические нарушения этого типа проявляются: 1) по границе, отделяющей нижнепермские красноцветные отложения в северной части подзоны, 2) в виде тектонической депрессии, сложенной кристаллическими сланцами, мигматизированными и интродуцированными аляскистыми гранитами, протягивающейся в центральной части подзоны от рч. Хадюка до верховьев р. Б. Марки, и 3) по южной границе подзоны, отделяющей северную подзону гранитоидов Главного хребта от полосы юрской депрессии.

Известны многочисленные зоны милонитизации в гранитоидах почти всех типов. Они обычно ориентированы в северо-западном направлении и сопровождаются развитием по плоскостям трещин щеток горного хрусталя и реже сульфидной минерализации (пирит, очень редко галенит). Их возраст, даже относительный, не может быть точно установлен. Зоны милонитизации этого типа распространены в аляскитовых гранитах, в серых гранитах и гранодиоритах.

В пределах подзоны можно предполагать наличие нарушений северо-восточного простиранья. В частности, об этом говорит наличие зон милонитизации и смещение границ между формациями в меридиональном направлении в разрезе р. Аксаута и присутствие единичных даек северо-восточного простиранья (р. Хадюка). Все сказанное заставляет отметить крайнюю сложность строения северной подзоны, которая в общем представляет горстообразное поднятие кристаллического ядра зоны Главного хребта, сопровождавшееся разрывами разного масштаба и дифференцированными движениями образующихся отдельных участков — глыб горста. Разрывы преимущественно характеризовались северо-западным простираньем, но, по видимому, имели место разрывы и по плоскостям северо-восточного простиранья.

Геологическое положение и распространение отдельных формаций северной подзоны Аксаутского участка

Породы субстрата

Сохранение пород субстрата лишь пятнами в понижениях кровли интрузий комплекса Главного хребта, осложненное последующими тектоническими перемещениями, исключает возможность составления полного разреза.

Вырисовываются несколько типов ассоциаций вмещающих пород, сохранившихся в различных участках подзоны:

1) по северной периферии подзоны, близ разрыва, отделяющего зону Главного хребта от Промежуточной зоны, в тектоническом клине сохранились типичные альбит-эпидотовые кристаллические сланцы уруштенского комплекса;

2) мощная пачка кристаллических сланцев, также близких по особенностям первичного состава к породам уруштенского комплекса, сохранилась по южной периферии подзоны в разрезах р. Аксаута от устья р. Кти-Теберды до устья р. Джаловчата;

3) сходным составом, на котором мало сказалось влияние последующих интрузий комплекса Главного хребта, обладают пачки кристаллических сланцев в кровле интрузий в разрезе верхнего течения р. Б. Марки, вблизи разветвления ее на два истока.

Породы субстрата, сохранившиеся на участках, непосредственно тяготеющих к двум крупным интрузивным телам гранитоидов комплекса Главного хребта, претерпели сильные и различные изменения в связи с воздействием интрузий разных типов.

Среди пород субстрата встречаются разности, которые с разной степенью определенности могут рассматриваться как ортопороды. К ним относятся некоторые межпластовые тела биотитовых гнейсов, некоторые амфиболиты и фрагменты сильно измененных змеевиков, амфиболовые габброиды, а также пироксениты, встречающиеся в виде мелких тел.

Магматические образования комплекса Главного хребта

(Аксаутский район)

Совокупность геологических и петрографических наблюдений позволяет рассматривать гранитоиды северной подзоны как члены сложно построенного батолитового (?) тела, сложность строения которого усилена последующими тектоническими перемещениями.

В пределах подзоны территориально обособлены: 1) ассоциация пород северной части — гранодиориты, микроклиновые граниты, мелкие тела серых двуслюдяных гранитов и аляскитовые граниты, слагающие Маркинский массив, и 2) светлосерые граниты, переходящие в гранодиориты с фацией уллукамских гранитов, образующие штокообразные и куполовидные тела в субстрате из кристаллических сланцев южной части подзоны.

Маркинский массив микроклиновых гранитов

Характерной особенностью массива является сложность его строения, особенно в апикальных частях. Центральные части интрузии представлены крупнозернистыми, обычно равномернозернистыми микроклиновыми гранитами. В них не наблюдается «огнейсованности». Среди них можно видеть участки светлых крупнозернистых гранодиоритов, иногда заключающих в свою очередь реликты габбро-диоритовых пород (фиг. 6 и 7).

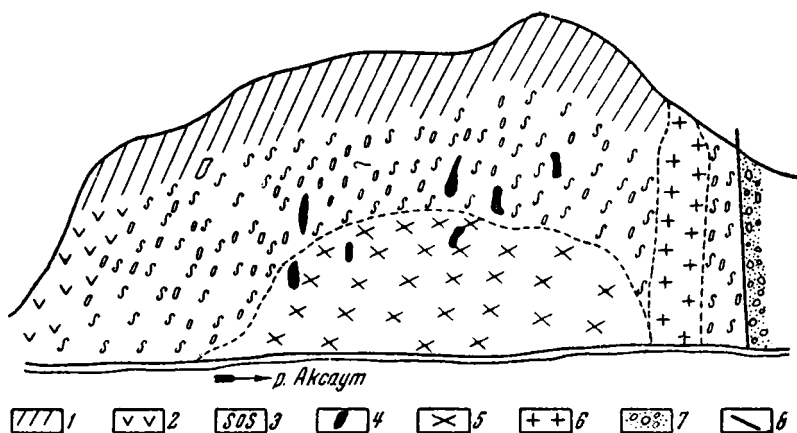
Периферические части массива окаймляются оторочкой крупнопорфировидных гранодиоритов. Порфировидные гранодиориты имеют ясно выраженное полосчатое сложение с разнообразной мощностью полосок, в различной степени обогащенных ориентированными листочками слюды. Обычно согласно с полосчатостью развиваются крупные призматические порфировидные выделения существенно калиевого полевого шпата. Ориентированная полосчатость и расположение вкрапленников в наблюдавшихся случаях всегда согласны с ориентировкой сланцеватости или слоистости контактирующих вмещающих пород.

Микроклиновые граниты ядра и периферийные порфировидные гранодиориты образуют единое тело — вытянутый массив, в видимой части расширяющийся книзу под налегающие сланцы субстрата.

По северной границе массив, вероятно, тектонически контактирует с телом двуслюдяных гранитов; в близких к контакту породах последнего части зоны дробления, с проникновением карбонатно-флюоритовых жил (р. Марка). По южной границе Маркинского массива отмечаются нормальные контакты с вмещающими породами. Порфировидные гранодиориты не дают апофиз во вмещающие породы и не встречаются в них в виде жил.

Микроклиновые крупнозернистые граниты и порфировидные гранодиориты секутся:

- 1) жильными белыми гранитами свежего облика;
- 2) жильными, почти бесслюдистыми, лейкократовыми равномернозернистыми аляскистыми гранитами;
- 3) мелкими интрузиями среднезернистых, равномернозернистых аляскистых гранитов красновато-бурого цвета; характерной их особенностью является обогащенность постмагматическими (эпимагматическими) карбонатными минералами. Приурочены эти мелкие интрузии в Аксаутском районе к границам между батолитоподобными телами гранитов и порфировидных гранодиоритов и вмещающими породами;
- 4) жильными мелкозернистыми, существенно микроклиновыми [аплитами, обычно красноватого цвета.



Фиг. 6. Схема строения массива микроклиновых гранитов в разрезе
левого берега р. Аксаут:

1 — кристаллические сланцы субстрата; 2 — амфиболиты гранитизированные;
3 — гнейсовидные порфировые гранодиориты; 4 — инсенолиты диорита; 5 — микро-
клиновые граниты; 6 — лейкократовые двуслюдяные граниты; 7 — конгломераты
нижней перми; 8 — линия разрыва.

По своей территориальной сопряженности и общности петрографического облика все эти проявления изверженных пород рассматриваются автором как члены единого интрузивного комплекса. Пегматитовые образования, связанные с этой интрузией, редки и представлены мелкими жилками кварц-полевошпатового состава, скорее имеющими облик пегматитовых гранитов.

Значительно чаще, как производные интрузии, давшей микроклиновые граниты, встречаются проявления гидротермальной деятельности — кварцевые и кварцево-карбонатные жилы. В одном случае с последним типом жил связан обильный флюорит. Гидротермальные жилы чаще приурочены не к самому массиву, а залегают в окружающих породах.

К т и - Т е б е р д и н с к а я и н т р у з и я с е р ы х г р а н и т о в

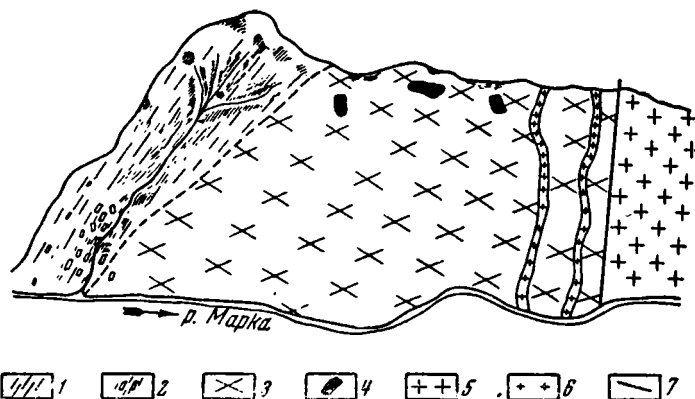
В отличие от гранитоидов Маркинского массива, эта интрузия гранитов слагает сравнительно однородный массив. Для нее особенно характерно отсутствие территориально и генетически сопряженных краевых оторочек из крупнопорфировидных гранодиоритов (гнейсовидных) и диоритов. Породы представлены двуслюдянными, мелко- и реже среднезернистыми

серыми гранитами и гранодиоритами. Краевые зоны интрузии и апофизы ее в субстрате обычно обладают слабо выраженной полосчатостью, подчеркиваемой ориентированным расположением листочков слюды.

Интрузия слагает значительную площадь по левобережью р. Аксаута, южнее центрального разрыва. На правобережье р. Аксаута выходы интрузии появляются в 4—5 км ниже устья р. Кти-Теберды. Отсюда они протягиваются до р. Кти-Теберды с постепенным погружением поверхности на юго-восток и к юго-западу. В районе левобережья р. Кти-Теберды интрузия уходит под горный хребет Кургашин-Чат, сложенный толщей кристаллических сланцев субстрата.

Водораздел между р. Аксаутом и р. Б. Маркой, южнее центральной зоны разлома, сложен породами кровли двуслюдяных гранитов с большим развитием (особенно в верховьях р. Б. Марки) мигматитовых образований.

Самостоятельный шток светлых двуслюдяных гранитов протягивается и в северной части подзоны. Его взаимоотношения с микроклиновыми гра-



Фиг. 7. Схема строения массива микроклиновых гранитов разреза р. Б. Марки:

1 — кристаллические сланцы субстрата; 2 — переход кристаллических сланцев в порфиоровидные гранодиориты; 3 — крупнозернистые микроклиновые граниты; 4 — ксенолиты диорита; 5 — светлосерые двуслюдяные граниты; 6 — аляскиновые аплиты; 7 — линия разрыва.

нитам недостаточно ясны. Они, вероятно, прорывают краевую их зону из порфиоровидных гнейсовидных пород и находятся в тектонических отношениях с главным телом микроклиновых гранитов.

Переход от собственно интрузивных двуслюдяных гранитов к вмещающим породам постепенный, через зону постепенно ослабевающей мигматизации.

В то же время во вмещающих породах часты апофизы и жилы двуслюдяных гранитов.

Производные интрузии серых гранитов

Жильные лейкократовые граниты. Эти граниты, пррезающие порфиоровидные гранодиориты Аксаута и субстрат в других точках, правильнее рассматривать как связанные с интрузией светлосерых двуслюдяных гранитов.

Пегматиты. С этой интрузией обычно связаны частые жилы мусковитовых пегматитов и пегматоидных гранитов.

Кварцевые жилы. Геологические данные и петрографическое изучение позволяют считать, что с интрузией двуслюдяных гранитов, в

особенности в местах сохранения кровли над фацией их — куполовидными вздутиями — развиваются обильные кварцевые жилы, несущие разнообразное оруденение.

Фациальной разновидностью интрузии двуслюдяных гранитов являются так называемые граниты уллукамского типа. По микроскопическим и химическим особенностям граниты этого типа сходны с преобладающей разновидностью серых двуслюдяных гранитов (левобережье р. Аксаута), а по внешнему виду они напоминают несколько более кислые жильные дериваты интрузии и породы ее фации — куполовидных вздутий на общем фоне полого падающей поверхности интрузива.

Последовательность образования интрузивного комплекса Главного хребта в районе р. Аксаута

Последовательность формирования гранитоидов комплекса Главного хребта, исходя из геологических наблюдений и нижеприводимых описаний микроскопического изучения пород, рисуется следующим образом:

1. Интрузия гранодиоритов, образующая сложно построенные тела батолитовой (?) формы, в состав которых входят диориты, кварцевые диориты, микроклиновые граниты, крупнопорфировидные граниты и гранодиориты.

2. Интрузия светлосерых, часто двуслюдяных и варьирующих по структуре и составу гранитов с серией жильных производных (граниты, аплиты, пегматиты, гидротермальные жилы).

3. Интрузии аляскитовых гранитов с жильной серией.

Южная подзона

В разрезе рр. Аксаута и Джаловчата южная подзона представляет узкую полосу сложного геологического строения, протягивающуюся в верховьях и ледниковой части этих рек до перевальной линии Главного хребта. Эта подзона сложена кристаллическими сланцами с прорывающими их интрузиями гнейсов-катаклазитов («тектониты») и габброидных пород. Южная подзона тектонически опущена по отношению к северной и отделяется от нее узкой депрессией р. Джаловчата, в которой зажаты нижнеюрские (?) отложения.

Тектониты

Полоса тектонитов была выделена И. И. Бессоновым при картировании в 1935 г. На карте И. И. Бессонова полоса тектонитов протягивается в северо-западном направлении от места, что южнее перевала Алибек, в верховье р. Маруха, и далее к северо-западу.

Имеющийся у нас фактический материал по геологическим разрезам и петрографии полосы «тектонитов» позволяет сделать следующие выводы:

1. Полоса тектонитов сложена в основном крупнозернистыми порфиробластовыми ортогнейсами, обладающими пластовой формой залегания. Микроскопическое изучение позволяет относить их к породам группы крупнозернистых гранодиоритов, сходных с тоналитами уруштенского комплекса. Гнейсы содержат ксенолиты амфиболитов.

2. Среди ортогнейсов сохранились отдельные пласты вмещающих пород, представленные кварцитовидными и мусковито-эпидотовыми сланцами.

3. Ортогнейсы интродуцированы согласными телами спессартитов и диоритовых пород.

4. Все указанные породы претерпели интенсивный динамометаморфизм.

5. Совокупность пород, слагающих полосу «тектонитов», по их петрографическому облику (до наложения динамометаморфизма!) напоминает ассоциацию пород уруштенского комплекса зоны Передового хребта (в бассейне р. Б. и М. Лабы), но в отличие от них прорезается жилами спессартитовых пород.

Габброиды и гранодиоритовые гнейсы приледниковой части р. Аксаута

Непосредственный контакт между полосой тектонитов и породами приледниковой части в разрезе долины Аксаута в коренных выходах не наблюдается. Слагающие разрез породы обладают полосчатой текстурой, в некоторых случаях пластовой отдельностью. Простираение пород северо-западное, близкое к широтному, при вертикальном залегании. Породы сильно дислоцированы и, в общем, петрографически и текстурно сходны с породами полосы тектонитов.

При изучении разреза приледниковой части долины р. Аксаута складывается следующее представление об ее геологическом строении.

В основании разреза залегают биотитовые кристаллические сланцы, иногда приобретающие характер парагнейсов, и мелкозернистые амфиболиты, играющие роль вмещающих для всех последующих ортопород. Вмещающие породы сохранились большей частью в виде пластов небольшой мощности и их обрывков среди гранодиоритовых гнейсов, плагиогнейсов и габброидных пород, частью превращенных в амфиболиты.

Следующим членом разреза является интрузия габброидов, представленная крупным массивом в ледниковой части и дайковыми ответвлениями ниже по течению р. Аксаута. Габброиды частью превращены в сланцеватые крупнозернистые амфиболиты.

После интрузии габброидов в этой подзоне интродировали плагиограниты и гранодиориты, позднее превращенные в ортогнейсы, часто blastoporfировой и очковой текстур.

Между интрузией габброидов и интрузией гнейсов имеются интрузивные контакты, осложненные последующим внедрением более молодых интрузий и динамометаморфизмом. Форма тел интрузий гнейсов в наблюдавшихся обнажениях средней части борта долины — обычно пластовые залежи, но в одном случае отмечен неровный контакт куполовидной поверхности плагиогранодиоритового гнейса с кровлей из габброидов.

Амфиболиты и гранодиоритовые гнейсы секутся лейкократовыми жилами мусковит-олигоклазовых гранитов, аплитов и превращенными в кварцит жилами кварца. Эта серия пород, в значительной степени затронутая динамометаморфизмом, резко отличается от свежих секущих пород — жил спессартита и даек серых гранодиоритов.

Серые гранодиориты представляют один из последних этапов магматической деятельности в этой подзоне. Гранодиориты интродировали по зоне дробления в кристаллических породах и в обнажении № 269—271 образовали цемент брекчии из обломков амфиболового габброида и спессартита.

Породы полосы «тектонитов» по петрографическому составу и ассоциации слагающих членов тождественны с породами приледниковой части Аксаута; только в полосе «тектонитов» они в гораздо более сильной степени подвергнуты динамометаморфизму, со всеми вытекающими отсюда отличиями структуры, текстуры и минералогического состава.

Поэтому можно думать, что полоса «тектонитов» представляет тектонически зажатый и подвергшийся сильнейшему сдавливанию клин между

жесткой глыбой гранитоидов Главного хребта и жесткой массой габброидов и гнейсов с интрузией гранодиоритов приледниковой части. Сопоставление ассоциаций пород показывает, что по степени и типу метаморфизма первые породы резко отличаются от гранитоидов комплекса Главного хребта и в значительно меньшей степени от ортогнейсов уруштенского комплекса.

Для гнейсов уруштенского комплекса характерны структуры пород, подвергавшихся перекристаллизации под влиянием метасоматоза; породы приледниковой части и полосы «тектонитов» характеризуются структурами дробления и милонитизацией без последующей перекристаллизации метасоматическим путем.

Минералогический состав гнейсов уруштенского комплекса характеризуется определенным сочетанием породообразующих минералов — альбита, эпидота, характерного амфибола, вероятно, с примесью глаукофановой молекулы (?) и др. Намечается натриевый тип этих пород. В то же время породы рассматриваемых подзон, отвечая в гранитной части плагиогранитам и гранодиоритам, имеют скорее щелочно-земельный кальциевый облик, т. е. отличие сводится к отсутствию явлений Na-метасоматоза для гнейсов приледниковой зоны. Но все же ортогнейсы ледниковой части текстурно и структурно (если отвлечься от наложенных милонитовых текстур) и по минералогическому составу (существенно плагиоклазовые) скорее отвечают гранодиоритовым (тоналитовым) гнейсам уруштенского комплекса гранитоидов Передового хребта.

Поэтому амфиболовые габброиды и плагиогранитовые (гранодиоритовые) гнейсы ледниковой части и полосы тектонитов с жилами гнейсированных олигоклазитов, пегматитов и кварца правильнее рассматривать как древнейшие магматические образования, аналогичные и, возможно, синхронные серии магматических пород уруштенского комплекса. Примерно к аналогичным выводам пришел в 1941 г. Г. М. Ефремов.

Благодаря более юным тектоническим процессам, на современную поверхность выведены эти ранее бывшие опущенными по отношению к северной подзоне гранитоидов Главного хребта и поэтому более сохранившиеся от денудации породы уруштенского комплекса, являющиеся субстратом для интрузий комплекса Главного хребта.

4. Сопоставление формаций зоны Главного хребта в верховьях р. М. Зеленчука с формациями верховьев р. М. Лабы

По характеру слагающих формаций зона Главного хребта в этих удаленных один от другого районах одинаковым образом разделяется на две подзоны — северную и южную, отделяемые тектоническим контактом.

Северная подзона

Северная подзона Аксаутского района представляет горстообразное поднятие кристаллического основания зоны Главного хребта. При этом в Аксаутском горсте на поверхность выведены более глубокие части слагающих подзону интрузивных масс, чем в Мало-Лабинском районе. Породы кровли в Аксаутском районе сохранились в пониженных частях неровной поверхности интрузивных массивов и в тектонических клиньях. В Мало-Лабинском районе гранитные породы вскрываются только в нижних склонах долин. Водоразделы в большинстве случаев сложены породами кровли.

Сопоставление ассоциаций интрузивных пород в этих районах в свою очередь тоже говорит о полном сходстве процесса формирования интрузив-

ных масс и тождестве магматических и сопутствующих пород, возникших в результате аналогичного хода процесса. От местных особенностей геологической обстановки зависит только неравномерность количественного проявления различных фаз и фаций интрузивного комплекса Главного хребта.

1. В Аксаутском районе диоритовые члены комплекса сохранились единичными реликтами в виде ксенолитов в гранитоидах и в породах субстрата кровли. В Мало-Лабинском районе большие площади кровли и краевой оторочки массива гранитоидов сложены породами диоритовой группы.

2. В обоих районах отчетливо наблюдается гранодиоритовая стадия формирования комплекса, отвечающая внутренним частям массива. В Мало-Лабинском районе, где вскрыты самые верхние части массива, гранодиориты играют значительную роль. Там широко распространена начальная стадия преобразования катаклазированных гранодиоритов в микроклиновые крупнозернистые граниты (растайкинского типа). В Аксаутском районе более глубоко эродированный Маркинский массив, наоборот, сложен главным образом микроклиновыми гранитами, в которых сохранились мелкие пятна гранодиоритового состава.

3. В обоих районах в качестве проявления последней интрузивной фазы развиты мелкие тела аляскитовых гранитов, которые прорывают гранодиоритовые тела и габброиды.

4. В обоих районах характерно образование в периферийной оторочке гранитных массивов порфиroidной разности, часто полосчатых гранодиоритов и гранитов.

5. В Аксаутском районе на поверхность выведены серые граниты комплекса, образующие территориально обособленный, значительный по площади Кти-Тебердинский массив двуслюдяных лейкократовых гранитов. В Мало-Лабинском районе породы этой интрузии представлены лишь мелкими телами и дайками в породах субстрата и в кровле аляскитовых гранитов.

6. Взаимоотношения интрузивных фаз внутри комплекса и процессы взаимодействия отдельных интрузий с вмещающими породами аналогичны для обоих районов.

7. Намечающиеся различия в масштабах проявления отдельных интрузивных фаз в значительной мере обусловлены различной глубиной денудационного среза этих удаленных участков единой структурной зоны.

8. Геологическое положение сложного интрузивного комплекса гранитоидов Главного хребта определяется тем, что субстратом для него являются ранее метаморфизованные породы докембрия и нижнего палеозоя, которые в зоне Передового хребта подверглись натриевому метасоматозу. Поздняя фаза интрузивного комплекса Главного хребта — интрузии аляскитовых гранитов — имеет активные контакты с породами, литологически сходными с породами нижнего карбона. Гальки гранитоидов комплекса содержатся в красноцветных отложениях нижней перми.

Все это позволяет думать, что представления о докембрийском возрасте интрузий Главного хребта должны быть пересмотрены с учетом того, что кислые фазы этого комплекса, вероятно, правильнее связывать с эпохой варисской складчатости.

Южные подзоны

Южные подзоны обоих районов представляют тектонически опущенные участки, где развиты:

1) в Мало-Лабинском районе — породы субстрата из кристаллических сланцев докембрия и нижнего палеозоя, прорванные дайками плагииогра-

нитов, диоритов, обильными жилами спессартитов и мелкими телами гранодиоритов и гранитов;

2) в Аксаутском районе — кристаллические сланцы субстрата (докембрий? нижн. палеозой?), прорванные интрузией габброидов, частью превращенных в амфиболиты, последующей интрузией гранодиоритов с аплитами и пегматитами, относимых к уруштенскому комплексу, и в свою очередь прорванных обильными жилами спессартитов, с последующим проникновением по зонам дробления в эти массивные породы свежих серых гранодиоритов.

Сказанное позволяет заключить об общности формаций и интрузивных процессов, протекавших в этих различных участках структурной зоны Главного хребта Северо-Западного Кавказа. Наблюдающиеся различия обусловлены позднейшими геологическими процессами, а именно крупным горстообразным поднятием Аксаутского района, в силу чего на поверхность выведены частью иные фации гранитоидов, частью те же, но в иных количественных соотношениях.

5. Выводы о формациях, слагающих зону Главного хребта Северо-Западного Кавказа

Фактические данные по петрографии и геологии зоны Главного хребта, для участка между левым притоком р. Б. Лабы — р. Мамхурц на западе и р. Марух на востоке имеются в работах И. И. Бессонова (1936_{1,2}), И. Я. Баранова (1937) и А. Г. Кобилева (1936).

Участок зоны Главного хребта к северо-западу от Мало-Лабинского участка, так же как и последний, закартированы В. Н. Робинсоном. По этому же участку имеются отрывочные петрографические данные Л. А. Варданянца, описавшего образцы пород с рр. Киши, Холодной, Уруштена и др. из коллекций В. Н. Робинсона.

Кроме указанного, для обобщения по всей зоне использованы материалы маршрута автора по р. Теберде и данные Н. Г. Сергиева по этому району. Синтезируя весь литературный и лично собранный и обработанный материал по структурной зоне Главного хребта Северо-Западного Кавказа, можно притти к следующим основным представлениям об ее геологическом строении и формациях, ее слагающих.

1. Структурная зона Главного хребта на всем протяжении от верховьев р. Уруштена до р. Теберды может быть подразделена на две подзоны — северную и южную. При этом северная подзона является тектонически приподнятой, с развитием крупных интрузивных масс, слагающих интрузивный комплекс Главного хребта. Южная опущенная подзона является областью развития преимущественно формаций субстрата (куда входят и древние ортогнейсы и амфиболиты), с мелкими телами диоритового и гранитного состава и с обильным развитием жильной серии меланократовых пород. Геологическое положение многих из этих магматических проявлений еще недостаточно выяснено.

2. Строение зоны Главного хребта по простиранию тоже различно. На протяжении зоны от р. Киши до р. Теберды могут быть выделены три участка, различающиеся по качественному составу слагающих формаций и их количественным соотношениям (при современном денудационном срезе).

а) Тебердино-Марухский горст. Западной границей горста служит долина р. Пишиш (верховья р. Б. Зеленчука). В силу происшедшего поднятия этого участка, в обеих подзонах выведены более глубинные горизонты интрузивных формаций, приобретающие широкое распростране-

ние, тогда как породы субстрата сохраняются от денудации пятнами на водоразделах и в кровле интрузий.

Вследствие появления на поверхности глубоких горизонтов интрузий, в северной подзоне оформляются различные интрузивные фазы комплекса Главного хребта. Это: Маркинская интрузия северных частей подзоны, представленная сложной ассоциацией пород от диоритов через гранодиориты, микроклиновые граниты и порфировидные гранодиориты до аляскитовых гранитов и Кти-Тебердинская интрузия двуслюдяных гранитов южной части подзоны, следовавшая за формированием гранодиоритов, но предшествовавшая аляскитовым гранитам.

В направлении на восток к р. Теберде наблюдается погружение интрузивных масс под породы субстрата.

В южной подзоне горстообразного поднятия выведены на поверхность значительные массы габброидов, слагающие Аксаутский массив и интрузивные тела гранодиоритовых гнейсов, их прорывающие.

Среди указанной ассоциации пород имеются зоны дробления, интродированные серыми гранодиоритами, контаминированными при ассимиляции основных пород до состава кварцевых диоритов. Данных о возрасте последних не имеется; не исключена возможность, что они синхронны интрузии лейкократовых двуслюдяных гранитов (ее фации гранитов уллукамского типа?) комплекса Главного хребта.

Подтверждением горстообразного поднятия Аксаутского участка зоны Главного хребта может служить смещение полос амфиболитов и тектонитов к северо-востоку, в области горста, по отношению к левобережью р. Пшиш. Сказанное позволяет предполагать, что Тебердино-Марухский горст ограничен от западной части зоны Главного хребта разрывом, примерно совпадающим с долиной р. Пшиш, простираение которой северо-восточное.

Наши данные по строению Аксаутского участка подтверждают представления И. Г. Кузнецова (1939) о глыбовом, подчас мозаичном строении кристаллического основания зоны Главного хребта. Такое строение обусловлено разрывами в двух главных направлениях — северо-западном и северо-восточном, вдоль которых происходили дифференцированные движения отдельных частей горста на фоне его общего поднятия.

б) Участок зоны Главного хребта от р. Пшиш на востоке до р. Уруштена на северо-западе представляет тектонически опущенную часть зоны по отношению к Тебердино-Марухскому поднятию.

В строении подзон этого участка намечаются следующие особенности.

Северная подзона сложена главным образом породами субстрата, из-под которых только в нижних частях склонов долин и отдельными мелкими телами на водоразделах проявляются интрузии комплекса Главного хребта. Наибольшее развитие магматические породы имеют в районе между р. Уруштеном и р. Имеретинской, что, возможно, отвечает местному поднятию, аналогичному для зоны Передового хребта на участке между р. Уруштеном и р. Б. Лабой. Ассоциация пород из диоритов, гранодиоритов, порфировидных гранодиоритов и аляскитовых гранитов, характерная для северных частей подзоны Марухско-Тебердинского горста, выступает на рассматриваемом участке только на отрезке от р. Уруштена до р. Имеретинской. При этом площадь, занятая этой ассоциацией, постепенно сужается к юго-востоку. Восточнее р. Имеретинской, вплоть до р. Пшиш, указанная ассоциация пород отсутствует. Последнее, вероятно, объясняется тем, что контакт зоны Главного хребта с юрскими отложениями Промежуточной зоны продольных депрессий срезает северные края подзоны на восточном протяжении этого участка. В южной части подзоны развиты породы субстрата (докембрий, нижний палеозой), прорванные

мелкими телами огнейсованных гранодиоритов и лейкократовых гранитов типа Уллукам. Наибольшее развитие таких тел наблюдается в восточной части подзоны в области рек Дамхурца, Мамхурца, Макера и др.

Сказанное позволяет заключить о различии масштаба проявлений интрузивных тел, созданных интрузией светлосерых двуслюдяных гранитов на Мало-Лабинском участке зоны Главного хребта по сравнению с Марухско-Тебердинским горстом. В пределах последнего интрузия серых гранитов слагает более значительные площади.

Южная подзона характеризуется развитием пород субстрата из кристаллических сланцев и амфиболитов, характерных для докембрия и нижнего палеозоя, прорванных на отдельных участках изолированными интрузиями диоритов-гранодиоритов с обилием жил лампрофировой серии пород и единичными жилами лейкократовых гранитов и аплитов. Отсутствие личного знакомства с породами этой серии на участке верховьев Б. Лабы (реки Санчара, Лаштрака и др.) не позволяет категорически сопоставлять их со сходными породами, встречающимися по р. М. Лабе и в верховьях р. Аксаута. Но общность геологической обстановки и сходство петрографических особенностей этих ассоциаций пород делают допустимым предположение, что серию диоритов-гранодиоритов Лаштрака и Санчара можно сопоставить с интрузией серых гранитов (двуслюдяные, в том числе уллукамские граниты) комплекса Главного хребта. Формирование этой серии происходило в особых геологических условиях, общих для всей южной подзоны, но отличных от условий формирования гранитов в северной подзоне.

Общей особенностью характеризуемого участка, присущей всей зоне Главного хребта, является сохранение среди пород субстрата изолированных клиньев регионально слабометаморфизованных осадочных пород, претерпевающих контактные изменения в связи с воздействием кислых интрузивных фаз комплекса гранитоидов Главного хребта. Литологический состав пород таких клиньев с хребта Кочерги, с левобережья р. М. Лабы (выше р. Цахвоа) и с р. Лаштрака делает их сходными с отложениями среднего палеозоя (нижний карбон?), установленными В. Н. Робинсоном для верховьев М. Лабы (хребет Псеашхо).

в) Кристаллическое основание зоны Главного хребта к северо-западу от р. Уруштена скрывается под перекрывающими отложениями мезозоя; кристаллические породы появляются изолированными пятнами, в виде жильной фации гранитоидов комплекса Главного хребта по р. Кише.

6. Краткое заключение о последовательности формирования интрузивного комплекса гранитоидов Главного хребта

Предлагаемая ниже схема не включает всех возможных соображений о генезисе пород отдельных интрузий. Эти вопросы в меру имеющихся фактов разбираются в петрографической части.

Положение основных пород — мелких тел амфиболовых габброидов и пироксенитов — среди пород субстрата недостаточно ясно. Они несомненно оторваны от гранодиоритовых и гранитных членов комплекса во времени, так как отличаются по степени метаморфизма и особенно резко по составу, никогда не давая постепенных переходов к диорито-гранодиоритовой группе пород комплекса. Вероятнее всего они вместе с дайками катаклазированных плагиогранитов, подобно серии амфиболовые габброиды — гранодиоритовые гнейсы Перевальной (южной) подзоны Аксаутского района, являются более древними магматическими образованиями, синхронными предшествующему интрузивному циклу — уруштен-

скому. Последовательность формирования собственно гранитоидных масс комплекса Главного хребта такова:

1. Формирование комплекса начинается с внедрения гранодиоритовой магмы и образования диоритовых пород. Породы диоритово-кварцдиоритового состава образуют оторочки массивов, мощностью около 1 км. Наблюдаются они в кровле массивов и в северных приконтактных зонах.

2. Наличие жил гранодиоритов в диоритах и ксенолитов диорита в гранодиоритах позволяет рассматривать центральную гранодиоритовую часть массивов как следующую стадию формирования комплекса.

3. Следующая, третья стадия формирования комплекса отмечена внедрением меланократовых отщеплений магмы в виде жильных лампрофировых пород. Они встречены в единичных случаях среди гранодиоритов и вместе с ними, возможно, проходят следующую стадию формирования комплекса — подвергаются микроклинизации.

4. Затем следует стадия образования микроклиновых гранитов Маркинского массива и р. Растайки (притока М. Лабы) за счет метасоматического преобразования милонитизированных гранодиоритов. Наблюдаются переходы и фиксация отдельных этапов этого процесса.

5. Недостаточно четким представляется положение интрузии серых двуслюдяных, с фацией уллукамских, гранитов. Эти интрузии образуют самостоятельную ветвь комплекса, следующую за гранодиоритами, но предшествующую интрузиям аляскитовых гранитов. Меланократовые жилы лампрофировой серии не прорывают пород этой интрузии.

6. Интрузия аляскитовых гранитов. Породы этой интрузии имеют четкие интрузивные контакты с гранодиоритами и более основными членами комплекса. Жильные (пегматиты, аплиты) дериваты этой интрузии прорывают микроклиновые граниты р. Растайки Маркинского массива и серые двуслюдяные граниты. Сами аляскитовые граниты стерильны от жильных пород лампрофировой серии.

Образование порфировидных гранодиоритов и гранитов нельзя рассматривать как самостоятельную магматическую стадию формирования комплекса. Они образуются путем преобразования вмещающих пород в соответствующих условиях (см. петрографическую часть).

Наиболее молодые кислые члены комплекса — интрузии серых двуслюдяных гранитов и интрузии аляскитовых гранитов — сопровождаются лейкократовой серией жильных отщеплений (аплиты, пегматиты и гидротермальные жилы).

В области южной подзоны верховьев р. М. Лабы, опущенной по отношению к северной подзоне, развиты породы субстрата с изверженными породами комплекса, которые смогли проникнуть в удаленные от главного тела интрузии участки земной коры. К таким магматическим образованиям, заслуживающим выделения в отдельную стадию, относятся редкие, мелкие изолированные тела диоритов, гранодиоритов, серых гранитов, обильные жилы спессартитов. Интересно, что пегматито-аплитовая серия жильных пород, связанная с кислыми членами, практически не представлена в этих удаленных от главного тела интрузий участках земной коры.

III. ДРЕВНИЕ ФОРМАЦИИ ПРОМЕЖУТОЧНОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КAVKAZA

Изучение автором разрезов по pp. Белой, Сахраю, Уруштену, Алоусу, Ачипсте, М. Лабе, Б. Лабе, Умпырю, Закану, Аксауту, Марке и Теберде, в сочетании с анализом литературных данных, позволяет составить

следующее представление о характере зоны и залегающих в ее пределах породах доюрского кристаллического основания.

Промежуточная зона четко отделяет в бассейнах рр. Б. и М. Лабы и Уруштена структурные зоны Главного хребта и Передового хребта. К северо-западу древние структуры погружаются под мощный покров мезозойских отложений. Сравнительно узкая, особенно в области Умпырского перевала, полоса лейаса к северо-западу, в области р. Белой, превращается в широкое поле мезозоя, перекрывающее границы между древними структурами.

Восточнее р. Зеленчука (истока его — р. Пшиш) относительно широкая промежуточная зона расчленяется на две ветви. Северная сложена полосой верхнепалеозойских отложений с клиньями по периферии пород разновозрастных формаций, в том числе и лейаса. Такое строение она сохраняет вплоть до р. Теберды. Южная ветвь резко поворачивает к юго-востоку и соединяется с полоской перемятых сланцев в депрессии р. Джаловчата, отделяющей подзону гранитоидов Главного хребта от подзоны миоцитов Перевальной зоны.

В пределах Промежуточной зоны — в местах ее западного расширения — имеют место горстообразные поднятия доюрского кристаллического субстрата с зажатыми клиньями палеозойских формаций.

К таким поднятиям доюрского субстрата относятся ассоциации пород хребта Челепсы и Даховского массива. Вероятно, Шибабинская интрузия относится к геологическим образованиям того же типа.

Восточнее р. Б. Зеленчука в пределах Промежуточной зоны отсутствуют в сколько-нибудь полном виде подобные проявления магматических древних пород.

1. Геологические взаимоотношения пород хребта Челепсы

Кристаллические породы хребта Челепсы (гора Джуга) имеют краткую петрографическую характеристику в работе Л. А. Варданянца (1937) по материалам В. Н. Робинсона. По данным В. Н. Робинсона (1932₁), на склонах хребта Челепсы от уровня р. Уруштена почти до вершины горы Джуга, из-под перекрывающих верхнепалеозойских (P_1) и юрских отложений (J_1) выходят граниты нижнего палеозоя (уллукамского типа), а на самой вершине горы Джуга обнажается интрузия диоритов среднего палеозоя. Л. А. Варданянц приводит описание древних мионитизированных микроклиновых гранитов с северных и юго-западных отрогов хребта Челепсы. Кроме того, им приводится описание кварцевых габбро-диоритов с вершины горы Джуга и роговообманково-апатитовых пород. Л. А. Варданянц сомневался в правильности отнесения габбро-диоритов к докембрию, как это было принято в то время (1932 г.) В. Н. Робинсоном.

В работе А. Г. Кобилева (1938₂) дается петрографическая характеристика пород хребта Челепсы. Магматические породы хребта Челепсы А. Г. Кобилев (1938₂) делит на: 1) наиболее древние интрузии биотитовых гранитов, интродуцировавшие в метаморфические породы с образованием габбро-диоритов на контакте биотитовых гранитов и амфиболитов, и 2) более позднее внедрение лейократовых микроклиновых гранитов. Все магматические породы — доюрские.

Нами изучались гранитоиды восточных склонов хребта Челепсы, спускающиеся к р. Уруштену. Диориты вершины горы Джуга вследствие позднего осеннего времени (конец сентября) были закрыты снегом.

В нижних частях склона обнажаются крупнозернистые гранодиориты, но тут же развиты более мелкозернистые гранодиориты с заметным наложением влияния кислых фаз интрузии.

Гранодиориты переходят в серые, более мелкозернистые граниты со свежими темноцветными минералами и прорезаются алясковитовыми гранитами. В верхней (до 600 м над уровнем р. Уруштена) части склона выступают выветрелые гранодиориты обычного типа. Они перекрываются конгломератами, без каких-либо следов контактного изменения последних.

В верхней части выходов гранодиориты секутся прожилками из кварца и барита, с простираем 345° , которые доходят до контакта с перекрывающими осадочными породами, но в них не проникают.

Изучение других участков показывает, что в красноцветных конгломератах перми содержатся гальки гранодиоритов.

Резюмируя наблюдения, можно сказать, что восточные склоны массива Челепсы сложены в основном гранодиоритами, которые прорывают породы древнего уруштенского комплекса (докембрий, нижний палеозой) и содержат ксенолиты огнейсованных габброидов (амфиболитов). В самих гранодиоритах наблюдается иногда заметная огнейсованность и очень часты явления катаклаза.

В гранодиоритах наблюдаются жильные породы типа спессартитов, сильно измененные последующими процессами. Гранодиориты прорываются отдельными телами серых мелкозернистых гранитов, сходных петрографически с породами интрузии двуслюдяных серых гранитов Главного хребта и с некоторыми породами хребта М. Балканы. Они же прорезаются отдельными телами алясковитовых, существенно микроклиновых с мусковитом, гранитов и редкими пегматоидными прожилками.

В гранодиоритах неравномерно пятнами наблюдаются различные этапы превращения их в граниты, что выражается в альбитизации плагиоклаза и метасоматическом образовании калиевого полевого шпата.

Все магматические породы доюрские и, вероятно, допермские. С гранитоидами этого комплекса (как гидротермальные производные кислых членов) связаны баритовые прожилки.

Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что возраст гранитоидов этого участка кристаллических пород, среди юрских отложений промежуточной зоны, падает на промежуток между низами палеозоя и верхним палеозоем. Определение нижней границы основано на том, что в кровле гранодиоритов залегают альбит-мусковитовые гнейсо-сланцы уруштенского комплекса, характерный метаморфизм которых связан с послесреднекембрийскими натриевыми интрузиями.

2. Геологические взаимоотношения кристаллических пород Даховского массива

В разрезе ущелья р. Белой, в 6 км выше станицы Даховской, на протяжении четырех километров выходит разнообразная серия массивных пород.

По данным И. И. Никшича, О. С. Вялова, а также других авторов — А. Г. Кобилева, Е. Н. Дьяконовой-Савельевой и нашим наблюдениям, — кристаллические породы Даховского массива перекрываются нижнеюрскими отложениями. Даховские граниты большинством исследователей относились к так называемому типу северных гранитов. Вопрос о делении древних гранитов на северные (красные) и серые (Главного хребта) рассматривается в настоящей сводке в другом месте, поэтому укажем только, что этот термин требует пересмотра, так как к этому типу часто относятся разнообразные по возрасту и петрографическому облику интрузии кислой магмы. Что же касается возраста, то, как и для большинства изолированных интрузий Северного Кавказа, он оставался неясным и трактовался по-разному.

О. С. Вялов и И. И. Никшич (1928) считают даховские граниты дотриасовыми. А. Г. Кобилев, исходя из взаимоотношений гранитов со змеевиками, интродуцированными, по его мнению, на границе между нижней и средней пермью, считает даховские граниты относящимися к пфальцской фазе орогенеза (между средней пермью и триасом). Такое представление о возрасте даховских гранитов и змеевиков исходило из указания Г. П. Агалина (1929) о как будто бы наблюдаемом прорывании змеевиками верхнекарбоновых отложений Кубани.

Е. Н. Дьяконова-Савельева относит даховские граниты к группе северных или красных, причисляя к этой же группе граниты Бескеса, Мощевой (по нашим данным, входящие в древнюю интрузивную серию уруштенского комплекса), Малки, Мушта.

По литературным данным, совпадающим с нашими наблюдениями, по южной границе гранитоидных пород массива проходит разрыв, с образованием милонитов в краевых частях. С севера гранитоиды имеют активный контакт с толщей кристаллических сланцев и змеевиков. Среди кристаллических сланцев близ выходов гранитоидов наблюдаются сланцеватые амфиболиты, которые рассматривались Н. И. Безбородько (1913) как результат контактметаморфического воздействия гранитов на змеевики.

По нашим наблюдениям Даховский массив кристаллических пород представляет следующее.

1. Северная периферия состоит из пород, вмещающих интрузии даховских гранитоидов. Они представлены телом змеевиков видимой мощностью около 100 м, которое прорезается жилой мощностью 0.20—0.30 м белой, существенно гроссуляровой породы. Далее идет серия кристаллических сланцев и гнейсов уруштенского комплекса, представленная мощной пачкой полевошпатовых амфиболитов и амфибологранатовых сланцев, с пластовыми телами альбитовых с мусковитом гнейсов. Эта толща прорезается жилами светлых аплитовидных гнейсов мощностью около 1 м.

2. После перерыва в обнаженности начинаются выходы гранитоидов Даховской интрузии.

В северной части обнажаются серые, переходящие в красные и розовые среднезернистые до крупнозернистых амфиболитовые гранодиориты. Они изменчивы по внешнему виду и по составу, но наблюдаются постепенные переходы между разностями на всем протяжении разреза массива.

По южной периферии массива развиты, главным образом, серые равнозернистые гранодиориты, местами переходящие в красноватые. Они содержат обильные ксенолиты амфиболитов вытянутой формы с простираннием 310—320°.

В центральной части массива наблюдается разновидность более лейкократовых розовых гранодиоритов, которые постепенно переходят в более меланократовые серые и красноватые гранодиориты.

Гранодиориты обычно огнейсованы, в них часто наблюдается полосчатость, подчеркиваемая ориентированным расположением листочков слюды. В гранодиоритах проходят частые зоны дробления с развитием гранитных и гидротермальных жил.

Гранодиориты секутся частыми жилами мощностью 1—3 м и мелкими телами до 40 м мощностью в разрезе, розовых среднезернистых аляскитовых гранитов. Граниты содержат ксенолиты гранодиоритов.

Все магматические породы секутся частыми гидротермальными жилами. При этом в гранодиоритовых породах наблюдаются преимущественно кальцито-сидеритовые жилы, достигающие 1.5 м мощности. Карбонато-баритовые жилы с редкими сульфидными свинца и меди встречаются преимущественно на контактах гранитов и гранодиоритов, но наблюдаются и в гранодиоритах. В отдельных случаях встречаются зоны дробления северо-

западного простирания, в которых обломки розовых гранитов и гранодиоритов цементируются карбонатами и баритом.

Простирание жильных гранитов, зон дробления и гидротермальных жил или северо-западное $310-320^\circ$, согласно с огнейсованностью гранодиоритов, или северо-восточное $40-50^\circ$. Северо-западные жилы обычно почти вертикальны. Жилы северо-восточного простирания падают обычно на северо-запад под различными углами.

Пегматитовые жилы в Даховском массиве ни по нашим наблюдениям, ни по литературным данным не встречаются.

Резюмируя наши геолого-петрографические наблюдения по Даховскому массиву, отметим следующее.

Кристаллические породы Даховского массива состоят, во-первых, из субстрата — древней серии кристаллических сланцев, змеевиков, амфиболитов и гнейсов уруштенского комплекса и, во-вторых, из комплекса гранитоидов, интрузирующих первую серию пород.

Среди гранитоидов выделяется интрузия огнейсованных (полосчатых) гранодиоритов — плагиогранитов, непостоянных по составу и внешнему виду (окраска, насыщение темноцветными и др.). Гранодиориты-плагиограниты интрузируются обильными телами розовых аляскитовых гранитов.

Вся серия пород сечется частыми карбонатными и карбонато-баритовыми жилами.

Возраст гранитоидов Даховского массива укладывается в промежуток от нижнего палеозоя до нижней юры.

Ассоциация интрузивных пород и сопровождающих жильных образований по минералогическому и химическому составу сходна с ассоциацией пород массива Челепсы. Определенное сходство имеет и общегеологическая обстановка для этих двух изолированных массивов кристаллических пород среди мезозойских отложений Промежуточной зоны.

3. Геологические взаимоотношения магматических пород Сахрайской (Шибабинской) интрузии

Интрузия сахрайских гранитоидов (шибабинских) представляет небольшой массив размером $2-3 \text{ км}^2$, обнажающийся по правобережью р. Сахрай, ниже станицы Ново-Прохладной. Массив, по данным В. Н. Робинсона, ограничен с востока и с юго-запада разрывами, вдоль которых он граничит с отложениями триаса (T_1). С севера породы массива перекрываются отложениями нижней юры (J_1). Массив представляет изолированное тело древних кристаллических пород среди поля мезозойских отложений.

Для определения возраста интрузии нет никаких данных, кроме сравнения по петрографическому облику пород. С несомненностью можно утверждать, в согласии с О. С. Вяловым и И. И. Никшичем (1928), что гранитоиды являются дотриасовыми. На геологической карте 1944 г., составленной В. Н. Робинсоном, они показаны как граниты палеозоя (γ_2).

Петрографическое изучение сахрайских гранитоидов производилось Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1941), которая выделила среди них гранодиориты и розовые граниты.

Наши маршруты по р. Сахрай, р. Мамрюк и склону горы Шибба показали следующую картину взаимоотношений пород внутри массива и с окружающими породами.

Наиболее близкими выходами к гранитоидам с юго-запада по р. Сахрай являются выходы известняков триаса. Ниже триаса по р. Сахрай выходят

катаклазированные биотитовые средне- до крупнозернистых гранодиориты с постепенными переходами к участкам плагиогранитового состава. Они прорезаются частыми телами милонитизированных гранитов аляскинского характера. Тела аляскитовых, иногда розоватых гранитов ориентированы в северо-западном направлении. В милонитизированных аляскитовых гранитах часты кварцевые прожилки почти меридионального простирания, содержащие немного пирита, халькопирита, медной зелени. Наблюдаются также участки пиритизации.

По р. Мамрюку выходят серые и розоватые биотит-амфиболовые гранодиориты — плагиограниты с взаимными переходами между этими разновидностями пород. Они содержат редкие ксенолиты диоритовых пород. Гранодиориты прорваны аляскистыми гранитами. В результате неполной ассимиляции первых последними, образуются породы такситового сложения, развитые близ устья р. Мамрюка.

В 1.5 км выше устья р. Мамрюка в гранодиоритах наблюдаются частые зоны дробления, в которых сильно выветрелые гранитоиды превращаются в гранитную дресву с сохранением шаров гранитоида среди такой рыхлой массы. Такому же разрушению подвергаются и секущие жилы розового аплита, которые сами обычно в таких случаях сильно карбонатизированы.

Выходы гранодиоритов по р. Мамрюку завершаются в 2—2.5 км от устья измененными гранитоидами, на которые налегают темные глинисто-песчаные сланцы триаса (?), не обнаруживающие следов контактного изменения.

Резюмируя наши наблюдения, можно сказать, что массив сахрайских гранитоидов представляет небольшое горстообразное поднятие древних (палеозойских) пород среди поля не испытывших контактного изменения пород мезозоя (триас, нижняя юра). Породы массива, как правило, катаклазированы, в отдельных зонах до превращения в милониты.

Породы интрузии представлены биотит-амфиболовыми гранодиоритами и плагиогранитами розоватого и серого цвета, содержащими ксенолиты амфиболовых диоритов.

Породы интрузии прорваны обильными телами аляскитовых, существенно микроклиновых гранитов северо-западного простирания, мощностью в несколько метров. Граниты обычно также катаклазированы. Гранодиориты и граниты секутся жилками аплита и кварцевыми жилками, обычно имеющими северо-восточное простирание. Характерной особенностью массива является отсутствие среди его пород пегматитов. Только во вторичном залегании были встречены мелкие обломки несколько пегматоидного, с относительно крупными выделениями мусковита, лейкократового микроклинового гранита.

Петрографический облик ассоциации пород Сахрайского массива сходен с обликом ассоциаций пород Даховского массива и хребта Челепсы.

4. Общее заключение по интрузиям промежуточной структурной зоны Северо-Западного Кавказа

Выделяемая В. Н. Робинсоном Промежуточная тектоническая зона отчетливо выражена в западной части Кавказа. Эта структурная зона отделена от зон Передового хребта и Главного хребта разрывами. Время формирования зоны точно не установлено. По В. Н. Робинсону, в результате средневарисских движений происходит полное обособление зоны Главного хребта от зоны Передового хребта, но полоса Промежуточной зоны еще остается сочлененной с зоной Главного хребта. Последующие эпохи складкообразования сопровождалась дифференциальными движениями структурных зон. При этом зона Главного хребта в силу своей большой

мобильности испытывала неоднократные погружения и поднятия. Движения Промежуточной зоны были менее интенсивны, а зона Передового хребта, как более связанная с Русской платформой, обладала еще меньшей подвижностью.

Промежуточная зона на разных участках по простиранию имеет разную ширину. Узкая в области Умпырского перевала, она к северо-западу и к юго-востоку расширяется. К западу от Лабы четкость границ между зонами стирается в силу погружения древних структур под мезозойские отложения. В частности, древнейшие породы зоны Передового хребта, западнее р. Уруштена, появляются мелкими пятнами из-под отложений мезозоя (массив змеевиков горы Тхач).

С другой стороны, в пределах Промежуточной зоны известны горстообразные поднятия среди юрских отложений, в которых выходит на современную поверхность кристаллический субстрат, с прорывающими интрузиями, и клинья различных палеозойских формаций.

Примерами таких горстообразных поднятий могут служить хребет Челепсы (гора Джуга) и Даховский массив кристаллических пород. Повидимому, к тому же типу образований надо отнести Шиабинскую интрузию (Сахрайскую).

Магматические породы, входящие в состав этих горстообразных поднятий, безусловно относятся к доюрским. В то же время они являются более молодыми, чем кристаллические сланцы, гнейсы и серпентиниты уруштеновского комплекса, относимые нами, по времени кислых интрузий этого комплекса и метаморфизма, с ними связанного, к каледонским.

Среди гранитоидов, слагающих горстообразные поднятия Промежуточной зоны, выделяются следующие петрографические типы, отвечающие разным фазам интрузивной деятельности.

1. Амфиболовые габбро-диориты. Встречаются только в виде ксенолитов и изредка в кровле массивов мелкими телами.

2. Плагииграниты, переходящие в амфибол-биотитовые гранодиориты. Породы крупнозернистые, равномернозернистые, слагают главные массы интрузивных массивов. Плагиигранитовые участки имеют древний облик, гранодиоритовые участки более свежие.

3. Серые биотитовые граниты и бесслюдистые, реже мусковитовые аляскиты. Развиты мелкими телами в виде даек и жил среди гранитоидов.

С гранитами связаны гидротермальные жилы карбонатные и баритовые с сульфидами.

Для этих ассоциаций пород характерно чрезвычайно слабое проявление пегматитовой деятельности. Типичные пегматитовые жилы не были встречены ни в одном из описанных массивов. Массивы, в основном, сложены породами плагиигранитовой — гранодиоритовой группы, при незначительном проявлении крайне кислых гранитных членов. Такие соотношения гранитоидов Промежуточной зоны являются их характерной чертой, отличающей их от ассоциации пород комплекса Главного хребта.

Восточнее Умпырского перевала Промежуточная зона прослеживается по продольным долинам рр. Закана, Загедана, Архыза и другим до р. Теберды.

Промежуточная зона, сложенная отложениями J_1^{2-3} и J_1^2 , имеет в устье р. Архыза ширину свыше 3 км. Восточнее она делится на две ветви. Одна ветвь резко поворачивает к юго-востоку, протягиваясь по р. Софии, затем на юго-восток через Марухский перевал, откуда восточным ее продолжением служит узкая полоса черных, сильно метаморфизованных и перемятых сланцев депрессии р. Джаловчата. Депрессия р. Джаловчата отделяет подзону собственно Главного хребта от подзоны Перевальной. Другая ветвь сохраняет общее направление, близкое к широтному, и

продолжает служить пограничным элементом между зоной Главного хребта, сложенной здесь сравнительно глубоко эродированными интрузиями комплекса Главного хребта, и зоной Передового хребта с господствующим развитием палеозоя. При этом юрские отложения этой ветви распространяются не сплошной полосой, а отдельными изолированными узкими полосками вдоль разрывов, отделяющих зону Главного хребта от зоны Передового хребта.

Отсюда создается впечатление, что на восточном продолжении Промежуточной зоны (восточнее р. Пшиш) появляется горстообразное поднятие крупного блока геологических формаций, отвечающих структурной зоне Главного хребта в более западных, чем р. Пшиш, районах. Исходя из этого, геологические формации (в том числе и интрузивные комплексы) горстообразных поднятий хребта Челепсы, Даховского массива и типичных гранитоидов Главного хребта области верхних течений рр. Маруха, Аксаута, Марки, Теберды надо бы рассматривать как приуроченные к одной структурной зоне.

Наше изучение древних формаций в наиболее типичных участках, захватывающих все три главные структурные зоны, не позволяет признать наличие такой смены по простирацию характерных формаций одной структурной зоны формациями другой структурной зоны.

Формации, образующие древний субстрат, в различных структурных зонах западной части Кавказа отличаются характерными особенностями, в частности, развитием различных серий магматических пород. Эти различия сводятся к различиям возрастного положения интрузий и к проявлению или выпадению отдельных фаз формирования комплексов в различных структурных зонах. В то же время наблюдающиеся в пределах одной структурной зоны различия в составе древнего кристаллического основания сводятся, главным образом, к различиям, вызванным глубиной денудационного среза.

Наше изучение древнего субстрата в области верховьев рр. Маруха, Аксаута и Марки позволяет считать, что в этой области четко проявляется структурная зона Главного хребта, аналогичная по характерным особенностям типичному участку зоны Главного хребта в бассейне р. М. Лабы.

Поэтому крупную глыбу древнего субстрата в верховьях рр. Маруха, Аксаута и Марки можно считать продолжением по простирацию структурной зоны Главного хребта западной части Кавказа (Мало-Лабинский район). Только в пределах этой глыбы вскрыты более глубинные части зоны, что объясняется поднятием этой глыбы по отношению к западной части.

В силу тех же геологических событий широкая полоса юры продолжных депрессий промежуточной зоны западней р. Пшиш сменяется, к востоку от нее, полосой верхнепалеозойских отложений с узкими клиньями лейаса (J_1^2 и J_1^{2+3}).

В полосе этой депрессии, протягивающейся до р. Теберды, горстообразные поднятия, подобные хребту Челепсы и Даховскому массиву с соответствующими магматическими проявлениями, отсутствуют.

IV. ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ИНТРУЗИЙ ДРЕВНИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Материал, изложенный на предыдущих страницах, с полной очевидностью показывает сложность проблемы древних кислых интрузий в пределах Северо-Западного Кавказа. Сложность проблемы обуславливают три главные причины.

1. Наличие нескольких палеозойских интрузивных циклов. Формирование отдельных интрузивных циклов происходит в несколько фаз,

отвечающих возобновляющимся тектоническим усилиям, и ведет к образованию различных ассоциаций пород в зависимости от условий внедрения той или иной фазы.

2. Связь с тектонической обстановкой. Тектонические процессы, вызывая напряжения в отдельных участках земной коры, нарушают ее целостность и определяют пути проникновения магмы и ее производных в верхние зоны земной коры. Сформировавшиеся, консолидированные магматические и метаморфизованные ими породы подвергаются новому воздействию тектонических процессов, что ведет к перемещениям в пространстве отдельных блоков земной коры и к возможному проникновению следующих порций магмы. Вследствие этого получается неравномерность распределения отдельных интрузивных фаз, вплоть до выпадения некоторых из них для данного участка. Сумма этих явлений может повести к созданию разных ассоциаций пород, хотя время их образования и источник одни и те же.

3. Петрографо-геологическая обстановка формирования интрузий может быть различна. Вполне естественно, что главные массы интрузивных пород сопровождалась сателлитами, которые проникли и кристаллизовались на различном удалении от поверхности. Денудационный срез может обнажить ассоциации пород, формировавшиеся в условиях разных объемов интрузивных масс и разных сочетаний температуры и давления, вызванных различным положением интрузий по отношению к поверхности земли. Разнообразие условий приводит к образованию различных ассоциаций пород. Эти ассоциации, будучи жесткими массами, отвечают на последующие тектонические процессы преимущественно дифференциальными перемещениями отдельных участков. В результате образуется все усложняющаяся мозаика из блоков интрузивных образований в их различных фациях и с преимущественным развитием той или иной интрузивной фазы.

Тем не менее вещественный состав источника интрузивных масс и сопутствующих гранитизирующих агентов является специфичным для завершенного интрузивного цикла, и отдельные фазы его могут отличаться по составу, но сохраняя некоторые особенности, говорящие о «кровном» родстве пород определенной ассоциации.

В настоящей сводке делается попытка наметить в первом приближении последовательность интрузивной деятельности и современное размещение изверженных пород, в зависимости от сложного сочетания процесса формирования различных интрузий и геолого-тектонических процессов.

Исходя из имеющегося материала, эту попытку нужно признать своевременной, так как существующее расчленение интрузивных пород Кавказа, основанное преимущественно на геологии Центрального Кавказа, крайне недостаточно для решения проблемы.

В связи с этим следует остановиться на ценности критерия внешнего облика породы, в частности ее окраски, для целей расчленения и сопоставления различных гранитоидов. Общеизвестно укоренившееся в кавказской литературе деление гранитов на «серые» докембрийские и «красные» палеозойские.

Применение этого критерия без учета возрастного положения и особенностей состава породы приводит к неизбежной путанице. С. П. Соловьев, пересматривая вопрос о древних гранитоидах Северного Кавказа в свете новейших данных, сохраняет в качестве критерия этот вторичный признак — окраску и в силу этого сталкивается с рядом затруднений в обосновании проводимого им расчленения. Учитывая, что ряд исследователей доказывает синхронность серых и красных гранитов, основываясь на их постепенных переходах, С. П. Соловьев, чтобы согласовать с этим

известные факты прорывания серых гранитов красными, считает возможным выделить не менее двух типов красных гранитоидов. Как примеры красных гранитов, более молодых, чем граниты Главного хребта, он приводит, с одной стороны, граниты р. Сарза-Дон (Урух), а с другой, — граниты Бескеса. Такая постановка вопроса в корне неправильна, так как гранитоиды этих двух участков резко различны по составу, по структурам и отвечают разным интрузивным циклам.

Точно так же и другие отдельно взятые признаки, как то: структурные, текстурные и другие, вне учета всей совокупности особенностей породы и всех ее сочетаний с определенной ассоциацией пород и определенной геологической обстановкой, не могут являться достаточно надежными критериями для установления возрастных и петрографических типов интрузивных пород.

В основе принятого в настоящей сводке расчленения древних интрузий гранитоидов Северо-Западного Кавказа лежат геологические соотношения петрографических разновидностей, объединяемых в естественные ассоциации по территориальной сопряженности в пределах единой структурной зоны и по общности характерных особенностей состава, структуры и т. д.

Такой подход к древним интрузиям гранитоидов Северо-Западного Кавказа позволяет разделить их в основном на четыре группы: 1) уруштенский интрузивный комплекс, 2) комплекс гранитоидов Главного хребта, 3) интрузии горстообразных поднятий Промежуточной зоны депрессий, 4) комплекс малых интрузий.

1. Уруштенский интрузивный комплекс

Этот комплекс представлен последовательными интрузиями: 1) гипербазитов, 2) амфиболитов за счет габброидов? 3) плагиогнейсо-гранитов, 4) лейкократовых альбит-эпидотовых гнейсо-гранитов, 5) мелких интрузий типа аляскитов (натриевых), 6) жильной пегматит-аплитовой серии. С последними (аплитовыми) членами комплекса связаны явления натриевого метасоматоза, ведущие к гранитизации вмещающих пород докембрия и нижнего палеозоя с превращением их в альбит-эпидотовые и альбит-мусковитовые гнейсы и кристаллические сланцы.

Интрузии приурочены к антиклинальной структуре Передового высокогорного хребта. В основании структуры залегают регионально-метаморфизованные кристаллические сланцы докембрия и перекрывающие их нижнепалеозойские метаморфические сланцы и известняки.

Возраст кислых членов комплекса определяется интрузивными контактами лейкократовых и огнейсованных гранитов с известняками среднего кембрия хребта Дженту, а также с зелеными сланцами М₁ р. Уруштена. Г. М. Ефремов отмечает гальки древних гнейсов в конгломератах девона. Тем самым кислые интрузии уруштенского комплекса являются связанными с одной из фаз каледонской складчатости.

Распространение пород уруштенского комплекса не ограничивается зоной Передового хребта. Они встречаются также в составе субстрата других структур — в горстообразных поднятиях Промежуточной зоны и в кровле гранитных интрузий зоны Главного хребта. С наибольшей полнотой породы Уруштенского комплекса представлены на участке воздымания кристаллического основания зоны Передового высокогорного хребта в области между рр. Уруштенем и Б. Лабой.

Юго-восточное продолжение Лабинского поднятия кристаллического основания зоны Передового хребта скрывается под отложениями среднего

и верхнего палеозоя и нигде, кроме, возможно, хребта Абишир-Ахуба, не появляется на поверхности вплоть до р. Теберды. Северо-западное продолжение Лабинского поднятия кристаллического основания зоны Передового хребта скрывается под отложениями мезозоя и появляется из-под них отдельными пятнами в районах гор Слесарной и Тхач.

Явления натриевого метасоматоза чрезвычайно интенсивно протекали в пределах геологической структуры Передового хребта. Здесь они привели к глубокой переработке и вмещающих, и интрузивных пород уруштенского комплекса. В других структурных зонах явления натриевого метасоматоза, повидимому, не имели столь большого значения. В частности, габброиды, гранодиоритовые гнейсы и их гнейсированные жильные дериваты южной подзоны Главного хребта в верховьях р. Аксаута сохранили свой сравнительно первоначальный не альбитизированный облик. Точно так же явно присутствующие среди субстрата гранитов Главного хребта в северной подзоне породы уруштенского комплекса также значительно менее подверглись натриевому метасоматозу.

2. Комплекс гранитоидов Главного хребта

Этот комплекс представлен сложной ассоциацией пород из: 1) магматических пород, отвечающих отдельным фазам интрузивной деятельности, создавшей комплекс, 2) контаминированных пород от взаимодействия интрузий поздних стадий с породами более ранних интрузий цикла и 3) вмещающих орто- и парапород, неоднократно подвергавшихся контактному и метасоматическому изменению со стороны последовательно внедрявшихся интрузий цикла. Интрузии комплекса приурочены к антиклинальной структуре зоны Главного хребта, усложненной наложенными тектоническими процессами.

Сложная тектоническая обстановка, наличие разрывов продольных и поперечных по отношению к простиранию зоны Главного хребта ведут к образованию отдельных глыб из кристаллического основания зоны, в которых проявляются различные фазы и различные фации комплекса.

Среди гранитоидов этого комплекса выделяются разновидности от диоритовых до крайне кислых интрузий, отвечающих отдельным фазам формирования интрузивного комплекса:

- | | |
|---|---|
| 1. Диориты и кварцевые диориты | } Сложно построенные,
но морфологически
единые массивы. |
| 2. Гранодиориты и микроклиновые
граниты центральных массивов | |
| 3. Жильная серия спессартитов и кersантитов. | |
| 4. Серые, часто двуслюдяные граниты. | |
| 5. Аляскитовые граниты. | |

С интрузиями серых двуслюдяных гранитов и аляскитовых гранитов связаны явления мигматизации и калиевого метасоматоза вмещающих пород и пегматито-аплитовая жильная серия.

Современное размещение пород комплекса в силу дифференциальных движений отдельных глыб допускает лишь с большим трудом, а в отдельных звеньях лишь с известной долей гипотетичности восстановление общей картины интрузивного процесса.

В пределах зоны выделяются две продольные подзоны — северная и южная; последняя тектонически опущена по отношению к первой.

Петрографическое изучение формаций в пределах отдельных участков зоны Главного хребта показывает следующее размещение пород комплекса.

Западная часть зоны Главного хребта — отрезок от р. Уруштена до р. Б. Зеленчука (Пиши)

Здесь в северной подзоне вскрываются апикальные части сложно построенного, батолитового (?) по форме залегания, массива гранитоидов Главного хребта (р. М. Лаба, р. Ачипста и др.). В северной периферийной оторочке массива и в кровле гранитов значительно развиты амфиболовые диориты. Центральная часть массива сложена катаклазированными гранодиоритами, которые однако на ряде участков переходят в микроклиновые граниты без видимых интрузивных отношений между ними.

Южная периферия массива тектонически опущена и в мощной толще пород субстрата южной подзоны вскрываются мелкие, изолированные тела плагиогранитов, диоритов, двуслюдяных гранодиоритов, которые можно рассматривать как спутники отдельных дифференциатов комплекса.

В южной подзоне обильно представлена жильная лампрофировая серия, более молодая, чем интрузии гранодиоритов.

Указанный комплекс пород северной подзоны прорван интрузиями аляскитовых гранитов и лейкократовых серых двуслюдяных гранитов. Имеются данные, указывающие на более позднее внедрение первых интрузий. Наблюдается, что интрузии аляскитовых в современном размещении приурочены к северной периферии подзоны, а интрузии серых двуслюдяных гранитов — к южной.

Разрывы, отделяющие зону Главного хребта от Промежуточной зоны, косо срезают распространение формаций зоны Главного хребта. Поэтому в отрезке зоны Главного хребта восточнее р. Имеретинской (левый приток р. Б. Лабы) до р. Пиши ассоциация пород, характерная для северной периферии подзоны (диориты, гранодиориты, порфиroidные гранодиориты, существенно микроклиновые граниты), на поверхности не проявляется. В восточной части этого участка зоны преимущественным развитием пользуются мелкие интрузии двуслюдяных лейкократовых гранитов.

Участок зоны Главного хребта от верховьев р. Б. Лабы до верховьев р. Пиши нуждается в детальных петрографических исследованиях для расчленения развитых там сложных формаций.

Для этой высокогорной области недостаточно ясны взаимоотношения амфиболитов, интрузий габбро, кварцевых диоритов и т. д. Исходя из имеющихся петрографических описаний, не всегда даже можно решить, принадлежит ли рассматриваемый массив амфиболовых пород к древней серии амфиболитов субстрата или к амфиболовым габброидам, интрузирующим этот субстрат.

Точно так же недостаточно ясно геологическое положение интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов Санчарского перевала. Петрографические описания их И. И. Бессоновым и И. Я. Барановым позволяют идентифицировать Санчарские интрузии с контаминированными гранодиоритами района Аксаутского ледника, которые предположительно рассматриваются нами как аналоги серых гранитов (уллукамский тип) комплекса Главного хребта.

В заключение по западному участку зоны Главного хребта отметим следующую особенность размещения жильных серий.

Лейкократовая жильная серия пегматитов и аплитов обычно развита на небольшом удалении от крупных материнских интрузий. Этим, повидимому, объясняется обилие пегматитовых жил в северной подзоне и почти полное отсутствие их в южной подзоне.

Наоборот, меланократовая жильная серия (лампрофиры, керсантиты) весьма обильно представлена в южной подзоне и практически отсутствует в северной подзоне.

Восточная часть зоны Главного хребта — от р. Пшиш до р. Теберды

На этом участке зона Главного хребта горстообразно приподнята, в силу чего здесь выведены на поверхность более глубокие горизонты земной коры и интрузивные проявления вскрыты на большую глубину, чем в западной части зоны.

Для рассматриваемого участка зоны также остается в силе деление на две подзоны — северную приподнятую и южную опущенную.

В северной подзоне, где в свою очередь проявились разрывы и перемещения по ним отдельных участков, развито батолитоподобное тело сложного строения, сходное с аналогичными интрузиями Мало-Лабинского участка зоны.

1. Сложно построенный массив микроклиновых гранитов северной периферии подзоны. В его строении принимают участие: 1) порфировидные гранодиориты и граниты краевой оторочки, 2) крупнозернистые микроклиновые граниты центральной части массива и 3) мелкие тела секущих, существенно микроклиновых гранитов. Диориты и плагиогранодиориты сохраняются мелкими участками и телами неправильной формы в кровле массива и в виде ксенолитов среди порфировидных гранитов и в апикальных частях микроклиновых гранитов.

2. В южной части подзоны вырисовывается массив серых двухслюдяных гранитов. Среди пород его кровли довольно сильно развиты пегматитовые жилы. Вследствие явлений инъекционного метаморфизма, в частности явлений метасоматоза, породы интрузии большей частью окаймлены полосчатыми разностями с унаследованной полосчатой текстурой.

Южная подзона, отделенная от северной депрессией р. Джаловчата, в которой сохранились черные сланцы нижней юры (?), представляет область интенсивного сжатия, вследствие чего в ней встречаются пачки древних пород, превращенных в своеобразные «тектониты». Изверженные породы южной подзоны представлены интрузией габброидов (главным образом, амфиболовые габбро-диориты) Аксаутского массива, которые прорваны интрузией плагиогранитов-гранодиоритов, частью превращенных в очковые гнейсы. Указанные породы секутся жилами олигоклазовых аплитов и метаморфизованными кварцевыми жилами. Эта древняя, сильно метаморфизованная серия пород прорезается жилами спессартитов, а вся ассоциация пород по зоне дробления интродуцируется серыми мелкозернистыми гранодиоритами.

Петрографическое изучение позволяет отметить петрографическое сходство древней, сильно метаморфизованной ассоциации пород с ассоциацией пород уруштеньского интрузивного комплекса Передового хребта. Молодая интрузия серых гранодиоритов сходна с серыми гранитами комплекса Главного хребта.

Такое объяснение соотношений интрузивных образований в пределах отдельных участков зоны Главного хребта представляется наиболее вероятным в свете имеющихся данных.

Существуют недостаточно определенно высказываемые предположения И. И. Бессонова и Н. И. Сидоропуло о развитии в зоне Главного хребта неинтрузивных проявлений, к которым провизорно могут быть отнесены некоторые гранитоиды и габброиды верховьев рр. Б. Лабы и Б. Зеленчука.

Марухско-Тебердинский горст испытывает некоторое погружение к р. Теберде. В разрезе по р. Теберде вскрыты, главным образом, апикальные части интрузий и породы субстрата.

Северо-западнее р. Уруштена зона Главного хребта скрывается под покровом мезозойских отложений. Для зоны Главного хребта характерно отсутствие верхнепалеозойских отложений. Средний палеозой сохранился отдельными участками среди регионально метаморфизованных пород кристаллического субстрата зоны Главного хребта.

Возраст гранитоидов Главного хребта определяется тем, что в их кровле среди пород субстрата встречаются фрагменты пород, характерных для уруштенского комплекса. Интрузии аляскитовых гранитов имеют активные контакты со слабо метаморфизованными осадочными породами, литологически сходными с отложениями среднего палеозоя (нижний карбон?). Гальки гранитоидов Главного хребта известны в конгломератах нижней перми. Граниты Главного хребта местами перекрываются метаморфизованными отложениями нижней юры. Исходя из сказанного, внедрение кислых, наиболее молодых членов интрузивного комплекса Главного хребта правильнее всего связывать с эпохой варисской складчатости.

3. Интрузии горстообразных поднятий Промежуточной зоны депрессий

Промежуточная зона разделяет зону Передового Высокогорного хребта от зоны Главного хребта. Эта зона четко выражена в отрезке между р. Уруштенем на северо-западе и р. Пшиш на востоке. На этом отрезке она сложена нижнеюрскими отложениями.

Интрузивные формации, слагающие массив Челепсы, представлены в главной массе катаклазированными гранодиоритами, частью переходящими в амфибол-биотитовые, с микроклином, гранодиориты. В меньшей мере развиты породы диоритовой группы и собственно жильные породы типа спессартитов, секущие интрузию гранодиоритов.

Граниты представлены микроклиновой разновидностью. Для массива в целом характерно отсутствие пегматитов; встречаются лишь отдельные жилки пегматоидных гранитов.

В кровле интрузий наблюдаются альбито-мусковитовые кристаллические сланцы, тождественные с таковыми же Уруштенского комплекса.

Гальки гранитоидов этого комплекса встречены в красноцветных конгломератах нижней перми. Юрские отложения перекрывают гранитные породы без следов контактного изменения. Гидротермальные баритовые прожилки, секущие граниты, не проникают в перекрывающие юрские отложения.

Исходя из сказанного, возраст гранитоидов хребта Челепсы определяется как посленижнепалеозойский и более древний, чем нижнепермский.

К образованиям, аналогичным массиву Челепсы, относятся Даховский массив кристаллических пород и Шибабинская (Сахрайская) интрузия. Эти массивы залегают вне пределов Промежуточной зоны, отделяющей Главный хребет от Передового. Но геологическая обстановка появления указанных массивов среди поля мезозойских отложений и ассоциация слагающих их кристаллических пород аналогичны соответствующим особенностям ассоциации кристаллических пород хребта Челепсы.

Даховский массив представляет ассоциацию пород из гранодиоритов и плагиогранитов, прорванных мелкими телами аляскитовых гранитов и обильными гидротермальными жилами преимущественно карбонатного, иногда с баритом, состава.

Гранитоидные интрузии Даховского массива интродуцируют серию кристаллических сланцев, амфиболитов, гипербазитов, типичную для кале-

донского уруштенского комплекса зоны Передового хребта. Отложения мезозоя (триас и нижняя юра) являются более молодыми.

Сахрайская интрузия также представляет горстообразное поднятие кристаллических пород (гранодиориты, менее плагиограниты, прорванные аляскитовыми гранитами и гидротермальными жилами) среди отложений мезозоя.

Все три массива сходны петрографически по ассоциациям слагающих их интрузивных пород, и возрастные границы для них примерно одинаковы. Все это заставляет рассматривать их как синхронные интрузии, внедрившиеся в толщу пород древнего кристаллического основания, наиболее полно сейчас представленного в структурной зоне Передового хребта в бассейне рр. Б. и М. Лабы.

Местные разломы вывели на поверхность эти острова палеозойских кристаллических пород среди нормальноосадочных отложений мезозоя.

4. Комплекс малых интрузий

Под названием малых интрузий в настоящей сводке выделяется сложная ассоциация пород, непостоянных по составу, приуроченная к продольным разрывам в зоне Передового хребта близ его границы с Промежуточной зоной. Типичными примерами этих сложных интрузий могут служить массивы горы Ятыргварты, хребта Ахпархва, хребта Магишо, горы Закап.

Имеющиеся неполные петрографические и геологические данные позволяют все же думать, что некоторые интрузии массива Абишира-Ахуба, горы Карабек и Гидам представляют аналогичные образования.

На примере Лабинского участка в формировании этого комплекса наблюдаются три стадии: 1) диориты, кварцевые диориты, частично близкие к монцонитам, сиенит-диориты, 2) гранодиориты, 3) граниты. Для ранних стадий характерна большая роль контаминационных явлений, ведущих к образованию пород пестрого, иногда гибридного состава.

Малые интрузии Лабинского участка прорывают породы уруштенского комплекса и перекрываются триасом в районе горы Ятыргварты. Гальки их известны среди красноцветных отложений нижней перми. Интрузии хребта Абишир-Ахуба прорывают среднепалеозойские отложения.

Сказанное позволяет считать, что в возрастном отношении малые интрузии моложе отложений среднего палеозоя (девон — нижний карбон) и древнее верхнепалеозойских отложений (нижняя пермь).

Глава II

ПЕТРОГРАФИЯ ИНТРУЗИЙ ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Из геологических наблюдений вытекает, что южная и северная подзоны Главного хребта отличаются по масштабам проявления развитых в них серий изверженных пород, в разной степени метаморфизованных.

Ниже сначала описываются ортопороды, входящие в субстрат, куда внедрились гранитоиды комплекса Главного хребта; затем дается характеристика гранитоидов по обеим подзонам.

1. ОРТОПОРОДЫ СУБСТРАТА ГРАНИТОИДОВ КОМПЛЕКСА ГЛАВНОГО ХРЕБТА

1. Основные породы северной подзоны

К серии основных пород отнесены фрагменты габбро и габбро-диоритов в составе гранитизированного субстрата интрузий северной подзоны и самостоятельные массивы габброидов южной подзоны. Ортопороды, явно относящиеся к вмещающим, описываются ниже в соответствующем разделе.

Габбро в кровле гранитов Марухско-Тебердинского горста

Габбро образуют мелкие тела неправильной формы среди гранитизированных пород кровли Маркинского гранитного массива.

Макроскопически это серо-зеленые, реже темные среднезернистые массивные породы. Структура габбровая. Породы обычно сильно изменены.

Минералогический состав: колеблющиеся соотношения авгита, плагиоклаза, роговой обманки и не всегда присутствующего оливина.

Редко встречающийся оливин замещается тальком и серпентином.

А в г и т — бесцветный, образует относительно идиоморфные призматические зерна, подвергается амфиболизации, переходит по краям и по трещинам спайности в амфибол густозеленого цвета.

П л а г и о к л а з развивается в виде крупных призматических выделений, обычно сильно сосюртитизирован. По нему, главным образом в краевых частях, образуется свежий прозрачный андезин ($Ab_{60}An_{40}$).

Р о г о в а я о б м а н к а, — обыкновенная, обычно развивается по пироксену, реже образует самостоятельные ксеноморфные зерна. Оптические свойства роговой обманки различны, в зависимости от геологического положения основной породы. Наблюдаются обычно две ее разновидности: 1) зеленая густоокрашенная, плеохроирующая от синеовато-зеленого и до зеленовато-бурого цвета, со средней величиной $2V$ и относительно высокими показателями светопреломления (см. табл. 6); 2) бурая, слабоокрашенная, плеохроирующая от буровато-зеленого цвета до желтоватого, с большим

углом оптических осей и относительно малыми показателями светопреломления. Минералы-примеси: магнетит, ильменит, реже титанит. В некоторых разностях как вторичные минералы в небольшом количестве встречаются кварц и характерный апатит с окрашенным, слабо плеохроирующим ядром.

По данным И. И. Бессонова, среди габброидных пород встречаются оливиновые габбро, пироксеновые габбро и роговообманковые габбро и перидотиты. За исключением роговообманковых габбро все остальные разновидности представлены единичными образцами, и И. И. Бессонов не описывает случаев, когда перидотитами или оливиновыми габбро слагались бы крупные самостоятельные тела. При наших исследованиях также не встречено крупных интрузий габбровых пород такого типа.

Н. Г. Сергиев отмечает перидотиты рч. Кичи-Муруджу (левый приток р. Клухора), которые залегают среди поля гранитов и кристаллических сланцев (находясь, повидимому, в составе субстрата интрузии гранитов!). Состоят они из оливина, гиперстена, зеленой шпинели и вторичных — серпентина, клинохлора и талька.

Габбро-диориты верховьев р. Б. Марки

Среди пород кровли интрузии двуслюдяных гранитов в верховьях р. Б. Марки залегает тело габбро-диоритов, ориентированное в северо-западном направлении, согласно с вмещающими породами. Мощность интрузии габбро-диоритов достигает 1—1.5 км. Габброиды прорываются согласными телами микроклиновых гранодиоритов и гранитов, которые имеют мощность до 100 м. По внешнему виду габброиды р. Марки свежие, равномернозернистые, темносерого до черного цвета, сложение массивное.

Количественно-минералогический состав и химические данные для этой группы приведены в табл. 4 и 5.

На габброидах этого участка заметно отразилось влияние последующих интрузий, что повело к образованию таких минералов, как кварц, биотит, анортоклаз, в связи с чем породы по качественному составу приближаются к диоритам. Но химический состав, наличие реликтов основного плагиоклаза (лабрадора) и обильное содержание темноцветных позволяет относить эти основные породы к габбро-диоритам. Из микроскопического изучения этих габброидов выясняется сложность и неодновременность образования их минерального состава.

Структура пород обычно габбровая, реже гипидиоморфная или близкая к офитовой.

Среди слагающих минералов обыкновенно наблюдаются нижеследующие ассоциации, отличающиеся по составу и степени измененности.

Реликтовые минералы

Плагиоклаз — обычно сильно измененный — сосюритизирован. В свежих разностях плагиоклаз зонален от лабрадора в ядре до андезина в краевых частях, но обычно свежие участки лабрадора (50—60% содержания An) сохранились отдельными пятнами. Сравнительно идиоморфен, обрастает свежим андезином (40—45% An).

Хлоритизированный амфибол (?) и частично биотит (?). В породах этого типа значительным развитием пользуются вытянутые зерна нацело перешедшего в хлорит минерала, который, вероятно, первоначально относился к роговым обманкам.

Присутствуют нацело хлоритизированные пластинчатые зерна биотита (?). По этому хлоритизированному биотиту (?) развивается свежий коричневый биотит в мелких пластинках. Акцессорные — титанит, апатит.

Плагиоклаз — свежий прозрачный андезин; образуется по сосюритизированному лабрадору.

Обыкновенная роговая обманка — густоокрашенная и плеохроирующая от синевато-зеленого до желто-зеленого цвета (см. табл. 6); образует обильные ксеноморфные зерна.

Биотит — свежий, плеохроирует от густокоричневого || Ng до светложелтого || Nr. Содержит редкие включения с плеохроичными ореолами.

Почти во всех разновидностях обильно развиты постериорные минералы: эпидот, пренит и кварцево-анортотоклазовые прожилки, которые секут габбро-диориты и замещают отдельные участки их.

Близ контактов с дайками микроклиновых гранитов габброиды испытывают следующие изменения: плагиоклаз пелитизирован, превращается в олигоклаз, частью замещается анортотоклазом. По амфиболу развиваются псевдоморфозы эпидота. Биотит хлоритизирован (обр. № 742).

Приконтактные микроклиновые граниты состоят (обр. № 738) из микроклина, кварца, олигоклаза и нацело хлоритизированного биотита.

Среди габбро-диоритов встречаются прожилки плагиогранита, имеющие крупнозернистое, равномернозернистое сложение. По минералогическому составу они состоят: из пелитизированного олигоклаза, обильного, кучно развитого хлоритизированного биотита, который по краям переходит в свежий коричневый биотит, и единичных зернышек свежего густоокрашенного амфибола, располагающегося в интерстициях и встречающегося в виде идиоморфных включений в кварце.

Минералогический состав габбро-диоритов р. Б. Марки позволяет усмотреть в их формировании несколько этапов.

В габброидах заметны три отдельно образовавшиеся ассоциации минералов (табл. III, фиг. 4 и 5). Ассоциация: лабрадор — первичный амфибол (?), сопровождаемый продуктами их изменения — сосюрит, хлорит.

Ассоциация: андезин, свежий амфибол с характерными оптическими свойствами и свежий коричневый биотит.

Образование эпидота, пренита и кварц-анортотоклазовых прожилков.

Геологическое положение этого тела габбро-диоритов определяется тем, что оно, залегая вместе с кристаллическими сланцами в кровле интрузии двуслюдяных гранитов, подвергается сильному контактово-метасоматическому воздействию со стороны этой интрузии и прорывается мощными дайками микроклиновых гранитов.

2. Основные породы южной подзоны

Амфиболовые габбро Аксаутского массива

В верховьях р. Аксаута близ ледника обнажается массив зеленовато-черных, с белыми выделениями полевого шпата, среднезернистых массивных, но часто заметно огнейсованных габбро. Интрузия в видимой части занимает площадь около 2 км², но, вероятно, размеры ее значительно больше, так как продолжение коренных выходов скрывается под ледниками.

Породы габбровой интрузии внедрили в кристаллические сланцы южной подзоны Главного хребта и сами интродуцированы гнейсами плагиогранитового-гранодиоритового состава, а также жильными породами спессартитового ряда, и в одном отмеченном случае, по зоне дробления, серым мелкозернистым биотитовым гранодиоритом.

Породы Аксаутской интрузии обладают габбровой структурой и характеризуются сравнительно простым минералогическим составом.

Минералогический состав

Обыкновенная роговая обманка представляет количественно главную составную часть. Образует остов породы из зерен с неправильными ограничениями. Окрашена слабо, плеохроирует от буровато-зеленого цвета || Ng до более светлых оттенков того же цвета || Np. По краям такая обесцвеченная роговая обманка часто переходит в прозрачную, довольно густо окрашенную зеленую роговую обманку.

Роговая обманка содержит включения титанита и сама находится в виде включений в плагиоклазе.

Плагиоклаз — лабрадор ($Ab_{50}An_{50}$) слагает до 30—40% по объему породы, ксеноморфен, подвергается участками альбитизации, вследствие чего в отдельных случаях плагиоклаз приобретает пятнистый облик. Из других минералов значительным развитием пользуется титанит, а как минералы-примеси встречаются апатит, магнетит и ильменит.

В противоположность другим участкам развития габброидных пород, в габброидах Аксаутского массива не наблюдается больших изменений минерального состава. К таким изменениям могут быть отнесены обесцвечивание буро-зеленой роговой обманки, образование вокруг зерен обесцвеченного амфибола каймы густозеленой роговой обманки, альбитизация основного плагиоклаза и незначительное проявление мелких пластинок свежего коричневого биотита. Генетическая связь этих изменений состава габбро с воздействием серых гранодиоритов следует из наблюдений над изменениями их отторженцев в составе оплавленных обломков интрузивной брекчии, где цементом является серый биотитовый мелкозернистый гранодиорит (обр. № 269, 270, 271). В таких обломках наблюдается появление свежего амфибола с характерными оптическими свойствами (густые тона окраски, пониженный угол оптических осей и повышенные показатели светопреломления); при этом новый амфибол образует и мелкие самостоятельные выделения и каймы вокруг зерен реликтового, обесцвеченного амфибола.

Аналогичные новообразования наблюдаются и в гранодиоритовых гнейсах и в жильных спессартитах этого участка зоны Главного хребта.

Г. Чхотуа наблюдал в верховьях р. Кодор, что габброиды секут кварцито-филитовую толщу палеозоя, а сами секутся жилами пегматитов и гранитов. Связь последних с крупными выходами «центральных микроклиновых гранитов» легко устанавливается. Поэтому он приписывает серым гранитам палеозойский возраст. Для амфиболовых габбро р. Гвандры им приводится химический анализ (табл. 4).

В табл. 4—6 сведены данные по количественно-минералогическому и химическому составам габброидов зоны Главного хребта и оптическим константам амфиболов из них.

В западной части изученного нами участка зоны Главного хребта к габброидам можно отнести некоторые амфиболиты, в частности описанные Н. Ф. Гончарик (1936) из верховьев р. Б. Лаба. Они, вероятно, имеют изверженное происхождение и вместе с редко встречающимися змеевиками входят в состав пород субстрата, являясь аналогами магматических пород уруштенского комплекса.

Обсуждение химизма интрузивных пород зоны Главного хребта производится в заключительной части. Сейчас отметим лишь некоторые черты их химизма. В табл. 4 близким химическим составом обладают амфиболовые габбро р. Б. Марки, р. Гвандра и р. Б. Лабы (№ 763/40, а, № 530). Габбро-диориты р. Б. Марки (№ 763/40) отличаются большим содержанием K_2O , что естественно вытекает из их положения в кровле двуслюдяных гранитов и связанного с этим изменения их первичного минерального состава. Вся группа в целом по составу отличается от среднего

Химический состав основных пород зоны Главного хребта

Компоненты	Н о м е р а о б р а з ц о в											
	№ 418/39		№ 763/40		а		б		№ 530		Все габбро по Дели	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	48.10	0.800	48.21	0.803	48.88	0.814	49.16	0.0819	48.04	0.800	48.95	0.816
TiO ₂	Следы	—	1.05	0.013	1.15	0.014	—	—	1.99	0.025	0.98	0.013
Al ₂ O ₃	2.23	0.022	20.68	0.202	19.90	0.197	19.16	0.189	16.50	0.153	18.15	0.177
Fe ₂ O ₃	1.06	0.007	3.84	0.024	1.65	0.011	1.67	0.011	2.23	0.014	3.21	0.020
FeO	3.13	0.043	5.34	0.074	6.65	0.093	13.68	0.192	7.62	0.107	6.04	0.083
MnO	0.21	0.003	0.12	0.001	0.17	0.002	—	—	0.21	0.003	0.13	0.001
MgO	18.67	0.466	4.88	0.121	5.30	0.134	3.73	0.092	6.47	0.162	7.62	0.190
CaO	21.30	0.380	9.03	0.161	10.50	0.188	8.13	0.146	10.34	0.186	11.15	0.199
Na ₂ O	Следы	—	2.57	0.041	2.16	0.035	0.90	0.015	3.16	0.052	2.59	0.042
K ₂ O	Следы	—	2.26	0.023	0.92	0.010	0.66	0.007	0.58	0.006	0.90	0.010
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.00	—	0.20	—	0.20	—	0.67	—	0.36	—	—	—
H ₂ O ⁺¹¹⁰	Не опр.	—	2.14	0.117	1.97	0.111	2.17	0.122	2.04	0.114	—	—
П. п. п.	5.10	0.283	Не опр.	—	—	—	Не опр.	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.00	—	»	—	Не опр.	—	»	—	0.10	0.001	0.28	0.002
Cr ₂ O ₃	0.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.10	—	100.32	—	99.45	—	99.93	—	99.64	—	100.00	—

№ 418/39. Пироксенит измененный, из кровли Марининского массива микроклиновых гранитов (р. Б. Марка, левый берег в 4—5 км выше впадения р. М. Марки). Аналитик В. М. Некрасова.

№ 763/40. Амфиболовый габбро-диорит из кровли двуслюдяных гранитов (р. Б. Марка у развилики ее в верховьях). Аналитик Т. Л. Покровская.

а. Амфиболовое габбро р. Гвандра (Абхазия). Аналитик Г. Чхотуга. Из работы Г. Чхотуга (1938).

б. Ксенолит основной породы в гранитах Главного хребта (р. Учкулан). Из работы Т. И. Проценко (1936).

№ 530. Габбро верховьев р. В. Лабы. Из работы Н. Ф. Гончарин (1936).

**Количественно-минералогический состав основных пород зоны
Главного хребта
(в объемных процентах)**

Минералы	Породы и номера образцов				
	Амфиболовые габбро Аксаута (южная подзона)		Амфиболовые габбро-диориты р. Марки (северная подзона)		Ксенолит габброида в гранитах (р. Учкулан)
	№ 243/39	№ 872/40	№ 764/40	№ 744/40	
Кварц	—	6.3	—	3.4	1.5
Плаггиоклаз	39.2	30.8	41.2	53.6	55.0
Калиевый полевой шпат . .	—	—	4.0	—	3.0
Биотит (в том числе хлоритизированный)	—	—	9.5	16.3	25.0
Амфибол	59.2	56.8	35.0	24.1	8.0
Акцессорные } рудные	1.6	2.1	1.7	2.0	5.5
Вторичные (хлорит, эпидот, пренит)	—	4.0	8.6	0.6	2.0
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Анортит в плаггиоклазе, % .	60	45	55	50	—
Ап в породе, %	23.4	14	22.6	27.0	?
Аб в породе, %	15.8	16.8	18.6	26.6	—

Образцы № 243, 872, 764 и 744 подсчитаны автором с помощью счетного столика Лейтца. Количественно-минералогический состав ксенолита из гранитов р. Учкулан заимствован из работы Т. И. Проценко (1936).

состава габбро по Дели меньшим содержанием фемических составных частей, при повышенном значении алюминия и щелочей. Имея в виду габбро-диориты р. Б. Марки, стоит указать, что некоторые габброиды являются, возможно, переработанными воздействием гранитных интрузий амфиболитами вмещающей толщи. Мелкие тела ультраосновных пород (пироксенит № 418/39) и габбро Аксаутского массива несомненно интрузивные породы.

По данным И. И. Бессонова (1938₁), габброиды верховьев р. Малого Зеленчука отличаются значительным разнообразием. Встречаются следующие породы: нориты, содержащие плаггиоклаз (Ап 55%) до 54%, амфибол до 35%, ромбический пироксен, большей частью замещенный амфиболом, до 7%, остальное — примеси; оливиновые габбро, которые содержат амфиболом 54%, плаггиоклаза (битовнит) 24%, оливина 10%, остальное — пироксен и вторичные; наконец, роговообманковые габбро, содержащие амфибол 56—63%, кварц 3%, плаггиоклаз 20—26%, остальное — хлорит, эпидот, апатит, сфен и рудные. Приведенные подсчеты характеризуют габброиды зоны Главного хребта как породы существенно плаггиоклаз-амфиболовые. Из табл. 5 отчетливо видна разница между габбро из Аксаутского массива южной подзоны и регенерированными габбро-диоритами из северной подзоны.

Приведенные в табл. 6 оптические свойства обыкновенной роговой обманки позволяют выделить среди породообразующих амфиболов основных пород две разновидности. Первая — бурая роговая обманка с $N_g = 1.680—1.682$, $N_p = 1.662—1.663$ и с $2V = (72—75^\circ)$ относится к обыкновенным. Другая — густозеленая, с синеватыми оттенками плеохроизма,

Таблица 6

Оптические константы породообразующих амфиболов основных пород зоны Главного хребта

Номера образцов	Местонахождение породы, тип породы	— 2V	cNg	П л е о х р о и з м			Показатели светопреломления		Дву- пре- ломление Ng—Np	Вычислено	
		(градусы)		Ng	Nm	Np	Ng	Np		Nm вычисл.	n сред- нее
236/39	Южная подзона. Аксаутский массив Амфиболовое габбро	75	18	Светлый буро-зеленый	Слабый жел- товато-зеле- ный	Желтоватый	1.682	1.663	0.019	1.675	1.673
267/39	» »	76	17	То же	То же	»	—	—	—	—	—
879/40	» »	72	17	»	»	»	—	—	—	—	—
872/40	Ксенолиты в плагнограти- тах	76	16	»	»	»	1.681	1.663	0.018	1.674	1.673
880/40	Жильная порода	73	18	»	»	»	—	—	—	—	—
247/39	» »	72	16	»	»	»	—	—	—	—	—
864/40	» »	Большой	17	»	»	»	1.680	1.662	0.018	—	—
268/39	Габбро, центральная часть зерна	74	15	»	»	»	—	—	—	—	—
	То же, периферия	55	12	Синевато-зе- леный	Зеленый	Желтовато- зеленый	1.700	1.678	0.022	1.695	1.691
269/39	Ксенолит в серых гранитах (центральная часть зерна)	70	18	Зеленый	Слабый желто- вато-зеленый	То же	—	—	—	—	—
270/39	То же, периферия	62	18	Сине-зеленый	Зеленый	»	1.700	1.678	0.022	1.694	1.691
271/39	Серый гранодиорит цемен- тирующий	60	17	»	»	»	—	—	—	—	—
	Северная подзона										
418/39	Кровля гранитов Главного	57	16	»	»	»	1.695	1.676	0.019	1.690	1.687
417/39	хребта на р. Марке. Основ-	57	16	»	»	»	—	—	—	—	—
19/40	ные породы—фрагменты	58	12	»	»	»	—	—	—	—	—
	среди гранитных пород	60		»	»	»	—	—	—	—	—
744/40	Габбро-диориты в кровле	60	17	»	»	»	1.685	1.667	0.018	1.680	1.677
763/40	двуслюдяных гранитов	62	18	»	»	»	1.684	1.667	0.017	1.679	1.677
741/40	р. Б. Марки	55	18	»	»	»	—	—	—	—	—

с показателями светопреломления Ng от 1.684 до 1.700 и Np 1 667 до 1.678 и с относительно малыми углами оптических осей (-55° до -62°)— является, вероятно, более железистой и в то же время несколько более щелочной.

Оптические свойства других породообразующих минералов в основных породах зоны являются обычными.

Плагноклазы полисинтетически sdвойникованы, чаще по альбитовому закону [дв. ось. $\perp$ (010)], в единичных случаях наблюдается периклиновый закон — дв. ось $\perp$ [001], плоскость срастания в зоне (001). Углы оптических осей у плагноклазов группы лабрадора обычно положительны ($+75^\circ$, $+80^\circ$).

Биотит свежий, окрашен в буровато-коричневый цвет $\parallel$ Ng и светло-желтый параллельно $\parallel$ Np. Он обычно слабо двусосен— $2V = 6-8^\circ$. Двупреломление равно 0.041—0.048. Содержит включения с плеохроничными ореолами.

В габбро-диоритах р. Б. Марки отмечен K-Na полевой шпат. Он замещает в породе отдельные участки и образует прожилки, ассоциируясь с эпидотом и пренитом. K-Na полевой шпат, замещающий отдельные участки, — буроватый, $2V = -60^\circ$; $\perp$ (001) с Ng = 84° , с Nm = 9° , с Np = 85° . K = Na полевой шпат прожилков более прозрачен, $2V = -44^\circ$; $\perp$ (001) с Ng = 86° , с Nm = 9° и с Np = 80° . Сложного двойникования не наблюдается. Приведенные константы позволяют относить K-Na-полевой шпат в габбро-диоритах р. Б. Марки к анортотлазу.

Резюме по петрографической характеристике основных пород зоны Главного хребта

Микроскопическое изучение и данные химических анализов показывают, что древние основные породы, развитые в зоне Главного хребта и территориально связанные с гранитными интрузиями комплекса Главного хребта, представлены, главным образом, породами группы амфиболовых габбро и габбро-диоритов.

По своему геологическому положению габброиды зоны Главного хребта разделяются на три группы.

1. Габброиды, образующие относительно крупные массивы в южной, тектонически опущенной, подзоне Главного хребта. В этих условиях габброиды находятся в интрузивных отношениях, без постепенных переходов, с последующими интрузиями гранодиоритовых гнейсов, жилами спессартитов и интрузиями свежих серых двуслюдяных гранодиоритов. Для габброидов этой группы характерны габбровая структура, иногда приближающаяся к гранобластической, и среднезернистое сложение. В связи с последующим воздействием гранитов габброиды этой группы претерпевают небольшие изменения. В частности — основной плагноклаз не повсеместно и не в одинаковой степени альбитизируется; буро-зеленая роговая обманка подвергается обесцвечиванию и затем обрастает узкими каймами зеленой роговой обманки; в небольших количествах образуется свежий биотит. Такие незначительные изменения обусловлены слабо проявленным воздействием интрузии серых двуслюдяных гранодиоритов.

2. Амфиболовые габбро-диориты северной подзоны в кровле крупных гранитных масс комплекса Главного хребта. Среди гранитизированных пород кровли интрузии двуслюдяных гранитов габброиды образуют довольно крупные тела и мелкие ксенолиты. По составу и структурам габбро-диориты этого типа скорее всего следует рассматривать как регенерированные породы. Для них характерно наличие минеральных ассоциаций, отличающихся по времени образования, и

наличие преобразованной структуры. В составе пород этой группы усматривается относительно первичная минеральная ассоциация из сосюритизированного лабрадора, хлоритизированного амфибола и биотита. Наложение гранитизирующих агентов, связанных с интрузией двуслюдяных гранитов, приводит к развитию обильного ксеноморфного свежего, густозеленого амфибола с характерными оптическими константами, свежего коричневого биотита, редкого анортноклаза и подчас обильных преhnита и эпидота. Несмотря на большое проявление вторичных минералов, связанное с последующими гранитами, состав пород мало отклоняется от нормальных габбро.

Находясь в кровле двуслюдяных гранитов, габброиды этой группы пререзаются жилками существенно плагиоклазового гранита. В то же время не наблюдается постепенных переходов от габбровых пород к диоритам и плагиогранитам. Близкое проявление крупных интрузивных масс гранитов приводит к сильному изменению первичных измененных пород до состояния свежих габбро-диоритов.

3. Габброиды в виде ксенолитов среди пород гранитизированного субстрата микроклиновых гранитов развиты в северной подзоне. Они характеризуются сильно измененным составом, что зависит от последовательно накладывавшихся воздействий нескольких интрузивных проявлений комплекса (гранодиориты, двуслюдяные граниты и аляскистовые граниты).

Минералогические изменения в основном сводятся к хлоритизации биотита разных генераций, хлоритизации и кальцитизации амфибола и к появлению характерного апатита с окрашенным ядром.

Сказанное, в сочетании с данными по вещественному составу, структурам и т. д. всех пород зоны, позволяет считать, что основные породы зоны Главного хребта представляют образования более ранние и независимые от комплекса гранитоидов Главного хребта.

В зависимости от своего геологического положения, они испытывают изменения от воздействия последующих интрузий — гранодиоритов, двуслюдяных гранитов и аляскистовых гранитов.

Эти изменения могут быть сложными, если имеет место накладывающееся влияние нескольких последующих интрузивных фаз, или более простым, если ассоциируются основные породы и какая-либо из кислых последующих интрузий.

В схематическом виде зависимость состава габброидов от воздействия той или иной кислой интрузии представляется нижеследующей.

В связи с воздействием гранодиоритов происходит хлоритизация амфибола и биотита.

В связи с интрузией двуслюдяных гранитов в габброидах возникают свежий биотит и специфический зеленый амфибол.

В связи с воздействием аляскистовых гранитов происходят хлоритизация и карбонатизация биотита и амфибола, мусковитизация породы и обильное развитие окрашенного апатита. Вполне отчетливо устанавливается отсутствие постепенных переходов между нормально интрузивными габбро и интрузиями гранитоидов.

3. Гранитоидные ортопороды в составе субстрата комплекса гранитов Главного хребта

Гранитоиды древней серии (уруштенского комплекса?) в составе субстрата зоны Главного хребта в значительных масштабах развиты в южной подзоне, а в северной образуют мелкие жилы, залегающие согласно с вмещающими кристаллическими сланцами. По петрографическому составу и условиям залегания могут быть выделены следующие разновидности:

- 1) гранодиоритовые гнейсы и «тектониты», гнейсированные пегматиты, аплиты, кварцевые жилы южной подзоны;
- 2) жильные гранодиоритовые гнейсы северной подзоны;
- 3) отторженцы гранодиоритов в зонах разрыва среди гранитов Главного хребта.

Гранодиоритовые гнейсы южной подзоны (Марухско-Тебердинское поднятие)

Гранодиоритовые гнейсы образуют тела видимой мощностью в несколько десятков метров среди кристаллических сланцев северной периферии Аксаутского габбрового массива.

Гнейсы залегают среди биотитовых кристаллических сланцев, имеющих облик мелкозернистых плагиоклаз-биотитовых парагнейсов, обычно сильно милонитизированных. По внешнему виду гранодиоритовые гнейсы средне- и крупнозернистые, полосчатые породы, часто с характерной «очковой» текстурой. Порфиробласты имеют размеры до 2 см в поперечнике. Основная масса из агрегата мелких зерен кварца, полевого шпата и листиков слюды образует тонкие, по 1—2 мм полоски, огибающие порфиробласты.

Под микроскопом гранодиоритовые гнейсы дают картину существенно плагиоклазовых пород из крупных выделений — порфиробласт тонко-сдвойникового олигоклаза, реже олигоклаз-андезина (содержание анортита 28—35%). Плагиоклаз обычно несколько серицитизирован, местами замещается альбитом. Кварц в виде мозаичного агрегата окружает порфиробласты плагиоклаза и входит вместе с другими минералами в состав основной массы. Слюдистый минерал представлен биотитом двух генераций: 1) хлоритизированными крупнопластинчатыми с выделением рудных по трещинам спайности и 2) мелкими пластинками свежего биотита, плеохроирующего от буро-коричневого || Ng до зеленовато-желтого || Np. Свежий биотит содержит редкие включения, вокруг которых наблюдаются плеохроичные ореолы. В хлоритизированном биотите таких ореолов не наблюдается. Кроме того, в породах обычно развиты агрегаты относительно крупнопластинчатого мусковита. Минералы-аксессуары — титанит, рудные, апатит.

Микроскопическое изучение контакта гранодиоритовых гнейсов с габброидами показывает, что гнейсы в 2—3 м от контакта с габбро отличаются от обычных гранодиоритовых гнейсов относительной мелкозернистостью и большой измененностью плагиоклаза порфиробласт. В контактах с габбро гнейс приобретает более существенные отличия. В породе появляются агрегаты из мелких зерен бесцветного граната. В основной массе развивается зеленая роговая обманка, внутри зерен которой сохранились участки моноклинного пироксена. Вытянутые призмы роговой обманки ориентированы согласно со сланцеватостью основной массы и также окаймляют мелкие порфиробласты плагиоклаза. В породе обильно развиты прожилки альбита, секущие почти все минералы и идущие часто вкрест сланцеватости.

Образование граната и пироксена, с амфиболом, правильнее рассматривать как результат приконтактной контаминации гранодиорита вследствие ассимиляции материала габбровых пород.

В плагиогранито-гнейсах наблюдались прожилки пренита и кварцево-баритового состава. Изменения плагиоклаза, его альбитизация часто наблюдаются в периферии прожилков пренита. Заметным становится появление в пелитизированном порфиробластовом андезине буроватого, реже прозрачного, альбита (4—8% анортита), который замещает эти порфиро-

бласти иногда нацело. Данные о количественно-минералогическом составе гранодиоритовых гнейсов сведены в табл. 5. Состав гранодиоритовых гнейсов включает минералы двух возрастов:

1) реликтовые минералы — плагиоклаз (And-Olg) порфиробластовых выделений, хлоритизированный биотит, кварц и акцессории;

2) вновь образованные минералы — свежий коричневый мелкопластинчатый биотит и крупнопластинчатый мусковит.

Появление последних связано с воздействием интрузии серых гранодиоритов свежего облика, прорывающих древний субстрат несколько выше по Аксауту.

Интрузии гранодиоритовых гнейсов сопровождаются гнейсированными пегматитовыми жилами с турмалином, апатитом и реже андалузитом, жильными олигоклазитами и жилками мелкозернистого сахаровидного кварца. Среди гранодиоритовых гнейсов наблюдаются мелкие линзовидные тела, напоминающие ксенолиты существенно плагиоклазовых пород с более основным плагиоклазом. Описанная ассоциация пород очень сходна с ассоциацией пород уруштенского комплекса зоны Передового хребта, от которой отличается отсутствием интрузий альбитовых гранито-гнейсов.

Жильные гранодиоритовые гнейсы северной подзоны

Среди кристаллических сланцев в пределах хребта Кургашин-Чат и по правобережью р. Джаловчата (близ устья) встречаются мелкие, по 2—3 м мощностью, согласные жилы гнейсированных гранодиоритов. По внешнему виду гранодиориты в этих выходах представляют темные породы, заметно огнейсованные и перемятые. Микроскопическое изучение подтверждает их значительную милонитизацию, степень которой к югу увеличивается, структура пород катакlastическая. Состав: плагиоклаз (андезин, олигоклаз) и реже кварц, образующие порфиробласты до 4—6 мм величиной, с иззубренными ограничениями зерен. В основной массе развиты мозаичные скопления иззубренных зернышек кварца и удлиненные пластинки хлоритизированного биотита, располагающиеся большей частью в ориентированные полосы. Породы подверглись слабой альбитизации и биотитизации свежим коричневым биотитом.

Отторженцы гранодиоритов в зонах дробления среди нормальных гранитов Главного хребта

В милонитизированных микроклиновых гранитах центральной зоны разлома в среднем течении р. Хадюка и по левобережью правого притока р. Аксаута, что ниже р. Ойюргон-Чат, наблюдаются включенные глыбы серых гранодиоритов. Глыбы имеют эллипсоидальную форму со сглаженной поверхностью. Гранодиориты представляют по внешнему виду перемятые массивные породы темносерого до черного цвета. Размер отдельных отторженцев достигает 20—30 м³. Вмещающие микроклиновые, обычно красноватые граниты сильно милонитизированы. Структура гранодиоритов катакlastическая, но с отчетливо заметными следами первичной несколько монотонной структуры (идиоморфизм плагиоклаза). В отдельных случаях (обр. № 139) структура приближается к гранобластической.

Состав пород: плагиоклаз-андезин и андезин-олигоклаз (с резорбированными бухтообразными ограничениями) обычно серицитизированы, имеют тонкое полисинтетическое строение; биотит крупнопластинчатый,

**Количественно-минералогический состав гранодиоритовых гнейсов
субстрата комплекса Главного хребта
(в объемных процентах)**

Минералы	Номера образцов									
	Гранодиоритовые гнейсы						Ксенолиты			
	№ 251/39	№ 216/39	№ 241/39	№ 870/40	№ 890/40	№ 240/39	Среднее	№ 244/39	№ 245/39	Среднее
Кварц	20	20	35	30	20	20	24	20	16	18
Плагноклаз	65	70	60	60	70	65	65	65	75	70
Роговая обманка	5	—	—	—	5	12	3.6	5	2	3.5
Эпидот-биотит хлоритизированный	10	10	5	10	5	3	7.4	10	7	8.5
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ап в плагноклазе, %	28	15	30	15	20	36	25	40	40	40
Ап в породе, %	18	10.5	18	9	14	23	16	26	30	28
Аб в породе, %	47	59.5	42	51	56	42	49	39	45	42

пластинки его часто имеют расщепленные концевые грани, обесцвечен; из других минералов присутствуют кварц, апатит и довольно обильный кальцит. В подобных породах на правобережье р. Аксаута заметно присутствие в интерстициях мелких выделений прозрачного ортоклаза, а также мутного существенно калиевого полевого шпата по тонким прожилкам.

Гальки гранодиоритов подобного состава встречаются в конгломератах среднего карбона и нижней перми (обр. № 39, 40 и др.).

Приведенные в табл. 7 результаты подсчета даны в круглых цифрах, так как точные данные для многих разностей получить трудно из-за раздробленности минералов. Эти цифры интересны тем, что они подтверждают существенно плагноклазовый характер пород и преобладающую роль в них альбитовой составной части, что, как видно будет из дальнейшего, опять-таки сближает характеризующие гнейсы с гнейсами уруштенского комплекса.

II. КОМПЛЕКС ГРАНИТОИДОВ ГЛАВНОГО ХРЕБТА

В пределах северной подзоны наблюдается постоянная связь диоритов и гранодиоритов с микроклиновыми гранитами. Они входят в состав сложно построенных, но морфологически единых гранитных массивов.

Диоритовые породы образуют периферийную оторочку около гранитных массивов и встречаются в них в виде ксенолитов. Часто удается проследить постепенность перехода между диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами и от них к гранитам.

Помимо такой ассоциации пород, в комплекс Главного хребта входят самостоятельные, но генетически связанные интрузии серых, часто двуслюдяных гранитов и интрузии аляскитовых гранитов с пегматитами и гидротермальными жилами.

В южной подзоне нет сложно построенных, но морфологически единых массивов, подобных телам северной подзоны. Здесь наблюдается

раздельное проявление относительно молодых интрузий комплекса — серых гранитов и реже аляскитов. Вследствие контаминационных явлений они отличаются в известной мере от гранитоидов этих фаз в верхней подзоне.

В западной, тектонически опущенной части подзоны, в верховьях р. М. Лабы, породы субстрата интродуцированы мелкими изолированными телами диоритов и гранодиоритов. В верховьях р. Б. Лабы (Санчаро, Лаштрак) развита ассоциация пород переменного состава от кварцевых диоритов до гранодиоритов, описанная И. И. Бессоновым (1938₂), И. Я. Барановым (1937) и Г. Р. Чхотуа (1941).

В ледниковой части р. Аксаута древняя серия (уруштенский комплекс?) габброидов и гранодиоритовых гнейсов прорвана серыми гранитами, контаминированными до кварцевых диоритов — гранодиоритов.

В систематике изверженных пород границы внутри описываемой группы пород диориты — кварцевые диориты — гранодиориты недостаточно четки, что вполне отвечает их соотношениям в природных условиях. Благодаря некоторым специфическим особенностям породам из этой группы придаются особые названия, вроде «тоналиты», «банатиты» и т. д. (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Тиррель, Розенбуш, Дэли и др.).

В нашем изложении породы рассматриваемой группы — члены комплекса Главного хребта — разделяются в основном на три разновидности.

Диориты — породы гипидиоморфной структуры, состоящие из плагиоклаза (An 40), амфибола, биотита как существенных составных частей и кварца, мусковита, рудных как примесей. При этом в некоторых типах диоритов, связанных постепенными переходами с гранодиоритами, содержание кварца увеличивается, не отражаясь существенным образом на химическом составе породы. Суммарное содержание SiO_2 не превышает 57—58%.

Кварцевые диориты обладают меньшим количеством темноцветных минералов и значительно повышенным содержанием кварца, но с сохранением андезинового плагиоклаза, при отсутствии существенно калиевого полевого шпата.

Гранодиориты — породы гипидиоморфной структуры, состоящие из плагиоклаза (An 28—18%), биотита, возможных реликтов амфибола и с содержанием кварца около 30%, при незначительном содержании существенно калиевого полевого шпата, или даже при его отсутствии. Содержание SiO_2 находится в пределах 64—66%. Породы внешне светлые — серые до белых, имеют гранитный облик.

В пределах выделяемых подгрупп очень часты отклонения в количественных соотношениях между составляющими минералами и появление новых, вторичного происхождения минералов, что в конце концов приводит к образованию внешне отличных пород, по совокупности признаков все же позволяющих относить их к одной из трех главных подгрупп. Среди гранодиоритов наблюдаются разности существенно плагиоклазовые (Olg — 22 An) с обычным для гранитов содержанием биотита и почти не содержащими K-Na-полевого шпата, которым, может быть, следовало бы дать название плагиоклазовые граниты. Но в полевых условиях не наблюдалось крупных самостоятельных интрузий подобных пород, поэтому рассматривать их как самостоятельный магматический тип затруднительно и выделять их из подгруппы гранодиоритов вряд ли целесообразно.

Раздельное рассмотрение пород диоритовой группы по подзонам обусловлено различием в структурах и составе одноступенчатых пород из разных подзон, что в значительной мере связано с различными условиями формирования рассматриваемых пород в разной структурно-геологической обстановке.

1. Диориты северной подзоны

Тектонические и денудационные процессы привели к тому, что периферийные оторочки из диоритовых пород лучше сохранились в пределах Мало-Лабинского массива (западная часть подзоны), где они развиты по северному боковому контакту микроклиновых гранитов и в их кровле. Периферийная оторочка промежуточных пород в пределах значительно глубже эродированного Маркинского гранитного массива не сохранилась. Диориты и гранодиориты встречаются там почти исключительно в виде ксенолитов.

Диориты северной оторочки Мало-Лабинского массива

Породы северной периферии сложно построенного массива, вблизи разрыва, отделяющего зону Главного хребта от Промежуточной зоны, значительно огнейсованы. Степень огнейсованности при удалении от тектонического контакта с юрскими отложениями быстро убывает.

Мощность оторочки диоритовых пород — около 1—1.5 км. Диориты сильно изменены наложенным влиянием последующих гранитных интрузий и их жильных дериватов. В разрезе массива с севера на юг заметна постепенность перехода диоритов через кварцевые диориты и гранодиориты к порфировидным гранодиоритам.

Диориты — плотные, среднезернистые (величина зерна 2—3 мм), темносерые, иногда слегка красноватые массивные породы.

По содержанию кварца, соотношению темноцветных с лейкократовыми минералами и по характеру темноцветных (Amph или Bt) минералогический состав диоритовой группы пород непостоянен.

Наблюдается постепенное увеличение роли кварца и биотита и уменьшение количества амфибола при прослеживании массива от периферии к центру (см. табл. 8).

Эта особенность, осложненная к тому же влиянием последующей интрузии аляскитовых гранитов, характеризует диоритовые породы как переходные к собственно гранитоидам.

Структура диоритов — гипидиоморфная. Минералогический состав в более основных разностях характеризуется развитием следующих минералов.

Плагиоклаз, образующий относительно идиоморфные зерна призматической формы. Обычно по краям резорбирован. Часто наблюдается зональное строение. Смена зон идет от лабрадора (50% An) в ядре, через андезин (36% An) к олигоклазовому (22% An) краевой оторочке. Краевая, олигоклазовая оторочка обычно серицитизирована.

Обыкновенная роговая обманка, образующая идиоморфные зерна, содержит включения апатита. Обычно значительно изменена. Изменения сводятся к ее обесцвечиванию и замещению (местами полному!) хлоритом и кальцитом.

Биотит хлоритизированный, образующий кучные скопления мелких пластинок; реже встречаются обособленные, более крупные пластинки хлоритизированного биотита с обильными выделениями сагенита.

Титанит, образующий мелкие зерна среди других минералов; редко встречается в виде конвертообразных кристаллов.

Акцессорные — ильменит, апатит.

Минералы вторичные: кварц мелкозернистый, развит неправильными участками; калиевый полевой шпат, развивающийся по жилкам; кальцит, проникающий в породу по многочисленным трещинам. Наряду с хлоритом, кальцит развивается по амфиболу. Неравномерное и местами значительное развитие вторичных минералов, в частности кварца, затрудняет разделение диоритов и кварцевых диоритов по количественно-минералогическому составу.

Подчеркиваем, что, в результате наложения последующих процессов, в диоритах указанного состава происходят: 1) серицитизация краевой олигоклазовой оторочки, 2) хлоритизация и карбонатизация темноцветных и 3) развитие по жилкам и метасоматическим путем существенно калиевого полевого шпата.

Кварцевые диориты хребта Кочерга (в кровле Мало-Лабинского массива гранитоидов)

Диориты и кварцевые диориты, залегающие в кровле массива микроклиновых гранитов, слагают значительную площадь. Внешне — это темные породы, от средне- до крупнозернистых, с заметной полосчатостью северо-западного простирания, подчеркиваемой тонкими инъекциями гранитного вещества. Минералы обычные для этого типа пород — обыкновенная роговая обманка, плагиоклаз и биотит, слагающие на 90% породу. Они сильно изменены. Роговая обманка — главная составная часть (40—50% объемных) — обесцвечена, биотит нацело хлоритизирован с выделением рудных скоплений и иголок рутила по трещинам спайности; плагиоклаз подвергся пелитизации, мусковитизации и альбитизации. К новообразованиям относятся свежий не катаклазированный кварц, мелкие неправильные участки существенно калиевого полевого шпата и мусковит, образующийся как по плагиоклазу, так и в виде самостоятельных пластинок.

Характерно наличие своеобразного, окрашенного в центральной части зерна, апатита. Такой апатит почти постоянный спутник многих диоритовых пород, испытавших воздействие микроклиновых гранитов и аплитов.

Подобного же типа диориты — меланократовые породы, существенно амфибол-плагиоклазового состава, с идиоморфными амфиболом и плагиоклазом, широко распространены в кровле всего Мало-Лабинского массива по левобережью р. М. Лабы от р. Кочерги до рч. Первой Безымянной.

Диориты р. Безымянной

По данным А. Г. Кобилева (1938₂), в районе г. Экспедиция (бассейн р. Киша) среди пород метаморфической толщи кембрия обнажается массив диоритов и гранитов. Диориты распространены по северному контакту массива. Петрографическая характеристика этих двух типов пород, даваемая А. Г. Кобилевым, позволяет усмотреть их сходство с диоритами и микроклиновыми гранитами комплекса Главного хребта из района Мало-Лабинского массива (краевая часть северной подзоны). Минералогический состав кварцевого диорита р. Безымянной определяется развитием андезина, густозеленой роговой обманки, обычно сильно хлоритизированной, коричневого свежего мелкопластинчатого биотита, небольшого количества кварца, апатита, эпидота и кальцита. Химический анализ диорита р. Безымянной не используется из-за неточностей в цифрах.

Диориты р. Теберды

Н. Г. Сергиев описывает биотитовые кварцевые диориты устья р. Уллу-Муруджу и приводит их химический анализ (табл. 8). Наши наблюдения по р. Теберде позволяют относить эти диориты также к комплексу пород Главного хребта. Химический состав кварцевых диоритов р. Уллу-Муруджу позволяет относить их скорее к гранодиоритам.

Переработанные ксенолиты диоритов

Ксенолиты диоритов первоначально, возможно, частью габброидных пород, как правило встречаются в верхних частях массивов микроклиновых гранитов и особенно часто среди порфировидных разностей.

Во всех ксенолитах наблюдаются минералы реликтовые и минералы новообразования.

К первой группе относятся амфибол, пироксен и биотит. Такого состава породы подвергаются сильнейшему изменению — амфибол обесцвечивается, авгит переходит в диопсид, биотит нацело хлоритизируется. Одновременно происходит, подчас обильное, развитие свежего биотита, калиевого полевого шпата (анортотлаз), окрашенного апатита и некоторых других минералов. Для ксенолитов, заключенных в породах, связанных с интрузией двуслюдяных гранитов, помимо указанных превращений состава характерно развитие густоокрашенной зеленой с синеватым оттенком роговой обманки, эпидота и пренита. Апатит с окрашенным ядром в них не наблюдался.

Особый тип диоритов образуется в эндоконтактной зоне аляскитовых гранитов в непосредственном контакте их с мраморизованными известняками р. Кочерги. Эти диориты описываются ниже в разделе, посвященном контактными процессам, связанным с интрузией аляскитовых гранитов.

2. Диориты и кварцевые диориты южной подзоны

Как указывалось выше, диоритовые породы в южной подзоне встречаются в составе сложной ассоциации пород от кварцевых диоритов до гранодиоритов (Санчарский массив), или образуют мелкие самостоятельные тела, прорывающие толщу кристаллических сланцев.

Санчарская интрузия кварцевых диоритов — гранодиоритов. И. Я. Баранов (1937) дает петрографическое описание пород этой ассоциации, но четко не решает вопроса о взаимоотношениях слагающих ее пород. И. Я. Баранов считает кварцевые диориты более молодыми, чем микроклиновые и альбитовые граниты. В то же время он описывает жильные микроклиновые граниты, микроклиновые пегматиты и аплиты, секущие интрузию кварцевых диоритов. Такие соотношения жильных гранитоидов и диоритовых пород в верховьях р. Б. Лабы позволяют рассматривать диориты и кварцевые диориты Санчаро как породы, предшествующие гранитам комплекса Главного хребта.

Отсутствие специальных работ не позволяет однозначно решить, представляют ли диориты Санчаро самостоятельную фазу комплекса Главного хребта, переработанную воздействием последующих гранитных интрузий, или они образовались из контаминированной гранитной магмы при ассимиляции ею пород субстрата (амфиболиты! габброиды!). Исходя из имеющихся у нас данных по другим точкам, последнее представляется более вероятным. В целях сопоставления диоритов различного генезиса отметим здесь некоторые особенности их состава и структуры (по данным И. Я. Баранова).

Диориты и кварцевые диориты верховьев р. Б. Лабы обладают минералогическим составом, несколько сходным с составом диоритов, развитых в кровле двуслюдяных гранитов р. Б. Марки, и с составом контаминированных гранитов верховьев р. Аксаута. Наблюдается общность оптических особенностей порообразующего амфибола из интрузий этих удаленных участков (см. табл. 9). Для них характерны гипидиоморфные структуры, не осложненные наложением последующих структурных преобразований. Минералогический состав: плагиоклаз (40 — 50 % An), иногда зональный, густо окрашенный амфибол с характерными оттенками плеохроизма и свежий коричневый биотит. Реликтовые минералы («палеотипные») видимо отсутствуют.

Диориты верховьев р. М. Лабы прорывают кристаллические сланцы уруштеньского комплекса по левобережью р. Малой Лабы выше р. Цахвоя; по внешнему виду это среднезернистые равномернозернистые породы несколько порфирового сложения. Структура у них гипидиоморфная, приближается к офитовой. Состав: плагиоклаз — свежий андезин (40% An); роговая обманка, в ядре коричневая, перешла в большей части зерна в густозеленую с типичными оптическими свойствами, после чего подверглась в краевых частях актинолитизации; биотит — мелкие свежие пластинки густокоричневого цвета, образуется в интерстициях и по жилкам в породе; титанит развит в виде сравнительно крупных и многочисленных зерен. Акцессорные — апатит и др.; вторичные — хлорит, актинолит и единичные прожилки калиевого полевого шпата.

Диориты прорезаются жилами спессаритов и, реже, керсантитов.

3. Гранодиориты комплекса Главного хребта

В пределах северной подзоны наблюдаются два типа проявлений гранодиоритов:

1) жильные тела в субстрате гранитных интрузий комплекса Главного хребта;

2) гранодиориты из морфологически единых массивов микроклиновых гранитов (ксенолитоподобные массы различного объема).

Жильные гранодиориты

Жильные гранодиориты встречены в виде жил мощностью 2—3 м среди кристаллических сланцев кровли двуслюдяных гранитов по правобережью р. Аксаута в 4—5 км ниже устья р. Кти-Теберда. Они рассекаются жилой свежего лейкократового гранита (обр. № 164 и 166). По внешнему виду это серые среднезернистые породы с обильными плоскостями скольжения и милонитизации. Микроскопическое изучение подтверждает значительную катаклазированность пород, сопровождающуюся сильной трещиноватостью кварца и изогнутием двойниковых полосок плагиоклазов. Структура породы гранитная, с относительным идиоморфизмом плагиоклаза. Состав: плагиоклаз Olg-And, хлоритизированный биотит, катаклазированный кварц и свежие мелкопластинчатые выделения биотита и мусковита. Акцессорные минералы — титанит, магнетит. Порода рассечена тонкими прожилками существенно калиевого полевого шпата.

Гранодиориты как составная часть сложных, морфологически единых гранитных массивов

Изучение строения двух массивов гранитоидов на р. М. Лаб и на рр. Аксау и Марка показывает значительную роль в их составе гранодиоритов.

Гранодиориты входят в ассоциацию пород, слагающих указанные массивы в нижеследующем виде.

Мало-Лабинский гранитный массив. Здесь гранодиориты (несколько контаминированные) развиты в краевой, северной оторочке массива, представляя переход от гранитов к амфиболовым диоритам. Одновременно наблюдается, что диориты прорезаются жилами лейкократовых гранодиоритов. Южнее гранодиориты, отличающиеся более кислым составом, встречаются между выходами микроклиновых гранитов рек Растайки и Первой Безымянной.

Гранодиориты этого участка содержат ксенолиты диоритовых пород. Между гранодиоритами и крупнозернистыми микроклиновыми гранитами центральной части массива (рр. Растайка, Первая Безымянная) наблюдаются постепенные переходы. Гранодиориты секутся телами аляскитовых гранитов и обильными жилами тех же гранитов и их пегматитов.

Аксаутско-Маркинский гранитный массив (Тебердино-Марухский горст). В этом приподнятом и глубже эродированном участке зоны Главного хребта вскрыты более глубокие горизонты массива; поэтому гранодиориты здесь встречаются, главным образом, в виде ксенолитоподобных масс неправильной формы среди микроклиновых гранитов. Более основные гранодиориты, скорее лейкократовые кварцевые диориты, образуют жилы в ксенолитах габброидов, заключенных среди порфировидных гранитов — гранодиоритов. Среди микроклиновых гранитов р. Марки наблюдались также крупные участки светлых гранодиоритов, содержащие в центральной части отторженцы сильно измененных амфиболовых диоритов.

Петрографическое описание гранодиоритов

Гранодиориты краевой оторочки Мало-Лабинского массива. Структура гипидиоморфная, сложение среднезернистое до крупнозернистого (4—5 мм средняя величина зерен). Состав: амфибол хлоритизированный и кальцитизированный, частью замещен эпидотом; плагиоклаз — в ядре андезин, переходящий к краям в олигоклаз, пелитизированный; биотит нацело хлоритизированный, не содержащий включений с плеохроичными ореолами; апатит в количествах, превышающих обычное для аксессуариев содержание, многие зерна имеют окрашенную внутреннюю часть. Мусковит отсутствует. Акцессорный титанит.

Первичные минералы: амфибол, плагиоклаз, биотит.

Вторичные минералы: хлорит по биотиту, кальцит по амфиболу, апатит с окрашенным ядром.

Такие породы (№ 35) соединены постепенным переходом с диоритами (№ 36). Количественно-минералогический состав и химические анализы переходных пород — см. табл. 8 и 10.

Одновременно с постепенным переходом от диоритов к лейкократовым кварцевым диоритам и гранодиоритам диориты краевой части Мало-Лабинского массива прорезаются жилой зеленовато-серого гранодиорита, не содержащего амфибола, с розово-желтоватыми выделениями полевого шпата. Для структуры жильного гранодиорита характерен идиоморфизм плагиоклаза наиболее существенной составной части. Сильно отразились на структуре породы последующие нарушения, вызвавшие ее трещиноватость и катаклаз. Все трещины и многие мелкие участки в породе замещены или заполнены хлоритом и кальцитом. Плагиоклаз — олигоклаз, значительно серицитизированный. Биотит, нацело хлоритизированный, не содержит включений с плеохроичными ореолами. В интерстициях развит мелкозернистый катаклазированный кварц (обр. № 32). Жильный гранодиорит, в свою очередь, сечется тонкой жилкой калиевого полевого шпата, которая перебита трещиной с выделением по ней кальцита.

Гранодиориты центральной части Мало-Лабинского массива. Они образуют значительный участок между речками Растайкой и Первой Безымянной. Отдельные образцы с этого участка (№ 80, 81, 82 и др.) характеризуют гранодиориты как несколько катаклазированные серые среднезернистые породы. Внешне более или менее однородные, они при микроскопическом изучении оказываются обладающими непостоянством состава и структуры. Среди них

встречаются разности (№ 80), носящие явные следы преобразования их из диорита (реликты псевдоморфоз хлорита и кальцита по амфиболу, замещаемые Ab-Olg'ом). Разности существенно олигоклазового гранодиорита постепенно переходят в гранодиориты с небольшим содержанием микроклина. Значительная альбитизация и окварцевание придают породе анализированного обр. № 80 значительно более натриевый характер. Структура гипидиоморфная. Состав: плагиоклаз — главная составная часть, обычно сильно серицитизирован, относится к ряду олигоклаза; биотит, нацело хлоритизированный, образует кучные скопления, содержит включения апатита и рудные выделения по спайности; включения с плеохроичными ореолами встречаются крайне редко; кварц значительно более свежий, чем плагиоклаз, развит в виде крупных зерен в промежутках между зернами плагиоклаза. Акцессорные — апатит, рудные. В шлифах гранодиоритов наблюдаются тонкие прожилки калиевого полевого шпата. Иногда в них отчетливо наблюдается микроклинизация (обр. № 81/40). Крупные зерна микроклина, образующиеся метасоматически, содержат включения реликтов замещенного плагиоклаза, кучные скопления хлоритизированного биотита и т. д. На границе замещаемого серицитизированного плагиоклаза с микроклином в плагиоклазе образуется прозрачная каемка альбита.

Ксенолитоподобные пятна существенно олигоклазовых гранодиоритов среди микроклиновых гранитов р. Марки. В отличие от ксенолитов диоритовых пород, дающих четко очерченные контакты с вмещающими гранитоидами, пятна крупнозернистых олигоклазовых гранодиоритов незаметно переходят в окружающие крупнозернистые микроклиновые граниты. Гранодиориты выделяются среди микроклиновых гранитов своим светлым цветом (в то время как микроклиновые граниты обычно буроватые или даже красноватые) и некоторой порфирированностью сложения. Никаких явлений, указывающих на интрузивные отношения между микроклиновыми гранитами и олигоклазовыми гранодиоритами, не наблюдается. Но если среди пятен гранодиоритов заключен ксенолит диорита, то ближайшая к ксенолиту оторочка гранодиоритов представлена значительно более мелкозернистыми породами, с полным отсутствием микроклина.

Состав и структуры пятен гранодиоритов характеризуются следующими особенностями. Структура гипидиоморфная, сложение более или менее равномерноезернистое, крупнозернистое, величина слагающих минералов 0.5—1 см. Иногда намечается порфирированная структура, вызываемая появлением розоватых призматических зерен микроклина размером до 0.5×2 см.

Состав центральных частей гранодиоритового пятна характеризуется развитием следующих минералов. Плагиоклаз — андезин, постепенно переходящий к краям в олигоклаз (24—18% An), слабо серицитизированный. Слюдистый минерал развит в двух разновидностях: 1) крупно пластинчатый хлоритизированный биотит, часто с сагенитовой сеткой; в нем довольно часты включения, имеющие плеохроичные ореолы, и 2) свежий густокоричневый биотит, образующийся частью по хлоритизированному биотиту; он также содержит включения с плеохроичными ореолами, но радиус их значительно меньше. Микроклин образует единичные, но крупные зерна, развивающиеся метасоматическим путем; кварц в промежутках содержит в виде включений редкие мелкие пластинки свежего биотита. Акцессорные: титанит, апатит и другие обычные для гранитов минералы. Близ перехода в красноватые микроклиновые граниты — гранодиориты обогащаются микроклином (см. табл. 10). Свежий биотит исчезает почти полностью.

Таблица 8

Химический состав диорито-гранодиоритовой группы пород комплекса Главного хребта

Компоненты	Но м е р а о б р а з ц о в									
	№ 36/40		№ 61		г		Среднее по Дели из 70 анализов диоритов		Среднее по Дели из 55 анализов кварцевых диоритов	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	57.62	0.960	53.89	0.896	65.10	1.085	57.56	0.958	62.35	1.038
TiO ₂	1.05	0.014	Следы	—	0.80	0.010	0.85	0.010	0.67	0.009
Al ₂ O ₃	16.51	0.162	20.29	0.199	17.07	0.168	16.90	0.166	16.41	0.161
Fe ₂ O ₃	1.31	0.008	5.56	0.034	0.87	0.006	3.20	0.020	2.57	0.016
FeO	5.70	0.079	4.08	0.057	3.50	0.049	4.46	0.063	3.82	0.053
MnO	0.09	—	Не опр.	—	0.06	0.001	0.13	0.001	0.10	0.001
MgO	3.73	0.092	3.25	0.081	1.80	0.045	4.23	0.105	2.83	0.070
CaO	5.92	0.107	6.07	0.109	4.20	0.075	6.83	0.121	5.45	0.097
Na ₂ O	3.14	0.050	4.02	0.065	2.90	0.047	3.44	0.055	3.41	0.055
K ₂ O	1.11	0.012	1.21	0.013	2.10	0.022	2.15	0.022	2.13	0.022
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.12	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺¹¹⁰	2.92	{ 0.211	1.50	} 0.094	1.37	0.078	—	—	—	—
П. п. п.	0.86		0.24		0.15	0.001	0.25	0.002	0.26	0.003
P ₂ O ₅	Не опр.	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—
BaO	Не опр.	—	—	—						
Сумма	100.08		100.11		99.94		100.00		100.00	

№ 36/40. Кварцевый диорит краевой оторочки Мало-Лабинского массива микроклиновых гранитов (левый берег р. М. Лабы в 2 км ниже устья р. Кочерги). Аналитик К. П. Сонова.

№ 61. Порфировидный кварцевый диорит перевала Санчаро. Аналитик З. Голобродская. Данные И. Я. Баранова.

г. Биотитовый кварцевый диорит р. Уллу-Муруджу, бассейн р. Теберды. Данные Н. Г. Сергиева.

Минералы Породы		А м ф и б о л							
		Номер породы	-2V	cNg	Плеохроизм			Показатель преломления	
			в градусах		Ng	Nm	Np	Ng	Np
Диориты оторочки массива микроклино- вых гранитов	30	—	—	Кальцитизированный	—	—	—	—	
	35/40	74	18		—	—			
	496/45	75	17		1.650	1.632			
	780/40	78	16		—	—			
	Ксенолиты в микро- клиновых гранитах	18/39	76	18	Обесцвеченный (сла- бо желтовато-зелено- ватый)	1.672	1.654		
		696/40	80	16		—	—		
		707/40	86	16		—	—		
Диориты, кварцевые диориты, Адзапш	—	48	16	Сине- зеле- ный То же	Желто- зеле- ный То же	Соло- менно- желтый То же	—	—	
	—	62	18	—	—	—	—	—	
	То же, Санчаро	—	62	16	»	»	»	—	—
		—	46	26	»	»	»	—	—
		—	68	26	»	»	»	—	—
		—	64	20	»	»	»	—	—
	Гранодиоритовые пятна среди микро- клиновых гранитов батолитовых тел	80	Псевдоморфозы хлорита, кальци- ты и новое заме- щение олигокла- зом			—	—	—	—
81		—	—	—	—	—	—	—	
—		—	—	—	—	—	—	—	
—		—	—	—	—	—	—	—	
Гранодиориты суб- страта		—	—	—	—	—	—	—	—
		—	—	—	—	—	—	—	—
		—	—	—	—	—	—	—	—
		—	—	—	—	—	—	—	—

группы промежуточных пород комплекса Главного хребта

		Калиевый поле- вой шпат					П л а г и о к л а з						
Двуирилом- ление Ng-Np	Номер по- рода	2V (граду- сы)	⊥(001)			Номер по- рода	Координаты двойниковой оси			2V (граду- сы)	% An	Закон двойникования и угол угасания	
			Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np				
													(градусы)
—	—	—	—	—	—	30	22	68	85	+81	46→22	Дв.ось ⊥ (010)	
—	35	82	84	9	83	35	82	11	85	-80	28→7	Дв.ось ⊥ (001)	
0.018	496	80	84	10	82	496	—	—	—	-82	22	Np ∠ (010) = +4°	
—	780	52	80	13	82	780	71	42	56	+84	40	Дв.ось [001]	
0.018	—	—	—	—	—	18/39	19	72	88	+79	36	Дв.ось ⊥ (010)	
—	696	55	84	10	84	696	Мусковити- зирован			—	—	—	
—	—	—	—	—	—	707	То же			—	—	—	
—	—	—	—	—	—	22	21	70	85.5	+77	42	Дв.ось ⊥ (010)	
—	—	—	—	—	—	41	28	63	82.5	+82	45	Дв.ось [001]	
—	—	—	—	—	—	58	25	67	83	+83	47	Дв.ось ⊥ (010)	
—	—	—	—	—	—	59	23.5	68	84	+82	45	Дв.ось ⊥ (010)	
—	—	—	—	—	—	61	24	67.5	84.5	+83	44	Дв.ось ⊥ (010)	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	687	82	82	11	82	687	—	—	—	—	18	Np ∠ (010) = -2°	
—	689	80	86	13	78	689	20	72	86	+80	36→24	Дв.ось ⊥ (010)	
—	80	—	—	—	—	80	—	—	—	-80	22	Np ∠ (010) = +4°	
—	81	82	84	12	81	81	—	—	—	-82	18	Np ∠ (010) = -2°	
—	139	74	89	7	82	139	6	86	85	+88	15	Дв.ось ⊥ (010)	
—	106	76	88	5	86	106	—	—	—	—	16	Np ∠ (010) = -8°	
—	107	80	86	7	83	107	—	—	—	—	18	Np ∠ (010) = -2°	
—	183	70	84	6	86	183	87	8	83	84	24	Дв.ось ⊥ (001)	
—	258	84	86	5	86	—	—	—	—	—	—	—	
—	40	80	89	4	85	40	76	16	86	+83	30	—	
—	45	78	84	5	87	45	81	10	87	-87	28	Дв.ось (001)	

Количественно-минералогический состав промежуточной группы

Породы и номера образцов Минералы	Северная периферия Мало-Лабинского массива микроклиновых гранитов			Санчарский массив			
	36	35	46	22	59	142	41
Кварц	4.5	16.3	17.5	12.5	15.3	8.89	—
Плагиоклаз	54.3	49.8	55.4	58.0	51.7	49.01	62.1
Калиевый полевой шпат . .	0.7	—	6.5	—	—	—	—
Биотит (в том числе хлоритизированный)	16.0	21.3	16.0	—	11.9	—	—
Амфибол	17.5	8.0	—	28.1	19.6	39.17	36.2
Мусковит	—	—	—	—	—	—	—
Акцессорные и рудные . . .	2.6	1.6	1.8	1.4	1.5	2.93	1.7
Вторичные (хлорит, эпидот, пренит)	4.4	3.0	2.8	Есть	Есть	Есть	Есть
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
% An Pl	40	40—28	28	40	44	38	45
% An в породе	21.6	17	15	23.2	22.9	18.7	28
% Ab в породе	33	32.8	40.4	34.8	28.8	30.3	34.1

- * Анортклаз по жилкам.
- ** Хлоритизированный амфибол.

Гранодиориты, контактирующие с ксенолитами измененных габброидов, отличаются более мелкозернистым сложением и отсутствием микроклина. В остальном они аналогичны описанным гранодиоритам. Более подробная, несколько повторяющаяся, характеристика реликтовых гранодиоритов дается при описании микроклиновых гранитов центральных частей массивов.

В табл. 8 приведены химические анализы диорито-гранодиоритовой группы пород комплекса Главного хребта. Для сравнения в таблице приведены средние данные для диорита и кварцевого диорита по Дели (1936).

Химизму древних гранитоидов ниже посвящается отдельная глава. Здесь отметим лишь некоторые особенности химического состава описываемой группы пород. Из рассмотрения анализов (табл. 8) видно, что диориты краевой оторочки массивов микроклиновых гранитов достаточно близки к среднему составу диорита (на основании 70 анализов) по Дели.

Диориты Санчаро отличаются своим составом от среднего состава диоритов по Дели и от состава диорита оторочки микроклиновых гранитов северной подзоны. Для них характерно более низкое содержание SiO_2 , при заметно повышенном содержании Al_2O_3 , железа и щелочей (в особенности Na_2O). В диоритах Санчаро титан присутствует лишь в виде следов. Кварцевые диориты р. Уллу-Муруджу по содержанию кремнекислоты ближе стоят к гранодиоритам.

Особенности породобразующих минералов в группе диориты-гранодиориты. Изучение породобразующих минералов в породах диорито-гранодиоритовой группы из разных частей единых массивов и из разных участков структурной зоны

пород (диориты—гранодиориты) комплекса Главного хребта

Гранодиориты жильные древние			Переходы гранодиоритов в микроклиновых гранитах («ксенолиты» на р. Марке)		Гальки древних гранодиоритов из конгломератов нижней перми		Гранодиориты олигоклазовые центральных частей массива	
139	106	164	687	689	40	45	81	82
41.7	22.3	40.7	50.3	38.3	33.2	30.5	22.2	30.1
32.5	51.0	38.4	34.0	42.6	56.4	57.4	51.0	50.2
1.8	—	3.5*	1.5	9.0	3.2	1.7	—	—
13.9	14.8	5.6	13.0	8.5	5.1	7.5	12.8	18.2
—	—	—	—	—	—	—	12.2**	—
8.7	9.2	11.4 }	1.2	1.6	1.5	2.4	—	—
1.4	1.0	0.4 }	—	—	0.6	0.5	1.8	1.5
—	1.7	—	—	—	—	—	—	—
100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
15	16	22	18	36—24	30	28	22	18
5	8.2	8.4	6.1	12.9	16.8	16	11.2	9.0
27.5	42.8	30.0	28.2	29.7	39.6	41.4	39.8	41.2

Главного хребта приводит к необходимости подразделения этой группы пород на две подгруппы (табл. 9).

I подгруппа: диориты, кварцевые диориты, переходящие в гранодиориты (лейкократовые кварцевые диориты) со средним плагиоклазом (And) или его реликтами.

Изучение минералогического состава показывает два типа процессов изменения таких пород, причем интенсивность процессов увеличивается от периферии массива к центральным частям.

1. Во всех этих породах можно наблюдать элементы их первичного состава, позволяющие рассматривать диориты оторочек как породы, состоящие в основном из роговой обманки, среднего плагиоклаза (And), биотита и аксессуариев. Такой первичный состав диоритов при постепенном их переходе к гранодиоритам характеризуется уменьшением роли амфибола и повышением роли андезинового плагиоклаза с появлением кварца.

2. В связи с последующими процессами формирования интрузива, породы подвергаются гранитизации, которая интенсивней сказывается в более центральных частях массива. Под влиянием гранитизации темноцветные амфибол и биотит хлоритизируются, причем изменения амфибола распадаются на несколько стадий, иногда наблюдаемых в одном шлифе. Первая стадия изменения амфибола — это его актинолитизация и тремолитизация с выносом железа. Такой амфибол наблюдается в наиболее краевых оторочках массива; для него характерны низкие показатели светопреломления и большой угол оптических осей. Вторая стадия изменения амфибола — его хлоритизация, которая наблюдается в широком поясе пород

периферийной оторочки массива. В более центральных частях массива амфибол, изредка наблюдающийся в ксенолитоподобных участках, подвергается дальнейшим изменениям.

Андезин краевых диоритов сохраняется только в центральных частях зерен, краевые части зерен переходят в олигоклаз (An 20%). При следовании к центральным частям массива наблюдается уменьшение анортитовой части как для центральной, так и для периферийной части зерен (28 → 17% An). Со вторым этапом изменений (гранитизацией) диоритов — гранодиоритов связано появление в них калиевого полевого шпата и кварца, которые в наиболее удаленных от центра диоритах проявляются в виде тонких жилок. По мере движения к центральным частям массива значение калиевого полевого шпата и кварца увеличивается. Подобные детали перехода от диоритов к гранитам наблюдаются и в центральных частях массивов, где участками среди крупнозернистых микроклиновых гранитов сохранились пятна гранодиоритов. Но «ксенолиты» гранодиоритов из центральных частей массивов (р. М. Лаба выше р. Растайки, р. Б. Марки и др.), в отличие от гранодиоритов краевых оторочек, представляют существенно олигоклазовые породы, в которых иногда сохранились псевдоморфозы хлорита по амфиболу, также замещаемые олигоклазом. Олигоклазовые гранодиориты центральных частей при увеличении микроклина и кварца постепенно переходят микроклиновые граниты, слагающие значительные блоки массивов по рр. Растайке, Первой. Безымянной (Мало-Лабинский массив) и в центральных частях Маркинского гранитного массива. Характер этих переходов рассматривается в разделе, посвященном собственно гранитным породам комплекса.

II подгруппа: диориты и кварцевые диориты южной подзоны, не входящие в состав морфологически единых массивов микроклиновых гранитов. Промежуточные породы этой группы не испытывают сложных превращений минерального состава. Диориты и кварцевые диориты Санчарского массива и других мелких массивов характеризуются минералогическим составом из первичных, не измененных: амфибола с характерными оптическими константами (типичными для амфиболов, связанных с интрузией двуслюдяных гранитов и продуктов их контаминации), свежего биотита и андезинового плагиоклаза. Сочетание этих минералов обусловлено процессом кристаллизации магматического расплава без последующего наложения гранитизирующих процессов.

Для сравнения укажем, что гранодиориты, входящие в состав субстрата и встреченные в виде зажатых глыб в зонах разрыва и в виде изолированных жильных тел в кровле интрузивных массивов, обладают иным составом. Они обычно милонитизированы, часто имеют порфиробластовую структуру, в них присутствуют небольшие количества калиевого полевого шпата, представленного не микроклином, а ортоклазом. Плагиоклаз в них обычно представлен олигоклазом, а темноцветный минерал — хлоритизированным и мусковитизированным биотитом.

Из сказанного вытекает, что промежуточные породы, образующие ряд, — кварцевые диориты, лейкократовые кварцевые диориты и гранодиориты с кислым плагиоклазом, — петрографически и морфологически связаны с формированием крупных интрузий микроклиновых гранитов.

Намечается два рода явлений: 1) последовательное образование промежуточных пород с увеличивающейся кислотностью от периферии к центру и 2) последующие изменения уже значительно консолидированных пород, которые, как будет видно из дальнейшего, ведут к преобразованию промежуточных пород в граниты.

Кроме того, промежуточные породы типа диориты — кварцевые диориты могут образоваться как члены серий пород переменного состава, от

диоритов до гранитов, без заметного перерыва в образовании отдельных членов серии и без заметных реакционных взаимодействий между ними. Образование таких пород правильнее всего объяснять кристаллизацией расплавленных масс сравнительно малого объема, представляющих в той или иной степени контаминированную гранитную магму.

Дальнейшее обоснование высказанных соображений о различных путях образования промежуточных пород приводится в общепетрографической части.

4. Гранитные породы комплекса Главного хребта

Собственно гранитные породы представлены среди комплекса Главного хребта довольно многочисленными разностями. Изучение состава гранитных пород, морфологии образуемых ими тел и взаимоотношений с окружающими породами позволяет выделить среди них ряд разновидностей, встречающихся в различной геологической обстановке.

В пределах северной подзоны развиты:

1. Крупнозернистые, реже среднезернистые, равномернозернистые микроклиновые граниты. Они входят в состав морфологически единых массивов, включающих также диориты, гранодиориты и крупнопорфировидные гранодиориты.

2. С указанной серией пород, прорывая их, связаны мелкие интрузивные тела средне- и мелкозернистых гранитов аляскитового типа, с их жильными производными (пегматиты, аплиты, гидротермальные жилы). Такая ассоциация гранитных пород слагает Маркинский массив в области Тебердинско-Марухского поднятия и Мало-Лабинский массив в западной части зоны.

3. В более южной части северной подзоны, в области Марухско-Тебердинского поднятия, вскрыты апикальные части Кти-Тебердинской интрузии равномернозернистых лейкократовых двуслюдяных гранитов, сопровождаемые в периферии гранитизированными вмещающими породами.

В пределах южной подзоны гранитные интрузии представлены мелкими телами серых биотитовых, иногда двуслюдяных гранитов. В верховьях р. Б. Лабы они входят в состав серии пород от диоритов до гранитов и прорываются отдельными жилами микроклиновых гранитов и пегматитов.

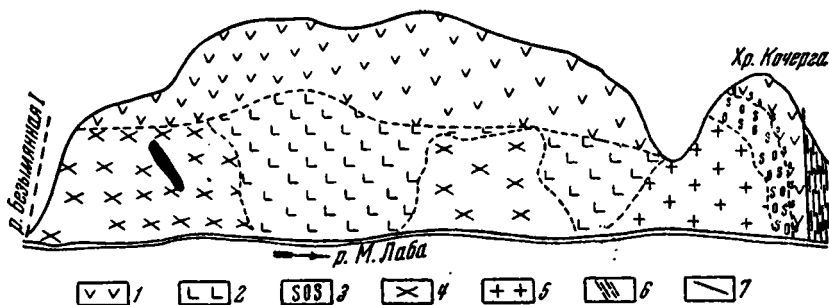
Гранитные породы Маркинского и Мало-Лабинского массивов северной подзоны

Строение массивов

Маркинский массив гранитоидов и сопровождающих гранитизированных пород образует вытянутое, ориентированное в северо-западном направлении тело размерами до 6×30 км в части массива, вскрытой эрозией. Неравномерное проникновение гранитов в породы субстрата и позднейшие разрывы привели к тому, что в разрезе р. Аксаута микроклиновые граниты выступают в нижних частях склонов левого борта р. Аксаута, а в разрезе р. Б. Марки микроклиновые граниты слагают левый склон средней части долины р. Б. Марки, включая и водораздел с р. Аксаутом. С севера Маркинский массив граничит по разрыву с небольшим телом светлосерых двуслюдяных гранитов. По южной границе центральные части массива из микроклиновых гранитов уходят под породы субстрата, причем по периферии центральных микроклиновых гранитов образуется

оторочка из крупнопорфировидных, обычно полосчатых гранодиоритов (см. фиг. 6 и 7 на стр. 40 и 41).

Породы массива близ северной и южной его границ прорваны мелкими вытянутыми интрузиями аляскитов (разрез по р. Б. Марке, южные склоны горы Кызыл-Ауш-Дуппур). Микроклиновые граниты, слагающие центральную часть массива, лучше всего обнажены в разрезе р. Б. Марки. Здесь они образуют сплошные выходы однородных крупнозернистых пород, однородность которых несколько нарушается присутствием среди них в верхних частях разрезов неправильных пятен — ксенолитов светлых гранодиоритов, в свою очередь включающих отторженцы сильно измененных диоритовых пород. Микроклиновые граниты левобережья р. Аксаута в нижних склонах долины кверху сменяются огнейсованными (полосчатыми!) порфировидными гранодиоритами с обильными ксенолитами амфиболовых диоритов.



Фиг. 8. Схема строения массива микроклиновых гранитов в разрезе р. М. Лабы.

1 — диориты и гранитизированные амфиболиты; 2 — гранодиориты; 3 — порфировидные гранодиориты и граниты; 4 — микроклиновые граниты; 5 — аляскиты; 6 — сланцы нижней юры; 7 — линия разрыва.

Мало-Лабинский массив вскрывается р. М. Лабой на участке ее долины от места, что в 2 км выше устья р. Ачипста, до р. Первой Безымянной, на протяжении около 10 км вкрест простираения. Гранитные породы массива выходят, главным образом, в нижних частях склонов долины р. М. Лабы и по боковым притокам ее, т. е. здесь вскрыта часть массива, близкая к кровле. В кровле гранитов развиты диоритовые породы. Последние в северной периферии гранитов и на хребте Кочерга отделены от микроклиновых гранитов центральной части массива порфировидными гранодиоритами (фиг. 8).

По р. Кочерге, по северной периферии микроклиновых гранитов, на их границе с порфировидными гранодиоритами внедрена интрузия среднезернистых, существенно микроклиновых гранитов-аляскитов.

Южная граница массива отделена, вероятно, от кристаллических сланцев субстрата разрывом, проходящим южнее р. Первой Безымянной. Микроклиновые граниты центральной части секутся обильными жилами аляскитовых гранитов и пегматитов. По р. Кочерге, в верхних ее частях, вскрывается останец кровли из биотитовых кристаллических сланцев с телами серых гранитов, которые также интродуцируются жильными отщеплениями аляскитовых гранитов.

Мало-Лабинский массив протягивается к западу в район горы Алоус, где вскрывается, примерно, аналогичная ассоциация пород, а также к востоку, где по левому берегу р. Умпыр в области Умпырского перевала обнажается крупное тело аляскитовых гранитов.

Разновидности гранитов, слагающие два охарактеризованных массива, петрографически тождественны между собой, поэтому петрографическая характеристика дается по группам пород, а отдельно для каждого массива описываются детали взаимоотношений и переходов между выделенными разновидностями.

Микроклиновые граниты

Центральные части описываемых массивов сложены преимущественно равномернозернистыми, крупнозернистыми светлыми породами, часто буроватой и даже красноватой окраски. Как удалось выяснить из изучения многих разновидностей, буроватая окраска является вторичной и обусловлена, главным образом, разложением железистого карбоната, часто содержащегося в этих породах. Буроватой окраской обладают также зерна К-На-полевого шпата, что обусловлено их выветриванием с образованием пигмента из бурых окислов железа, получающихся при разложении включенных частиц гематита (?) и частого карбоната. Плаггиоклаз имеет обычно светлосерый, доходящий до белого, цвет. Кварц образует неправильные зерна светлосерого цвета. Темноцветные минералы представлены серо-зеленоватым хлоритизированным биотитом. В некоторых разностях на светлом фоне равномернозернистой плаггиоклазовой породы отчетливо заметны желтоватые, призматической формы, порфировидные выделения существенно калиевого полевого шпата, достигающие размера 0.6×2 см. Среди гранитов указанного облика часто наблюдаются крупные пятна и большие участки светлосерых пород, характеризующиеся почти полным отсутствием существенно калиевого полевого шпата. Часто в центральных частях таких серых гранитных участков наблюдаются ксенолиты меланократовых пород первоначально диоритового состава.

В микроклиновых гранитах центральных частей массивов не наблюдается полосчатых или гнейсовидных текстур, которые весьма характерны для краевых оторочек из порфировидных гранодиоритов.

Пятна светлых гранитоидов и ксенолиты диоритовых пород обычно встречаются в прикровлевой части гранитных массивов (р. М. Лаба, р. Б. Марка). Такая приуроченность ксенолитов и неоднородность состава особенно отчетливо заметны в разрезе р. Б. Марки, где граниты вскрыты эрозией на большую глубину, чем на р. М. Лаба.

Микроскопическое изучение микроклиновых гранитов дает интересную картину преобразований минералов, слагающих граниты, и самих гранитов.

Структура пород обычно гилпидиоморфнозернистая, с отчетливо заметными явлениями катаклаза для зерен плаггиоклаза (изогнутость двойниковых пластинок, изредка разорванность их с выделением по трещинам разрыва вторичных минералов). В то же время другие главные минералы — кварц и микроклин обычно свежие (особенно микроклин; кварц обладает облачным угасанием). Биотит образует кучные скопления крупных, часто изогнутых пластинок.

В типичных гранитах плаггиоклаз представлен олигоклазом (18—20% An) значительно серицитизированным и пелитизированным. На границе с микроклином в плаггиоклазе образуется кайма прозрачного свежего альбита (7—10% An). В этих периферийных каймах прозрачного альбита не всегда, но во многих случаях заметны скопления мелких червеобразных выделений кварца (мирмекиты). Хлоритизированный плаггиоклаз содержит включения резорбированного биотита и апатита.

Биотит обычно хлоритизирован. Он образует кучные скопления. Наблюдения над биотитом из разных участков гранитных пород двух массивов показывают, что биотит претерпел ряд значительных изменений. В гранитах р. Марки видно, что хлоритизированный биотит подвергался регенерации, с образованием по нему коричневого биотита, который в дальнейшем вновь подвергается хлоритизации. Такое заключение, помимо общего облика биотита, основывается на систематическом изучении в большом количестве шлифов (всего свыше двухсот) характера включений с плеохроичными ореолами вокруг них.

В «палеотипном» хлоритизированном биотите, образующем кучные скопления изогнутых пластинок, обычно с сагенитом, плеохроичные ореолы или отсутствуют, или представляют оторочки, меняющие окраску при одном николе от бесцветной до густотемной на общем фоне слабо плеохроичного зеленоватого хлорита, в который перешел биотит. При скрещенных николях оторочка, в противоположность главной массе хлоритизированного биотита, имеет отчетливо более высокое двупреломление. Биотит второй генерации — коричневый, развивался по хлоритизированному биотиту, или образовывал индивидуализированные пластинки; в нем также часто наблюдается сагенитовая сетка. Он обычно содержит обильные включения с густыми плеохроичными ореолами, цвет которых почти черный, с меняющейся интенсивностью при поворотах столика микроскопа (без анализатора). Изменений ширины плеохроичных оторочек, в зависимости от наличия того или другого минерала в виде включения, не наблюдается.

Наконец, в этих же породах видно, как коричневый биотит второй генерации частью обесцвечивается, частью переходит в зеленый хлорит, причем плеохроичные оторочки становятся более бледными, но ширина их сохраняется.

М и к р о к л и н образует крупные выделения, обычно неправильной формы. При своем росте он резорбирует и замещает зерна олигоклаза и участки породы, которые содержатся как включения в крупных зернах микроклина. В гранитах процесс замещения микроклином плагиоклаза обычно завершен почти до конца. О характере процесса можно судить по отдельным реликтам замещавшегося плагиоклаза, которые в ряде случаев представляют обрывки единого зерна.

Микроклин сложно сдвоиникован и обычно образует зерна с размазанной двойниковой решеткой. В противоположность порфировидным гранодиоритам, зерна микроклина центральных гранитов более однородны и не содержат мутных или пелитизированных участков с пониженными $2V$, что с нашей точки зрения говорит о более полной микроклинизации гранитов. В микроклине редко заметны вроски альбита. В ряде пород наблюдается трещиноватость микроклина; по трещинам развиты выделения карбоната (железистый кальцит), часто разложенные, с образованием окислов железа. Наряду с карбонатом по трещинам развит мелкочешуйчатый мусковит.

К в а р ц образует неправильные зерна, корродирующие плагиоклаз и содержащие включения хлоритизированного биотита. Соотношения кварца с микроклином недостаточно ясны. В одних случаях наблюдается развитие кварца вдоль неровных бухтообразных ограничений микроклина, что создает впечатление более позднего образования кварца, в других случаях впечатление получается обратное. Как бы то ни было — образование кварца и микроклина близко по времени.

М у с к о в и т образует пластинки, развивающиеся по биотиту, реже по плагиоклазу или как самостоятельные выделения.

А к ц е с с о р н ы е м и н е р а л ы — апатит, редкие рудные.

Г р а н о д и о р и т о в ы е у ч а с т к и. Среди микроклиновых гранитов как Маркинского, так и Мало-Лабинского массивов, в прикровлевых частях массивов встречаются участки неправильной формы, сложенные породами гранодиоритового состава. Последние содержат незначительные количества микроклина, или вовсе его не содержат.

Олигоклазовые гранодиориты. Выше в главе о промежуточных породах реликтовые гранодиориты среди микроклиновых гранитов были уже кратко описаны. Для уяснения происходящих процессов здесь приводится более подробное описание этих «ксенолитов».

На р. Марке олигоклазовые гранодиориты образуют широкую кайму вокруг ксенолитов диорита. По внешнему виду это светлые, доходящие до белых, крупнозернистые породы гипидиоморфной структуры.

Состав пород — плагиоклаз с постепенным изменением состава от андезина (36% An) в центре, до олигоклаза (24% An) по краям. В пределах участков серицитизации состав плагиоклаза меняется до олигоклаза с 18% содержания анортита; Mi и Q образуют крупные зерна, свежие и замещают плагиоклаз. В пелитизированном плагиоклазе на границе с микроклином образуется кайма из прозрачного альбита. Биотит подобен биотиту из микроклиновых гранитов, он хлоритизирован и содержит включения с плеохроичными ореолами. Одновременно присутствует свежий коричневый биотит, в котором плеохроичные оторочки вокруг включений имеют меньшие размеры.

Во всех образцах, где присутствует микроклин, он всегда отчетливо замещает пелитизированный и тонко серицитизированный олигоклаз и содержит в виде включений резорбированные пластинки хлоритизирован-

ного биотита. Этот процесс замещения микроклином изображен в табл. V, фиг. 1—5.

Среди гранитоидов такого типа изредка встречаются породы с реликтовыми признаками диорита. В частности обр. № 81/40, внешне неотличимый от других гранодиоритов, содержит псевдоморфозы хлорита и кальцита по амфиболу (отчетливо сохраняется спайность под углом 58° и общий габитус минерала), в свою очередь замещаемые олигоклазом. В то же время самостоятельные зерна плагиоклаза (олигоклаз), создающие первичную структуру породы, близкую к офитовой, отличаются большим идиоморфизмом по отношению к псевдоморфозам хлорита по амфиболу.

Описанная картина характеризует одну из стадий перехода диорита в микроклиновые граниты. Здесь первичными минералами являлись роговая обманка, андезин и биотит, следующая стадия эволюции породы отвечает хлоритизации амфибола, биотита и переходу относительно основного плагиоклаза в серицитизированный, пелитизированный и тонко сосюритизированный олигоклаз. В дальнейшем происходит развитие кварца и микроклина.

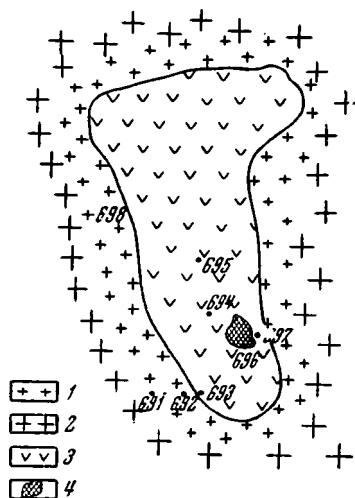
Дополнительный материал о постепенности изменения пород, слагающих массив микроклиновых гранитов, дает изучение ксенолитов диорита.

Один из ксенолитов Маркинского массива (левый берег р. Б. Марки — среднее течение) изображен схематически на фиг. 9 (микрофотографии даны в табл. III).

Ксенолит заключен среди крупнозернистых светлых олигоклазовых гранодиоритов, постепенно переходящих в текстурно сходные микроклиновые граниты. Ксенолит диорита имеет несколько вытянутую форму, ориентирован длинной стороной в направлении СВ 80° . Ксенолит рассекается прожилками лейкократового гранита; в периферии ксенолит осветленный, более измененный, чем в центральных частях.

Наиболее сохранившаяся — центральная часть ксенолита (обр. № 696) представляет меланократовую породу гипидиоморфной структуры. Состав: амфибол, слабо окрашенный, обесцвеченный, $cNg = 15^\circ$, $2V$ большой, заметна кальцитизация в начальной стадии вдоль трещинок спайности; плагиоклаз почти нацело сосюритизирован и мусковитизирован; биотит хлоритизирован с сагенитовой сеткой и с развитием по нему свежего коричневого биотита; аксессуарные — немного апатита с окрашенным ядром и мелких выделений существенно калиевого полевого шпата (анортотклаза).

Более периферийные части ксенолита представляют серые среднезернистые породы гипидиоморфной структуры. Состав их: амфибол крупнозернистый, обычно нацело замещен бурым карбонатом; плагиоклаз замещается мусковитом и ситовидно прорастает кварцем, в центральных частях иногда сохраняется андезин (40% An). Биотит развит в двух генерациях — крупнопластинчатый, нацело хлоритизированный, с сагенитовой сеткой, и биотит свежий коричневый в виде мелких пластинок. В свежем биотите включения имеют плеохроичные ореолы, в хлоритизированном их нет.



Фиг. 9. Ксенолит диорита в микроклиновом граните:

1 — плагиограниты; 2 — микроклиновые граниты; 3 — ксенолит амфиболово-биотитового диорита; 4 — меланократовый участок.

Химический состав гранитоидов, слагающих сложню

Номера образцов и породы	36/40 Кварцевый диорит краевой части Мало- Лабинского массива		40/40 Гранодиорит, пе- реходный к пор- фиридовидным		80/40 Гранит центральной части Мало-Лабин- ского массива	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	57.62	0.960	66.58	1.110	73.91	1.230
TiO ₂	1.05	0.014	0.54	0.006	0.34	0.004
Al ₂ O ₃	16.51	0.162	14.87	0.146	15.20	0.149
Fe ₂ O ₃	1.31	0.008	1.22	0.008	0.67	0.004
FeO	5.70	0.079	3.99	0.056	0.88	0.012
MnO	0.09	0.001	0.07	0.001	0.01	—
MgO	3.73	0.092	1.98	0.050	0.83	0.020
CaO	5.92	0.107	3.20	0.057	0.44	0.007
BaO	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	3.14	0.050	2.99	0.048	5.05	0.081
K ₂ O	1.11	0.012	2.85	0.031	1.22	0.020
P ₂ O ₅	Не опр.	—	Не опр.	—	—	—
CO ₂	Не опр.	—	Не опр.	—	—	—
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.12	—	Нет	—	0.17	—
H ₂ O ⁺¹¹⁰	2.92	} 0.211	1.60	0.089	0.98	0.054
П. п. п.	0.86		Не опр.	—	—	—
Сумма	100.08		99.89		100.40	

МЕСТО ВЗЯТИЯ

№ 36/40 — кварцевый диорит краевой оторочки Мало-Лабинского массива микроклино
 № 40/40 — гранодиорит, несколько порфиридовидный, краевой оторочки Мало-Лабинского порфиридовидными гранодиоритами.
 № 80/40 — гранит с реликтами псевдоморфоз хлорита по амфиболу. Мало-Лабинский
 № 404 — крупнопорфиридовидный гранодиорит (полосчатый) южной оторочки Маркин-
 манзон.
 № 116/40 — микроклиновые граниты Мало-Лабинского массива. Река Растайна близ
 № 413/39 — аляскитовый гранит, секущий Маркинский массив микроклиновых гранитов.
 (микроклиновый). Анализ заимствован из работы Савич-Заблоцкого (1927).
 № 543^B — порфиридовидный гранит Дигории. Анализ заимствован из работы М. И. Ицки

построенные массивы микроклиновых гранитов

404 Порфировидные гранодиориты краевой оторочки Маринского массива		116/40 Микроклиновый гранодиорит цен- тральной части массива р. М. Лабы		413/39 Аляскинты		Фаснальский гранит по Савич- Заблоцкому		543 ^B Порфировидные граниты Дигории	
Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
64.83	1.080	71.54	1.193	77.37	1.286	70.55	1.173	67.97	1.131
0.88	0.011	0.52	0.006	0.15	0.002	0.63	0.008	0.55	0.006
17.12	0.168	14.60	0.143	12.31	0.119	15.40	0.151	15.41	0.151
1.26	0.008	0.92	0.006	0.98	0.006	0.92	0.006	0.41	0.004
3.87	0.054	1.72	0.024	0.09	0.001	1.01	0.014	2.86	0.040
0.05	0.001	0.07	0.001	Следы	—	0.10	0.001	0.05	0.001
1.83	0.048	0.81	0.020	0.09	0.003	0.51	0.013	1.11	0.027
1.93	0.034	1.70	0.030	0.46	0.009	1.68	0.030	2.11	0.038
Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—
3.72	0.060	3.14	0.050	2.93	0.047	3.88	0.062	4.86	0.078
2.22	0.023	3.65	0.038	4.92	0.052	4.18	0.045	3.09	0.033
0.33	0.002	Не опр.	—	0.13	0.001	Не опр.	—	Не опр.	—
Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—
0.04	—	0.19	—	0.14	—	1.30	0.072	0.08	—
1.94	0.106	1.26	0.072	0.75	0.042	—	—	1.55	0.086
Не опр.	—	Не опр.	—	—	—	—	—	—	—
100.02		100.12		100.32		100.16		100.05	

ОБРАЗЦОВ

вых гранитов. Левый берег р. М. Лабы, выше устья р. Ачипста. Аналитик К. П. Сокова. массива микроклиновых гранитов. Промежуточная порода между кварцевыми диоритами и массив. Левый берег р. М. Лабы, выше р. Растайки. Аналитик О. П. Острогорская. ского массива микроклиновых гранитов. Среднее течение р. Б. Марни. Аналитик Э. С. Зал-устья (левый приток р. М. Лабы). Аналитик В. М. Некрасова. Река Б. Марна (левый берег), среднее течение. Аналитик К. Шилова. Фаснальский гранит Река Айгамуш-дон. сона (1940).

Оптические константы К-На-полевого шпата в гранитоидах, составляющих массивы микроклиновых гранитов

Номера образцов	Разновидность гранитоидов	Характер К-На-полевого шпата	2V (градусы)	J (001)			Светопреломление		Двуупреломление
				Ng	Nm	Np	Ng	Np	
				(градусы)					
39	Порфировидные гранодиориты, переходные к кварцевым диоритам	Порфировидные выделения, прозрачный, с Mt решеткой	82	83	13	82	1.528	1.522	0.006
39	»	То же, мутный участок	60 64	85	10	82	1.526	1.521	0.005
16/39	Порфировидные гранодиориты	Прозрачные решетчатые участки вкрапленника	84 82	80	13	82	1.528	1.521	0.007
16/39	То же	То же, нерешетчатый, буроватый	58 52	—	—	—	—	—	—
			58	—	—	—	—	—	—
994a	»	Прозрачный, решетчатый	84 82	80	13	82	1.528	1.521	0.007
994a	»	То же, мутный	56 56	88	10	80	1.526	1.520	0.006
404	»	Прозрачный	80	84	6	89	—	—	—
22	»	»	80	85	10	83	—	—	—
67/40	Микроклиновые граниты центральных частей	Решетчатый микроклиновый	80	88	14	76	—	—	—
956	То же	То же	86	89	75	22→J(110)	—	—	—
792в	»	»	84	89	8	83	—	—	—
786	»	»	86	80	9	86	—	—	—
657	Аляскитовые граниты	Решетчатый	80	84	9	85	—	—	—
967	То же	»	80	85	9	85	В пределах одного зерна		
412/39	»	»	54 80 56	89 80	12 12	78 85			
			56	—	—	—			
946	»	Расплавчатый решетчатый	66 76 72	82 —	12 —	86 —			
			72	85	6	85	В пределах одного зерна		

Из минералов новообразований значительно развиты анортоклаз, апатит с окрашенным ядром, мусковит. Рудные представлены реликтами ильменита.

Приведенная характеристика ксенолита рисует сложные изменения, происшедшие с ним. Здесь наблюдаются явления, характеризующие изменения диоритов, связанные, во-первых, с влиянием интрузии двуслюдяных гранитов (появление биотита 2-й генерации, появление анортоклаза и образование зеленого амфибола, затем подвергающегося обесцвечиванию), и, во-вторых, с влиянием интрузии аляскитовых гранитов (образование апатита с окрашенным ядром, кальцитизация амфибола, мусковитизация плагиоклаза и биотита).

В ксенолитах диоритов и кварцевых диоритов среди микроклиновых гранитов Мало-Лабинского массива наблюдаются сохранение структуры породы и значительные изменения слагающих минералов, но без отчетливого разделения преобразований, вызываемых различными гранитными фазами. В частности, диорит гипидоморфной структуры (обр. № 119) с относительно идиоморфным амфиболом подвергся следующим изменениям. Плагиоклаз андезин, с краев серицитизирован, перешел в олигоклаз; амфибол (табл. II, фиг. 2) представлен псевдоморфозами хлорита и бурого кальцита; биотит хлоритизирован, редко встречаются пластинки свежего.

Краевая часть этого же ксенолита (обр. № 118) характеризуется увеличением роли кварца; кварц свежий, без облачного угасания, с обильным содержанием апатита с окрашенным ядром.

Количественно-минералогические составы, химизм пород и константы породообразующих минералов сведены в табл. 11, 12 и 13. Наблюдения над отдельными минералами, слагающими гранитные породы, и над реликтами ксенолитов среди них показывают, что породы, слагающие морфологически единые массивы микроклиновых гранитов, испытали сложные преобразования. Отдельные этапы таких преобразований отвечают, в порядке последовательности, образованию диоритов — олигоклазовых гранодиоритов — микроклиновых гранитов.

Крупнопорфировидные микроклиновые гранодиориты

Крупнопорфировидные гранодиориты представляют специфическую разновидность гранитоидов комплекса главного хребта. В своем распространении они связаны исключительно с массивами крупнозернистых микроклиновых гранитов. Самостоятельных интрузий, даек они не образуют. Взаимоотношения порфировидных разностей с другими типами пород комплекса достаточно отчетливо наблюдаются по разрезам рр. Аксаута, Марки (Маркинский массив) и рр. М. Лабы, Кочерги (Мало-Лабинский массив) — см. фиг. 6.

Порфировидные гранодиориты Мало-Лабинского массива развиты по его северной периферии, между краевой оторочкой из диоритов и центральным ядром массива из гранодиоритов и микроклиновых гранитов.

Они же развиты в верхней части массива, отделяя интрузию аляскитовых гранитов р. Кочерги от диоритов, слагающих верхние части хребта Кочерга. В диоритах хребта Кочерга наблюдаются жилородоподобные тела гранита с начальной стадией развития порфировидных вкрапленников.

По южной периферии Мало-Лабинского массива порфировидные разности отсутствуют, вероятно вследствие последовавших тектонических перемещений отдельных блоков зоны Главного хребта (см. геологическую часть).

В ассоциации пород Маркинского массива порфировидные разности развиты над равномернозернистыми микроклиновыми гранитами лево-

**Количественно-минералогический состав гранитоидов, слагаю
(в объемных**

Породы Минералы	Переходы от кварцевых диоритов к порфировидным диоритам				Порфировидные гранодиориты			
	36	35	46	39	404	57	58	22
Кварц	4.5	16.3	17.5	27.1	27.7	29.3	36.1	36.9
Плагноклаз	54.3	49.8	55.4	42.8	61.6	50.0	41.9	30.1
К-На-полевой шпат	0.7*	—	6.5	11.0	—	2.6	4.9	14.1
Бiotит (в том числе хлоритизированный)	15.0	21.3	16.0	17.0	9.2	15.0	13.1	12.6
Амфибол	18.5	8.0	—	—	—	—	—	—
Мусковит	—	—	—	1.5	0.5	2.6	3.4	5.3
Акцессорные (в том числе рудные)	2.6	1.6	1.8	0.6	1.0	0.5	0.6	1.0
Вторичные (хлорит, эпидот)	4.4	3.0	2.8	—	—	—	—	—
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Ап в плагноклазе, %	40	40—28	28	24	26	27	25	25
Ап в породе, %	21.6	17	15	10.3	16	13.5	10	8
Ав в породе, %	33	32.8	40.4	32.5	45.6	36.5	32	22.1

* По жилам.

бережья р. Аксаута (ниже лесопункта), узкой полосой по южной периферии массива, и местами сохранились по северной периферии массива.

Наблюдается постепенность переходов порфировидных гранодиоритов: 1) к породам диоритовой оторочки Мало-Лабинского массива, 2) к крупнозернистым микроклиновым гранитам центральных частей массивов.

Порфировидные разности часто имеют полосчатую гнейсовидную структуру. При этом, как видно из геологической части, ориентированность полосчатости, а также вытянутых порфировидных выделений микроклина, обычно совпадает с направлением сланцеватости вмещающих пород и в пределах наблюдаемых участков согласна с направлением контуров массива.

Среди порфировидных гранодиоритов обильно развиты вытянутые ксенолиты размером до 4—5 м, обычно согласные с направлением полосчатости гранодиоритов.

Микроскопическое изучение показывает, что образование крупных порфировидных выделений микроклина является позднейшим по отношению к другим минералам (Pl, Bt и частью кварц). Наблюдения над переходами порфировидных гранодиоритов к вмещающим породам позволяют заключать об их гетерогенном образовании.

В связи с этим ниже описываются порфировидные гранодиориты из отдельных участков их развития в оторочке массивов микроклиновых гранитов.

щих сложно построенные массивы микроклиновых гранитов
процентах)

Гранодиориты и граниты центральных частей массивов				Микроклиновые граниты центральных частей и переходы к ним				Аляскитовые граниты			Средний состав гранитов Главного хребта, по Д. С. Белянину	Состав 23-х гранитов Кавказа, по А. П. Герасимову
80	82	81	406	687	689	688	686	413	969	977		
32.2 41.0 —	30.1 50.2 —	32.1 48.1 2.5	36.1 37.9 7.0	50.0 34.3 1.5	38.3 42.6 9.0	38.0 39.2 12.8	28.5 41.7 26.5	36.4 32.1 27.5	35.7 28.0 28.5	34.1 29.2 32.2	34.5 38.0 16.5	34.0 34.0 21.0
12.8 12.2 —	18.2 — —	16.4 — 0.5	16.1 — 2.5	13.0 — 1.2	8.5 — 1.6	8.0 — 2.0	2.6 — 0.7	— — 2.4	4.1 — 3.2	1.5 — 2.5	8.5 — 2.0	7.0 — 4.0
1.8 Есть	1.5 Есть	0.4 —	0.4 —	— —	— —	— —	— —	0.8 0.8	0.5 —	0.5 —	— 0.5	— —
100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
22 9.0 32	18 9 41	20 9.6 38.5	24 9.1 28.8	18 6.1 28.2	36—24 12.9 29.7	20 7.8 31.4	18 7.6 34.1	15—13 4.5 27.6	15 4.8 23.2	13 3.7 35.5		

Порфиоровидные гранодиориты северной оторочки Мало-Лабинского массива

Диориты краевой оторочки Мало-Лабинского массива, описанные выше, пересекаются частыми жилами аляскитовых гранитов, аплитов и двуслюдяных гранитов. При прослеживании диоритов вкост их прости-
рания становится заметным постепенное уменьшение в них меланократо-
вых минералов и, кроме того, появление «глазков» калиевого полевого
шпата, сначала размером до 2—3 мм. Количество и размер этих выделений
микроклина постепенно увеличиваются (см. фотографии образцов, табл. III).
На расстоянии около одного километра от края массива уже развиты
породы, макроскопически сходные с порфиоровидными гранодиоритами
других участков.

Количественно-минералогические подсчеты и химические анализы
подтверждают эту постепенность перехода (табл. 11 и 13). Необходи-
тельно отметить, что постепенное увеличение количества и размеров зерен
калиевого полевого шпата есть процесс, накладывающийся на процесс
постепенного перехода от кварцевых диоритов оторочки к гранодиоритам
центральных частей.

Единичные мелкие (до 0.5×1 см) порфиоровидные выделения микро-
клина образуются и в краевых меланократовых породах диоритового

состава. Переходы диоритов к порфировидным гранодиоритам изображены в табл. III.

Микроскопическое изучение переходных пород (обр. № 35/40) показывает, что микроклинизации подвергалась крупнозернистая порода, состоящая из плагиоклаза (28% An в центре, периферия 18% An), амфибола, хлоритизированного биотита, кварца и аксессуарных (титанит, апатит, цоизит). Микроклин присутствует в виде единичных зерен, слагающих до 0.7% (объемных) породы (см. табл. 13).

Переходная порода № 39/40 уже содержит 11.6% микроклина. Структура породы гипидиоморфная, но осложненная корродирующим действием микроклинизации, что в особенности сказалось на плагиоклазе.

Состав породы — плагиоклаз An_{22} , серицитизированный, по границе с микроклином в нем образуются мирмекитовые вроски кварца и прозрачная альбитовая кайма. Другие минералы — биотит хлоритизированный, кварц, титанит и апатит. Кварц в главной массе свежий, очень слабо катаклизированный. Сохраняются участки мозаичного кварца, который, возможно, является более ранним. Образование свежего кварца сопутствует микроклинизации породы. Особый интерес представляют порфировидные выделения микроклина. Поскольку образование микроклина путем замещения плагиоклаза и участков породы представляет широко распространенное явление в пределах сложно построенных массивов, подробную характеристику этого явления приведу здесь.¹ В дальнейшем сжато будут отмечаться лишь наиболее характерные проявления аналогичного процесса. Иллюстрации, характеризующие явление микроклинизации, сведены в табл. V.

Порфировидные выделения K-Na-полевого шпата образуют крупные, размером 1.5—2 см, зерна, замещающие при своем росте крупные зерна плагиоклаза и отдельные участки породы. Об этом можно судить по реликтам минералов, заключенных внутри порфировидных выделений микроклина. Часто выделения микроклина окаймляются агрегатом из мелких зерен кварца, плагиоклаза и биотита, которые при росте микроклина как бы отжимаются, группируясь в кучные скопления. Характерной особенностью микроклина метасоматического генезиса в породах, подвергавшихся микроклинизации, является неоднородность его строения.

Порфировидные выделения микроклина имеют пятнистый характер — на фоне общего зерна, обычно прозрачного, обладающего двойниковой решеткой, заметны мутные пятна без решетчатого строения, но содержащие тонкие вроски альбита. В одних случаях среди мутных пятен сохранились мелкие участки и полоски серицитизированного плагиоклаза. В других случаях мутные участки, не содержащие реликтов олигоклаза, постепенно переходят в прозрачный решетчатый микроклин, как бы растворяясь в нем с развитием своеобразного «тумана» на границе перехода, сквозь который проглядывает свежий микроклин.

В обр. № 39 оптическая ориентировка прозрачных участков микроклина отлична от ориентировки мутных участков. Подобное явление, прослеженное во многих шлифах, позволяет считать одинаково ориентированные мутные участки внутри зерна микроклина реликтами единого зерна плагиоклаза, замещенного калиевым полевым шпатом. Приведенные в табл. 12 оптические константы указывают, что мутные участки, близкие по показателям светопреломления к участкам прозрачного решетчатого микроклина, но отличающиеся меньшей величиной N_g и угла оптических осей, должны рассматриваться как калиевый полевой шпат триклинной сингонии, но с пониженным $2V$ и меньшей величиной двупреломления.

¹ Этому вопросу посвящена также специальная статья автора (Афанасьев, 1949).

Зачаточная порфировидность жильных тел гранитоидов в диоритах кровли массива микроклиновых гранитов (хребет Кочерга).

На хребте Кочерга в диоритах кровли наблюдалась жила равномерно-зернистого гранита мощностью 0.6 м, которая следует по простираанию огнейсованности диоритов на северо-запад. В краевых частях жилы заметно ориентированное развитие темноцветных минералов, что является унаследованным текстурным признаком жилы, которая образовалась, замещая в краевых частях материал диорита. По самому краю жилы, в граните, содержащем ориентированные выделения темноцветных, развиваются крупные, до 1.5×4 см, выделения К-На-полевого шпата. Микроскопическое изучение дает ту же картину метасоматического развития микроклина, какая была описана выше. Состав основной массы жилы отвечает гранодиориту.

Причину образования порфировых выделений (более поздних, чем кристаллизация основной гранитной массы жилы) легче объяснить удобством продвижения растворов, вызывавших микроклинизацию, вдоль контактной плоскости между гранитом и диоритом. Рассматривать образование выделений микроклина как порфировые, отвечающие ранней стадии кристаллизации гранитной жилы, нельзя, вследствие отчетливого более позднего развития микроклина.

Минералогический состав и изменения слагающих диориты минералов рассмотрены выше. Состав и структура жильного гранита отвечают гранодиоритовой породе с последующим образованием по ней микроклина.

Порфировидные гранодиориты, переходные к микроклиновым гранитам центральных частей массивов (р. Аксаут)

Порфировидные гранодиориты, переходные к Мi-гранитам, являются более меланократовыми и более огнейсованными породами, чем крупнозернистые микроклиновые граниты, в которые они переходят. В разрезе р. Аксаута (ниже лесопункта) переход от равномернозернистых гранитов к порфировидным гранодиоритам резко неотличим.

По внешнему виду порфировидные гранодиориты представляют несколько полосчатые породы, из полос по 1—1.5 см, отличающихся содержанием темной слюды. Основная масса среднезернистая, среди нее развиваются крупные, до 2×6 см, призматические выделения желтовато-белого микроклина, приуроченные обычно к более меланократовым частям.

Микроскопическое изучение участков породы, создающих ее текстурный облик (меланократовые и лейкократовые полосы, порфировидные выделения микроклина), позволяет установить слабое отличие по составу и структурам между полосами разной окраски, сводящееся к большему развитию биотита в относительно меланократовых полосах. Минералогический состав основной массы характеризуется развитием олигоклаза, биотита (обычно сильно хлоритизированного), редких мелких выделений перешетчатого калиевого полевого шпата, акцессорных — апатита, титанита, ильменита и вторичных — хлорита и мусковита. В участках свежего коричневого биотита ширина плеохроичных ореолов меньше, чем в хлоритизированном биотите.

В кварце наблюдаются включения коричневого свежего биотита. Порфировидные выделения микроклина имеют те же особенности, что и описанные выделения микроклина из гранодиоритов, промежуточных между кварцевыми диоритами и гранитами Мало-Лабинского массива. Они замещают плагиоклаз и участки породы, подвергавшейся микрокли-

низации. Вокруг крупных выделений микроклина образуется кайма из мелких, как бы раздробленных зернышек кварца и плагиоклаза.

Процесс микроклинизации ранее образовавшихся и уже консолидированных гранодиоритов отчетливо виден на обр. № 994 (фото образца и микрофото, табл. V, фиг. 1 и 2). Пришлифованная поверхность образца позволяет видеть, как крупное (4×6 см) выделение желтоватого микроклина обрастает резорбированное, по плавной, но неровной плоскости, крупное зерно белого серицитизированного олигоклаза. В шлифе видна также картина неравномерного замещения олигоклаза, с образованием прозрачного альбита по границе и «туманных» пятен не полностью замещенного олигоклаза. Микроклин содержит также включения свежего биотита.

Характерным обстоятельством для порфировидных гранодиоритов, переходных к микроклиновым гранитам, является обилие в них отторженцев амфиболовых пород диоритового состава, более свежих, чем ксенолиты диорита в микроклиновых гранитах.

Состав ксенолитов: амфибол — зеленая роговая обманка, значительно обесцвеченная (константы ее приведены в табл. 9). По трещинам спайности развивается свежий буро-коричневый биотит в мелких листочках. Привлекает внимание большая сохранность свежего биотита в ксенолите, чем во вмещающих гранодиоритах. Плагиоклаз — андезин (35% An), с краев, сильно серицитизирован. Кварц значительно развит в виде округлых пойкилитовых прорастаний в амфиболе и плагиоклазе. Встречается апатит с окрашенным ядром. Вторичные — мусковит, хлорит. Структура гипидиоморфная, сложение несколько гнейсовидное, подчеркиваемое ориентированным развитием биотита.

Изучение ксенолитов и их взаимоотношений, с порфировидными гранодиоритами позволяет думать, что порфировидные гранодиориты образовались вследствие последующей микроклинизации более первичных пород гранодиоритового состава, уже содержавших ксенолиты диорита, т. е. что здесь наблюдается тот же процесс, который был описан для равномернозернистых гранитов центральных частей массива, но проявившийся в менее интенсивной форме.

Порфировидные гранодиориты южных контактных зон Маркинского массива микроклиновых гранитов

В разрезе р. Б. Марки микроклиновые граниты сменяются после небольшого перерыва в обнаженности (метров двадцать) выходами порфировидных огнейсованных биотитовых гранодиоритов. Еще южнее они довольно резко сменяются биотитовыми мигматизированными сланцами. Непосредственных контактов между этими породами не наблюдается.

Микроклиновые граниты (№ 405), наиболее близкие к порфировидным гранодиоритам, текстурно и структурно неотличимы от центральных частей массива, хотя содержание микроклина в них и несколько меньше.

Порфировидные гранодиориты, помимо огнейсованности, отличаются от микроклиновых гранитов развитием свежего буро-коричневого биотита с очень слабо проявленной хлоритизацией, свежего олигоклаза и единичных, обычно ориентированных в направлении сланцеватости, призматических порфировидных выделений микроклина.

Микроклин образуется здесь также последним, замещая плагиоклаз и в меньшей степени другие минералы. В коричневом биотите много включений с плеохрончными ореолами (обр. № 404, 714 и др.). Анализ

породы № 404 и ее количественно-минералогический состав (табл. 11, 13) указывают на принадлежность ее к гранодиоритовой группе.

Порфировидные гранодиориты этого выхода прорезаются жилами аляскитовых гранитов (№ 716).

Видимая мощность порфировидных гранодиоритов в разрезе р. Б. Марки около 50 м.

Огнейсованность гранодиоритов имеет падение на СЗ при простирании СВ 50°. Эти же элементы характерны для ориентировки вытянутых порфировидных выделений микроклина. Такова же ориентировка сланцеватости биотитовых кристаллических сланцев, выходящих южнее. Изучение наиболее близких выходов пород, вмещающих порфировидные гранодиориты, при учете тождества ориентировки их текстурных элементов и сходства состава основной массы порфировидных гранодиоритов с составом мигматитов позволяет предположить, что в данном случае порфировидные гранодиориты образовались путем микроклинизации мигматизированных биотитовых сланцев субстрата. При микроклинизации породы субстрата не претерпевают особых изменений, за исключением слабой хлоритизации биотита и появления новообразований микроклина.

По правобережью р. Аксаута крупнопорфировидные гранодиориты, не отличающиеся ни по составу, ни по текстуре и структуре от других порфировидных гранодиоритов, контактируют с породами субстрата. Породы субстрата представлены, главным образом, биотитовыми кристаллическими сланцами с отдельными межпластовыми телами амфиболовых пород диоритового состава.

Приконтактовые породы обильно инъецируются жилами мелкозернистых аляскитовых гранитов, но от массива порфировидных гранодиоритов во вмещающие сланцы апофизы не отходят. Контуры массива совпадают на этом участке с направлением сланцеватости вмещающих пород.

Состав вмещающих сланцев гранобластической структуры отвечает парагнейсу из биотита, плагиоклаза, кварца, аксессуарных и вторичных минералов. Контактные изменения, связанные с массивом порфировидных гранодиоритов и с обильными жилами аляскитовых гранитов, сводятся к хлоритизации биотита и серицитизации плагиоклаза.

В кристаллических сланцах приконтактовой зоны порфировидных гранодиоритов часто наблюдаются тонкие прожилки К-На-полевого шпата, развивающиеся по трещинкам в породообразующих минералах. Такие прожилки, идущие по сланцеватости, имеют большую мощность и сопровождаются явлениями замещения минералов сланца.

Явления хлоритизации биотита и мусковитизации вмещающей породы особенно отчетливо наблюдаются в контактах с жилами аляскитовых гранитов.

Данная выше характеристика порфировидных гранодиоритов краевой оторочки массивов, а также переходов их к диоритам и взаимоотношения порфировидных гранодиоритов с породами субстрата, подтверждают вероятность вывода о немагматическом образовании микроклина порфировых выделений. Подобно тому как это было показано для микроклиновых гранитов центральных частей массива, микроклин порфировидных гранодиоритов образуется метасоматическим путем. При этом микроклинизация с образованием порфировидных выделений микроклина происходила главным образом в краевых частях массива за счет диоритовых пород оторочки.

Отмечается, что ретроградная метаморфизация (хлоритизация биотита и мусковитизация) пород связана с микроклинизацией. Эти явления наблюдаются и в пределах массива и в кристаллических сланцах, вмещающих массивы.

Приведенные описания Маркинского и Мало-Лабинского массивов достаточно ясно показывают сложность строения этих морфологически единых тел, представляющих, вероятно, производные единого интрузивного акта, давшего батолитоподобные массы гранитоидов Главного хребта.

Породы, слагающие сложно построенные массивы, различаются по петрографическому составу и структурно-текстурным признакам в зависимости от расположения их в краевой или центральной части массивов.

Центральные части массивов обладают равномернозернистым сложением и представлены микроклиновыми гранитами с неправильными участками-пятнами гранодиоритового состава и ксенолитами диоритовых пород.

Краевые части массивов представлены породами группы диорита — кварцевого диорита и также равномернозернисты, с уменьшающейся величиной зерна к периферии. Чаше, однако, граниты центральной части как бы заключены в оболочку из крупнопорфировидных гранитов, переходящих в крупнопорфировидные гранодиориты. Эти порфировидные разновидности содержат обильные, сохраняющие свое положение в пространстве, ксенолиты диоритов (гранитизированные амфиболиты?) и дают постепенные переходы к диоритам оторочки и гранитам — гранодиоритам центральных частей и реже к кристаллическим сланцам субстрата. Порфировидные гранодиориты краевых зон, так же как и диориты оторочек, огнейсованы, вернее обладают унаследованной от замещенных пород субстрата гнейсовидной текстурой.

В изученной области батолитоподобные тела вскрыты эрозией в своей апикальной части, но нарисованная картина строения массивов часто искажается позднейшими разрывами, с перемещением по ним отдельных участков массивов.

Сложность строения массивов обусловлена эволюцией интродуцированной магмы и образовавшихся из нее пород в результате взаимодействия: 1) между породами субстрата и магмой, 2) между породами образовавшейся в первую очередь периферийной оторочки и магмой еще не кристаллизовавшейся и 3) между консолидированными породами массивов — диоритами и гранодиоритами и подвижными компонентами магмы, существенную роль среди которых играл калий.

Сформировавшиеся таким образом массивы интродуцируются более поздними внедрениями магмы, давшей серые граниты и аляскиты.

Рассмотрение взаимодействия и возможных генетических связей между массивами центрального типа и позднейшими интрузиями серых гранитов и аляскитов следует ниже.

Изучение строения массивов, особенностей их минералогического состава, структуры и взаимоотношений петрографически разных пород, их слагающих, позволяет разделить процесс формирования массивов на следующие стадии.

Имеющиеся данные позволяют думать, что первоначальный состав интродуцированной магмы отвечал гранодиоритам. Об этом свидетельствуют гранодиоритовые пятна — реликты в центральных частях массивов, а также интрузивные отношения жильных тел гранодиоритов с диоритами оторочки и с породами субстрата.

В результате взаимодействия между гранодиоритовой магмой и породами субстрата, значительная часть которых представлена амфиболитами, краевые части гранодиоритовой магмы контаминируются до состава дио-

ритов краевой оторочки, которые тем самым представляют эндоморфно базифицированную оторочку гранодиоритового тела.

Степень контаминации гранодиоритовой магмы за счет вмещающих пород постепенно уменьшается от периферии к центру. Постепенность нарушается тем, что краевая, уже отвердевшая оболочка может интродироваться еще не застывшей магмой из более центральных частей. Таким образом, в диоритах оторочки образуются жилы гранодиоритов, а в краевых частях гранодиоритовых масс отторженцы — ксенолиты — диоритовых пород.

Таков первый этап формирования сложно построенных, но морфологически единых массивов, отвечающий магматической фазе внедрения гранодиоритовой магмы, с образованием краевых фаций диоритов и кварцевых диоритов.

Следующая стадия отвечает метасоматическому развитию микроклина в ранее образовавшихся гранодиоритах и диоритовых породах оторочки, а частью и во вмещающих породах — биотитовых сланцах.

Этот этап формирования интрузий, отвечающий фазе калиевого метасоматоза, сопровождается преобразованием гранодиоритов более центральных частей в крупно-микроклиновые равномернозернистые граниты и гранодиоритов краевых частей, а также диоритов оторочки в крупнопорфировидные граниты и гранодиориты.

Механизм проникновения подвижных компонентов через породы, в значительной мере консолидированные, недостаточно ясен. Наблюдаемая в ряде случаев катаклазированность плагиоклаза при свежести зерен микроклина говорит как будто бы о деформациях, предшествовавших проникновению активных, обогащенных калием, компонентов магмы; об этом же, возможно, говорит образование каемок из мелких, как бы раздробленных зернышек плагиоклаза вокруг порфировых выделений микроклина. Микроклинизация в описываемом нами случае представляет процесс, подобный гранитизации, которому петрографы Баклунд, Андерсен, Рид и др. придают, пожалуй, излишне первостепенное значение в деле формирования многих гранитных пород. В нашем случае активные подвижные компоненты имеют определенный источник. Являясь производными самой гранодиоритовой магмы, они устремляются в краевые части интрузии и проникают сравнительно недалеко за ее пределы.

Как показывает изучение контактов, массивы центрального типа формировались за счет относительно малоактивной магмы. Контактные изменения вмещающих пород сводятся к хлоритизации биотита, активолитизации амфибола и общей мусковитизации пород. Правда, здесь трудно решить, являются ли эти изменения биотитовых сланцев и амфиболитов результатом контактового воздействия гранодиоритовой магмы, или обусловлены позднее проникавшими подвижными компонентами магмы. Роль последних, несомненно, настолько велика, что не представляется возможным выяснить характер изменений, связанных непосредственно с гранодиоритовой магмой.

Порфировидные разности, как метасоматические образования, не дают апофиз в окружающие породы, а постепенно с ними сливаются. Никаких рудных или скарновых образований в контактах с порфировидными разностями не наблюдается.

Интрузии двуслюдяных гранитов

Интрузии двуслюдяных гранитов, то, что обычно называется «серые граниты» Главного хребта, представляют самостоятельный тип магматических проявлений комплекса Главного хребта. Они не входят в состав

сложно построенных массивов микроклиновых гранитов, порфировидных гранодиоритов и диоритов, но в то же время иногда присутствуют вместе с ними, причем в таких случаях их внедрение более позднее, чем образование диоритов и гранодиоритов крупных массивов. Отдельные разновидности интрузий этого типа известны в литературе под названием граниты типа уллукам (Бессонов, 1938₁).

В области Марухско-Тебердинского поднятия двуслюдяные граниты образуют вытянутую в северо-западном направлении — Кти-Тебердинскую интрузию. К юго-западу и к юго-востоку интрузия уходит под сохранившиеся от денудации кристаллические сланцы субстрата.

В разрезе р. Кти-Теберды наблюдается полого падающий к юго-западу контакт интрузии, с отдельными куполовидными вздутиями пологой поверхности интрузива.

Контактные явления и интрузивный характер масс достаточно отчетливо могут изучаться именно по южной и юго-восточной периферии интрузии. По северной границе интрузия отделена разрывом от области развития массивов микроклиновых гранитов. Разрыв проходит по р. Хадюке (левый приток р. Аксаута) на юго-восток, в верховья р. Б. Марки.

Вытянутое тело светлосерых гранитов протягивается в северной части области развития микроклиновых гранитов. Взаимоотношения двуслюдяных гранитов на этом участке с микроклиновыми крупнозернистыми гранитами и гранодиоритами неясны, так как непосредственные контакты скрыты. Но, учитывая взаимоотношения двуслюдяных гранитов с аляскитовыми гранитами и их жильными дериватами, можно думать, что тело двуслюдяных гранитов в северной части Аксаутского района имело активный контакт с породами Маркинского массива, осложненный разрывами, по которым интродуцировали аляскитовые граниты.

Жилы серых гранитов наблюдаются в породах субстрата, среди порфировидных гранодиоритов и в диоритовых породах оторочки. По юго-восточной границе Кти-Тебердинская интрузия двуслюдяных гранитов окаймляется значительной площадью пород субстрата, испытавших сильное контактное и инъекционно-метасоматическое воздействие со стороны интрузии.

В опущенной западной части зоны (область М. и Б. Лабы) развиты апикальные части интрузии двуслюдяных гранитов, дающие в современном срезе поверхности мелкие неправильные или штокообразные тела, особенно развитые по рр. Дамхурцу, Мамхурцу и Макере. С ними связан большой по площади ореол контактно-инъекционно-метасоматически измененных кристаллических сланцев.

В области М. Лабы проявления двуслюдяных гранитов и их контактно измененные оторочки наблюдаются как отторженцы среди пород интрузии аляскитовых гранитов р. Кочерги.

Геологическое положение двуслюдяных гранитов северной подзоны документируется тем, что они прорезают диориты, плагиограниты, крупнозернистые гранодиориты комплекса Главного хребта, а производные двуслюдяных гранитов секутся жилами аляскитовых гранитов. Породы интрузий в основном представлены двумя разновидностями. Первая разновидность — серые, слегка огнейсованные среднезернистые породы скорее гранодиоритового типа, обычно слагающие краевые части интрузий. Другая разновидность — более светлые, часто белые (за счет белых зерен полевого шпата), с мелкими пластинками черной слюды, граниты обычно более мелкозернистые и редко огнейсованные. Они образуют неправильные пятна среди площадей серых гранодиоритов первого типа, а также образуют куполовидные и штоковые ответвления от общего тела интрузий (рр. Кти-Теберда, Дамхурц и другие места).

Описываемые породы обладают гипидиоморфной и часто скорее монцонитовой структурой, с отчетливо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза. Калиевый полевой шпат и слюды обычно развиваются в промежутках, кварц часто развит в виде округлых зерен, пойкилитово прорастающих плагиоклаз. Кварц иногда находится в пегматитовом срастании с микроклином. Такое сочетание монцонитовой структуры с развитием пойкилитовых образований кварца и микропегматита характерно для типичных разновидностей двуслюдяных гранитов. Сложение пород обычно равномернозернистое.

Минералогический состав двуслюдяных гранитов определяется развитием плагиоклаза, биотита, кварца, калиевого полевого шпата, мусковита, аксессуарных и вторичных минералов.

Плагиоклаз короткопризматический — зонален. Смена зон резкая. Центральная часть, тонко соссюритизированная зона, отвечает составу $Ab_{70-80}An_{30-40}$, а краевая, более узкая зона — составу $Ab_{75-82}An_{25-18}$. Наблюдаются реакционные отношения с калиевым полевым шпатом. Включения плагиоклаза в калиевом полевым шпате, относящиеся к андезину (40% An), имеют идиоморфные очертания, наружная кайма из олигоклаза (22% An) корродирована, и на самом ее краю образуется узкая реакционная каемка из прозрачного альбита (1—2% An), содержащая обычно обильные червеобразные вроски кварца (мирменит). Количественно плагиоклаз является главной составной частью.

К-Na-полевой шпат количественно играет небольшую роль (табл. 14); он развит в виде неправильных зерен в промежутках между другими минералами. Содержит идиоморфные включения коричневого биотита и плагиоклаза. В нем наблюдается сложное двойникование, создающее решетчатый облик зерна, но решетка заметна не во всех зернах и не на всей площади одного зерна; обычно решетчатое строение имеют центральные части зерен, — к краям решетки не наблюдается. Изучение федоровским методом большого количества зерен указывает, что у всех серых гранитов К-Na-полевой шпат представлен триклинной разностью. В более крупнозернистых разностях он почти всегда представлен микроклином с большим углом оптических осей и с хорошо выраженной решеткой. В мелкозернистых разностях пород интрузии и в связанных с ней жилах часто встречается нерешетчатый К-Na-полевой шпат со значительно меньшим 2V (до 52°). В таких породах отдельные измерения 2V в одном и том же шлифе и даже в пределах одного зерна иногда дают колеблющиеся значения от 50 до 80°.

Биотит, образующий мелкие идиоморфные пластинки, обычно свежие, плеохроирующие от темнокоричневого цвета || Ng до светложелтого || Np. Двуосен. 2V = —(8—10°). Содержит частые, но очень мелкие включения, вокруг которых развиты густые темные плеохроичные ореолы.

В краевых фациях гранитов и в местах развития жил аляскитовых гранитов биотит значительно хлоритизирован. Но даже при хлоритизации биотита основной массы краевых фаций гранитов, его включения в микроклине обычно свежие. По биотиту вдоль трещинок спайности иногда заметно образование пренита, чего не замечается в других гранитоидах комплекса.

К в а р ц развит в количествах, превышающих содержание К-Na-полевого шпата; он образует ксеноморфные зерна в промежутках, имеет слабое облачное угасание. Содержит включения биотита и плагиоклаза. По времени кристаллизации он близок с микроклином и иногда встречается в микропегматитовом прорастании с ним.

М у с к о в и т количественно мало уступает биотиту. Образует пластинки в промежутках между другими минералами, являясь одним из позднейших по времени образования.

А к ц е с с о р н ы е: апатит, титанит, ильменит и др.

В т о р и ч н ы е: хлорит по биотиту, пренит по трещинкам спайности в биотите и соссюрит в центральных зонах плагиоклаза.

Количественно-минералогические подсчеты и химические анализы позволяют относить породы описанного типа к гранитам.

Жилы двуслюдяных гранитов, секущие другие гранитоиды, отличаются более кислым характером. В них увеличивается роль кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаз более натриевый.

Менее заметен идиоморфизм плагиоклаза, но общий облик как внешний, так и под микроскопом, остается тот же.

Взаимоотношения двуслюдяных гранитов с крупнозернистыми микроклиновыми гранитами недостаточно ясны. На р. Аксауте (ниже лесопункта)

**Константы К - Na - полевого шпата в породах интрузии
двуслюдяных гранитов**

Номера образцов	-2V (градусы)	L (001)			Разновидности пород	Примечания
		Ng	Nm	Np		
		градусы				
187	76	84	8	86	Породы интрузии	Решетчатый
444	50	88	10	82	»	Край зерна, нерешетчатый
	62	—	—	—	»	То же, центр
364	58	88	9	83	»	Нерешетчатый } Одно зерно Решетчатый }
	80	—	—	—	»	
398	57	90	10	80	»	Нерешетчатый Решетчатый
	82	—	—	—	»	
980	67	—	—	—	»	Неясная решетка
945	64	79	11	89	»	Распльвчатая решетка
915	66	86	9	80	Мигматиты	Распльвчато-решетчатый
	58	85	9	81	»	»
	64	—	—	—	»	Нерешетчатый
275	76	86	5	85	»	»
276	86	83	9	88	»	»
109	52	—	—	—	{ Отторженец в существенно Ми -гранитах (аляскитах)	Пелитизирован
	74	—	—	—		»
111	52	80	12	86		Свежий решетчатый
	72	—	—	—	Пелитизированный	
	60	—	—	—	»	
166	56	87	13	81	Жильные породы	»
	53	—	—	—	»	Прозрачный, нерешетчатый
311	56	83	10	82	»	Решетчатый
	60	85	13	80	»	»
	72	88	8	83	»	»
309	52	86	10	80	»	Пелитизированный нерешетчатый
333	57	86	11	78	»	То же
45/40	60	76	14	86	»	Распльвчатый решетчатый
25	70	86	7	85	»	То же
754	80	86	6	86	{ Дайка гранит-порфира	Вкрапленники
	60	81	16	80		Основная масса
788	64	86	8	82	Жила в микроклиновых гранитах	Центральная часть жилы

наблюдается следующая картина эндо- и экзоконтактных изменений жилы и вмещающего гранита. Типичные крупнозернистые микроклиновые граниты (обр. № 787) прорезаются жилой типичного серого мелкозернистого гранита (обр. № 788). Приконтактовая часть микроклиновых гранитов (обр. № 789) структурно и по составу не отличается от обычных гранитов, только сильнее развивается мусковит, замещающий биотит, и плагиоклаз более пелитизирован. Приконтактовая часть жилы серого гранита (№ 789а) более осветленная, чем центральная часть жилы, и более крупнозернистая. В ней возрастает количество микроклина по сравнению с центральной частью жилы, и он подчас образует значительно более крупные призматические зерна. Биотит хлоритизирован в большей мере. Другие отличия не существенны.

Такие взаимоотношения могут рассматриваться как обычные интрузивные отношения микроклиновых гранитов с более поздними серыми гранитами. Но можно также предположить, что серые граниты по трещине интродировали в породы гранодиоритовой интрузии Маркинского массива и в свою очередь захвачены вдоль плоскости контакта жилы процессами, приведшими к микроклинизации и преобразованию гранодиоритов центральных частей массива в микроклиновые граниты. О таких взаимоотношениях скорее говорит не только отсутствие зоны закалки по периферии жилы, но и увеличение ее зернистости при одновременном увеличении роли микроклина, с развитием его в крупных, относительно идиоморфных зернах. При таком толковании вопрос, что было раньше — внедрение серых гранитов или процесс микроклинизации — с известной степенью вероятности решается в пользу более раннего интродирования серых гранитов.

Апофизы и жильные производные интрузии серых гранитов

В верховьях р. Б. Марки кристаллические сланцы кровли интродируются согласными дайками гранит-порфиров (обр. № 754 и 755), мощность которых доходит до 50 м. Центральные части дайки имеют гранит-порфировую структуру и минералогический состав в виде двух поколений минералов. Первое поколение представлено крупными выделениями (4—5 мм) плагиоклаза (олигоклаз серицитизированный), кварца с облачным угасанием, микроклина (прозрачный, в виде единичных зерен), биотита крупнопластинчатого, в значительной мере хлоритизированного. В основной массе развито второе поколение тех же минералов, но плагиоклаз относительно идиоморфный, пелитизированный. К-Na-полевой шпат — мелкие зерна неправильной формы, нерешетчатые, с пониженным углом оптических осей. Кроме того, в основной массе обильно развиты мелкие пластинки мусковита.

Краевая часть дайки представляет мелкозернистую аплитовидную породу из агрегата неправильных зерен плагиоклаза, К-Na-полевого шпата и кварца.

Жильные граниты в кровле интрузий близ оз. Дунпунх

Здесь жилы гранитов залегают среди кристаллических сланцев кровли, измененных контактным воздействием интрузии. Жильные породы имеют сходство с самими интрузиями, но отличаются несколько более кислым характером. Относительно идиоморфный плагиоклаз представлен альбитом (8% An), увеличивается роль К-Na-полевого шпата, представленного триклинной нерешетчатой разновидностью (№ 333) с пониженным 2V.

К этому типу пород относятся ответвления и апофизы гранитов во вмещающие кристаллические сланцы, наблюдаемые в обнажениях левого берега р. Кти-Теберды.

Краевые части массива представлены светлыми мелкозернистыми гранитами с повышенным содержанием К-На-полевого шпата (20—22%). Апофизы, отходящие от массива, внедряются во вмещающие породы постепенно выклинивающимися телами. Для них характерно более крупнозернистое сложение, притом неравномернозернистое, что создает несколько пегматоидный облик этих пород.

В минералогическом составе таких жильных отщеплений заметно увеличивается роль К-На-полевого шпата (по константам близок к анортит-клазовой разности), который развивается в крупных, до 1.0—1.5 см, неправильной формы зернах. Одновременно наблюдаются увеличение количества мусковита и появление в отдельных разностях турмалина, фибrolита и других более редких минералов.

Контактовые изменения,¹ связанные с интрузией серых двуслюдяных гранитов

Характеристика петрографического состава пород, вмещающих интрузии Главного хребта, и изменений этих пород, вызываемых различными интрузиями, дается в особой главе. Здесь необходимо отметить основные преобразования вмещающих пород, вызванные воздействием описываемых гранитов.

Выделяются два типа изменений.

1. Непосредственное контактное воздействие. Приконтактовые кристаллические сланцы — породы с реликтами первоначального состава (кварц, обесцвеченный биотит, олигоклаз) — содержат обильные новообразования свежего коричневого биотита, крупных выделений андалузита, волокнистого силлиманита и мусковита; реже встречается турмалин. Такие новообразования во вмещающих кристаллических сланцах наблюдаются на расстоянии до 200—300 м от контакта с интрузиями. Более удаленные породы подверглись главным образом биотитизации и мусковитизации с редким появлением турмалина.

2. В ореоле интрузий двуслюдяных гранитов образуются обширные зоны гранитизации. Они представлены мелкозернистыми биотитовыми серыми гранито-гнейсами, в которых отчетливо заметно наличие реликтов «палеотипной» части кристаллических сланцев, послойно инъецированных подвижными компонентами магмы, давшей интрузии двуслюдяных гранитов. Изучение шлифов таких пород показывает, что меланократовые слои сложены первичной вмещающей породой, в которой происходят заметная регенерация биотита, развитие ситовидно прорастающего кварца и появление каемок свежего плагиоклаза (олигоклаз-андезин). Лейкократовые слои сложены реликтами первоначального сланца (хлоритизированный, частью регенерированный биотит, плагиоклаз, кварц), по которым развиваются редкий свежий биотит, К-На-полевого шпата и свежий плагиоклаз.

Светлые слои, мощностью от долей миллиметра до нескольких миллиметров, сходны по составу с гранитами. Большая сохранность реликтовых признаков наблюдается в меланократовых прослоях.

Учитывая роль взаимодействия состава вмещающих пород (Q, Bt, Olg — в основном) с материалом инъекций, в результате которого образуются прожилки состава: кварц, К-На-полевого шпата, биотит и редко мусковит, можно думать, что инъекции имели существенно кварцево-полевошпатовый состав, более кислый, чем производшие их граниты.

Ксенолиты. При наших полевых исследованиях среди интрузии серых двуслюдяных гранитов не наблюдалось включения у них чуждых пород, в противоположность микроклиновым гранитам и порфировидным гранодиоритам, где ксенолиты диоритовых пород весьма распространенное явление. Но среди гранитизированных, до состояния мелкозернистых свежих гранодиоритовых гнейсов, пород ореола гранитизации интрузий двуслюдяных гранитов, встречаются останцы — включения чуждых пород, представленные часто амфиболитами, биотитовыми сланцами или мелкими телами регенерированных (за счет амфиболитов?) габбро-диоритовых пород.

Изменения таких ксенолитов сводятся к появлению свежих новообразований биотита, специфического амфибола, анортклаза, пренита, эпидота и некоторых других минералов.

Жильные производные интрузии двуслюдяных гранитов

Характеристика жильных образований, непосредственно связанных с интрузией двуслюдяных гранитов, дана была выше. Кроме этих образований, с интрузией двуслюдяных гранитов связаны жилы мусковитовых пегматитов мощностью до 1—1.5 м, часто переходящие к зальбандам в аплиты. Образуются они обычно в кровле интрузий, вблизи тела интрузии и, реже, притом меньшей мощности, в теле самих интрузий.

Состав пегматитов: кварц, микроклин, олигоклаз, мусковит; часты мелкие зерна граната и апатита. В отдельных случаях в пегматитах встречаются андалузит, турмалин.

Гидротермальные жилы. Залегание рудоносных кварцевых жил в кровле интрузий двуслюдяных гранитов позволяет рассматривать их как гидротермальные производные этих интрузий. Это подтверждает пример Кти-Теберды — верхняя часть хребта Кургашин-Чат. Плоскость контакта двуслюдяных гранитов со сланцами левобережья р. Кти-Теберды полого падает к юго-западу под хребет Кургашин-Чат. Интенсивность метаморфизма вмещающих пород по мере удаления от контакта с интрузией ослабевает.

Геологические наблюдения показывают, что рудоносные жилы секут гранит-порфировые дайки и сами секутся жильными породами габбро-диабазового характера.

Изучение апофиз интрузии двуслюдяных гранитов, связанных с ними жил пегматоидных гранитов и ксенолитов амфиболовых габброидов среди мигматизированных пород ореола гранитизации интрузии двуслюдяных гранитов подкрепляет предположение о генетической связи кварцевых жил Кти-Теберды с интрузией двуслюдяных гранитов или, что вероятнее, с фацией их — с гранитами так называемого уллукамского типа (куполовидные воздымания на общем фоне пологой поверхности интрузии, отличающиеся несколько более кислым составом).

Серые биотитовые мелкозернистые гранодиориты южной подзоны

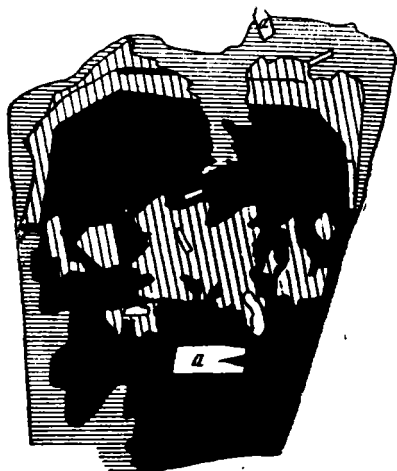
В пределах южной подзоны, в отдельных ее участках развиты интрузивные проявления серых мелкозернистых биотитовых гранодиоритов, обычно в виде небольших тел.

Подобные проявления изучены мною в районе верховьев р. Аксаута и в верховьях р. М. Лабы. Значительно более крупное по масштабу проявление из интрузий указанного типа — это, вероятно, Санчарский массив диоритов — кварцевых диоритов — гранодиоритов.

В верховьях р. Аксаута (приледниковая часть) гранодиоритовые гнейсы и габброиды Аксаутского массива интродуцированы по вертикальной зоне дробления мелкозернистыми серыми, свежими на вид биотитовыми гранодиоритами. Здесь на сглаженной поверхности скального обнажения видны оплавленные обломки габброидов жильных спессартитов этого района, погруженные в гранодиоритовую массу.

Микроскопическое изучение гранодиоритового цемента показывает, что порода имеет гранитную структуру, приближающуюся к монцититовой, несколько порфировой.

Минералогический состав — крупные выделения плагиоклаза, темно-зеленой роговой обманки и свежего коричневого биотита; мелкозернистый олигоклаз и кварц — в основной массе. Акцессорные — апатит, рудные.



 $Pl-Ab_{55} An_{45}$
 $Pl-Ab_{40} An_{60}$
 $Pl-Ab_{25} An_{75}$
 $Амф$ (зеленый, густо окрашенный)

Фиг. 10. Возобновляющаяся зональность плагиоклаза в гранодиоритах Перевальной подзоны (р. Аксаут, обр. 271). Зарисовка.

Плагиоклаз, образующий крупные выделения — зональный; характер зональности специфичный (фиг. 10). Наблюдаются возобновляющиеся зоны различной основности.

Центральная часть — резорбированный кислый андезин (32% An). Он резорбируется и замещается лабрадором (56% An); последний снова обрастает андезином (32—34% An), в котором наблюдается узкая полоска лабрадора, отвечающего кратковременному изменению состава кристаллизующейся магмы (ее базификация), снова сменяющемуся периодом кристаллизации андезина, который, в свою очередь, в результате поступления новых порций магмы, его резорбируется, после чего кристаллизация завершается выделением олигоклаза (25% An).

Наблюдается непостоянство состава отдельных вкраплеников, в некоторых выпадают промежуточные зоны, повидимому нацело резорбированные, но у всех крупных выделений краевая оторочка, а также плагиоклаз основной массы представлены олигоклазом.

Амфибол, образующий идиоморфные призмочки, встречающиеся в виде включений в андезиновом плагиоклазе центральных частей зерен плагиоклаза, а также и в зернах иной основности. Амфибол того же характера, развитый в основной массе, разъедается свежим коричневым биотитом.

Оптические свойства амфибола (зеленая роговая обманка) позволяют подчеркнуть его сходство с амфиболом, характерным для серии кварцевых диоритов — диоритов, связанных с интрузией двуслюдяных гранитов и с тем амфиболом, который развивается в результате воздействия этих гранитов на вмещающие диориты (см. главу II, описание основных и диоритовых пород).

Плеохроизм роговой обманки: $\parallel Ng$ густой зеленый, с синеватым оттенком, $\parallel Nm$ желтовато-зеленый, $\parallel Np$ светлозеленый, — $2V = 60^\circ$ $cNg = 17^\circ$.

Биотит, образующий мелкие свежие пластинки, плеохроизирующие от густо-коричневого $\parallel Ng$ до зеленовато-желтого $\parallel Np$. Разъедает и замещает зерна амфибола. Содержит частые включения апатита, рудных. В биотите не наблюдается включений с образованием плеохроичных оторочек.

Кварц и олигоклаз основной массы — свежие, образуют мелкие ксеноморфные зерна.

Калиевый полевой шпат и мусковит отсутствуют.

Включения чуждых пород отвечают по составу амфиболовым перекристаллизованным габброидам и спессартитам. Спессартиты (обр. № 270) представляют породы, сильно переработанные воздействием гранодиоритов. Они обладают офитовой структурой. Состав их: плагиоклаз из двух зон — центральная — лабрадор (55% An), краевая — андезин (34% An).

Зеленая роговая обманка по плеохронизму, углу с Ng и 2V аналогична выше описанной; для нее определены показатели светопреломления ($N_g = 1.700$, $N_r = 1.678$) и она образует крупные вытянутые, иногда шестоватые кристаллы (микроскопически сходные с амфиболом из спессартитов); биотит — свежий, коричневый до светложелтого, развивается в промежутках и по амфиболу; кварц образует округлые зерна в промежутках. По составу порода может быть отнесена к кварцевым диоритам.

Обломок габброида (№ 269), захваченный гранодиоритом, имеет структуру габбровую, но несколько приближающуюся к гранобластической. Состав обломка плагиоклаз (основной); амфибол зеленовато-бурый обесцвеченный, обрастает узкой каймой густозеленого специфичного амфибола — для центральной части $-2V = 70^\circ$, для краевой (регенерированной) оторочки $-2V = 60^\circ$. Из других минералов в небольшом количестве присутствуют свежий биотит, кварц и довольно обильный апатит.

Приведенная характеристика гранодиоритов приледниковой части р. Аксаута, в соответствии с наблюдаемыми геологическими условиями их залегания, позволяет думать, что кристаллизация гранодиоритовой магмы происходила в сложной и изменчивой физико-химической обстановке.

Изменчивость обстановки кристаллизации, фиксируемая возобновлением и резорбцией различных стадий кристаллизующегося плагиоклаза и появлением кайм нового амфибола, в основном вызывалась колебаниями состава расплава. Ассимиляция захваченных основных пород и приток нового кислого материала обуславливали колебания в составе кристаллизующейся магматической жидкости.

Загрязнение гранодиоритовой магмы вело к образованию промежуточных габброидных и диоритовых стадий, подвергавшихся новому расплавлению. В конечной стадии режим выравнился и кристаллизация закончилась образованием гибридной породы кварц-диоритового — гранодиоритового состава с реликтами предыдущих этапов кристаллизации.

В верховьях р. М. Лабы встречаются изолированные мелкие тела двуслюдяных гранодиоритов и диоритов, сопровождающиеся характерными для интрузий двуслюдяных гранитов явлениями контактового и инъекционно-метасоматического метаморфизма. С ними связаны биотитизация, образование силлманита во вмещающих сланцах и образование ореолов гранитизации из серых тонкополосчатых мелкозернистых биотитовых гранитоидных пород.

Характеристика пород диорито-гранодиоритовой группы перевала Лаштрак, Санчаро и Адзаппи

(По литературным данным)

Геологическое положение пород Санчарского массива неясно по имеющимся в опубликованной литературе данным. Интрузия диоритов — гранодиоритов имеет активные контакты с нижнепалеозойской (?) толщей метаморфических пород, представленных, по И. И. Бессонову (1938₂), в основном хлоритосерицитовыми сланцами с новообразованиями биотита, граната, турмалина и андалузита. И. Я. Баранов относил (1937) интрузии диоритов к палеозою, по аналогии (? — Г. Аф.) с интрузиями сиенитов и диабазов Лабы, Б. Зеленчука, Малки. По более поздней работе Г.Р. Чхотуа (1941) возраст интрузий неясен; они секут толщу из роговиков, туффигов и филлитов, сами секутся дайками микроклиновых гранитов и пегматитов. По минералогическому составу и особенностям структуры породы сходны с породами, описанными в кавказской литературе как неинтрузивные. Взаимоотношения и переходы между отдельными

Количественно-минералогический состав пород интрузии двуслюдяных серых гранитов
(в объемных процентах)

Минералы	Породы и номера образцов																
	Породы массива (Кти-Тебердинский)					Жилы в порфировидных гранитах			Среднее из пяти подсчетов пород массива	Переходные породы Санчарского массива							
										по Г. Р. Чхотуа				по И. Я. Баранову			
	444	398	945	187	166	25 центр	24 край	23 кон-такт (эндо)		бана-тит	кварцевые диориты			дио-риты	кварцевые диориты		
Кварц	40.2	37.0	35.6	34.7	41.0	39.5	46.3	31.2	37.7	35	25	16	10	—	12.5	15.3	8.89
Плагиоклаз	45.1	45.6	45.5	38.2	41.5	43.0	32.9	20.9	43.2	45	35	47	55	62.1	58.0	51.7	49.38
К-Na-полевоы шпат	7.1	5.3	10.8	14.9	6.6	10.9	16.1	10.8	8.9	15	—	—	—	—	—	—	—
Биотит	6.5	6.9	4.3	7.4	3.7	2.9	2.7	8.6	5.8	2	—	4	—	—	—	11.9	—
Мусковит	0.6	4.4	3.3	3.4	6.6	3.3	1.3	28.0	3.7	—	—	—	—	—	—	—	—
Акцессорные	0.5	0.8	0.5	1.4	0.6	0.4	0.7	0.5	0.7	—	—	—	—	1.7	1.4	1.5	2.73
Амфибол	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	35	28.5	30	36.2	28.1	19.6	39.00
Хлорит	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть	1	5	4	4.5	Есть	Есть	Есть	Есть
Эпидот, цоизит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.5	0.5	—	—	—	—
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Ап в плагиоклазе, %	33—22	27—18	30—20	25	22	28	18	18	24	27—35	31.45	35—45	35	45	40	44	38
Содержание Ап в породе, %	12.1	10.6	11.6	9.5	9.2	12.0	6.0	3.8	10.3	14	13.3	18.8	19.3	27.9	23.2	22.8	18.8
Аб в породе, %	33.0	35.0	33.9	28.7	32.3	31.0	26.9	17.1	32.8	31	21.7	28.2	35.7	34.2	34.8	28.9	30.6

Таблица 16

Химические анализы пород интрузии двуслюдяных гранитов и близких пород

Компоненты	Номера образцов													
	187		444		468		а		б		в		692	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	68.66	1.143	70.26	1.168	70.85	1.180	63.08	1.053	63.07	1.053	65.43	1.091	70.90	1.180
TiO ₂	0.50	0.006	0.25	0.003	0.37	0.005	0.69	0.009	0.72	0.009	Следы	—	0.48	0.006
Al ₂ O ₃	15.88	0.156	15.60	0.153	16.01	0.157	16.52	0.162	15.79	0.155	10.07	0.099	14.60	0.144
Fe ₂ O ₃	0.76	0.005	0.49	0.003	Нет	—	2.80	0.018	1.68	0.011	2.06	0.013	0.80	0.005
FeO	2.75	0.038	2.05	0.028	2.30	0.032	3.82	0.053	3.95	0.055	5.19	0.072	1.70	0.024
MnO	0.07	0.001	0.07	0.001	0.04	0.001	0.07	0.001	0.07	0.001	Следы	—	0.03	—
MgO	1.13	0.027	0.93	0.023	0.77	0.020	2.20	0.055	2.22	0.055	2.32	0.058	0.82	0.020
CaO	1.80	0.032	2.50	0.045	2.72	0.048	4.96	0.089	5.73	0.102	7.45	0.134	2.57	0.046
BaO	0.18	0.001	0.17	0.001	Не опр.	—	Не опр.	—	0.04	—	—	—	0.08	0.001
Na ₂ O	3.18	0.051	3.37	0.055	4.25	0.068	2.88	0.047	4.78	0.077	3.40	0.055	2.77	0.045
K ₂ O	3.70	0.039	3.41	0.036	1.72	0.018	1.85	0.020	0.98	0.010	2.00	0.021	3.98	0.042
P ₂ O ₅	0.28	0.002	0.26	0.002	—	—	0.08	0.001	0.11	0.001	0.15	0.001	0.10	0.001
CO ₂	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻¹¹⁰	—	—	—	—	0.10	—	0.13	—	0.82	—	1.96	0.109	0.93	0.050
H ₂ O ⁺¹¹⁰	1.36	0.078	0.84	0.046	1.10	0.061	0.84	0.044	—	0.044	—	—	—	—
Сумма	100.25	—	100.20	—	100.23	—	99.92	—	99.96	—	100.03	—	99.76	—

Обр. № 187 — правый берег р. Аксаута, выше р. Ойюргон-Чат. Аналитик В. М. Некрасова.

Обр. № 444 — левый берег р. Марки, в 7 км от устья. Аналитик В. М. Некрасова.

Обр. № 468 — р. Магера (приток р. Б. Лябы). Из работы Н. Ф. Гончарин (1936).

Обр. а — «банатит» Санчарского массива. Из работы Г. Р. Чхотуа (1941).

Обр. б) — кварцевые диориты Санчарского массива. Из работы И. Я. Баранова.

Обр. в) — кварцевые диориты Санчарского массива. Из работы И. Я. Баранова.

Обр. № 692 — левый приток р. Теберды (И. Г. Сергиев).

разновидностями, слагающими Санчарский массив, упомянутыми авторами почти не освещены.

И. Я. Баранов петрографически описывает серию пород от кварцевых диоритов до гранитов и приводит химические анализы их. И. И. Бессонов описывает (1938₂) диориты и кварцево-роговообманковые диориты. Г. Р. Чхотуа (1941) выделяет среди пород Санчарского массива банатиты, кварцевые диориты и кварцевые габбро-диориты.

Количественно-минералогический состав банатита (по Г. Р. Чхотуа) приведен в табл. 15. Состав диоритов был дан в табл. 10; те же породы подверглись сравнительному рассмотрению при описании пород промежуточной группы северной подзоны. Химический состав кварц-диорита Санчаро также приводился при рассмотрении промежуточных пород в целом (табл. 8). Химические анализы пород, приближающихся к гранодиоритам (данные Г. Р. Чхотуа и И. Я. Баранова), приведены в сводной таблице химических анализов для интрузии двуслюдяных гранитов (табл. 16).

Рассмотрение качественного состава породообразующих минералов позволяет отметить следующие особенности отдельных минералов.

Плагноклаз — зональный, обычно идиоморфный, относится к андезину.

Калиевый полевой шпат в гранодиоритах представлен, по Г. Р. Чхотуа, ортоклазом ($2V = -75^\circ$) и аноклазом ($2V = -54^\circ$).

Зеленая роговая обманка, по данным И. Я. Баранова, характеризуется пониженными углами оптических осей (около -60°) и синеватым оттенком плеохроизма.

Особенности этих минералов делают их сходными с соответствующими минералами двуслюдяных гранитов и минералами вмещающих пород, с ними связанных.

Общее заключение по породам интрузии двуслюдяных гранитов

Сопоставление имеющихся данных по интрузиям двуслюдяных гранитов не позволяет с полной очевидностью показать единство и синхронность интрузий северной подзоны и слабо дифференцированных интрузий гранодиоритов — диоритов типа санчарских. Но все же, как видно из предыдущего описания, между этими двумя типами интрузий имеются общие черты.

Касаясь интрузий, развитых в северной подзоне, т. е. их более глубокой фации, можно наметить следующие особо для них характерные черты.

Интрузии серых двуслюдяных гранитов северной подзоны образуют значительные тела сравнительно однородных пород. От них отходят апофизы и жилы, породы которых близки по составу и структурам к породам материнской интрузии. С ними связаны аплиты, пегматиты и гидротермальные кварцевые жилы, располагающиеся в кровле интрузий на сравнительно небольшом удалении (до 1000—1500 м). О последнем говорит изучение кровли в разрезе хребта Кургаши-Чат.

Структура пород интрузии монцонитовая или близкая к ней. Плагноклаз зонален от андезина (30—40% An) до олигоклаза (18—20% An). Биотит — свежий коричневый с включениями, дающими плеохроичные ореолы. Существенно калиевый полевой шпат представлен триклинной разновидностью с колеблющимися величинами $2V$: наиболее низкие $2V$ характерны для краевых частей и апофиз интрузии; еще более резкое уменьшение $2V$ наблюдается в K-Na-полевым шпате регенерированных габбро-диоритов в кровле интрузий. Характерны также постериорные минералы — пренит, эпидот, тоже образующиеся главным образом в отторженцах основных пород.

Химические анализы пород интрузий северной подзоны говорят о кислоте их составе, приближающемся к составу гранитов. Но малые содержания К-На-полевого шпата и состав плагиоклаза сближают их несколько с гранодиоритами (лейкократовыми).

Интрузивные массивы двуслюдяных гранодиоритов северной подзоны не имеют оторочек из промежуточных пород (диориты, плагиограниты и т. д.), столь характерных для сложно построенных массивов микроклиновых гранитов.

Контакты интрузии с вмещающими породами резкие; в экзоконтактах образуются минералы (турмалин, силлиманит, мусковит, андалузит и др.), указывающие, с одной стороны, на значительный вынос летучих компонентов и, с другой стороны, на сравнительно высокотемпературный режим интродуцировавшей магмы. В породах интрузии, даже вблизи их кровли не наблюдаются ксенолиты вмещающих пород, что резко отличает интрузии двуслюдяных гранитов от других членов комплекса.

Ксенолиты вмещающих пород встречаются среди гранитизированных пород субстрата, превращенных в серые мелкозернистые гранито-гнейсы, гранитизация которых обусловлена подвижными компонентами магмы двуслюдяных гранитов.

В ореолах гранитизации, связанных с интрузиями двуслюдяных гранитов, при полной переработке биотитовых кристаллических сланцев субстрата, образуются гнейсовидные мелкозернистые породы, близкие по составу к гранитам интрузии, но более меланократовые. Наличие в составе пород субстрата массивных амфиболитов или пород габброидного или диоритового состава приводит к заметному изменению этих пород, но без их гранитизации, вследствие чего среди гнейсовидных гранодиоритов наблюдаются ксенолиты и относительно крупные тела амфиболовых габброидов.

Изменения, которые испытали эти массивные тела, крайне характерны и сопровождаются специфическими минералами.

Например, «палеотипные» диоритовые породы наряду с сохранением реликтовых (хлоритизированных) амфибола, биотита и соскюритизированного плагиоклаза преобразовываются в габбро-диоритовые породы с новообразованиями андезина, амфибола, биотита, с появлением таких постериорных минералов, как анортит, пренит, эпидот.

Амфибол, образующийся в результате воздействия интрузий двуслюдяных гранитов, имеет специфические плеохроизм, $2V$ и n^* показатели светопреломления. Такой амфибол появляется во всех случаях, когда или сама интрузивная порода содержит его в качестве порообразующего минерала, или когда она активно воздействует на соответствующие породы (амфиболиты, габброиды) субстрата.

Примеры сказанному приводились неоднократно. Такое постоянство новообразований вероятнее всего можно объяснить постоянством состава подвижных компонентов, выносимых из магмы частью путем газового переноса, частью обменными реакциями их с материалом вмещающих пород.

Приведенные особенности интрузии серых двуслюдяных гранитов характеризуют магму, из которой они образовались, как активную массу, с относительно высоким температурным режимом, богатую подвижными компонентами.

Подвижные компоненты (щелочи, фтор, бор), продвигаясь вперед подымающейся магмы, давали ореолы мигматизации и вели к регенерации вмещающих пород (древних амфиболитов — в свежие габбро-диориты, биотитовых кристаллических сланцев — в гранито-гнейсы). Подымающаяся магма при внедрении в сходные по составу биотитовые кристаллические сланцы давала обильные апофизы несколько более кислого состава.

Вероятно, состояние магматического расплава (его высокая активность) не благоприятствовало сохранению вплавленных отторженцев, почему ксенолиты практически не наблюдаются в породах интрузии.

Активность магмы запечатлена также в серии жильных пород, пегматитов и гидротермальных образований, несущих определенную минерализацию. Весь процесс консолидации магмы и постепенного выделения продуктов ее медленного охлаждения достаточно сложный и прерывисто длинный во времени.

Сравнивая интрузии двуслюдяных гранитов северной подзоны с интрузиями южной подзоны (район Аксаутского ледника, Санчарский массив и др.), мы замечаем их определенное сходство в части внешнего облика, наличия специфических породообразующих минералов, общности контактовых воздействий (образование силлиманита, андалузита, биотита и др.). Все это позволяет предположить, что эти интрузии обеих подзон связаны единством во времени и единством родоначальной магмы. Некоторые индивидуальные черты интрузий в разных подзонах обусловлены, вероятно, структурно-геологической обстановкой во время внедрения и тектоническими процессами, наложившимися в последующие геологические эпохи.

Интрузии аляскитовых гранитов

Аляскитовые граниты образуют мелкие интрузивные тела разной формы. Они ассоциируются обычно с гранитоидами, слагающими морфологически единые, но сложно построенные массивы микроклиновых гранитов, находясь в интрузивных отношениях с ними. Вся сумма данных указывает, что интрузии аляскитового типа являются наиболее молодыми образованиями из интрузивных пород, образующих комплекс Главного хребта.

Описываемые граниты образуют отдельные, несколько вытянутые тела размером от 1×2 км до 1×3 км. Такие интрузии известны в разрезе р. М. Лабы по левобережью р. Кочерги в краевой части Мало-Лабинского массива и по левобережью р. Умпырь, где интрузия слагает возвышенность к югу от умпырского перевала. Породы этого типа образуют также крупные дайки мощностью до 100 м, обычно круто поставленные и ориентированные в северо-западном направлении (р. Марка в южной периферии Маркинского массива микроклиновых гранитов). В пределах северной подзоны широко развиты также мелкие жилы аляскистов, которые интродуцируют ранее сформировавшиеся массивы гранитоидов и вмещающие породы субстрата.

С интрузиями аляскитовых гранитов связаны жилы пегматитов и аплитов, а также гидротермальные кварцевые и кварцево-карбонатные жилы.

Взаимоотношения интрузий аляскитовых гранитов с остальными породами комплекса Главного хребта и породами субстрата частью вытекают из сказанного. Дополнительно отмечу, что 1) описываемые интрузии имеют активные контакты с блоками известняков, песчаников, сланцев литологически сходными с породами среднего палеозоя, 2) жильные производные аляскистов прорезают серые гнейсовидные мелкозернистые гранодиориты, слагающие ореолы мигматизации интрузии двуслюдяных гранитов, и отдельными жилами встречаются в самих гранитах, 3) жилы аляскистов секут зоны дробления и милонитизированные гранитоиды в верховьях р. Хадюка, сами не испытывая катаклаза.

Нижнеюрские отложения в районе междуречья рр. Аксаута и Б. Марки и в районе Умпырского перевала не испытывают изменений со стороны выходящих поблизости интрузий аляскитовых гранитов.

По внешнему виду породы, слагающие интрузии и жильные апофизы, являются равномернозернистыми породами со средней величиной зерен от 1 до 3 мм. Цвет их обычно буроватый, иногда красноватый от тонких пленок гидрата окиси железа. Породы обычно лейкократовые, темноцветный минерал представлен пластинками зеленоватого хлоритизированного биотита, присутствует всегда мусковит в виде мелких светлых пластинок. Породы часто трещиноваты, по трещинам развиваются карбонаты, кварц, реже хлорит.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, отдельных разностях наблюдается относительный идиоморфизм плагиоклаза. Породообразующие минералы — плагиоклаз, микроклин — микропертит, кварц, хлоритизированный биотит, мусковит, акцессорные и вторичные.

П л а г и о к л а з — альбит-олигоклаз (13—15% An), часто серицитизирован, на границе с микроклином в нем образуется прозрачная кайма альбита с мirmekитовыми вростками кварца, часто по трещинкам проникнут железистым карбонатом, в ряде случаев разложенным, с выделением окислов железа.

М и к р о к л и н, образующий неправильные зерна, обычно с двойниковым решетчатым строением. Измерения 2V показали, что породы массивов содержат микроклин однородный с большим 2V, тогда как в жильных породах измерения 2V дают колеблющиеся величины, в пределах одного зерна. Отчетливых явлений (подобно тому, что наблюдается в порфириовидных гранодиоритах) метасоматоза плагиоклаза микроклином не заметно, но отчетливое образование M_1 вдоль корродированных зерен плагиоклаза наблюдается. Микроклин обычно свежий, не пелитизированный.

К в а р ц — мелкозернистый, развит в интерстициях между другими минералами.

Б и о т и т. О присутствии биотита можно судить по пластинкам хлорита, в которых нередко заметны участки биотита. При этом в хлорите сохраняются ореолы вокруг включений. Биотит замещается также мусковитом; следами бывшего биотита в таком случае являются продукты его разложения, скопляющиеся в виде мелкого агрегата рудных вдоль спайности в мусковите.

М у с к о в и т, развивающийся по биотиту и образующий самостоятельные пластинки в интерстициях между другими минералами.

А к ц е с с о р н ы е — апатит, пирит. Вторичные минералы обычно значительно развиты в породах этого типа; они представлены серицитом по плагиоклазу, хлоритом по биотиту. Образование вторичных минералов скорее всего можно связывать с ранним этапом аутометаморфических изменений гранитов. Обычно присутствующий кальцит, судя по продуктам разложения, часто железистый, развивается по ветвящимся трещинкам в породе, замещая полевые шпаты.

В широком развитии вторичных минералов — хлорит, карбонаты — отличительная особенность аляскитовых гранитов.

Количественное соотношение породообразующих минералов (Q, Pl, K-Na-полевой шпат) постоянны для многих образцов (см. табл. 13) и позволяют рассматривать породы как граниты, близкие к среднему типу.

Химический состав их характеризуется повышенным содержанием SiO_2 и преобладанием K_2O над Na_2O . Химический состав близок к среднему составу аляскистов по Дэли (см. табл. 9).

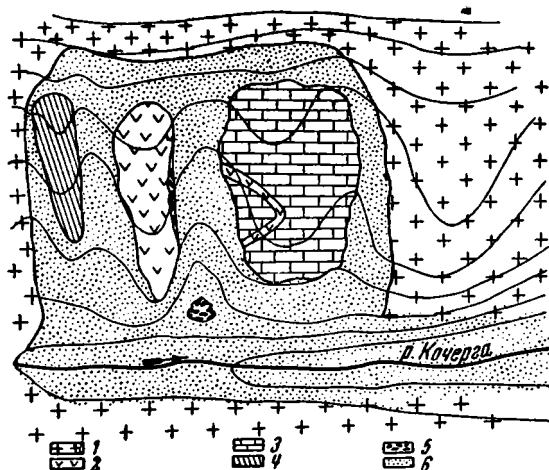
Взаимоотношения с интрузируемыми породами

К о н т а к т ы с о с а д о ч н ы м и п о р о д а м и с р е д н е г о п а л е о з о я (?). Изучение выхода гранитов и залегающего среди них блока мраморизованных известняков р. Кочерги (фиг. 11) показало, что граниты, близкие к контакту (3—5 см), по структуре и составу не отличаются от гранитов обычного типа. Мраморы представляют мелкозернистые породы торцовой структуры, с отдельными зернышками пирита и пирротина. В мраморах наблюдаются жилы диоритовой породы, состоящие из зонального плагиоклаза (ядро An_{40-45} , края — $Ab-Olg$ № 16), актинолитизированного амфибола, пластинок свежего коричневого биотита, кальцита, рудных и кварца. Такой состав говорит о том, что порода образовалась в условиях меняющейся физико-химической обстановки.

Первыми выделялись минералы, отвечающие диоритовой стадии — плагиоклаз (45% An) и амфибол, — которая обусловлена была базификацией гранитной магмы в контакте с известняками. Вторая стадия — образование Pl (Alb-Olg), биотита и кварца — отвечает кристаллизации магмы, по составу близкой к гранодиоритовой.

Появление габбро-диоритов как эндоконтактных пород гранитной интрузии, в контакте ее с мраморами, еще более отчетливо наблюдается по западному контакту блока известняков с гранитами.

Здесь в непосредственном контакте образуются очень тонкозернистые плотные черные габбро-диориты, которые постепенно, с удалением от контакта, делаются более крупнозернистыми. На самом контакте мраморы дают узкие зоны скарновых образований.



Фиг. 11. Взаимоотношения аляскитовых гранитов р. Кочерги со слабо метаморфизованными породами:

1 — аляскинты; 2 — краевые диориты, габбро-диориты; 3 — мраморизованные известняки; 4 — сланцы; 5 — зона скарнообразования; 6 — наносы.

Приконтактный габбро-диорит имеет порфировую структуру. Вкрапления представлены серицитизированным и корродированным плагиоклазом и псевдоморфозами хлорит-серпентина по темноцветному минералу. Следующая стадия кристаллизации породы ведет к образованию пелитизированного плагиоклаза (олигоклаза), коричневой роговой обманки и биотита. По мере удаления от контакта возрастает роль полевого шпата и кварца. В пределах изученного отрезка — до 5 м от контакта, в эндоконтактных диоритах наблюдаются две отчетливые стадии минералообразования: I стадия основной породы и II стадия образования гранодиорита.

Наблюдавшееся *in situ* в узкой зонке (1—2 см) развитие скарновых минералов, видимо, в других участках контакта имеет большие масштабы, так как на склонах лежат свалы делювия почти мономинерального состава из крупных шестоватых агрегатов контактового пироксена. Скарн из чистого пироксена подвергся отдельному изучению. По внешнему виду пироксен представляет плотные, но шестовато-лучистого сложения массы. На свежем изломе порода имеет светлозеленый цвет, при выветривании от выделения гидратных окислов железа и марганца она приобретает шоко-

ладно-бурый цвет и мажущуюся поверхность. Изредка среди пироксеновой массы наблюдаются скопления иголочек темнозеленой роговой обманки.

Оптическое изучение показало, что пироксен относится к моноклинным: $2V = +60^\circ$, $cNg = 47^\circ$, $Ng = 1.748 \pm 0.002$, $Np = 1.725 \pm 0.002$; $Ng - Np = 0.023$. По диаграмме Винчелла (1935) он отвечает пироксену с содержанием 90% геденбергита и 10% диопсида.

Заинтересовавшись обстоятельством образования железисто-марганцевого минерала в контакте аляскитовых гранитов и мраморизованных известняков, при практическом отсутствии железа и марганца в обеих контактирующих породах, мы вместе с В. А. Молевой более детально изучили некоторые породы.

В нашей совместной работе приведены анализы, сведенные в табл. 17: типичного аляскитового гранита, приконтактового с мраморами габбро-диорита (краевая часть эндоконтактной зоны гранита), приконтактового мрамора и аплитовой жилы, связанной с интрузией аляскитовых гранитов. Проведено было также частичное определение Fe, Mn, в микроклиновом граните, карбонатизированном в связи с пневмато-гидротермальными производными интрузии аляскитовых гранитов.

Все эти данные указывают на несомненный вынос из гранитной магмы железа и марганца в контактные зоны и обогащение этими элементами пневматолитов и кислого остатка магмы, в то время как сами граниты после кристаллизации практически содержат лишь следы этих элементов.

Сходный минерал описан И. Ф. Сиома (1900) как «шефферит» из с. Джимары. Волокнистая роговая обманка, образующаяся в пустотах скарновой породы, имеет черно-зеленый цвет, плеохроирует в густых тонах зеленого цвета с синеватым оттенком: $cNg = 8-10^\circ$, $Ng = 1.702$, $Np = 1.691 \pm 0.002$, $2V = -50^\circ$. По этим данным роговая обманка, вероятно, обладает повышенной щелочностью.

На склоне в крупных глыбах встречались россыпи ороговикованных и биотитизированных песчаников и глинистых сланцев, которые явно залегают в пределах контактного ореола интрузии р. Кочерги.

Приведенное описание контактов, во-первых, указывает вообще на активность магмы аляскитовых гранитов по отношению к осадочным породам среднего палеозоя (?). Во-вторых, ассимиляция известняков приводит к базификации гранитной магмы, что в первоначальной стадии кристаллизации влечет за собой образование пород диоритового состава, где ассимилированный кальций идет на образование основного плагиоклаза и темноцветных минералов. Последний этап кристаллизации отвечает гранодиоритовому составу остаточной магмы. В-третьих, контактные явления, так же как изучение минералов в жильных породах, показывают наличие выноса железа и марганца из гранитной магмы во вмещающие известняки.

Контактные явления на контакте гранитов с кристаллическими сланцами. Биотитовые сланцы испытывают изменения, сводящиеся к хлоритизации биотита и общей мусковитизации породы. Происходит послойное проникновение (мигматитизация) подвижных производных аляскитовой магмы с развитием метасоматического микроклина и кварца с замещением гранобластических зерен плагиоклаза (табл. II, фиг. 3). Такая мигматитизация предшествовала внедрению аляскитов, которые жилами секут уже мигматитизированные сланцы. Наблюдения по р. Кочерге (также и во многих других точках) позволяют считать, что воздействию гранитов аляскитового типа подвергаются кристаллические сланцы, предварительно измененные воздействием интрузий двуслюдяных гранитов.

Номера образцов	Компоненты		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
	Породы						
413	Аляскит		77.37	0.15	12.31	0.98	0.09
469	Габбро-диорит		47.68	2.38	17.26	1.68	9.04
153	Марганцевый геденбергит . .		47.20	Нет	1.23	3.38	21.28
153	Мрамор		—	—	0.08		—
680	Аплит		73.68	Нет	15.03	0.84	0.30
522	Измененный гранит		—	—	—	—	0.58

Массив однородных аляскитовых гранитов р. Кочерги протягивается от устья вверх по реке на 2,5—3 км. Близ западной краевой части массива, среди буроватых гранитов аляскитового типа, встречены крупные, до нескольких метров протяжением, участки светлосерых типичных лейкократовых двуслюдяных гранодиоритов. Несколько выше по реке выходят огнейсованные и более меланократовые разности сходных гранодиоритов (мigmatиты), которые секутся обильными жилами аляскитов.

Выше аляскитовые граниты резко сменяются серо-зелеными, по внешнему виду хлоритовыми сланцами. Близ контакта на протяжении около 200—300 м наблюдается перемежаемость пачек сланцев по 1,5—2 м с согласными телами аляскитовых гранитов.

В самих сланцах наблюдается послонная мигматитизация в виде отчетливых лейкократовых полосок из глазков розовато-белого полевого шпата. Выше, у развилка р. Кочерги, среди мигматитизированных сланцев наблюдается крупный участок серо-зеленых, не мигматитизированных сланцев.

Микроскопическое изучение, а также данные по содержанию щелочей, показывают следующую картину различий в составе мигматитизированных и не мигматитизированных сланцев.

Не мигматитизированный сланец (№ 508)— первично (первичность относительная — некоторые слагающие минералы характерны для экзоконтактов интрузий двуслюдяных гранодиоритов) биотитовый кристаллический сланец из коричневого биотита, олигоклаза, кварца и волокнистого силлиманита подвергся наложенному воздействию аляскитов, в результате чего 1) биотит обесцвечивается (коричневый сохраняется в виде включений в кварце ранней генерации), 2) происходит привнос кварца, который резорбирует полевые шпаты и выполняет в них каверны, 3) олигоклаз серицитизируется и 4) участками образуются обильные скопления мусковита.

Мигматитизированные сланцы (обр. № 505), более близкие к контакту с интрузией, представляют те же, с теми же изменениями, биотитовые мелкозернистые сланцы, но с развитием по сланцеватости крупного кварца, ассоциирующегося с калиевым полевым шпатом. Последний образует и самостоятельные ветвящиеся прожилки; относительно первичные минералы сланцев — коричневый биотит, силлиманит — характерны для экзоконтактовых зон интрузий двуслюдяных гранитов.

Химический анализ показывает увеличение щелочей в мигматитизированных биотитовых кристаллических сланцах (обр. № 505), по сравне-

ТОВ и приконтактовых пород

MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻¹¹⁰	H ₂ O ⁺¹¹⁰	Сумма
Следы	0.09	0.46	Не опр.	2.93	4.92	0.14	0.75	100.19
0.18	7.26	9.00	Следы	3.16	1.42	0.20	1.22	100.48
2.60	1.78	21.50	Нет	Следы	Следы	0.72	0.55	100.24
—	0.58	55.04	—	—	—	—	—	—
0.05	0.18	0.40	0.25	4.66	4.28	0.12	0.60	100.39
0.14	—	—	—	—	—	—	—	—

нию с биотитовыми кристаллическими сланцами (обр. № 508), испытывавшими более слабое воздействие интрузии аляскитов:

Образец	K ₂ O	Na ₂ O	Порода	Аналитик
№ 508	3.04	1.59	Биотитовый сланец	Т. Л. Покровская
№ 505	4.66	2.16	Он же мигматизированный	»

Контакты аляскитовых гранитов с серыми двуслюдяными гранитами. На р. Б. Марке (левый берег в 5—6 км от устья) типичные серые двуслюдяные граниты, обладающие монцонитовой структурой и состоящие из зонального плагиоклаза (An 30 → An 20), биотита, мусковита, К-На-полевого шпата, мусковита и других минералов в соответственных количественных соотношениях, прорезаются жилой 0.7 м мощности северо-восточного простирания — светлых аляскитовых гранитов (обр. № 682). Контакт между двумя породами по внешнему впечатлению резкий, но изменений текстурного порядка вблизи контакта не заметно ни в той, ни в другой породе.

Микроскопическое изучение приконтактовой части жилы показывает, что она представляет собой типичный аляскитовый гранит гипидиоморфной структуры. Минералогический состав ее — плагиоклаз — Ab-Olg (16% An), микроклин, кварц, биотит нацело хлоритизированный, мусковит и апатит. Последний в крупных зернах и в количествах, превышающих то, что понимается под аксессуориями. Среди такой породы в шлифе наблюдаются захваченные участки другой структуры и состава. Структура захваченных участков близка к монцонитовой: зональный плагиоклаз (An 28 → 20) призматический, идиоморфный, но с изъеденными, резорбированными краями, биотит, частью сохранившийся свежим, калиевый полевой шпат — мелкие зерна, частью нерешетчатые с малыми 2 V, значительно развит мусковит. В шлифе не видно резких прямолинейных границ между такими участками разного состава.

Приведенное описание взаимоотношений светлосерых гранитов и буроватых аляскитовых гранитов говорит о более позднем проникновении магмы аляскитовых гранитов по трещине в уже консолидированные серые граниты с захватом боковых пород. Структурная однородность жильного гранита и отсутствие в нем приконтактовой зоны закалки позволяют предположить близкие температурные условия для обеих пород во время

внедрения аляскитового гранита в уже консолидированную, но бывшую еще в горячем состоянии массу двуслюдяного гранита.

В некоторых других случаях контакты между двумя типами гранитоидов расплывчаты.

К с е н о л и т ы. Среди аляскитовых гранитов ксенолиты встречаются очень редко. В гранитах массива р. Кочерги встречены ксенолиты порфирита с неизменной структурой эффузивной породы. Они обычно сильно карбонатизированы и содержат обильные новообразования апатита. Последний в ряде случаев слабо окрашен в центральной части. Встречаются также отдельные ксенолиты пород плагиогранитного состава. Во всяком случае количество и объем ксенолитов в породах аляскитовой интрузии резко отличны от количества и объема отдельных ксенолитов, столь широко распространенных среди порфировидных гранодиоритов.

П р о и з в о д н ы е и н т р у з и и а л ы с к и т о в ы х г р а н и т о в. Уже при изучении пород самих интрузий и их апофиз становится отчетливо заметным обычное развитие в них кальцита и железисто-марганцовистого карбоната, образующихся как автометаморфические минералы в последнюю стадию консолидации пород. Особенно это явление — карбонатизация — проявляется в пегматитовых жилах р. М. Лабы, где обильные жилы по 0.50—1.5 м, секущие микроклиновые граниты и кровлю их из диоритов, состоят обычно из кварца, мусковита, плагиоклаза и микроклина с обильным развитием по трещинам и метасоматическим путям (замещающая полевые шпаты) карбонатных минералов.

А п л и т ы. С интрузией аляскитовых гранитов связаны жилы мелкозернистых аплитов, состоящие из Q, Mi и Olg в тех же соотношениях, что и сами граниты. Они обычно в виде жил секут массивы микроклиновых гранитов (р. Марка). Анализ аплита приведен в табл. 17.

К в а р ц е в о - к а р б о н а т н ы е с с у л ь ф и д а м и и ф л ю о р и т о м г и д р о т е р м а л ь н ы е ж и л ы. Территориальная сопряженность жил указанного состава с интрузиями аляскитов и особенности постмагматических изменений аляскитов говорят об их генетической связи. Флюоритовая жила наблюдалась только в одном случае — по зоне дробления двуслюдяных гранитов, близ их тектонического контакта с интрузией аляскитовых гранитов. Флюорит развит в карбонатных жилах, замещающих каолинизированные серые граниты, в двух генерациях: 1) неправильные участки среди карбонатной массы серого цвета с фиолетово-синеватыми пятнами и 2) тонкие прожилки светлозеленого флюорита. Из обеих разновидностей флюорита произведены спектроскопические анализы, не показавшие наличия каких-либо особо интересных примесей. Сульфиды в кварцевых жилах представлены пиритом, реже арсенопиритом и галенитом.

Приведенная характеристика интрузий аляскитовых гранитов, их контактов с вмещающими породами и связанных с ними жильных производных создает впечатление об этих интрузиях, как об активных образованиях, энергично воздействовавших на окружающую среду.

Постоянное развитие карбонатов, как в породах самой интрузии, так особенно в ее жильных производных, и появление в карбонатных жилах флюорита говорят об обогащенности гранитов этого типа летучими компонентами — CO_2 и F. Автометаморфические изменения биотита и плагиоклаза, слабые изменения (хлоритизация, мусковитизация) интродуцируемых пород и местами четкая их мигматизация говорят о той же обогащенности подвижными компонентами (CO_2 , F, SiO_2 , щелочи и H_2O) магмы, давшей интрузии аляскитовых гранитов. Активные контакты, с ассимиляцией пород субстрата, наблюдаются в случае контакта интрузий с карбонатными, легко усвояемыми породами, причем первый этап такого загряз-

нения гранитов ведет к образованию приконтактовых диоритов и сопровождается выносом из магмы железа и марганца, концентрирующихся в приконтактовой зоне.

Все сказанное позволяет видеть в аляскитовых гранитах продукт кристаллизации активной магмы, богатой минерализаторами и подвижными компонентами, но в отличие от интрузии двуслюдяных гранитов с менее высоким температурным режимом. О последнем говорит различие ассоциаций приконтактовых минералов.

III. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД СУБСТРАТА

В геологической части сводки дано общее представление о разделении пород, вмещающих гранитоиды комплекса Главного хребта. Ортопороды кислого и габброидного характера, в отношении которых могли возникать предположения, что они входят в комплекс Главного хребта, были охарактеризованы в начале петрографической части. Здесь из ортопород описываются породы, несомненно относящиеся к более раннему циклу. Породы субстрата, сохранившие первоначальный облик, предшествовавший их изменению интрузиями Главного хребта, встречаются отдельными пятнами в пределах Аксаутско-Марухского горста и в большой степени развиты в тектонически опущенной западной части зоны Главного хребта.

Внешний облик позволяет выделить две неравноценные группы вмещающих пород. Первая группа — серия кристаллических сланцев (слюдистые, амфиболовые) и массивных амфиболитов, претерпевающих накладываются процессы воздействия ряда гранитных интрузий. Она составляет подавляющую часть площади сохранившихся вмещающих пород. Вторая группа — отдельные пятна слабо метаморфизованных пород: песчаники, сланцы и известняки, испытавшие контактное воздействие со стороны интрузии аляскитовых гранитов и сохранившиеся только в опущенной части зоны (р. М. Лаба), несогласно налегая на подстилающую толщу кристаллических сланцев докембрия и нижнего палеозоя. В дальнейшем кратко характеризуются породы, сохранившие первоначальный облик, и более подробно описываются породы, в той или иной мере измененные интрузиями комплекса Главного хребта.

1. Породы субстрата, сохранившие более или менее первоначальный облик

Изучение пород субстрата в южной подзоне Мало-Лабинского района и в отдельных участках Аксаут-Марухского поднятия позволяет расчленить древнюю серию пород субстрата на две толщи: нижнюю и верхнюю толщи и толщу пород среднего палеозоя (?).

Нижняя толща

1. **С л ю д и с т ы е с л а н ц ы.** Они состоят из обесцвеченного биотита, хлорита, кварца и минералов эпидотовой группы. В той или иной мере испытывают наложение метаморфизирующего влияния гранитоидов Главного хребта (биотитизация, мусковитизация и турмалинизация).

2. **А л ь б и т о в ы е к р и с т а л л и ч е с к и е с л а н ц ы.** Подобные породы, совершенно аналогичные кристаллическим сланцам уруштенского комплекса, встречены в составе субстрата гранитоидов Главного хребта по северной и южной периферии Маркинского массива микроклиновых гранитов.

По внешнему виду это буровато-красноватые мятые породы с неясной бластопорфировой структурой. На плоскостях разлома штуфа заметны обильные чешуйки светлой слюды. Породы по сланцеватости пронизываются тонкими (2—3 мм) жилками обохренного сидерита. Сложение их гнейсовидное. Эти «первичные» структурные особенности осложнены последующей милонитизацией в зоне крупного разлома, что повело к образованию зонок и каеомк раздробления.

Состав альбитовых кристаллических сланцев следующий.

А л ь б и т. Крупные, до 5×2 мм, ориентированно вытянутые зерна с резорбированными боковыми и конечными гранями. Содержит многочисленные округлые пойкилобластовые вроски кварца. Полисинтетическое двойникование отсутствует. $2V = +76^\circ$. По координатам полюса спайности (010) относительно осей Ng, Nm и Np, соответственно равных $76^\circ-25^\circ-70^\circ$ и $Np < (010) = -15^\circ$, относится к почти чистому альбиту состава $Ab_{98}An_2$. Количественно преобладающий минерал, прозрачный, не затронутый процессами пелитизации или серитизации.

К в а р ц, образующий по сланцеватости полосы кварцевых участков мозаичной структуры.

Ц о и з и т, образующий шестоватые или вытянутопризматические зерна. Они развиты среди альбитовых выделений и часто их прорастают.

Х л о р и т, слабо окрашенный в светлозеленый цвет, едва заметно плеохроирует.

М у с к о в и т, образующий скопления мелких, ориентированных по сланцеватости пластинок.

З. А м ф и б о л и т ы образуют отдельные горизонты колеблющейся мощности среди кристаллических сланцев субстрата. По внешнему виду это зеленовато-черные, обычно массивные, гнейсовидной текстуры, реже сланцеватые породы. Среди них по минералогическому составу выделяются разности пироксен-плаггиоклазовые и цоизит-плаггиоклазовые. Почти всегда они испытывают изменения, вызванные воздействием интрузий комплекса Главного хребта.

При этом плаггиоклаз андезинового состава серицитизируется, слабо окрашенная зеленая роговая обманка изменяется в густо окрашенную с типичными оттенками плеохроизма. Структуры пород этого типа гранобластические, причем часто наблюдается пойкилобластовое, реже ситовидное прорастание цветных минералов кварцем. Характерны обильно представленные титанит и ильменит.

Степень измененности не позволяет решать однозначно вопрос об образовании этих амфиболитов за счет изверженных или осадочных пород.

Характеристика амфиболитов р. Лабы, даваемая А. Г. Кобилевым (1938₁), позволяет также выделить среди них амфиболиты, почти не затронутые последующим интрузивным воздействием и весьма близкие по своим особенностям к амфиболитам уруштенского комплекса. Зеленая роговая обманка с р. Санчар из амфиболово-цоизитового сланца плеохроична в тонах, не отличающихся интенсивностью. Показатели светопреломления — $Ng = 1.654$ и $Np = 1.634$ — близки к показателям для амфиболов некоторых пород уруштенского комплекса. Угол оптических осей в большинстве определений А. Г. Кобилева (1938₁) ниже среднего, от -57 до -76° ; последняя цифра получена лишь для одного случая. Пониженный угол оптических осей и низкие показатели светопреломления, вызываемые, вероятно, уменьшением отношения $FeO : MgO$ и повышенным содержанием Na_2O , — характерные особенности амфиболов уруштенского комплекса. Из работы А. Г. Кобилева (1938₁) заимствован следующий химический анализ амфиболита с р. Дамхурца (в процентах):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	BaO	MnO	Na ₂ O	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	П. п. п.
52.02	1.46	16.20	3.08	9.67	4.27	6.80	Нет	0.16	2.42	0.48	0.75	0.18	0.96

при содержании CO₂ — 0.82% и H₂O — 0.10%.

4. **С е р п е н т и н и т ы**. Среди пород субстрата гранитоидов Главного хребта встречаются реликты (р. Марка) сильно измененных серпентинитов. Изменение происходит главным образом в направлении их хлоритизации. По Б. Лабе (р. Дамхури) среди амфиболитовой толщи сохраняются мелкие тела змеевиков, почти не измененные воздействием интрузий Главного хребта.

Верхняя толща

Породы верхней толщи серии кристаллических сланцев доступны для изучения в разрезе р. М. Лабы, где они выше р. Цахвоа перекрывают нижнюю толщу кристаллических сланцев, отделяясь в то же время от них зоной дробления и милонитизации.

Несмотря на то, что эта толща внешне состоит из кристаллических сланцев и амфиболитов, мало отличающихся от сходных пород нижней толщи, все же при углубленном изучении слагающих ее пород отчетливо выделяются кластические разности, неизвестные для нижней толщи. Нижние горизонты верхней толщи начинаются сильно давленными, гнейсированными конгломератами, превращенными в биотитизированные кристаллические сланцы с реликтами первоначальной кластической структуры. Некоторые амфиболиты этой толщи, вероятно, имели первичное эффузивное происхождение — в них наблюдались захваты, «ксенолиты» окружающих пород. Степень общей метаморфизованности пород обеих толщ и переработанности их последующими интрузиями Главного хребта одинакова.

Слабо метаморфизованные породы среднего палеозоя (?)

И з в е с т н я к и — тонкозернистые, обычно мраморизованные.

С л а н ц ы — от темносерого до черного цвета, филлитоподобные. Состоят из мельчайшего агрегата кварца, пелитового материала, загрязненного органическим веществом, и чешуек светлой слюды и зеленого хлорита.

П е с ч а н и к и серо-зеленые, доходящие до черных, мелкозернистые; массивные, иногда кварцитовидные.

Эти породы несогласно залегают на кристаллических сланцах древней толщи и вместе с нею испытали воздействие интрузий аляскитовых гранитов комплекса Главного хребта.

Изменения пород субстрата под влиянием накладывающегося воздействия отдельных интрузий комплекса Главного хребта описываются на примере Аксаутского района а(Тебердино-Марухский горст), где интрузии вскрыты на значительных площадях. Непосредственные контактные изменения пород среднепалеозойской (?) толщи в контакте с аляскитовыми гранитами описаны выше.

2. Вмещающие породы, сильно измененные интрузиями Главного хребта

Кристаллические сланцы, вмещающие сложно построенные массивы микроклиновых гранитов и порфиоровидных гранодиоритов (северная подзона)

Вмещающие породы этой группы сохранились отдельными пятнами в кровле интрузии или в участках, тектонически опущенных.

Здесь наблюдаются два типа вмещающих кристаллических сланцев: 1) биотитовые кристаллические сланцы и 2) плотные мелкозернистые полевошпатовые амфиболиты.

Биотитовые кристаллические сланцы

По внешнему виду породы (обр. № 983, 985) скорее массивные, но сильно перемятые и развальцованные по неправильным плоскостям трещиноватости. Тем не менее, ориентированное расположение слагающих минералов и, прежде всего, измененной слюды придает этим породам сланцеватое (гнейсовидное) сложение. Цвет пород от обесцвеченного хлоритизированного биотита и карбонатизации его — грязнобурый, реже зеленоватый. Часто заметны корочки и пленки лимонита.

Сланцы обладают гранобластической структурой. Для пачки сланцев (обр. № 385) характерно наличие неправильных, размером 3—5 мм, порфиробласт полевого шпата. Средняя величина зерен 2—3 мм.

Состав кристаллических сланцев следующий.

К в а р ц катаклазированный, в агрегатах из остроугольных зернышек.

П л а г и о к л а з — олигоклаз, сильно пелитизирован.

Б и о т и т — хлоритизирован или обесцвечен.

М у с к о в и т, образующий тонкие самостоятельные полосы из мелких пластинок. Является новообразованием.

А к ц е с с о р н ы е — агатит бесцветный, титанит.

Ж е л е з и с т ы й к а р б о н а т, дающий в результате выветривания бурые охры, образует тонкие прожилки (1—2 мм), секущие породу вкрест простираения.

Обращают на себя внимание два обстоятельства:

1) значительная катаклазированность минералов, наложенная на относительно первичные массивные гнейсовидные текстуры;

2) несмотря на близость (десятки метров) массива порфировидных гранитов, во вмещающих породах, кроме их слабой мусковитизации и образования прожилков карбоната, не заметно никаких контактовых минеральных образований; наоборот, становится заметным известное уменьшение степени метаморфизма — обесцвечивание и хлоритизация биотита, пелитизация полевого шпата.

Амфиболиты

По внешнему виду это (обр. № 984) массивные мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета, с участками красноватого оттенка. Структура пород порфиробластовая. Размеры порфиробласт 3—4 мм.

Минералогический состав амфиболитов следующий.

П л а г и о к л а з — андезин, пелитизирован, образует порфиробласты, а также развит в основной массе, их окаймляющей. Плаггиоклаз прорастается изогнутыми вытянутыми индивидами кварца.

П с е в д о м о р ф о з ы агрегатного кальцита по амфиболу. Указанием на замещение амфибола кальцитом являются четко улавливаемые формы зерен Amph. , подвергавшихся замещению, и сохранившиеся в пределах их контуров трещинки двух систем спайности, пересекающиеся под углом 57—58°.

Б и о т и т — мелкопластинчатый, свежий. Плеохроирует от коричневого цвета || Ng до светложелтого || Np. Пластины часто изогнуты, окружают порфиробласты плаггиоклаза.

К в а р ц, образующий полосы и мелкие участки в основной массе.

А п а т и т, развитый в виде мелких вытянутых призматических кристаллов с окрашенным в синевато-голубоватый цвет ядром. Края зерен совершенно бесцветны. Он то образует кучные скопления, разбросанные по всей породе, то прорастает зерна других минералов.

Описанные породы могут рассматриваться как жильное тело габброидного состава во вмещающих породах, испытывшее вместе с ними контактовое влияние массива микроклиновых гранитов.

Наблюдения над вмещающими, непосредственно контактирующими с микроклиновыми гранитами, породами северной периферии подзоны Главного хребта позволяют сказать, что активное воздействие микроклиновых гранитов сводится к хлоритизации, мусковитизации и карбонатизации и к некоторой микроклинизации вмещающих пород. Такому воздействию подвергались уже значительно метаморфизованные породы типа биотитовых мелкозернистых гнейсов и полевошпатовых амфиболитов.

Вмещающие породы по левобережью р. Аксаута в верховьях р. Хадюка

Вмещающие породы — пачка биотитовых грубослоистых, обычно средне- до крупнозернистых мигматитизированных кристаллических сланцев, сохранились в центральной части тектонического клина, в нижних склонах долины р. Хадюка. Пачка кристаллических сланцев достигает мощности 40—50 м и в краевых частях депрессии инфицирована многочисленными жилами равномернозернистых аляскитовых гранитов.

По внешнему виду это сланцеватые породы из слоев черных, существенно слюдястых, и светлых, существенно кварцево-полевошпатовых, при толщине слоев 1—3 мм. Структура пород (обр. № 971, 974, 976) гранобластическая. Минералы, образующие эти кристаллические сланцы, имеют свежий облик. Шлифы меланократовой части сланцев позволяют определить в их составе следующие минералы.

Плагноклаз — олигоклаз (An_{20}), неправильные выделения размером до 1—2 мм.

Кварц — мелкозернистый, в промежутках, часто образует пойкилобластовые включения в плагноклазе.

Биотит — свежий, плеохроирует от буровато-коричневого цвета || Ng до желтого || Np. Содержание его обильное, пластинки обычно ориентированы по сланцеватости. Содержит включения с плеохроичными ореолами.

Мусковит — немногочисленные мелкие пластинки.

Аццессорные — апатит и другие минералы.

В таких однородных по составу породах заметны полосы в 1—2 мм, состоящие из кварца и олигоклаза, с небольшим содержанием микроклина. Биотит в этих лейкократовых полосках отсутствует. Минералы светлых полосок более мелкозернисты, чем минералы меланократовой части, зерна микроклина корродируют плагноклаз. Здесь имеет место инъекция аплитового состава в биотитовые сланцы. При этом не наблюдается хлоритизация и мусковитизация биотитовых кристаллических сланцев.

Вмещающие породы по южной периферии массива микроклиновых гранитов (правобережье р. Аксаута)

Вмещающие породы, развитые по южной границе Маркинского массива порфировидных гранитов — гранодиоритов, до зоны разрыва по р. Чегет-Чат представлены биотитовыми сланцами с горизонтами амфиболитов и очень редкими кварцитовидными пластами. Они секутся многочисленными согласными жилами лейкократовых микроклиновых гранитов. По структуре и минералогическому составу они мало отличаются от вмещающих пород северной границы.

Из микроскопического изучения кристаллических сланцев (№ 822, 823, 831, 836) следует, что лейкократовые слои представляют инъекции породы кварц-полевошпатового состава. При этом явно заметны явления замещения калиевым полевым шпатом материала кристаллического сланца. Например, относительно мощный (5—6 см) белый прослой в обр. № 836 представляет под микроскопом породу, первоначальный состав которой определяется ассоциацией минералов — плагноклаз, кварц и

крупнопластинчатый биотит. Плагноклаз пелитизирован, биотит хлоритизирован, в породе развивается нерешетчатый калиевый полевой шпат, явно разъедающий и замещающий плагноклаз. В шлифе заметны отдельные стадии от начального разъедания до полного замещения зерна плагноклаза. Появляются мелкие пластинки свежего биотита (новообразования).

В более мелких прослойках (№ 822) лейкократового состава заметно проникновение калиевого полевого шпата по трещинкам в плагноклазе и каплевидные его образования в промежутках между зернами кварца и других минералов.

В меланократовых слюдястых прослоях биотит отличается большей свежестью по сравнению со сланцами северной периферии массива.

Изучение непосредственного контакта биотитового кристаллического сланца (№ 823) с жилой аляскитового гранита показывает, что изменение вмещающих пород здесь сводится к следующему.

Плагноклаз пелитизируется, биотит нацело хлоритизирован, но происходит обильная мусковитизация всей породы мелкими пластинками мусковита. Те же явления наблюдаются в непосредственной близости к порфировидным гранитам самого массива. Отсюда следует, что явления биотитизации и метасоматического развития нерешетчатого калиевого полевого шпата предшествовали аляскитовым гранитам и, вероятно, связаны с метаморфизующим влиянием предыдущей стадии интрузивного цикла двуслюдяные граниты).

**Вмещающие породы кровли массива микроклиновых гранитов
на р. Б. Марке (безымянный левый приток в среднем течении
р. Б. Марки)**

Изучение разнообразных пород в кровле над южной периферийной частью Маркинского массива крупномикроклиновых гранитов показывает крайне сложные их взаимоотношения и пестрый состав, что связано с наложением контактного и контактово-инъекционного метаморфизма, вызываемого разными интрузиями.

Совокупность полевых наблюдений, в сочетании с микроскопическим изучением пород, позволяет все многообразие процессов, приведших к формированию этой пестрой по составу толщи пород, разделить в схеме на отдельные этапы.

В верхних частях циркообразного расширения долины реки широко развиты биотитовые кристаллические сланцы мигматитового происхождения, содержащие плоские линзовидные участки («ксенолиты») сильно измененных плагногнейсов и амфиболитов, в одном случае — включение змеевика; так же редко встречаются «ксенолиты» гранатовой кварцито-видной породы.

Отсюда создается впечатление об этапе мигматитизации, которой подверглась первичная толща кристаллических сланцев типа мелкозернистых плагногнейсов и амфиболитов.

Но ранее толща кристаллических сланцев, повидимому, была интродуцирована дайками амфибол-пироксеновых габбро и все вместе претерпело мигматитизацию, сопровождавшуюся образованием мелкозернистых гнейсов со свежим биотитом и некоторыми другими минеральными особенностями.

Мигматитизированные породы кровли подверглись слабому влиянию со стороны массива микроклиновых гранитов. Породы кровли обильно пронизаны жилами аляскитовых гранитов, которые секут также массив микроклиновых гранитов в этой его периферийной части.

Биотитовые кристаллические сланцы. По внешнему виду зеленовато-серые, с бурыми прожилками, тонкозернистые и тонкослоистые плотные породы; структура гранобластическая.

Состав: олигоклаз пелитизированный, кварц катаклазированный в промежутках, биотит коричневый агрегатно-чешуйчатый (новообразование, связано с мигматитизацией) и довольно многочисленные зерна бесцветного апатита.

Жильные габброиды в кровле. Габброиды подробнее рассматривались в разделе изверженных пород. Здесь дается их краткая характеристика, необходимая для понимания сложной геолого-петрографической обстановки в этом останце кровли.

По внешнему виду это средне- иногда крупнозернистые породы (размер зерен до 6—8 мм), меланократовые, пронизаны жилками пренита и, реже, эпидота. Под микроскопом они имеют габбровую структуру.

Состав: моноклинный пироксен — авгит, $2V = +56^\circ$, $cNg = 46^\circ$; подвергается амфиболитизации.

Плагιοклаз — крупные выделения, сильно соссюритизирован. Среди соссюритизированной массы Pl заметны свежие участки андезина (An_{40}).

Роговая обманка развивается по пироксену, обладает характерными цветами плеохроизма; $\parallel Ng$ — густой зеленый с синеватым оттенком, $\parallel Nm$ — буровато-зеленый и $\parallel Np$ — светлый зеленовато-желтый. $2V = -57^\circ$. Показатели светопреломления, определенные иммерсионно: $Ng = 1.695 \pm 0.002$, $Np = 1.676 \pm 0.002$ (обр. № 418).

Кварц — единичные скопления мелких зернышек.

Апатит — многочисленные зерна размером до 0.2 мм. Ядро его окрашено в зеленовато-голубоватый цвет. Иммерсионное исследование показало, что в разрезе, перпендикулярном вертикальной оси призмы апатита, краевая прозрачная зона имеет показатель светопреломления $n = 1.628 \pm 0.002$, а центральное окрашенное ядро $n = 1.626 \pm 0.002$. Разница слишком мала и находится в пределах погрешности наблюдения.

Массивные полосчатые биотитовые сланцы. Обычно это сланцы «тонкослоистые», по 1—1.5 мм мощности каждый слой, из перемежающихся «слоев» биотитовых и существенно гранитных. Цвет серый. Разности, более близкие к массиву микроклиновых гранитов, отличаются большей мощностью и крупнозернистостью лейкократовых слоев и появлением в них микроклина.

При микроскопическом изучении сланцы оказываются состоящими из перемежающихся полосок, существенно сложенных ориентированными пластинками свежего коричнево-желтоватого биотита, к которому примешиваются неправильные мелкие зерна олигоклаз-андезина и, реже, кварца. Для биотита характерна его свежесть, отсутствие хлоритизации и наличие обильных включений с плеохроичными ореолами.

Лейкократовые слои состоят из породы, по структуре близкой к мелкозернистой гипидиоморфной. Главными минералами являются слабо катаклазированный кварц, прозрачный олигоклаз и очень редко мелкие выделения калиевого полевого шпата без двойниковой решетки.

Акцессорные минералы: бесцветный апатит, титанит.

Мигматитизации подвергаются также амфиболовые породы габброидного состава, ксенолиты которых сохраняются среди мигматитов. Характерно появление в таких ксенолитах габброидов свежего мелкопластинчатого биотита и обычно густоокрашенного амфибола. Мигматитовые сланцы, включающие ксенолиты габброидов, при их залегании вблизи (десятки метров) поверхности массива микроклиновых гранитов, испытывают со стороны последнего дополнительное возмущающее воздействие, в силу которого они приобретают грубо полосчатую текстуру и становятся более крупнозернистыми с появлением зачаточной порфировидной текстуры. При этом происходят и некоторые изменения минералогического состава.

В качестве конкретного примера таких сложных взаимоотношений приведу описание образцов № 706 и 707.

Здесь грубослоистые массивные гнейсовидные породы, состоящие из перемежающихся меланократовых прослоев мощностью 1—3 мм и совершенно светлых — мощностью 1—1.5 см, включают линзовидное тело, ориентированное по длинной стороне в северо-западном направлении, среднезернистой меланократовой породы — «ксенолит» диорита. Простирание сланцеватости СЗ — 315°.

Мигматитовые гнейсы по простиранию инфицируются жилами светлых мелкозернистых гранодиоритов, а вкрест простирания секутся жилами лейкократовых аляскитовых гранитов.

Груболосчатые мигматиты. Структура мигматитовых гнейсо-сланцев скорее гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав:

Плагиоклаз — олигоклаз № 25, с краев серицитизирован.

Кварц — крупнозернистый, слабо катаклазированный. Микроклин единичный, часто дает взаимные прорастания с кварцем и мусковитом. Наблюдается соприкосновение микроклина с плаггиоклазом по прихотливой границе, причем происходит разделение последнего первым.

Биотит — пластинчатый, частично хлоритизирован, содержит включения с плеохроичными ореолами.

Акцессорные — апатит, рутил.

«Ксенолит» — основной биотитизированной породы. По внешнему виду это темносерая, сильно слюдястая, массивная, равномернозернистая порода (обр. № 707). По первоначальному составу порода должна быть отнесена к группе габбро-габбродиорита. Но влияние последующих интрузий привело к изменению и структуры, и минералогического состава. Первичная габброидная структура усложняется ситовидными прорастаниями при общем процессе перекристаллизации породы.

Минералы относительно первичные:

Амфибол — обесцвеченный ($cNg = 16^\circ$, $2V = -80^\circ$).

Моноклиновый пироксен — бесцветный, образует призматические зерна с резорбированными краями ($2V = +58^\circ$, $cNg = 38^\circ$).

Плаггиоклаз — ряда андезин-лабрадора, сильно мусковитизирован и сосюртитизирован.

Рудные — ильменит.

Биотит первой генерации — нацело хлоритизирован, немногочисленные пластинки.

Минералы новообразования:

Биотит второй генерации — свежий, идиоморфные пластинки размером 2—3 мм, плеохроизм от густокоричневого || Ng до желтого || Nr. По трещинкам спайности линзовидные выделения агрегатного пренита. Развиваются частью по хлоритизированному биотиту первой генерации, частью образуется независимо от него по всей породе.

Апатит — с густо окрашенным сине-зеленым ядром. Содержание довольно обильное (табл. II, фиг. 4). Около него в биотите тоже образуется слабая плеохроичная оторочка.

Мусковит — мелкопластинчатый, развивается по плаггиоклазу.

Акцессорные — титанит.

Порода «ксенолита» должна рассматриваться как пироксено-амфиболовый, с биотитом, габбро-диорит (за счет древнего амфиболита?), подвергшийся биотитизации. Эти же изменения предшествовали внедрению массива аляскитовых гранитов и связываются нами с воздействием интрузии двуслюдяных гранитов. На основании сопоставления всего материала (ксенолиты в разных типах гранитов и др.), к изменениям, вызванным воздействием интрузии аляскитовых гранитов, может быть отнесено образование окрашенного апатита, слабая микроклинизация всей породы, хлоритизация биотита вмещающих грубо полосчатых гнейсо-сланцев и обесцвечивание роговой обманки «ксенолита».

В этом же разрезе кровли (выше по речке) наблюдаются и другие случаи сложного положения метаморфизующих процессов. В частности, интересен случай ксенолита размером 1—1.5 м, представляющего измененный габброид сланцеватой текстуры (амфиболит?), который окружен оболочкой (мощностью 30—40 см) массивного лейкократового серого плагιοгранита, а все вместе в виде отторженца заключено в жиле крупнозернистого аляскитового гранита.

Приведенный материал показывает, что относительно первичные породы субстрата этого участка подвергаются целой серии последовательных изменений, среди которых более или менее отчетливо выражены следующие: 1) перекристаллизация пород без привноса гранитного вещества в виде инъекций; 2) внедрение жильных тел габброидного и плагιοгранитового состава; 3) по отдельным (ослабленным) зонам послойное проникновение подвижного гранитного вещества, сопровождаемое явлениями метасоматоза, в силу чего в инъекционных гнейсах иногда наблюдаются «лепешковидные» ксенолиты подвергающихся метасоматозу пород; 4) внедрение жильных апофиз серых гранитов; 5) воздействие аляскитовых гранитов, связанное с метасоматическими изменениями ранее метаморфизованных вмещающих пород.

Породы, вмещающие интрузию двуслюдяных гранитов

Наблюдения по рр. Марке, Дамхурцу и др. показывают, что породы, вмещающие интрузии двуслюдяных гранитов, представлены серией кристаллических сланцев из биотитовых мелкозернистых плагιοгнейсов, амфиболитов и редких альбит-эпидотовых кристаллических сланцев с фрагментами змеевиковых пород. Эти породы по отдельным зонам подверглись мигматитизации, с превращением в серые биотитовые мелкозернистые гнейсы и сланцы, в которых первичные породы часто сохраняются в виде реликтовых «ксенолитов».

Вся серия таких сложно метаморфизованных пород сечется обильными жилами аляскитовых гранитов.

Поскольку первоначальный состав пород и характер последующих процессов однотипны с ранее описанными, отмечу лишь, что в связи с удалением от массивов микроклиновых гранитов — уменьшением роли его влияния — во вмещающих породах яснее сказываются изменения, происходившие в связи с интрузией двуслюдяных гранитов. Отторженцы «ксенолиты» вмещающих пород в мигматитизированных полосах испытывают биотитизацию совершенно свежим биотитом; роговая обманка, при ксеноморфизме зерен, имеет также свежий облик с характерными цветами плеохроизма. В габброидах и мигматитизированных амфиболитах заметно появление по жилкам и в основной массе анортотлазовой разновидности калиевого полевого шпата.

В зависимости от положения вмещающих пород по отношению к неровной поверхности интрузии двуслюдяных гранитов наблюдаются некоторые различия в текстуре, структуре и составе вмещающих пород.

Породы, вмещающие двуслюдяные граниты в верховьях р. Б. Марки

Выше разветвления р. Б. Марки на два истока развита толща из перемежающихся пачек мелкозернистых биотитовых гнейсов и амфиболитов. Вмещающие породы в сильнейшей степени изменены двуслюдяными гранитами, причем степень изменения увеличивается к верховьям. Среди пород субстрата обильно развиты дайки двуслюдяных гранитов.

Несмотря на то, что вмещающие породы имели различный состав, воздействие гранитов придает им общие черты. Разница сводится, главным образом, к различиям текстурного порядка.

Мусковит-андалузитовые плейчатые кристаллические сланцы. По внешнему виду это слоистые (по 1—1.5 мм мощностью каждый слой) плотные породы из серо-зеленоватых слюдястых и белых, существенно кварцевых, слоев.

Под микроскопом породы имеют равномернозернистую гранобластическую структуру и состоят из кварцевых полосок с небольшим содержанием мусковита, и полосок обесцвеченного, частью хлоритизированного и мусковитизированного биотита. Биотитовые полоски обычно содержат ориентированные по сланцеватости призматические зерна андалузита ($-2V = 80^\circ$, $Ng - Np = 0.010$), который слабо окрашен в розоватый цвет (пятнами) и тогда плеохроирует. По трещинам спайности в андалузите и кое-где по породе развиты мелкие пластинки свежего коричневого биотита. Изредка наблюдаются серицитизированные зерна реликтового плагиоклаза.

Породы до наложения метаморфизма, связанного с серыми двуслюдяными гранитами, представляли биотитовые плагиогнейсы; воздействие двуслюдяных гранитов повело к обесцвечиванию и мусковитизации биотита первой генерации, развитию андалузита, биотита второй генерации и мусковита.

Мусковит образуется последним, он развивается и по андалузиту, участками замещая его.

Среди андалузитовых сланцев наблюдаются линзовидные (лепешковидные) раздувы, размером $2 \times 10 \times 15$ см, мелкозернистых пород гранитного состава, которые представляют инъекции магмы двуслюдяных гранитов, заместившей (ассимилировавшей) кристаллические сланцы. По внешнему виду это серо-желтоватые равномернозернистые (№ 746) породы со значительным содержанием листочков черной слюды. Под микроскопом наблюдается картина гранитной породы гипидиоморфной структуры, в которой довольно четко выделяются реликтовые минералы ассимилированного сланца и минералы-новообразования, связанные с гранитной инъекцией.

Реликтовые минералы — многочисленные зерна плагиоклаза ряда андезина, в виде включений в плагиоклазе новой генерации, обычно почти нацело замещаются тонкочешуйчатым серицитом; биотит нацело хлоритизированный и подвергающийся мусковитизации, псевдоморфозы вытянуточешуйчатого серицита по амфиболу (?).

Новообразования — плагиоклаз часто зональный с постепенным изменением состава от An_{28} к An_{22} с узкой каймой более кислого Pl на периферии. Плагиоклаз часто прорастает вростками кварца. Обычно свежий, содержит включения реликтового плагиоклаза и измененного биотита.

Биотит — свежий, густо окрашенный, плеохроирует от темнокоричневого || Ng до желтого || Np.

Кварц — слабо катаклазированный, развит в интерстициях.

Силлиманит — пронизывает зерна кварца шестоватыми призмами или образует кучные скопления волосовидного фибrolита.

Мусковит развивается обычно индивидуализированными пластинками по реликтовому биотиту, реже по плагиоклазу, или в интерстициях между другими минералами.

Мелкозернистые массивные гнейсо-сланцы. По внешнему виду это тонкослоистые (0.5—1 мм) серые плотные породы. Под микроскопом оказываются породами равномернозернистой гранобластической (несколько роговиковой) структуры. В породах сохранились реликтовые минералы, указывающие на почти полное замещение — гранитизацию — бывшего кристаллического сланца. Из первоначальных

минералов сохранились биотит хлоритизированный, с выделением рудных и титанита, и плагиоклаз пелитизированный. Большое развитие приобретают минералы-новообразования, располагающиеся обычно согласно с унаследованной текстурой сланца. К ним относятся: свежий коричневый биотит, свежий плагиоклаз (An_{18}), ксеноморфный кали-натровый полевой шпат без двойниковой решетки и ксеноморфный кварц без явно заметного катаклаза.

А м ф и б о л и т ы. По внешнему виду — это темнозеленые плотные (но заметно сланцеватого сложения) породы. Они часто пронизаны прожилками полевого шпата, участками значительно пиритизированы. Под микроскопом амфиболиты дают картину породы сланцеватой структуры из вытянутых призматических зерен с расщепленными концевыми гранями актинолитизированного амфибола. Окраска и плеохроизм амфибола слабые, в зеленоватых тонах, по измененному $Amph$ образуются каймы густо окрашенного амфибола. Наблюдаются псевдоморфозы пренита по призматическим зернам плагиоклаза (?).

Породы секутся частыми прожилками из мелкоагрегатного полевого шпата, обычно пелитизированного.

Вмещающие породы к югу от р. Ойюргон-Чат

Правобережье р. Аксаута несколько выше р. Ойюргон-Чат сложено серией биотитовых кристаллических сланцев и амфиболитов. На этих породах воздействие кислых интрузий комплекса Главного хребта отразилось в меньшей степени, чем для ранее описанных участков. Вмещающие породы прорваны здесь мелкими пластовыми телами светлых гранодиоритов и жилами аляскитовых гранитов.

Биотитовые кристаллические сланцы (№ 926). Внешне это темные, с легким фиолетовым оттенком, тонкослоистые, сильно слюдястые породы. Под микроскопом для них характерна гранобластическая, несколько ситовидная структура. Минералогический состав определяется развитием буро-красного биотита и плагиоклаза An_{25-30} . Присутствуют кварц и довольно обильный апатит.

Биотит по формам развития и цветам плеохроизма резко отличен от биотита, образующегося в связи с двуслюдяными гранитами (например, верховья р. Б. Марки).

Среди таких собственно биотитовых сланцев встречаются редкие горизонты с инъекциями в 2—3 см светлого (почти белого) гранита. Изучение шлифов отдельно из гранитной инъекции и из инъецированного кристаллического сланца показывает, что здесь идут те же, но более слабо проявленные процессы, что и в верховьях р. Б. Марки. Биотитовые кристаллические сланцы гранобластической ситовидной структуры состоят из буро-красного биотита, плагиоклаза An_{40-44} , ситовидно проросшего кварцем, рудных и апатита. Гранитные инъекции в них обладают унаследованной полосчатой (сланцеватой) структурой и состоят из кварца, олигоклаза, коричневого биотита и акцессорного апатита. Присутствуют частые пластинки реликтового хлоритизированного биотита.

А м ф и б о л и т ы образуют пластовые тела то массивные, то с редкими прожилками гранитного материала, то сланцеватые мощностью в несколько метров. Залегание амфиболитов согласное с биотитовыми сланцами. Цвет пород зеленовато-черный. Они обладают гранобластической структурой, причем количественно главная составная часть — зелено-бурая обыкновенная роговая обманка — развита в ксеноморфных зернах, иногда с зазубренными ограничениями. По минералогическому составу породы являются существенно амфиболовыми. Обыкновенная роговая

обманка, окрашенная в зеленовато-бурые тона, плеохроирует от густого буро-зеленого || Ng до зеленовато-желтого || Nr (синего оттенка нет), $cNg = 17^\circ$, $-2V = 80^\circ$. Плагноклаз встречается в двух видах — нацело пелитизированный реликтовый, сохраняющий признаки известного идиоморфизма, и свежий прозрачный, торцової структуры андезин — как новообразование, в результате перекристаллизации. В породах этого типа часто развивается титанит. Из новообразований, связанных с воздействием гранитных интрузий, наблюдаются тонкие прожилки К-Na-полевого шпата, иногда замещающего плагноклаз, и подчас обильное появление бесцветного апатита.

Сравнительная удаленность от контакта с интрузией двуслюдяных гранитов объясняет отсутствие в этих сланцах и амфиболитах андалузита, силлиманита, коричневого биотита. Вмещающие породы более или менее сохраняют облик метаморфических сланцев, без сильного наложения последующей стадии метаморфизации, связанной с кислыми интрузиями комплекса Главного хребта.

По мере движения вверх по р. Аксауту от р. Ойюргон-Чат, степень метаморфизации вмещающих пород увеличивается и среди них все чаще встречаются пачки серых мелкозернистых гранито-гнейсов плотного сложения, представляющие гранитизированные участки субстрата.

Примерно в 5 км ниже устья р. Кти-Теберда начинается поле сплошного развития пород интрузии двуслюдяных гранитов. Здесь вмещающие породы встречаются отдельными пятнами. Петрографически среди них выделяются: кварцитовидные породы — ороговикопанные мелкозернистые парагнейсы, амфиболиты и пластовые тела плаггиогранитов, содержащие ксенолиты амфиболитов.

Кристаллические (кварцитовидные, вследствие контактного окварцевания) сланцы, подобно предыдущим, состоят из кварца, хлоритизированного биотита и плагноклаза — андезина (An_{40}). В связи с воздействием интрузии гранитов происходит окварцевание сланцев; кроме того, по сланцеватости развиваются скопления бесцветного свежего граната (альмандина), свежего густокоричневого биотита, довольно обильного мусковита и единичного, но крупного (до 0.3—0.4 мм) апатита.

Амфиболиты, встречающиеся как отторженцы в пластовых телах плаггиогранитов, несколько отличаются от амфиболитов, развитых в виде самостоятельных пачек ниже по р. Аксауту. Здесь для них характерно более сильное изменение, выражающееся в приобретении ими пойкилобластической структуры, актинолитизации роговой обманки, обильной мусковитизации и появлении аксессуарных минералов — апатита и др.

Породы, вмещающие интрузию двуслюдяных гранитов района р. Кти-Теберды

По р. Аксауту и по р. Кти-Теберде (правые склоны) сплошные выходы серых двуслюдяных гранитов поднимаются до верхних частей склонов. Судя по развитию пород кровли на различных высотах противоположных склонов р. Кти-Теберды, создается достаточно твердое убеждение о пологом падении поверхности интрузии гранитов на юг (юго-запад) под кристаллические сланцы левобережья р. Кти-Теберды.

Породы кровли, выходящие на правобережье р. Кти-Теберды близ оз. Дупух, представлены слюдисто-андалузитовыми кристаллическими сланцами. Микроскопическое их изучение позволяет установить, что андалузит, светлокоричневый биотит и мусковит являются новообразованиями, первоначальный же состав вмещающих пород отвечал биотитовым, с плагноклазом, кристаллическим сланцам. Породы кровли прорваны

дайками габбро-диорита, также претерпевшими метаморфизм со стороны двуслюдяных гранитов.

На левобережье р. Кти-Теберды, невысоко над руслом реки, наблюдается непосредственный контакт интрузии и пород кровли. Приконтактные породы в сильнейшей степени изменены воздействием гранитов, с образованием андалузита, силлиманита, турмалина, биотита и мусковита. Сами породы первоначально представляли биотитовые, с плагиоклазом, кристаллические сланцы. Прежний плагиоклаз почти нацело мусковитизирован, биотит хлоритизирован и замещен свежим биотитом новой генерации.

Породы субстрата южной периферии массива двуслюдяных гранитов

К югу от р. Кти-Теберды (хр. Кургашин-Чат) и по правобережью Аксаута, вплоть до подзоны «тектонитов», на поверхности развиты кристаллические сланцы, без появления в них интрузий гранитов Главного хребта. Можно предполагать, что интрузия двуслюдяных гранитов продолжается на глубине под этой толщей кристаллических сланцев. Об этом говорят вторичные изменения, претерпеваемые кристаллическими сланцами, сходные с тем, что наблюдалось как явное следствие воздействия двуслюдяных гранитов.

Знакомство с выходящими на левом склоне р. Кти-Теберды породами субстрата и в разрезе р. Аксаута позволило наблюдать известные отличия в петрографическом составе слагающих пород и в характере накладывающихся метаморфических влияний.

Породы, выходящие по правобережью р. Джаловчата вблизи тектонического контакта с зажатыми в депрессии юрскими сланцами, по составу и внешнему виду сходны с породами хребта Кургашин-Чат. Отличием является то, что на них (р. Джаловчат) отчетливее сказалось метаморфизующее влияние двуслюдяных гранитов комплекса Главного хребта. Породы р. Джаловчата представлены, главным образом, серыми мусковитовыми кварцево-альбитовыми кристаллическими сланцами, изредка с реликтами хлоритизированного биотита. Воздействие двуслюдяных гранитов сказывается в появлении по сланцеватости свежего коричневого биотита, крупных выделений андалузита и, реже, турмалина. Кристаллические сланцы пререзаются различными жильными породами: гнейсированные альбит-олигоклаз-мусковитовые аплиты, милонитизированные плагиограниты и серо-зеленые спессартиты (обр. № 850—864).

Резюмируя приведенные наблюдения о составе вмещающих пород, отметим, что породы субстрата, развитые южнее центральной зоны разлома до депрессии р. Джаловчата, имеют близкий вещественный состав как изначальный (сланцы, амфиболиты, изредка кварцитовидные, за счет песчаников, породы), так и преобразованный благодаря внедрению двуслюдяных гранитов. Последнее влечет за собою появление новообразований — биотита, турмалина, андалузита, силлиманита, граната, мусковита, причем такие минералы, как андалузит и турмалин, обычно главным образом в слюдистых кристаллических сланцах (в амфиболитах эти минералы, за исключением биотита, обычно не встречаются), близко расположенных к интрузии, а биотит и мусковит характерны для более удаленных участков.

Наблюдения показывают, что соприкосновение интрузии двуслюдяных гранитов с породами субстрата происходит по неровной поверхности. В силу этого иногда даже в кажущемся значительном удалении от интрузии наблюдается интенсивное проявление минеральных новообразований.

3. Заключение о характере вмещающих пород комплекса Главного хребта

Вмещающие породы характеризуемой подзоны в пределах различных ее участков отличаются по минералогическому составу, текстурам и структурам. Эти различия в основном обусловлены неравномерным размещением в пределах подзоны последовательно внедрявшихся кислых интрузий комплекса Главного хребта, производивших дополнительную метаморфизацию ранее превращенных в кристаллические сланцы пород субстрата.

В начале этой главы для участка с относительно малым проявлением интрузий комплекса Главного хребта давалось схематическое разделение пород субстрата на три толщи, из которых две нижние представлены серией кристаллических сланцев, амфиболитов и древних ортопород, а верхняя несогласно налегающими, слабо метаморфизованными породами, условно среднего палеозоя (нижний карбон?).

Ассоциация пород из серии кристаллических сланцев по петрографическому составу, структурам и наличию характерных минералов сходна с ассоциацией кристаллических сланцев и ортопород Передового хребта, выделяемой нами под названием уруштенского комплекса. Главное отличие кристаллических сланцев субстрата в зоне Главного хребта Лабинского участка заключается, как будто бы, в меньшем проявлении натриевого метасоматоза. Но здесь необходимо учесть, что породы субстрата испытали неоднократное воздействие со стороны последовательно внедрявшихся интрузивных фаз комплекса Главного хребта, в силу чего некоторые особенности состава могли быть уничтожены сильно проявившимся гранитизирующим влиянием интрузий Главного хребта. Но все же среди гранитоидов комплекса Главного хребта, по М. Лабе, встречаются мелкие отторженцы, а среди пород субстрата по Аксауту, Марке и Джаловчату известны крупные пачки типичных альбит-эпидотовых и альбит-мусковитовых кристаллических сланцев с секущими телами альбит-олигоклазовых гнейсированных аплитов, пегматитов, гранодиоритов, тоналитовых гнейсов, змеевиков и т. д., т. е. серии пород, характерной для уруштенского комплекса. При этом все породы субстрата изменяются от воздействия гранитоидов комплекса Главного хребта. Поэтому естественно сделать вывод, что интрузии комплекса Главного хребта имеют субстратом форму, сходную по составу и аналогичную по возрасту с докембрийско-нижнепалеозойской толщей Передового хребта, интродуцированную каледонскими интрузиями, до внедрения гранитоидов Главного хребта.

При всем многообразии влияний, наложенных на вмещающие породы, намечается несколько стадий их преобразования, находящихся в связи с положением обособленных участков субстрата по отношению к той или иной интрузивной фазе комплекса. Могут быть выделены участки субстрата, относительно удаленные от крупных интрузивных масс двуслюдяных гранитов и аляскитовых гранитов. Но повсеместно проявляющаяся в зоне Главного хребта магматическая деятельность, связанная с формированием комплекса, наблюдается в виде даек и жил разного состава и в таких, относительно свободных от влияния интрузий, участках субстрата. Дополнительно метаморфизованные интрузиями комплекса Главного хребта породы субстрата разделяются на: 1) относительно мало метаморфизованные интрузиями двуслюдяных гранитов, 2) относительно сильно и разнообразно метаморфизованные интрузией двуслюдяных гранитов и 3) дополнительно метаморфизованные интрузиями аляскитовых гранитов.

Глава III

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Подводя итоги изучению изверженных пород зоны Главного хребта, укажем, что вся совокупность геологических и петрографических фактов заставляет, прежде всего, отделить изверженные породы субстрата, как независимую и более раннюю формацию, от гранитоидов комплекса Главного хребта.

К изверженным породам субстрата относятся эмеевики, амфиболиты (часть их несомненно образовалась за счет изверженных пород), пироксениты, амфиболовые габброиды, гранодиоритовые гнейсы и серия жильных гнейсированных пород лейкократового, существенно олигоклазового состава (аплиты, олигоклазиты, пегматиты и кварцевые жилы).

I. ФОРМА ИНТРУЗИЙ КОМПЛЕКСА ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Глыбовое строение Северо-Западного Кавказа чрезвычайно затрудняет расчленение интрузий по их формам. Такое расчленение станет возможным лишь в будущем, после проведения детальных съемок.

Формы интрузий, как и состав интрузивных серий, различны для северной и южной подзон.

1. Северная подзона

Северная подзона представляет область внедрения вытянутых, согласно с направлением складчатости, батолитоподобных тел гранитоидов, которые для западной и восточной части вскрыты эрозией до разной, но в общем небольшой глубины.

Генезис форм батолитовых тел неясен и является объектом дискуссий. Вопрос о форме батолитовых интрузий неразрывно связан с вопросом о генезисе гранитной магмы и способах ее размещения в пространстве.

Наши наблюдения возможных изменений с глубиной формы гранитных масс Северо-Западного Кавказа ограничены масштабами вертикальных разрезов, создаваемых рельефом. Они редко превышают 1500 м, при том положении, что на современную дневную поверхность выведены прикровлевые части гранитоидных масс. В этой поверхностной части форма гранитных масс ближе всего подходит к категории батолитов, не имеющих видимого дна.

В пределах Северо-Западного Кавказа, в зоне Главного хребта, вырываются два относительно крупных отдельных массива—Мало-Лабинский и Марухо-Тебердинский, и ряд мелких куполовидных тел между ними. Эрозия еще не полностью уничтожила кровлю из вмещающих пород, даже в пределах глубже эродированного Маркинского массива. Наблюдаемые по р. Марке контакты показывают падение вмещающих пород в сторону от интрузии, причем создается впечатление куполовидного тела, облекаемого вмещающими породами.

Размеры интрузии в этой слабо эродированной верхней части батолитовых (?) масс не превышают 200—300 км². Ограниченность площади обусловлена неглубоким эрозионным срезом неровной поверхности интрузий и позднейшими тектоническими перемещениями.

Батолитовые (?) тела являются морфологически едиными, но петрографически сложно построенными телами.

Ш т о к и . В северной подзоне большим распространением пользуются интрузивные тела однородных по составу серых, часто двуслюдяных гранитов и буроватых, иногда красноватых аляскитовых гранитов. Они интродуцируют вмещающие породы вне батолитоподобных тел и рассекают сами батолитоподобные тела. Своей вытянутостью в северо-западном направлении штоки гранитов также подчинены главному направлению складчатости Главного хребта. Отдельные мелкие дайки гранитов иногда являются секущими.

Поверхность интрузий гранитов неровная, иногда образует куполовидные возвышения, которые в таких случаях отличаются более кислым составом и обогащаются минералами, содержащими летучие компоненты. Примером этому могут служить куполовидное тело двуслюдяных гранитов на р. Кти-Теберде и Кочергинский массив аляскитовых гранитов.

2. Южная подзона

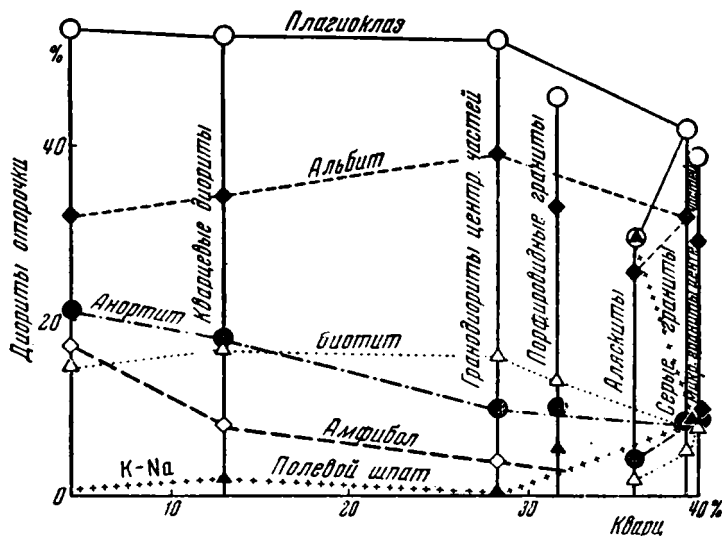
В южной подзоне нет крупных тел, подобных тем, какие характерны для северной подзоны. В ее пределах развиты пластовые тела древних габброидов и гранодиоритовых гнейсов, которые прорываются интрузиями кварцевых диоритов и гранодиоритов, а также мелкими куполовидными телами гранитов и дайками диоритов.

Мелкие куполовидные тела и дайки гранитов южной подзоны можно, как образования однотипные и синхронные, с достаточной вероятностью уподобить серым двуслюдяным и аляскитовым гранитам северной подзоны.

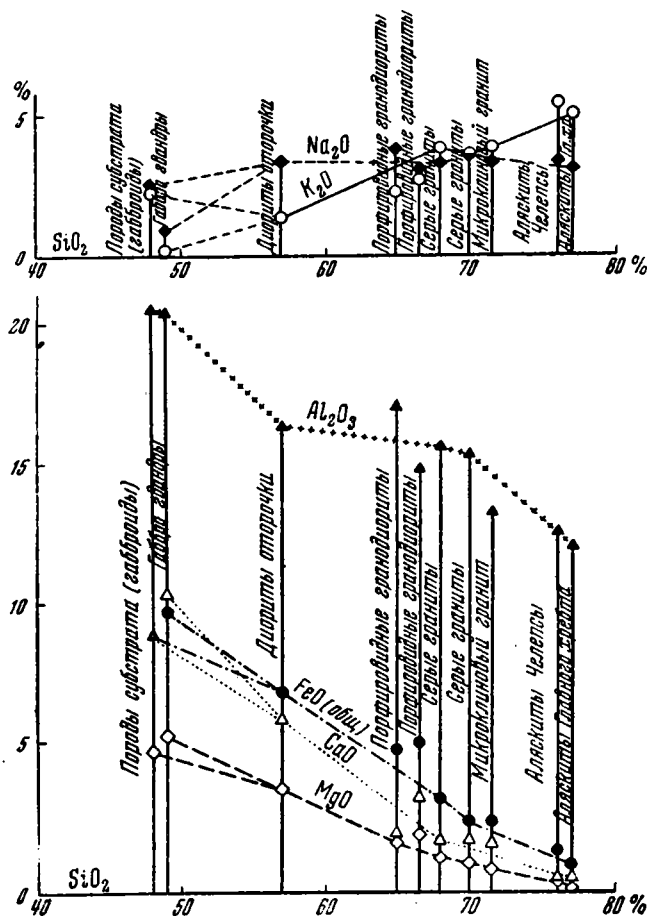
II. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Сопоставление изверженных пород, представляющих часть субстрата, в который внедрились интрузии комплекса Главного хребта, с серией пород, составляющих этот комплекс, подтверждает высказанные соображения о том, что эти формации являются разновозрастными и генетически не связанными.

На диаграммах фиг. 12 и 13 сведены имеющиеся данные по количественно-минералогическому составу и данные химических анализов для различных петрографических групп интрузивных пород зоны. Диаграммы состава по данным количественных подсчетов строятся на средних значениях из ряда подсчетов для каждой группы пород.



Фиг. 12. Количественно-минералогический состав гранитоидов комплекса Главного хребта (в объемных процентах).



Фиг. 13. Химический состав гранитоидов комплекса Главного хребта (весовые проценты).

1. Габброиды и гранодиоритовые гнейсы южной подзоны (перевальной)

Структуры и текстуры этих пород, вместе с прорывающей их серией жил аплитов, олигоклазитов и пегматитов, характеризуют их как сильно метаморфизованные породы, резко отличные от гранитоидов комплекса Главного хребта и связанных с ними диоритов.

Особенности минералогического состава — бурая роговая обманка амфиболовых габброидов, исключительно плагиоклазовый состав гранодиоритов с содержанием альбитовой частицы до 50%, все это вместе взятое создает резкую обособленность указанной группы пород от гранитоидов комплекса Главного хребта и заставляет считать их членами более древней формации изверженных пород.

2. Основные породы в кровле интрузий комплекса Главного хребта (северной подзоны)

Основные породы, представленные на диаграммах габбро-диоритами р. Б. Марки, габбро Гвандры и амфиболитизированными пироксенитами из кровли микроклиновых гранитов Маркинского массива, резко отличны по вещественному составу от пород диорит-гранитного ряда комплекса. Переход от габброидов к диоритам сопровождается скачком в сторону увеличения содержания таких компонентов, как общий плагиоклаз, альбит (рассчитанный на всю породу) и кварц, что видно на диаграмме количественного состава. Происходит обогащение щелочами (с некоторыми отклонениями), видное из диаграммы химических составов. Одновременно происходит резкое уменьшение содержания амфибола и небольшое уменьшение анортита (пересчитанного на всю породу), наблюдаемые на диаграмме количественных составов. Диаграмма химического состава показывает уменьшение железо-магнезиальных соединений и резкое уменьшение Al_2O_3 .

Ранее, при описании пород габбро-диоритового тела с р. Б. Марки, отмечалось наличие нескольких генераций породообразующих минералов в них, с развитием в заключительной стадии главного породообразующего минерала — ксеноморфного амфибола со специфической оптикой и таких минералов, как анортоклаз, пренит и др.

Химизм этих внешне свежих габброидов обнаруживает несоответствие минерального состава химическому. По минералогическому составу породы скорее диориты, по химическому ближе лежат к габбро. При малом содержании в них SiO_2 наблюдается очень высокое для габброидов содержание Al_2O_3 , высокое содержание щелочей (сумма $K_2O + Na_2O = 5\%$).

Все эти особенности структуры, состава и химизма заставляют считать габброиды свежего облика верховьев р. Марки, залегающие в кровле серых гранитов, не магматическим членом, родственным серии диоритов — гранитов, а гибридными породами, образовавшимися, вероятно, за счет амфиболитов субстрата. Процесс свелся к преобразованию амфиболитов в габбро-диориты, в результате реакционных взаимодействий амфиболитов и подвижных активных компонентов магмы серых гранитов. Пироксениты, залегающие в кровле гранитоидов Главного хребта, также испытывают превращения минерального состава, обусловленные воздействием гранитоидов, но по составу резко отличны от членов комплекса Главного хребта, связанных между собой постепенными переходами.

3. Взаимоотношения и вещественный состав пород, слагающих комплекс гранитоидов Главного хребта

Тектоническими перемещениями и эрозией вскрыты апикальные части интрузивных тел батолитового типа на различных уровнях разных массивов. Интрузии залегают в толще кристаллических сланцев типа биотитовых мелкозернистых гнейсов, содержащих мощные пачки амфиболитов и изверженных пород более ранней формации.

Взаимоотношения пород, слагающих батолитоподобные тела

Полевые наблюдения показывают, что диориты и кварцевые диориты представляют краевые оторочки массивов мощностью 1—1.5 км. Центральные части массивов сложены крупнозернистыми светлосерыми гранодиоритами (без калиевого полевого шпата или с небольшим содержанием ортоклазовой разновидности). Между диоритами и кварцевыми диоритами и от них далее к гранодиоритам наблюдаются постепенные переходы, но с явными реакционными взаимоотношениями раньше сформировавшихся диоритов с гранодиоритами. Среди гранодиоритов в их краевой части наблюдаются реликты диоритов, в виде ксенолитов породы, или реликтов минералов, характерных для диоритов (амфибол, или псевдоморфозы по нему хлорита и других минералов).

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что наряду с частыми ксенолитами диоритов в гранодиоритах и гранитах, в поле не отмечены случаи ксенолитов пород субстрата в диоритах.

В диоритах краевых оторочек обычно заметна полосчатость, подчеркиваемая тонкими инъекциями гранитного вещества. Контакты диоритов оторочки с вмещающими породами резкие, но обычно затупеваны тектоническими нарушениями. Жилы гранодиоритов встречаются во вмещающих породах.

Крупно-микроклиновые граниты развиты в центральных частях массивов. В случае Маркинского массива они слагают почти целиком центральную часть массива. При этом гранодиориты образуют среди них неправильные пятна, сливающиеся с гранитами. Часто в центральных частях таких гранодиоритовых пятен залегают ксенолиты измененных диоритов.

В случае менее глубоко денудированного Мало-Лабинского массива микроклиновые граниты р. Первой Безымянной и р. Растайки слагают крупные массы, постепенно сливающиеся с гранодиоритами.

Порфировидные гранодиориты, характеризующиеся развитием крупных, до 2×6 см, зерен К-Na-полевого шпата — микроклина, развиты обычно, но не повсеместно, по периферии микроклиновых гранитов центральных частей массивов. Изучение особенностей структуры и минералогического состава порфировидных разновидностей и их соотношений с другими разновидностями гранитоидов комплекса показывает:

- 1) постепенность переходов от диоритов к порфировидным гранодиоритам северной оторочки Мало-Лабинского массива;
- 2) постепенность перехода от крупнозернистых микроклиновых гранитов центральных частей Маркинского массива в разрезе р. Аксаута вверх к порфировидным гранодиоритам прикровлевой части;
- 3) в случае контактов краевой зоны массива с вмещающими кристаллическими сланцами — постепенный переход между порфировидными гранодиоритами и биотитовыми кристаллическими сланцами.

Гранитные интрузии комплекса

Помимо батолитоподобных масс гранитоидов комплекса Главного хребта, образующих сложно построенные массивы, в состав комплекса входят как более поздние члены, но генетически связанные с предыдущими интрузиями, интрузии серых гранитов и аляскитовых гранитов.

Более ранними являются серые, часто двуслюдяные и тогда лейкократовые, до белых, граниты. Они образуют относительно мелкие тела, прорывающие иногда краевые части сложно построенных массивов.

Характерными особенностями интрузии серых гранитов являются: отсутствие ксенолитов, активные контакты с интродуцируемыми породами, обилие жильных производных (пегматиты, гидротермальные жилы) и частое образование апофиз во вмещающие сланцы. Интрузия аляскитовых гранитов, по имеющимся данным, является более поздней и вызывает на контакте активные изменения интродуцируемых пород, но совсем другого характера, чем изменения, связанные с серыми гранитами.

Площади, занимаемые аляскистыми интрузиями во вскрытой их части, еще меньше, чем площади интрузии серых гранитов. Точных данных о площадях, слагаемых разными интрузиями, пока не имеется.

Интрузии аляскитовых гранитов сопровождаются своей серией жильных образований — апофизами, аплитами, пегматитами и гидротермальными жилами.

Вещественный состав гранитоидов комплекса Главного хребта

Петрографическое описание гранитоидов комплекса Главного хребта показывает, что изверженные породы рассматриваемой диорит-гранодиорит-гранитной серии не имеют особенностей, очень резко выделяющих кавказские породы этой серии от пород соответствующих серий из других областей.

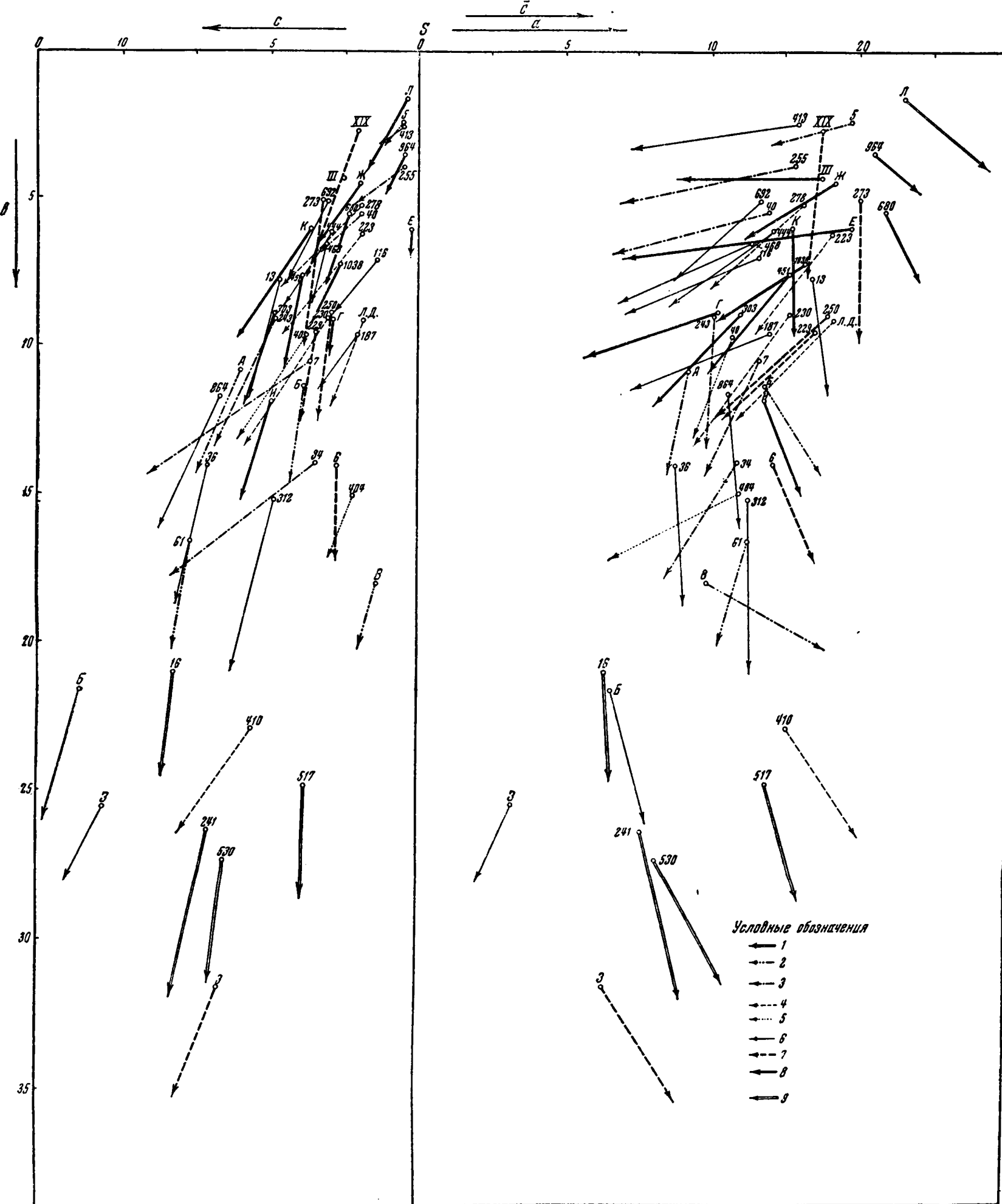
В петрографической части было показано, что диориты, гранодиориты, порфировидные гранодиориты, крупно-микроклиновые граниты, слагающие батолитоподобные тела, связаны между собою постепенными переходами.

Было также показано, что формирование батолитоподобных тел в их вскрытой части начинается внедрением гранодиоритовой магмы, давшей при консолидации субфацию гранодиоритов центральных частей и субфацию диоритов и кварцевых диоритов краевой оторочки. В краевых частях гранодиоритов, вероятно, сказалась контаминированность гранодиоритовой магмы материалом субстрата, о чем говорит натриевый тип их (анализ № 80).

Порфировидные гранодиориты краевых оторочек и крупнозернистые микроклиновые граниты центрального типа образуются в результате последующего проникновения подвижных компонентов остаточной магмы в верхние горизонты уже значительно консолидированной интрузии гранодиоритов.

Существенная роль калия среди этих подвижных компонентов приводит к метасоматическому преобразованию части диоритов оторочки и вмещающих кристаллических сланцев в крупнопорфировидные гранодиориты, а гранодиоритов центральных частей — в крупномикроклиновые граниты.

Постоянная пространственная связь, приуроченность к единой структурной постройке, степень метаморфизованности, особенности минерало-



Фиг. 14. Диаграмма состава гранитоидов из различных интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа:

1 — гранитоиды Центрального Кавказа (Мална, Дарьял); 2 — гранитоиды Перевальной подзоны; 3 — гранитоиды Промежуточной зоны (Даховская, Челепсы и др.); 4 — малые интрузии Передового хребта; 5 — гранитоидные породы в результате воздействия К-метасоматоза; 6 — гранитоиды зоны Главного хребта; 7 — метасоматиты (Na-метасоматоз); 8 — изверженные породы урущенского комплекса; 9 — вмещающие породы — амфиболиты и часть сланцы нижнего палеозоя, подвергшиеся Na-метасоматозу.

гического и химического составов позволяют наметить родственную связь, обуславливаемую единством родоначальной магмы, между сложными интрузиями и прорывающими их интрузиями серых гранитов и аляскинтов.

Рассмотрение диаграмм химического и количественно-минералогического составов пород указывает на постепенность перехода от диоритовых пород оторочки гранодиоритовых массивов батолитовой (?) формы через серые граниты к аляскитам и аляскитовым аплитам (см. фиг. 12 и 13).

Для химического состава характерно постоянство натрия во всех членах комплекса, с более значительной его ролью в гранодиоритах «палеотипных», при постепенном увеличении роли калия с наибольшей концентрацией в кислых членах. Количественная роль других компонентов постепенно сходится до минимума в аляскитах.

Количественно-минералогический состав дает примерно ту же картину. Наблюдается постоянное содержание альбитовой составной части и калиевого полевого шпата в диорито-гранодиоритовом ряду с резким увеличением K-Na-полевого шпата и уменьшением альбита в кислых членах комплекса. Реликтовые гранодиориты центральных частей Мало-Лабинского массива значительно более обогащены натром, чем другие породы комплекса, и в этом отношении сходны с тоналитами уруштенского комплекса.

Обособленное положение порфировидных гранодиоритов и крупномикроклиновых гранитов обусловлено их метасоматическим происхождением за счет: 1) диоритов оторочки, 2) кристаллических сланцев и 3) гранодиоритов первой магматической фазы.

Наблюдается постепенный переход от диоритов через порфировидные гранодиориты (образовавшиеся за счет калиевого метасоматоза диоритов) и граниты ядра к аляскитам, что согласуется с наблюдениями в поле и в лаборатории о характере взаимоотношений пород, слагающих тела батолитового типа. Постепенность перехода к аляскитам также становится понятной, если учесть, что калиевый метасоматоз в значительной мере, вероятно, обусловлен подвижными компонентами аляскитовой магмы.

Основные химические характеристики изверженных пород зоны Главного хребта

(По А. Н. Заварицкому)

Диаграмма явно обнаруживает различие изверженных пород субстрата и гранитоидных пород комплекса (фиг. 14 и табл. 18).

Все точки габброидов резко оторваны от начальных точек векторов, характеризующих гранитоиды Главного хребта. В случае породы № 763 подчеркивается ее гибридность. Векторы этой породы при явной насыщенности кремнекислотой ($Q = -8.3$) располагаются ближе к вершине S, чем некоторые гранитоидные породы с $Q = 15.6$ и даже $+20.1$. При этом наблюдается насыщенность ее щелочными алюмосиликатами и одновременно резко выдающаяся обогащенность полевошпатовой известью. Но соотношения щелочей $Na_2O : K_2O$ близки к таковым у контаминированных гранитоидов. Таким образом, диаграмма химического состава показывает сходство некоторых габброидов и с вмещающими породами типа амфиболитов уруштенского комплекса, и с гранитами комплекса Главного хребта. Тем самым в наглядной форме подтверждается высказанное соображение о гибридности и возможном генезисе габброидной породы, залегающей в кровле серых гранитов.

Основные химические характеристики изверженных пород зоны Главного хребта
(По А. Н. Заварицкому)

Таблица 18

Номера образцов	Типы интрузий и породы	Основные химические характеристики											Q	$\frac{a}{c}$	Примечания
		a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t			
416/39	Основные породы субстрата .	0	1.2	51.8	47.0	—	6.7	52.9	40.4	—	1.5	—	—7.4	0	
б	Амфибол. Габбро Гвандры . .	6.6	11.5	21.6	60.3	—	40.8	46.2	13.0	77.7	7.6	1.6	—3.7	0.6	Из работы Г. Р. Чхотуа
763/40	Габбро-диорит регенерированный	9.5	19.8	10.2	60.4	—	46.0	45.3	8.6	64.0	17.9	1.5	—8.3	0.5	Река Б. Марка
в	Ксенолит в граните р. Учкулан	3.2	10.7	25.5	60.6	12.0	61.5	26.4	—	68.2	6.3	—	+4.0	0.3	Из работы Проценко
	Комплекс гранитов Главного хребта														
36/40	Диорит краевой оторочки . .	8.7	7.2	14.0	70.1	—	48.6	47.6	3.8	81.9	8.2	1.4	+15.6	1.2	Река М. Лаба
д	Кварцевый диорит р. Уллу-Муруджу	13.5	4.7	7.7	74.1	—	54.8	39.8	5.3	77.7	1.6	0.9	+13.1	2.8	Из отчета Н. Г. Сергиева
80	Микроклиновые граниты центральных частей	12.9	0.5	7.6	78.8	67.5	16.2	16.1	—	80.0	0.6	0.3	+31.5	26.0	Река М. Лаба
116	То же	11.7	2.00	7.02	79.3	46.6	34.4	19.0	—	56.8	11.2	0.3	+33.2	5.8	Река Б. Марка
187	Серые граниты	12.0	2.1	9.6	76.2	47.2	34.0	18.7	—	55.6	7.0	0.5	+26.4	5.7	Река Аксаут
444	То же	12.21	3.01	6.17	78.58	36.9	38.0	25.0	—	60.4	6.5	0.2	+29.8	4.0	» »
468	»	11.4	3.2	6.5	78.9	46.6	33.2	20.2	—	79.0	—	0.4	+32.6	3.6	

692	Серые граниты	11.7	3.1	5.1	80.1	28.9	44.7	26.3	—	51.7	13.1	0.5	+33.7	3.8	Река Теберда. Из работы Н. Г. Сергиева
413	Аляскиты	13.0	0.6	2.5	83.9	58.0	34.2	7.9	—	47.4	32.1	0.1	+41.4	21.6	
ж	Фаснальский гранит	14.6	2.0	4.5	78.9	38.3	41.9	19.8	—	57.9	17.6	0.6	+25.6	7.1	Из работы Савич-Заблоцкого
40/40	Порфировидный гранодиорит за счет диорита	10.71	3.9	9.69	75.7	13.9	51.2	34.9	—	60.7	11.1	0.5	+20.2	2.9	
404/39	Порфировидный гранодиорит за счет кристаллических сланцев	10.99	2.26	14.58	72.2	46.1	32.1	21.6	—	72.2	7.2	1.0	+29.14	4.8	Из работы М. И. Ициксона
543в	Порфировидный гранит Дигории	15.03	2.58	5.14	77.08	5.0	61.3	33.7	—	65.7	10.0	0.5	+21.4	6.0	
1038	Гранодиорит Малки	13.24	2.68	7.22	76.8	31.5	48.1	20.3	—	67.6	11.3	0.1	+24.5	4.9	Из работы К. Н. Паффенгольца
680	Гранит Малки	16.08	2.41	5.48	76.1	—	63.4	24.4	12.2	74.1	7.3	0.5	+18.0	7.0	То же
964в	Аляскит Малки	15.7	0.5	3.6	80.2	—	72.2	13.0	14.8	66.1	14.8	0.3	+29.4	31.0	»
к	Гранит Дарьяла	12.78	3.71	5.98	77.42	—	59.2	38.7	2.1	59.1	23.0	0.5	25.68	3.4	Из работы Д. С. Белякина
и	Шлир-ксенолит (?) из него .	11.80	5.00	11.80	71.4	—	53.3	33.3	13.4	76.5	11.6	0.6	+14.0	2.4	То же
	Аплит Дарьяла	16.63	0.45	1.63	81.37	—	48.0	24.0	28.0	64.1	—	—	+28.9	37.0	»
	Докембрийский гранит . . .	13.4	2.4	4.4	79.8	9.2	67.7	23.1	—	52.0	27.7	0.5	+30.4	5.6	По Дэли
	Докембрийский гранит Швеции	13.2	2.5	5.4	78.9	—	71.6	26.9	2.5	52.0	34.6	0.6	28.9	5.3	» »
	Послекембрийский гранит .	12.7	2.6	6.5	78.2	26.8	45.4	27.8	—	55.8	20.6	0.3	24.8	4.9	» »

Основные химические характеристики изверженных пород зоны Главного хребта
(По А. Н. Заварицкому)

Таблица 18

Номера образцов	Типы интрузий и породы	Основные химические характеристики												Q	$\frac{a}{c}$	Примечания
		a	c	b	з	a'	f'	m'	c'	n	φ	t				
416/39	Основные породы субстрата .	0	1.2	51.8	47.0	—	6.7	52.9	40.4	—	1.5	—	—7.4	0		
б	Амфибол. Габбро Гвандры . .	6.6	11.5	21.6	60.3	—	40.8	46.2	13.0	77.7	7.6	1.6	—3.7	0.6	Из работы Г.Р. Чхотуа	
763/40	Габбро-диорит регенерированный	9.5	19.8	10.2	60.4	—	46.0	45.3	8.6	64.0	17.9	1.5	—8.3	0.5	Река Б. Марка	
з	Ксенолит в граните р. Учкулан	3.2	10.7	25.5	60.6	12.0	61.5	26.4	—	68.2	6.3	—	+4.0	0.3	Из работы Проценко	
	Комплекс гранитов Главного хребта															
36/40	Диорит краевой оторочки . .	8.7	7.2	14.0	70.1	—	48.6	47.6	3.8	81.9	8.2	1.4	+15.6	1.2	Река М. Лаба	
д	Кварцевый диорит р. Уллу-Муруджу	13.5	4.7	7.7	74.1	—	54.8	39.8	5.3	77.7	1.6	0.9	+13.1	2.8	Из отчета Н. Г. Сергеева	
80	Микроклиновые граниты центральных частей	12.9	0.5	7.6	78.8	67.5	16.2	16.1	—	80.0	0.6	0.3	+31.5	26.0	Река М. Лаба	
116	То же	11.7	2.00	7.02	79.3	46.6	34.4	19.0	—	56.8	11.2	0.3	+33.2	5.8	Река Б. Марка	
187	Серые граниты	12.0	2.1	9.6	76.2	47.2	34.0	18.7	—	55.6	7.0	0.5	+26.4	5.7	Река Аксаут	
444	То же	12.21	3.01	6.17	78.58	36.9	38.0	25.0	—	60.4	6.5	0.2	+29.8	4.0	» »	
468	»	11.4	3.2	6.5	78.9	46.6	33.2	20.2	—	79.0	—	0.4	+32.6	3.6		

692	Серые граниты	11.7	3.1	5.1	80.1	28.9	44.7	26.3	—	51.7	13.1	0.5	+33.7	3.8	Река Теберда. Из работы Н. Г. Сергиева
413	Аляскиты	13.0	0.6	2.5	83.9	58.0	34.2	7.9	—	47.4	32.1	0.1	+41.4	21.6	
ж	Фаснальский гранит	14.6	2.0	4.5	78.9	38.3	41.9	19.8	—	57.9	17.6	0.6	+25.6	7.1	Из работы Савич-Заблоцкого
40/40	Порфировидный гранодиорит за счет диорита	10.71	3.9	9.69	75.7	13.9	51.2	34.9	—	60.7	11.1	0.5	+20.2	2.9	
404/39	Порфировидный гранодиорит за счет кристаллических сланцев	10.99	2.26	14.58	72.2	46.1	32.1	21.6	—	72.2	7.2	1.0	+29.14	4.8	Из работы М. И. Ицкисона
543в	Порфировидный гранит Дигории	15.03	2.58	5.14	77.08	5.0	61.3	33.7	—	65.7	10.0	0.5	+21.4	6.0	
1038	Гранодиорит Малки	13.24	2.68	7.22	76.8	31.5	48.1	20.3	—	67.6	11.3	0.1	+24.5	4.9	Из работы К. Н. Паффенгольца
680	Гранит Малки	16.08	2.41	5.48	76.1	—	63.4	24.4	12.2	74.1	7.3	0.5	+18.0	7.0	То же
964в	Аляскит Малки	15.7	0.5	3.6	80.2	—	72.2	13.0	14.8	66.1	14.8	0.3	+29.4	31.0	»
к	Гранит Дарьяла	12.78	3.71	5.98	77.42	—	59.2	38.7	2.1	59.1	23.0	0.5	25.68	3.4	Из работы Д. С. Белякина
и	Шпир-ксенолит (?) из него .	11.80	5.00	11.80	71.4	—	53.3	33.3	13.4	76.5	11.6	0.6	+14.0	2.4	То же
	Аплит Дарьяла	16.63	0.45	1.63	81.37	—	48.0	24.0	28.0	64.1	—	—	+28.9	37.0	»
	Докембрийский гранит . . .	13.4	2.4	4.4	79.8	9.2	67.7	23.1	—	52.0	27.7	0.5	+30.4	5.6	По Дэли
	Докембрийский гранит Швеции	13.2	2.5	5.4	78.9	—	71.6	26.9	2.5	52.0	34.6	0.6	28.9	5.3	» »
	Послекембрийский гранит .	12.7	2.6	6.5	78.2	26.8	45.4	27.8	—	55.8	20.6	0.3	24.8	4.9	» »

На этой же диаграмме отчетливо заметно прогрессивное нарастание SiO_2 и K_2O для магматических членов комплекса Главного хребта: диориты — гранодиориты — серые граниты — аляскиты. Направление векторов и их наклон меняются, что отвечает увеличению глинозема, уменьшению фемических элементов и увеличению относительной роли калия (по отношению к натрию).

Особенность состава исходной породы, за счет которой образовались метасоматическим путем порфировидные гранодиориты, подчеркивается наклоненным влево длинным вектором для исходной породы — сланца (пересыщенность глиноземом) и промежуточным положением вектора порфировидного гранодиорита № 40 — между диоритом № 36 и аляскитом № 413. Сопоставляя наши гранитоиды с другими древними гранитоидами Северного Кавказа, мы видим сходство составов для пород Западного Кавказа и резкое их отличие в некоторых отношениях от древних гранитоидов Центрального Кавказа.

Анализы гранодиоритов, аплитов и аляскитов Дарьяльского и Малкинского массивов по степени кислотности, обогащенности щелочными алюмосиликатами и соотношению щелочей сходны с анализами соответствующих гранитоидов зоны Главного хребта Северо-Западного Кавказа. В то же время, в противоположность гранитоидам Западного Кавказа, пересыщенным глиноземом, гранитоиды Дарьяла и Малки, как гранодиориты, так и наиболее кислые их разности — аплиты, являются относительно более известковыми. При сравнении гранитов зоны Главного хребта с гранитами некоторых средних типов, по данным Дели, заметно отличие их от докембрийских гранитов вообще и от докембрийских гранитов Швеции, в частности, в отношении насыщенности глиноземом. Состав древних гранитов Кавказа (Западная часть) ближе сходен со средним составом послекембрийских гранитов. Наши аляскиты тождественны аляскитам Дели, но отличаются несколько большим содержанием калия.

Некоторые характерные минералы гранитоидов комплекса Главного хребта

Апатит с окрашенным и слабо плеохроирующим ядром. Такой апатит — почти обязательное новообразование в ксенолитах диорита среди микроклиновых гранитов центральных частей батолитовых тел; изредка в пограничном биотите около окрашенного апатита наблюдаются плеохроичные ореолы. В литературе известно указание Н. Хольдат и Холлоус (Holdat a. Hollows, 1941) на появление окрашенного апатита в основных изверженных породах комплекса Портенкоркрик, гибридизированных кислой магмой; при этом авторы, солидаризируясь с Ноккольдсом (Nockolds, 1932), считают это характерным явлением.

Каликатровый полевой шпат. В различных типах изверженных пород комплекса Главного хребта каликатровый полевой шпат представлен триклинными, но оптически отличающимися разновидностями. Порфировидные гранитоиды метасоматического генезиса и аляскитовые граниты, т. е. гранитоиды, характеризующиеся относительно низкотемпературным контактным воздействием, содержат решетчатый микроклин с высоким отрицательным $2V$. В микроклинах гранитоидов метасоматического генезиса содержатся обильные включения — реликты плагиоклаза и других минералов. В них же присутствуют неправильные мутные участки с малыми $2V$ и более низким двупреломлением, природа которых требует специального рассмотрения. К-Na-полевой шпат двуслюдяных гранитов в их краевых фациях по своим оптическим константам пред-

ставлен триклинной разновидностью с малым 2 V и по оптическим константам приближается к анортклазам. Анортклазовый полевой шпат образуется в габброидах кровли, гибридизированных интрузией серых гранитов.

Плагноклаз. Плагноклаз разных интрузий отличается степенью кислотности. Породы батолитоподобных тел — диориты, гранодиориты — содержат плагноклаз с составом, меняющимся от андезина до олигоклаза. Аляскитовые граниты — наиболее кислая интрузия комплекса — содержат плагноклаз наиболее натриевый (альбит-олигоклаз). Во всех этих породах зональность плагноклаза выражена слабо. Резорбция более основного плагноклаза с развитием более кислого наблюдается часто при переходах от диоритов к гранодиоритам.

Только в интрузиях серых гранитов плагноклаз обладает обычно ясно выраженным идиоморфизмом, что придает структурам этих гранитов монцититовый облик. Наряду с этим плагноклаз серых гранитов ясно зонален. Центральная зона отвечает андезин-олигоклазу, краевая — олигоклазу (20—22% An).

Биотит. Биотит в различных по времени образования интрузиях комплекса Главного хребта подвергается изменениям, обусловленным воздействием более поздних интрузий комплекса. Биотит образуется при кристаллизации гранодиоритовой магмы и почти нацело хлоритизированные его реликты широко развиты в гранодиоритах и кварцевых диоритах центральных массивов.

Серые граниты, не испытывавшие воздействия аляскитовых гранитов, содержат свежий коричневый биотит с обильными включениями, вокруг которых имеются иногда резкие плеохроичные ореолы. В аляскитовых гранитах биотит автометаморфически хлоритизирован нацело и отличается от хлоритизированного биотита гранодиоритов и серых гранитов отсутствием продуктов диссоциации, образующих сагенитовую решетку, но содержит включения с плеохроичными ореолами.

Отмечу, что величина плеохроичных ореолов в биотитах различных пород варьирует. В «палеотипных» гранодиоритах, измененных влиянием последующих интрузий, в хлоритизированном биотите ореолы около включений обычно отсутствуют, в сохранившихся реликтах свежего биотита величина радиуса плеохроичного ореола достигает 0.030 мм. В серых гранитах величина r ореола не превышает 0.015 мм. В аляскитовых гранитах величина r вокруг включений в автометаморфически хлоритизированном биотите не превышает 0.012—0.013 мм.

В геологической литературе имеются случаи, когда отдельные авторы, применяя представления Джולי (Joly, 1909) об образовании плеохроичных ореолов, пытались обосновать возраст отдельных гранитов, используя величину радиуса плеохроичных ореолов. В частности, Е. Н. Дэвисон (Davison, 1932), сравнивая при помощи этого метода граниты Лэнди Айленд с послекварбовыми гранитами Западной Англии и третичными гранитами Морн Малл и Арран, приходит к выводу о большей вероятности послекварбового возраста гранитов Лэнди Айленд, а не третичного, который им приписывался. Такой вывод вызвал возражение со стороны А. Т. Доллара (Dollar, 1932), по ряду геологических соображений не соглашающегося с такой трактовкой возраста упомянутых гранитов и указывающего, что большие ореолы в их минералах являются реликтовыми палеозойскими, сохранившимися непереплавленными, при процессах палингенеза. И. Е. Старик (1938) относит метод ореолов к вторичным.

Применение метода ореолов как единственного для решения вопроса о возрасте гранитов безусловно малонадежный способ, так как, помимо указанных возражений, существенно и то обстоятельство, что в гранито-

идах могут встречаться слюды разных генераций и, кроме того, вторичные высокотемпературные воздействия могут повести к исчезновению плеохроичных ореолов. Повидимому, последним обстоятельством правильнее всего объяснять отсутствие плеохроичных ореолов в значительно хлоритизированных биотитах наиболее древних гранодиоритов комплекса Главного хребта.

Наше изучение плеохроичных ореолов, проведенное для сравнения различных гранитоидов на 200 образцах, показало, что в пределах одного комплекса из разных по возрасту, но генетически связанных пород наблюдается уменьшение величины γ плеохроичной оторочки от более древних интрузий к более молодым.

Роговая обманка. Роговая обманка среди гранитов Главного хребта встречается лишь в диоритовой оторочке гранодиоритовых массивов центрального типа. Здесь она под влиянием активного воздействия заключительной интрузии аляскитов и связанных с ней активных производных испытывает актинолитизацию и замещается хлоритом, а позднее карбонатом.

Серые граниты в зоне Главного хребта не содержат амфибола, но породы субстрата амфиболитового или габброидного состава испытывают в связи с их воздействием амфиболитизацию, сводящуюся к появлению густозеленого, с синеватым оттенком амфибола, с относительно высокими показателями светопреломления и относительно низким $2V$ (см. табл. 6).

Этот амфибол, являющийся более железистым и в то же время более щелочным (обогащение, в частности, калием!), отличается постоянством оптических свойств, и, вероятно, состава, и распространен в некоторых других естественных ассоциациях интрузивных пород Северо-Западного Кавказа.

Аналогичный по оптическим свойствам амфибол развит в диоритах Санчаро и вообще в свежих гранодиоритовых породах южной подзоны, которые рассматриваются нами как контаминированные граниты, аналогичные и, возможно, синхронные серым гранитам комплекса Главного хребта.

Вторичные минералы. Для суждений о характере автометаморфических преобразований гранодиоритов данные отсутствуют вследствие наложения позднейших процессов. Довольно четко заметно различие между минерализацией, связанной с эпимагматическими процессами, в интрузиях серых гранитов и аляскитов.

В аляскитах в эпимагматическую стадию их формирования образуются хлорит и мусковит по биотиту и карбонаты по полевым шпатам, а также в виде самостоятельных выделений по трещинкам породы. Для интрузий серых гранитов характерно развитие пренита и эпидота — в их наиболее удаленных апофизах и в основных породах, подвергающихся связанной с ними гранитизации.

Изменения пород субстрата

Главная масса пород субстрата комплекса Главного хребта представляла породы, метаморфизованные до внедрения активных интрузий. Субстрат был представлен кристаллическими сланцами докембрия (?) — низов палеозоя (?), и только в единичных случаях (р. Кочерга) контактные изменения, обусловленные интрузией аляскитовых гранитов, испытывают слабо метаморфизованные известняки, сланцы, песчаники и конгломераты, условно среднепалеозойского возраста (!).

С достаточной четкостью среди изменений, испытываемых породами субстрата, выделяются:

- 1) изменения, связанные с активной интрузией серых двуслюдяных гранитов;
- 2) изменения пород субстрата вблизи батолитоподобных масс микроклиновых гранитов, обусловленные частью процессом микроклинизации интрузий;
- 3) изменения пород субстрата, обусловленные интрузией аляскитовых гранитов.

Влияние интрузий серых двуслюдяных гранитов на породы субстрата

С интрузией двуслюдяных гранитов связываются различные формы метаморфизации вмещающих пород. Пока не представляется возможным разграничивать явления, вызываемые интродуцировавшей магмой и ее пегматито-аплитовой жильной серией. Намечаются два главных типа такой метаморфизации:

- 1) общая перекристаллизация вмещающих пород под влиянием температурного воздействия внедрившейся магмы, перегруппировка компонентов самих вмещающих пород с привнесом летучих компонентов из магмы (щелочи, бор);

- 2) гранитизация вмещающих пород послыонными инъекциями (lit par lit) подвижной порции магмы, дающая полосчатые гнейсо-граниты метасоматического генезиса.

Первый тип метаморфизации захватывает и весьма удаленные от поверхности интрузии вмещающие породы (до 2 км, например, хребет Кургашин-Чат). При этом степень метаморфизации зависит от относительного положения вмещающих пород к интрузии. Вблизи (верховья р. Б. Марки, водораздел Аксаут — Б. Марка, у оз. Дупух) развиты относительно крупнозернистые биотит-андалузитовые и биотит-силлиманитовые кристаллические сланцы. По мере удаления от контакта с активной интрузией, сланцы постепенно приобретают менее метаморфизованный облик и минеральные новообразования в них сводятся к свежему биотиту, мусковиту и кварцу. Общий характер изменений, с привнесом летучих, скорее говорит о сравнительно высокотемпературном режиме, обусловленном интрузией серых двуслюдяных гранитов.

Другой тип метаморфизации — гранитизация проявляется всегда в относительной близости к неровной (и в отдельных случаях предполагаемой) поверхности интрузии двуслюдяных гранитов. Поскольку гранитизация — метасоматическое превращение сланцев и амфиболитов в полосчатые гранито-гнейсы — наблюдается в виде отдельных пачек среди кристаллических сланцев метаморфизованных по другому типу, можно думать, что для гранитизации необходимы особые условия, вероятнее всего механическая подготовленность (раздробление отдельных участков?) к проникновению подвижных частей магмы. При этом сохраняются текстурные признаки замещаемой породы — полосчатость, например, если последняя не была уничтожена механическими причинами; в противном случае получаются расплывчато неясные контуры меланократовых и лейкократовых участков, сходные с тем, что известно под названием небулитов. Гранитизация происходит, повидимому, путем послыонного проникновения подвижной части магмы гранитного состава, обогащенной SiO_2 и, возможно, щелочами. В результате взаимодействия с вмещающими породами образуются свежие мелкозернистые гранито-гнейсы, часто только текстурно отличающиеся от двуслюдяных равномернозернистых гранитов, особенно их краевой фации. Главными и характерными минералами являются слабо зональный плагиоклаз (от An_{40} до An_{18}), нерешетчатый

калиевый полевой шпат, кварц и свежий коричневый биотит с включениями, окруженными плеохроичными ореолами.

Общая метаморфизация вмещающих пород, вызванная температурным воздействием активных интрузивных масс, вероятно, занимала длительный промежуток времени.

Факты интрузивных отношений указывают, что гранитизация предшествовала внедрению магматических жильных пород, по составу аналогичных интрузии, вызвавшей гранитизацию.

Изменения пород субстрата в связи с явлениями микроклинизации гранитоидов центрального типа

При рассмотрении вопроса о генезисе крупнозернистых микроклиновых гранитов центральных частей сложных тел и порфировидных гранодиоритов оторочки оказалось наиболее правильным рассматривать их как породы метасоматического генезиса.

При этом наметился вывод, что часть порфировидных гранодиоритов в южной периферии Маркинского массива образуется за счет биотитовых кристаллических сланцев путем метасоматического развития в них порфиробласт существенно калиевого полевого шпата. Масштаб проявления порфировидных гранодиоритов такого генезиса ограничивается полосой в несколько десятков метров ширины от гранитов центральной части. Микроклинизация диоритов и гранодиоритов центральных массивов имела большие масштабы.

Возможно, что микроклинизации центральных частей массивов сопутствовали мусковитизация и хлоритизация в контактовом ореоле батолитоподобных тел. Но обычное развитие в тех же местах аляскитовых тел, с которыми явно связаны аналогичные изменения вмещающих пород, не позволяет точно установить источник этих изменений.

Изменения пород субстрата, обусловленные интрузиями аляскитовых гранитов

Изучение аляскитовых гранитов, представляющих вместе с сопровождающей жильной серией пегматитов, аплитов и гидротермалитов заключительный этап формирования комплекса гранитоидов Главного хребта, показало, что эти интрузии, несмотря на их небольшой объем, оказывают существенное влияние на вмещающие породы.

Имеющийся материал показывает, что магма этих гранитов, помимо обогащенности кремнекислотой и щелочами (главным образом калием), была обогащена летучими компонентами — углекислотой, водой и, вероятно, фтором. Поэтому вполне понятна активная роль магмы аляскитовых гранитов и ее производных. Но активное воздействие интрузий аляскитовых гранитов отличалось от воздействия интрузий двуслюдяных гранитов тем, что аляскиты не вызывали образования в экзоконтактных зонах так называемых высокотемпературных минералов (силлиманит, андалузит и др.), а, наоборот, «понижали» степень метаморфизма, производя хлоритизацию, мусковитизацию и карбонатизацию вмещающих биотитовых сланцев и амфиболитов. Это то общее, что отчетливо вытекает из главной массы наблюдаемых фактов. Помимо такого общего изменения пород субстрата, наблюдается послойное инъекционное проникновение гранитной магмы в узких зонах в ореоле интрузий аляскитов, ведущее к образованию мигматитов с замещением исходного материала сланцев в лейкократовых прослоях и с малозаметными изменениями в прослоях меланократовых — не гранитизированных.

Наконец, третий наблюдавшийся тип контактных взаимоотношений аляскитовых гранитов с вмещающими породами — их активный контакт с мраморизованными породами среднего палеозоя (?) (р. Кочерга). В этом случае легко усвояемый материал карбонатных пород приводит к образованию экзоконтактных диоритов и выносу в экзоконтактную зону кремнекислоты, железа и марганца с образованием марганцево-железистых скарных минералов (марганцевый геденбергит и др.) на контакте с мраморизованными известняками. Сходный процесс описан Г. Джоуплином (Jorline, 1935) для взаимоотношений диоритов с известняками Ben Bullen.

В заключение отметим, что петрографическое изучение пород субстрата показало весьма сложную картину их преобразований, обусловленную наложением длительного метаморфизующего воздействия ряда последовательных интрузий формирующегося комплекса гранитоидов Главного хребта.

III. ГРАНИТОИДЫ КОМПЛЕКСА ГЛАВНОГО ХРЕБТА В СВЯЗИ С ВОПРОСОМ О ФАЦИЯХ И ФАЗАХ ИНТРУЗИВОВ

Вопросы петрогенезиса и металлогении магматических пород заставляют с особым вниманием относиться к геологическим взаимоотношениям между естественными их ассоциациями, а также к взаимоотношениям пород внутри таких ассоциаций.

Развитие ассоциаций изверженных пород, которые при общем их различии сходны между собой особенностями вещественного состава, структуры и степени метаморфизованности, представляет явление, давно отмеченное петрографами.

Джэйдд (1886) под термином *петрографические провинции* понимал области, в которых изверженные породы, относящиеся к определенному периоду извержения, имеют общие черты химизма и минералогического состава, отличные от тех же пород в других областях. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888) применил термин *петрографическая формация*, впоследствии расширенный до понимания под этим термином совокупности всех пород, связанных с кристаллизацией какой-либо магмы. Сюда входят и магматические и апоматматические продукты магмы. Иддингс (1892) применил термин «*кровное родство*» (*consanguinity*) для обозначения факта сходства пород какой-либо группы, ассоциированной во времени или пространстве. Термин *комагматический*, по Вашингтону (1906), обозначает изверженные породы или области, в которых они встречаются, отличающиеся особенностями, указывающими на общность их происхождения. «Штаммы» Гольдшмидта (Goldschmidt, 1922), «родственные группы» (*kindreds*), «племена» (*tribes*), «роды» (*clan*) Тирреля (1932) обозначают те же представления о закономерных для данной области и данного возраста ассоциациях изверженных пород.

Боуэн (1934) подчеркивает, что термин «ассоциация горных пород» применяется им для обозначения группы горных пород одного и того же возраста, встречающихся вместе в одном районе.

Проводимое в нашей работе расчленение магматических пород Северо-Западного Кавказа на интрузивные комплексы, характерные для отдельных структурных зон, представляет попытку выделить ассоциирующиеся во времени и пространстве группы пород, связанные общностью родоначальной магмы и общностью геологических условий формирования.

Некоторые выводы, в связи с постановкой такого крупного вопроса в приложении к гранитоидам Северо-Западного Кавказа, делаются в заклю-

чительной главе, где сопоставляются естественные ассоциации интрузивных пород разных структурных зон.

Помимо изучения интрузивных пород с точки зрения их сообществ, представляется важным распознавать их признаки с точки зрения формирования интрузий в определенной геологической обстановке. Важность вопроса о фациальной принадлежности интрузий для целей петрогенезиса и металлогении подчеркивает П. И. Лебедев в своей работе о фациях магматических пород Северного Кавказа (1946₂).

М. А. Усов (1925) сделал попытку выделить фации и фазы интрузивов. Под фацией интрузивных пород М. А. Усов понимает совокупность признаков, определяющих условия образования интрузивов. В основном это будут глубины и форма залегания. Им выделяются две основные фации — абиссальная и гипабиссальная.¹ Термин гипабиссальные был предложен Брегерром (1887—1890) для обозначения интрузивных пород, образующих мелкие и неглубоко залегающие тела, или жилы и краевые фации. По своей структуре они занимают промежуточное положение между глубинными и эффузивными породами. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1898) отмечал, что следовало бы отделять гипабиссальные породы, входящие в состав лакколлитов и других интрузивных пород, магмы которых передвигались в литосфере, от батолитовых пород, но что такое разграничение имеет теоретический характер.

А б и с с а л ь н а я ф а ц и я. Моментом, определяющим основные качества интрузий этой фации, является кристаллизация ее в условиях высокотемпературных геоизотерм и большого давления. Характерны медленность охлаждения и кристаллизации, что ведет к образованию вполне стабильной формы минералов. М. А. Усов в своей работе указывает минералы и структуры, характерные для абиссальной фации.

Г и п а б и с с а л ь н а я ф а ц и я. Интрузии гипабиссальной фации, по М. А. Усову, характеризуются многочисленными особенностями, часто имеющими значение лишь для данной конкретной обстановки. Гипабиссальные породы, несмотря на быстрое охлаждение, после кристаллизации магмы сравнительно медленно проходят через критические точки превращения твердых фаз и, кроме того, обычно подвергаются автометасоматозу, а поэтому всегда находятся в более или менее диагенетизированном состоянии.

В структурном отношении характерно различие центральных и краевых частей интрузии. Контактный метаморфизм проявляется в узком поясе, но очень разнообразен. Жильными дифференциатами гипабиссальная фация бедна, что резко противопоставляет ее абиссальной фации, обычно сопровождающейся массой аплитовых и пегматитовых жил.

Предложенные М. А. Усовым принцип и признаки разделения интрузивов на фации имеют значение в геологической практике для целей сопоставления синхронных интрузий, образовавшихся в разной геологической обстановке и происходящих из единого магматического источника. В каждом отдельном случае признаки, характеризующие различие обстановки формирования интрузий, их принадлежность к различным фациям, могут не совпадать с указываемыми М. А. Усовым, так как идеальные интрузивные массы, без наложения последующих автометаморфических воздействий и влияния других интрузий, — явление, видимо, крайне редкое.

¹ Позднее М. А. Усов (1935) высказывал мнение, что абиссальной фации как таковой почти не бывает на поверхности и что можно говорить лишь о фациях средних глубин и гипабиссальной. Тем не менее, в целях выявления обстановки формирования интрузий, термин абиссальный, мне кажется, нужно сохранить за наиболее глубинными интрузиями из известных в данной области.

Фа́зы интрузивов. М. А. Усов в своей работе вводит понятие о фазах состояния интрузивных пород как саморазвивающихся тел (1925, стр. 4). Различными фазами состояния изверженных пород он считает их изменения, выражающиеся в изменениях фаз их компонентов, причем последние отнюдь не являются результатом метаморфических процессов, что подтверждается существованием «молодых» и «древних» интрузивов. М. А. Усов выделяет первичную и диагенетизированную фазы состояния интрузивов.

Вследствие особых условий кристаллизации в абиссальной фации обе фазы совпадают. Интрузии гипабиссальной фации при очень мелком залегании могут проявиться в закаленной первичной фазе (наличие санидина, анортклаза, сильно зонарного плагиоклаза в кислых породах, фельдшпатитов и др.).

Изложенное позволяет считать, что фазы состояния интрузивов, в понимании М. А. Усова, являются недостаточно определенными понятиями, так как медленность охлаждения и автометасоматизм кристаллизующихся интрузивных пород по-разному влияют на формирующиеся интрузии.

Имеющийся у нас материал по древним гранитоидам Кавказа при попытке их расчленения побуждает учесть возможность применения фациального признака, так как глыбовое строение Кавказа, заложенное в отдаленные эпохи, теоретически допускает возможность приведения к одному уровню интрузий разных фаций.

В то же время изучение естественных ассоциаций изверженных пород, которые приурочены к единой структурной постройке и имеют черты, указывающие на их родство, заставляет поставить вопрос о несколько ином понимании представления о фазах интрузивов.

Имеется в виду распространить это представление не на изменения самого интродуцированного тела в процессе его саморазвития как тела, хотя и не вполне закаменевшего, но все же охлажденного и кристаллизовавшегося (Усов, 1925), а отнести его к эволюции глубинной дифференцирующейся магмы.

Глубинная магма, благодаря дифференциации и возобновляющимся тектоническим импульсам, вероятно, может служить, как это позволяет предположить данные по кавказским гранитоидам, источником последовательных интрузий с закономерно менявшимся составом. Последовательные интрузии отображают процесс развития глубинного источника магмы во времени. Их в таком случае можно рассматривать как отдельные фазы единого, но растянутого во времени и прерывистого, в соответствии с тектоническими импульсами, интрузивного цикла.

В связи с высказанными соображениями о фазах интрузивной деятельности отметим, что Дэли (1936) выделяет четыре стадии процессов дифференциации расплавов, слагающих крупные абиссолиты (батолиты). Дэли приводит примеры неодновременного образования гранитов, представляющих части единой батолитовой массы. В частности «...гранодиорит (вместе с гранитовой монцонитовой и диоритовой фазами) Симилькэмин Каскадных гор пересечен и частично замещен гранитом Cathedrale, который сам пересечен более кислым, но близко родственным гранитом... эти тела представляют части единой батолитовой массы. Таким образом граниты здесь принимаются за дифференциаты гранодиоритового расплава. Сложный батолит Скачит на крайнем западе Британской Колумбии аналогичен. Многие другие примеры закартированы в Кордильерах» (Дэли, 1936, стр. 444).

Практика автора в области изучения древних естественных ассоциаций в районах Северо-Западного Кавказа, М. Хингана и Алтая показывает, что при отсутствии данных о дифференциации магмы на месте

залегания и, наоборот, при наличии интрузивных отношений между породами, слагающими родственные серии, коагматические интрузии правильнее рассматривать как фазы развития глубинной магмы, родоначальной для всей серии дифференциатов.

Интрузии, отвечающие последовательной дифференциации магматического очага (фазам его состояния), сами являются сложными образованиями, которые подвергаются расщеплению с образованием серии генетически связанных с ними пород. В зависимости от состава и свойства интродуцировавшей магмы, образуется жильная серия, продукты метасоматизма — гранитизированные породы, происходит образование контаминированных и гибридных разностей. Все это сильно усложняет детализацию представлений о ходе процесса формирования интрузивных комплексов, заставляя учитывать не только фазы в формировании комплексов, но и более дробные этапы, отвечающие эволюции уже отдельных интрузивных фаз. Может возникнуть вопрос, рассматривать ли, например, диориты краевой оторочки батолитов за субфазу гранодиоритовой интрузии как изменение ее в пространстве, или за субфазу гранодиоритовой фазы как породы, консолидированные ранее центральных частей гранодиоритовых массивов. Вопрос о фазах и фациях интрузивов безусловно заслуживает дальнейшего изучения путем накопления фактов и их анализа.

Сопоставление всего приведенного материала и выводов по отдельным разделам позволяет наметить следующие фазы в процессе формирования комплекса гранитоидов Главного хребта:

- 1) первая магматическая фаза — гранодиоритовая;
- 2) вторая магматическая фаза — гранитная;
- 3) третья магматическая фаза — аляскитовая.

Кроме того, в процессе формирования комплекса имело место метасоматическое преобразование ранее сформированных членов комплекса в порфириновые породы гранитного и гранодиоритового состава — этап микроклизации или калиевого метасоматоза.

1. Гранодиоритовая фаза. Этой фазе отвечает внедрение гранодиоритовой магмы, образующей батолитоподобные тела. Явления контаминации гранодиоритовой магмы при ассимиляции пород субстрата вели к образованию диоритовых пород оторочки. Последние может быть правильнее рассматривать как субфазу гранодиоритовой фазы.

Гранодиоритовые и диоритовые породы первой фазы под влиянием новых интрузивных фаз и метасоматоза утратили характерные черты своего первичного состояния; о характере гранодиоритовой магмы и способности ее влиять на породы интродуцируемого субстрата почти не сохранилось указаний. Все же ее влияние на вмещающие породы достаточно наглядно иллюстрируется образованием периферийной оторочки из диоритов. С точки зрения глубины оформления, гранодиориты батолитоподобных тел, вероятно, правильнее всего относить к абиссальной фации или, вернее, к фации средних глубин. Об этом говорят структуры, минералогический состав реликтов, сохранившихся от последующих преобразований, и формы залегания интрузий.

2. Гранитная фаза. Этой фазе отвечает подъем из глубинных частей и внедрение штоковых интрузий светлосерых двуслюдяных гранитов вдоль разрывов в породы субстрата и частью в консолидированные, но, возможно, еще не остывшие породы ранней фазы. Интрузивные массы представляют активную, насыщенную летучими, магму, вероятно, с высоким температурным режимом. Они вызвали активные изменения интродуцируемых пород путем непосредственного контактового воздействия (образование андалузита, силлиманита, турмалина, биотита и др.) и путем отщеп-

ления подвижных компонентов (щелочи, летучие — фтор, бор, вероятно, SiO_2 и др.), которые гранитизировали вмещающие породы.

При этом имело место явление, аналогичное тому, что Вегман (Wegmann, 1935) понимает как мигматитовый фронт. Подвижные компоненты продвигались впереди интрузирующей магмы, которая внедрялась в уже мигматизированные горизонты. Фаза серых гранитов сопровождалась серией жильных отщеплений, давших магматические породы, породы пегматитового состава и гидротермальные жилы. Можно предполагать, что эти жильные производные отщеплялись от интрузий серых гранитов *in situ* в ореоле образуемых ими тел, на удалении до 1500—2000 м от тела интрузии. Эти отщепления сопровождалось в отдельных случаях накоплением ценных элементов. Монзонитовая структура, зонарность плагиоклаза, присутствие в краевых частях анортитовидного калиевого полевого шпата скорее указывают на сравнительно быстрые условия охлаждения и кристаллизации серых гранитов по сравнению с гранодиоритами первой фазы. Но здесь необходимо учитывать роль и сравнительно малый объем интрузивных масс и насыщенность их летучими. Все же приведенные особенности указывают на большую быстроту консолидации магмы серых гранитов, что, вероятно, обусловлено проникновением ее в горизонты литосферы, более близкие к поверхности.

3. Аляскитовая фаза. Этой фазе отвечает подъем из глубин остаточного кислого расплава аляскитового состава, обогащенного летучими (CO_2 , F, H_2O , щелочи — главным образом калий, SiO_2 и др.). Подвижные компоненты, среди которых большую роль играл калий, образуя мигматитовый фронт аляскитовой магмы, возможно вели к метасоматическому преобразованию — микроклинизации гранодиоритовых и диоритовых пород краевых частей батолитов. Интрузии аляскитовых гранитов, представляя остаточный расплав, образуют тела небольшого объема, но сопровождаются обильными жильными отщеплениями магматических пород, пегматитов и гидротермальных производных.

Присутствие в этих жильных отщеплениях карбонатов и контактные изменения вмещающих пород, сводящиеся к мусковитизации, хлоритизации и карбонатизации их, говорят об активном, но скорее сравнительно низкотемпературном режиме остаточной аляскитовой магмы. С точки зрения отнесения к фации, аляскитовые граниты, подобно предыдущим интрузивным фазам, относятся к фации средних глубин но, возможно, еще глубины меньшей, чем батолитовые массы.

Наблюдения в поле и изучение шлифов создают двойственное впечатление о последовательности этапа калиевого метасоматоза и фазы серых гранитов. Несмотря на то, что полевые наблюдения скорее указывают на интрузивное проникновение серых гранитов в крупнозернистые микроклиновые и крупнопорфировидные граниты, метасоматически преобразованные из пород первой фазы, изучение шлифов все же позволяет предположить, что внедрение серых гранитов могло предшествовать процессу микроклинизации.

Отсюда следует, что немагматический этап формирования комплекса — микроклинизация, с образованием порфировидных разностей гранитоидов — предшествовал внедрению остаточной аляскитовой магмы, но, возможно, был более поздним, чем интрузия серых гранитов.

Не исключена возможность, что микроклинизация — процесс длительный, связанный с эволюцией глубинного магматического очага, достаточно растянутый во времени и функционировавший до внедрения серых гранитов и после него.

Углубленное решение всех поставленных вопросов требует громадной работы по детальному и всестороннему изучению наметившихся интрузив-

ных фаз, субфаз, слагающих их минералов и по детальному картированию особо интересных массивов.

IV. К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОМ ГЕНЕЗИСЕ НЕКОТОРЫХ ПОРОД КОМПЛЕКСА ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Вопрос о генезисе пород гранитного ряда является одним из наиболее спорных в петрографии и имеет громадную литературу.

В настоящем разделе кратко излагаются основные из существующих представлений о генезисе гранитов и приводятся соображения о возможном генезисе некоторых пород комплекса гранитоидов Главного хребта Северо-Западного Кавказа.

Среди воззрений на генезис гранитов в схеме выделяются два основных представления: 1) образование главной массы гранитов происходит магматическим путем и 2) образование большинства гранитов происходит путем превращения других пород, в том числе и осадочных, за счет сложных метасоматических процессов, совокупность которых объединяется термином «гранитизация». И то и другое течение в области представлений о генезисе гранитных пород сталкивается с рядом очень сложных вопросов, которые по-разному решаются различными петрографическими школами.

1. Воззрения о магматическом происхождении гранитов

1. Самостоятельное существование родоначальной кислой магмы. Среди сторонников этого воззрения значатся Хольмс, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и недавно Дели. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг защищает необходимость признания двух родоначальных магм — кислой и основной, а Хольмс (Holmes, 1932) различает три родоначальные магмы — перидотитовую, базальтовую и гранитную.

2. Образование гранитной магмы в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы или путем ассимиляции ею пород сиала. Сторонниками этого воззрения являются Боуэн, Ниггли, Тиррель и Дели (по последнего времени).

3. Палингенное происхождение гранитной магмы. Разделяющие эту точку зрения петрографы признают существование древних архейских гранитов, составляющих кислую оболочку земли, когда-то жидкую. Позднее главная роль переходит к гранитам палингенетическим или возрожденным (Sederholm, 1923). Породы погружаются на глубину, где могут подвергнуться анатексису (переплавлению) и затем интродуцировать вновь в виде палингенных гранитов. Эскола (Escola, 1932) допускает, что в глубинных условиях может происходить выплавление легкоплавкой гранитной эвтектики из любых слоев земной коры. Будучи отжата, эта переплавленная силикатная масса может дать палингенный гранит и вызвать мигматитизацию.

Работы Седергольма (Sederholm, 1923, 1926), базировавшиеся на материале древнейших пород Фенноскандии, показывают крупнейшую роль процессов мигматитизации, вызванных эманациями и производными глубоинной магмы; но все же образование гранитных пород, по Седергольму, происходит магматическим путем. В процессах мигматитизации при развитии агматитов (Sederholm, 1926, стр. 17—27) подвижным материалом является магматическая порода, при малом количестве принесенного материала образуются артериты.

Вегман (Wegmann, 1935) придавал большое значение процессам миг-

матитизации, но в то же время признавал настоящие гранитные интрузии, с которыми связывает появление мигматитового фронта.

В настоящем кратком обзоре не ставится задача полного освещения и критического разбора существующих представлений о генезисе гранитов. Любая из точек зрения, трактующая генезис гранитов магматическим путем, требует объяснения условий возникновения расплавленных масс гранитного состава и проникновения их в сравнительно высокие слои земной коры. Способ заполнения громадных объемов, занимаемых гранитными массами, является одним из наиболее трудно объяснимых вопросов для сторонников магматического генезиса. Нет, в частности, единодушия по отношению к оценке значения ассимилирующей способности гранитной магмы, что помогло бы решить проблему пространства. Все эти и другие многочисленные затруднения приводят к тому, что некоторые исследователи, в частности Дрешер-Каден (Drescher-Kaden, 1940), считают, что «сегодняшний гранит представляет не ювенильную магму из глубины, а типичный продукт ассимиляции, в образовании которого принимают участие значительные массы гнейсов» и потому гранит скорее метаморфическая порода, чем изверженная.

В представлении М. Люжона (Lugeon, 1930) граниты образуются как последний эффект тангенциального сжатия геосинклиналей и происходящего при этом переплавления осадков на месте. К такой трактовке генезиса гранитов достаточно близок П. Н. Кропоткин (1941).

В описанных, хотя и с недостаточной полнотой, взглядах граниты рассматриваются как кристаллически зернистые породы, источником которых являются или ювенильные расплавленные, или переплавленные палингенные (анатектические) магмы. Вместе с тем за последние годы появились воззрения о немагматическом генезисе многих пород, ранее считавшихся изверженными. В этом отношении Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отметил даже (1937, стр. 195), что имеется угроза со стороны метаморфических процессов самому существованию магмы. Он говорит: «Не приходится сомневаться в том, что путем мигматизации, гибридации, ассимиляции, термальной диффузии могут получаться и действительно получаются породы, очень близкие или даже в общих чертах тождественные с теми или иными магматическими породами». Но одна точка зрения считает эти явления случаями конвергенции в процессах петрогенезиса, другая обобщает их до того, что все граниты, гранодиориты, габбро-диориты и т. п. получились немагматическим путем.

2. Представления об образовании гранитов немагматическим путем

Важно отметить, что в генетических представлениях защитники этого течения главенствующее значение признают за процессами метасоматизма. Метасоматизм вызывается продвижением особых глубинных эманаций («ихор» Седергольма, алюминаты щелочей Баклунда), которые производят замещение осадочных и изверженных пород субстрата, с образованием гранитных массивов.

В сводках Рида (Read, 1944) и М. Мак-Грегора и Вильсона (McGregor and Wilson, 1939) дается исторический обзор теории инъекции и гранитизации. Эти сводки охватывают воззрения французской школы (Лакруа, Барроу, Термье), скандинавской — Гольдшмидта (Goldschmidt, 1921), Седергольма (Sederholm, 1907, 1923, 1926). Многочисленные примеры явлений гранитизации приводятся авторами из практики американских петрографов; Андерсен (Anderson, 1937) для Инью Рендж в Западных штатах, Барт (1936) для Детчис Каунти в штате Нью-Йорк.

М. Мак-Грегори и Вильсон (McGregor a. Wilson, 1939) считают, что термин гранитизация включает такие процессы, как палингенез, синтексис, метасоматизм, мигматизация, инъекции, ассимиляция и контаминация. Такое широкое толкование термина гранитизации объединяет принципиально разные способы образования гранитоидных пород: 1) путем кристаллизации магматического расплава (палингенез, ассимиляция, контаминация) и 2) путем метасоматического изменения разных, в том числе и осадочных пород флюидами, подчас неизвестного происхождения.

Одним из крайних представителей взглядов о немагматическом происхождении гранитов является Баклунд (Backlund, 1938_{1, 2}). Он отождествляет понятие магмы с продвижением мигматизации. Гранитизирующими агентами являлись растворы, не имеющие нормального гранитного состава, отвечающие щелочным алюминатам. Экстремистская точка зрения Баклунда вызывает возражения. В частности, представления его о метасоматическом генезисе финляндских раппакиви встретили возражения со стороны Эккермана (Eckermann, 1938), который указывает, что никто не подвергает сомнению возможность местной гранитизации, но экстраполировать такой путь генезиса на все граниты рискованно. Аргументы Эккермана, в частности, включают вопрос о первоисточнике гранитного материала, если все граниты признавать за мигматизированные, ультраметаморфические осадочные породы, не исключая и древнейших, первозданных (Urgranit).

Близка к указанным взглядам Д. Л. Рейнольд (Reynolds, 1936), которая признает широкую роль гибридации, метасоматизма, диффузии в образовании пород, не отличающихся от магматических, но не отрицает и магматических процессов.

С. Р. Нокколдс (Nockolds, 1933, 1934) большое значение придает ассимиляции и гибридации; в результате взаимодействия кислой магмы с основными породами получают контаминированные промежуточные породы—гранодиориты, монзониты; ассимиляции подвергаются и осадочные породы, но всегда при этом вследствие дифференциации получают нормальные типы изверженных пород.

Известную роль процессам гранитизации, без стремления к широкой экстраполяции, приписывает Д. С. Белянкин, который считает, что эти понятия приложимы для объяснения генезиса сиенитов и гранито-гнейсов Ильменского заповедника (1926₁). В примечании от редактора к работе П. Н. Кропоткина (1941) Д. С. Белянкин допускает возможность прогревания осадков при дислокациях, что содействует их магматизации, но при обязательном участии газовых флюидных эманаций из глубин земли.

3. Некоторые соображения о генезисе гранитоидов комплекса Главного хребта Северо-Западного Кавказа

Здесь излагаются в сжатом виде главнейшие соображения о наибольшей применимости какой-либо из разобранных точек зрения, или их отдельных моментов, для объяснения генезиса гранитоидов комплекса Главного хребта.

Прежде чем перейти к изложению своих соображений, необходимо остановиться на некоторых общих моментах, невольно бросающихся в глаза при рассмотрении существующих теорий о генезисе гранитов.

Подавляющее большинство исследователей в том или ином виде, с теми или иными оговорками признает, что многие граниты, во всяком случае обязательно некоторая часть их, в пределах определенного батолита или геологически единого региона являются породами магматического генезиса.

са, причем магма может быть протектической или анатектической (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу), палингенной. Одновременно многие петрографы признают, одни в большей мере, другие в меньшей, активную роль гранитных магм в преобразовании вмещающих пород в кажущиеся изверженными породы путем выноса из магмы флюидов, которые производят гранитизацию пород субстрата.

Значительно меньшая часть петрографов считает преобладающим процессом явления гранитизации, обусловленные неопределенными эманациями, связанными с неопределенным источником.

Большинство петрографов, стоящих на точке зрения единой магмы или двух магм, или магмы палингенного происхождения, не сомневаются, что в общем случае гранитная магма содержит значительное количество подвижных компонентов, флюидов. Природа флюидов, условия и способ выделения их из магмы трактуются разными исследователями по-разному.

Наконец, большинство петрографов рассматривает гранитные породы как интрузивные массы, т. е. считает, что они представляют продукт кристаллизации магмы не в месте ее зарождения.

Сказанное позволяет установить некоторую общность взглядов на условия генезиса гранитных пород как наблюдаемых нами реальных масс и оставляет открытым вопрос о происхождении магматического очага, из которого они интродировали.

Имеющийся у нас материал по гранитоидам комплекса Главного хребта Северо-Западного Кавказа позволил высказать соображения о вероятности формирования этого комплекса в несколько фаз. Гранитоиды интродировали вследствие возобновляющихся тектонических импульсов длительного периода складчатости (по нашим предположениям, каледонского? варисского?), вероятно завершая ее отдельные фазы.

Весь процесс формирования комплекса в первом приближении обусловлен прерывисто последовательным внедрением гранодиоритовой, гранитной и аляскитовой магмы с промежуточным наложением процессов гранитизации и рудообразования, генетически связанных с последними магматическими фазами.

4. Магматические породы комплекса Главного хребта

Естественная ассоциация пород, слагающая комплекс гранитоидов Главного хребта, как родственная по своим характерным химическим и минералогическим особенностям, не включает пород основной и ультраосновной магмы. Имеющиеся габброиды и гипербазиты входят в состав дислоцированного субстрата и являются членами другой, более древней ассоциации пород — уруштенского комплекса. Они испытывают воздействие со стороны интрузий комплекса Главного хребта и их подвижных компонентов, в результате чего образуются гибридные породы типа габбро-диоритов, сохраняющие черты древних пород и приобретающие особенности, вызванные воздействием гранитных интрузий цикла гранитоидов Главного хребта. Наиболее основные породы комплекса Главного хребта представлены диоритами, изредка габбро-диоритами, являющимися гранодиоритами или гранитами, контаминированными путем ассимиляции пород субстрата.

Магматические фазы комплекса представлены гранодиоритами, серыми гранитами и аляскитами.

Происхождение этих последовательно внедрившихся интрузий из единого источника — дифференцирующегося очага магмы, по составу близкой к гранодиоритам, подтверждается следующими данными.

1. Интрузии указанных трех типов пространственно связаны приуроченностью к одной структурной зоне — зоне Главного хребта.

2. Возрастные пределы комплекса в целом пока широки. Ранняя магматическая фаза — гранодиоритовая — интродуцирует породы докембрия и нижнего палеозоя (в том числе и изверженные породы каледонского цикла). Поздняя магматическая фаза — аляскиты — имеет интрузивные контакты со слабо метаморфизованными породами, сходными с породами нижнего карбона. Таким образом, имеются данные предполагать, что гранитоиды комплекса в целом сформировались в среднепалеозойскую складчатую эпоху.

3. Степень метаморфизованности гранитоидов комплекса примерно аналогична. Они обладают, в общем, нормальным гранитным сложением. Гнейсовидные текстуры характерны для краевых частей и гранитоидов метасоматического происхождения и являются в основном текстурами, унаследованными от пород, подвергавшихся гранитизации.

4. Химизм и количественно-минералогические подсчеты показывают постепенное изменение последовательных интрузий комплекса в сторону увеличения роли кремнезема и калия, при почти постоянном содержании натра и при соответственном падении роли магнезиально-железистых компонентов от гранодиоритов к аляскитам. Гранитоиды отдельных фаз, в общем, одинаково пресыщены глиноземом и скорее являются калиевыми.

5. Минералогический состав пород отдельных магматических фаз представлен минералами одних и тех же видов, но отличающихся по специфическим свойствам и в количественном значении, в зависимости от особенностей магмы соответствующей фазы и условий ее кристаллизации.

6. Общий характер интрузивных пород и их производных говорит об увеличивающейся роли и изменении характера подвижных компонентов для последовательно интродуцирующих магматических фаз. Это, возможно, сопровождалось изменением термального режима интрузии. Гранитная фаза (интрузии серых гранитов) «усиливала» контактные изменения интродуцируемых кристаллических сланцев и сопровождалась производными, отвечающими представлениям о сравнительно высокотемпературном режиме активной магмы. Аляскитовая фаза, богатая минерализаторами, представленными по преимуществу водой и углекислотой, производя мусковитизацию, хлоритизацию и актинолитизацию вмещающих кристаллических сланцев, «понижала» степень их метаморфизма.

Сопоставляя возможные объемы интродуцировавших магматических фаз, условно приняв пропорциональность их современному распространению по площади, можно предположить, что количественно главной является гранодиоритовая фаза, давшая тела батолитоподобной формы. Правда, гранодиориты в значительной мере, особенно в краевых частях, последующими процессами метасоматизма преобразованы в граниты, но первичная их стадия кристаллизации отвечала породам гранодиоритового состава.

Последующие фазы — гранитная и аляскитовая — проявились в виде интрузий значительно меньших объемов. О таких соотношениях различных интрузий приходится говорить схематически, так как детального картирования их на всей площади не производилось.

В силу процессов ассимиляции, контаминации и отщепления производных отдельных фаз, состав интрузий в месте их консолидации, вероятно, отличается от состава первичных дифференциатов, но для суждения об этом данных не имеется.

Указанная точка зрения на родоначальную магму гранитов комплекса Главного хребта приближается к гипотезе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга о

самостоятельной гранитной магме (в данном случае скорее гранодиоритовой).

В нашем распоряжении нет данных для суждения о протектическом или анатектическом характере первичной магмы. Общие соображения позволяют скорее предполагать образование местных очагов магмы путем анатексиса и, следовательно, палингенное происхождение гранитоидных интрузий комплекса Главного хребта.

5. К вопросу о генезисе диоритов комплекса Главного хребта

По данным, приведенным у Р. Дэли, площадь распространения гранитов на земном шаре превышает площадь распространения диоритов в 20 раз. В то же время в большинстве случаев диориты ассоциируются с батолитовыми телами гранитного состава. Часто диориты образуют краевые оторочки гранитных интрузий (Тиррель, 1928). Боуэн (1937) выводит диориты из единой базальтовой магмы. Тиррель (1928) рассматривает диориты и кварцевые диориты Гибридного холма (о. Арран) как «окончательные результаты полного растворения габброидных пород в гранитовой магме» (приведено по Дэли). Хольмс (Holmes, 1932), признавая родоначальную гранитную магму, приводит данные Томаса и Кэмпбелла Смита (1932), которые указывают, «что тоналитовые и монцонитовые края гранитных массивов может быть обусловлены гибридизирующим влиянием гранитной магмы на ранние плутонические породы основного или ультраосновного состава, которые когда-то составляли части того же комплекса, но из которых все внешние следы можно считать исчезнувшими». То же указывают Браммал и Харвуд (приводится по Хольмсу).

Все эти явления Хольмс рассматривает как «базификацию гранитной магмы» в орогенических поясах. По Ноккольдсу, диориты — член серии пород, образующейся в результате контаминации гранитной магмы основными породами.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, рассматривая спорные вопросы систематики изверженных пород, указывает (1938), что диориты фактически не имеют эффузивных аналогов. Андезиты, считавшиеся эффузивными аналогами диоритов, по химизму ближе к сиенитам. А. Н. Заварицкий (1937) рассматривает многие породы группы диорита и сиенит-диорита как гибридные.

Приведенные взгляды на диориты позволяют думать, что они не являются продуктом кристаллизации самостоятельной магмы, а представляют скорее продукты гибридизации кислой магмы и реже основной.

Материал по гранитоидам комплекса Главного хребта Северного Кавказа показывает, что диориты представляют образования различного характера, но всегда являющиеся результатом взаимодействия гранитной магмы с породами субстрата.

При наших исследованиях отмечены три типа образования диоритов.

1. Диориты, образующие краевую оторочку батолитоподобных тел, имевших гранодиоритовый состав центральных частей. Между диоритами и гранодиоритами наблюдаются в поле постепенные переходы. В то же время диориты образуют ксенолиты в краевых частях гранодиоритовых массивов. Химизм и минералогический состав диоритов, гранодиоритов и переходных пород указывают на постепенность переходов. Образование диоритов этого типа является результатом контаминации гранодиоритовой магмы в краевой части при ассимиляции пород субстрата (амфиболитов). Появление диоритов в виде ксенолитов в краевых частях объясняется тем, что краевые части интрузии, быстрее консолидированные, вновь

вступили во взаимодействие с жидкой, не консолидированной магмой центральных частей, которая могла давать и жильные апофизы в трещинах охлаждающейся скорлупы.

Образование диоритов в краевой оторочке приурочено к участкам контактов гранодиоритов с породами, богатыми фемическими минералами (амфиболиты).

2. Интрузии серых гранитов в изученных выходах не содержат ксенолитов диоритовых пород и в них не образуется диоритовая оторочка на контактах с биотитовыми кристаллическими сланцами. Но амфиболиты, залегающие в кровле интрузии, преобразовываются в свежие габброидные породы гибридного состава: по пороодообразующим минералам — в диориты, а по химизму — в габбро. Такая гибридизация амфиболитов, сводящаяся к амфиболизации свежим амфиболом, со специфическими свойствами и сопутствуемая образованием биотита новой генерации, анортклаза и обильного пренита и эпидота, говорит о значительной роли подвижных компонентов, выделяющихся из магмы серых гранитов и перерабатывающих, регенерирующих «палеотипные» амфиболиты до свежих габбро-диоритов. Природа и способ проникновения подвижных компонентов неясны, но вероятно участие воды, фтора (образование амфибола), щелочей, которые могли проникать в амфиболиты путем диффузии в жидком или газообразном состоянии.

3. Аляскитовые граниты эндоморфно изменяются на контакте с мраморизованными известняками до диоритов и габбро-диоритов. Этот случай образования диоритов совершенно четко обусловлен ассимиляцией гранитной магмой материала известняков. Базифицированная в контакте с мраморами гранитная магма при кристаллизации образовала эндоморфную диоритовую оторочку. Интересно то, что сами аляскинты (современные породы) бедны железо-магнезиальными компонентами и особенно марганцем, интродуцированные мраморы тоже практически представляют чистый CaCO_3 , но в контакте этих пород образуются скарны с большим развитием марганцовистого геденбергита. Это показывает, что хотя продукты кристаллизации гранитной магмы бедны железом и марганцем, но сама магма, вероятно, была ими более обогащена. При кристаллизации магмы содержащиеся в ней Fe, Mn подверглись своеобразной отгонке с накоплением в экзоконтактной зоне. Стоит отметить, что Г. Отто (Otto, 1935) в сводке, трактующей о содержании марганца в различных породах, приходит к выводу, что хотя граниты сами бедны марганцем, но их производные (пневматолито-гидротермальные) часто обогащены им.

Сопоставляя диориты, образующиеся в этих трех случаях, мы видим, что они несколько отличаются по химическому составу и минералогическим особенностям, что обусловлено различиями контаминируемой магмы и контаминирующего вещества. Этим лишний раз подчеркивается гибридный тип диоритовых пород.

Диориты южной подзоны (Санчарский перевал и др.) здесь не обсуждаются, так как собственных исследований по этим интрузиям у автора не имеется.

У. ЯВЛЕНИЯ МИКРОКЛИНИЗАЦИИ В ГРАНИТОИДАХ БАТОЛИТОВЫХ ТЕЛ

Обширный круг явлений гранитизации, обусловленный внедрением последовательных интрузивных фаз комплекса Главного хребта, частично рассматривался в связи с описанием отдельных членов комплекса. Явления микроклинизации здесь подробно не описываются. Им посвящена отдельная статья автора (1949). В настоящей работе поэтому резюмируются

основные наблюдения и выводы по явлениям микроклинизации комплекса Главного хребта.

Резюмируя собственные наблюдения, а также анализируя взгляды исследователей, приведенные в нашей статье (1949), мы приходим к следующим выводам о явлениях микроклинизации в гранитоидах комплекса Главного хребта.

1. Фактический материал по гранитоидам комплекса Главного хребта и литературные данные позволяют допускать образование порфиробласт и, следовательно, порфировидных гранитоидов комплекса путем метасоматического преобразования консолидированных, но еще горячих гранодиоритов и диоритов апикальных частей батолитоподобных тел. Аналогичное образование порфиробласт в твердых телах без их переплавления, а путем молекулярного замещения, описывают Ноккольдс, Андерсон, А. Н. Заварицкий и др.

2. Метасоматическое преобразование гранодиоритов, краевых диоритов и частью вмещающих пород в крупномикроклиновые граниты происходит в апикальной части куполовидных воздымаемых батолитоподобных тел. Здесь природа расплава меняется в силу контаминации гранодиоритовой магмы материалом субстрата и здесь происходит отдача в сланцеватый субстрат имевшихся в магме летучих компонентов. Следовательно, в указанной обстановке создаются условия пониженного давления. Подвижные компоненты магмы во время длительного процесса ее эволюции устремляются в эти участки и производят метасоматическое преобразование апикальных частей интрузии путем молекулярного замещения.

3. Физическое состояние флюидов, производящих метасоматоз, неясно. Литературные данные по наблюдениям аналогичных процессов оставляют возможность двоякого рода флюидов — жидкие растворы или газовая фаза. Замещающие флюиды, судя по результатам, были щелочными и существенно калиевыми. Сохранившиеся ксенолиты диоритового облика, по составу существенно амфиболитовые, с обильным развитием апатита и появлением К-На-полевого шпата, являются свидетелем первоначальной стадии метасоматического преобразования диоритов оторочки.

4. Породы апикальной части гранодиоритовых интрузий в период микроклинизации вероятнее были в консолидированном, но еще в горячем состоянии. Последнее вытекает из того, что даже последующие жильные тела аляскитовых гранитов не имеют краевой мелкозернистой зоны закалки, характерной для контакта интрузивной породы с холодным субстратом.

5. Имеющиеся наблюдения позволяют предполагать, что явления микроклинизации представляли особый этап эволюции глубинной магмы, предшествовавший фазе аляскитов. Соотношения во времени между внедрением фазы серых гранитов и этапом калиевого метасоматоза недостаточно ясны.

6. Причины последующего преобразования гранодиоритов и диоритов оторочки в микроклинизированные порфировидные разности гранитоидов, при отсутствии такого процесса в интрузиях серых гранитов и аляскитов, богатых летучими компонентами, скорее всего лежат в природе магмы соответствующей интрузивной фазы и в геологических условиях оформления интрузий в породы.

а) Куполовидная форма апикальных частей гранодиоритовых интрузий первой магматической фазы, при отсутствии явных контактных изменений, говорящих о наличии минерализаторов (которые, правда, могли быть, но не сохранились в силу наложения последующих процессов), позволяет сделать предположение о значительной вязкости первоначально внедрившейся гранодиоритовой магмы. Только после известной консолидации

контаминированной магмы в краевой оторочке и разламывания консолидированной скорлупы изменившиеся условия равновесия повлекли приток подвижных щелочных компонентов, производящих длительное метасоматическое перерождение пород в относительно постоянных глубинных условиях.

б) С другой стороны, интрузивные фазы серых гранитов и аляскитов сами были насыщены летучими компонентами и, следовательно, их магмы отличались меньшей вязкостью и легче проникали в породы субстрата. Они беспрерывно, по мере охлаждения, отдавали подвижные компоненты в окружающую среду, сами не подвергаясь в консолидированном состоянии длительному воздействию (при постоянных условиях) щелочных флюидов, постепенно диффундирующих из глубинного магматического источника. Возможно, что в этой стадии эволюции глубинной магмы отделение флюидов происходило уже в меньших масштабах и химическая природа их могла измениться.

Изложенные соображения о причинах и путях микроклинизации гранитоидов первой, гранодиоритовой фазы интрузивного цикла комплекса Главного хребта следует рассматривать как гипотезу, по мнению автора, наиболее вероятную в свете имеющихся фактов по гранитам Кавказа и аналогичным породам некоторых других горных районов.

Глава IV

КРАТКИЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА И ПРОМЕЖУТОЧНОЙ ЗОНЫ

Фактический материал по петрографии упомянутых интрузивных комплексов настолько обширен, что приведение его полностью в настоящей работе невозможно. Петрографические выводы, резюмирующие всю проделанную работу, естественно здесь также не найдут отражения. Ниже кратко излагается петрографическая характеристика отдельных интрузивных комплексов и приводится сопоставление их между собой и с комплексом гранитоидов Главного хребта.

I. УРУШТЕНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Интрузии уруштенского комплекса приурочены к древней антиклинальной структуре Передового хребта. В ядре этой структуры обнажаются глубоко метаморфизованные кристаллические сланцы докембрия, перекрываемые, без видимого несогласия, толщей значительно слабее метаморфизованных пород нижнего палеозоя (нижний кембрий?). Видимость согласного залегания этих двух толщ обусловлена нивелирующим воздействием активных производных уруштенского комплекса на породы докембрия и нижнего палеозоя и последующими перемещениями. Последние привели к одному уровню слабо метаморфизованные породы кембрия и породы той же толщи, но измененные воздействием интрузий уруштенского комплекса.

1. Породы субстрата

Глубоко метаморфизованные породы субстрата докембрийского возраста, мало переработанные воздействием интрузий уруштенского комплекса, сохранились отдельными полосами. Они представлены перемежающимися пачками кристаллических сланцев. Наиболее развиты следующие петрографические разновидности.

Глубоко метаморфизованные породы докембрия, частью нижнего палеозоя

С л ю д и с т ы е с л а н ц ы. Внешне—это зеленовато-серые или желтоватые, сильно рассланцованные породы, обычно крупнозернистые, что вообще характерно для пород докембрия этой зоны. Структуры лепидо-

бластические, в гранитизированных разностях гранобластические. Состав: слюда группы биотита, слабо окрашенная и слабо плеохроирующая от светложелтого || № до зелено-желтого цвета || Ng. Оптически одноосна. Слюда с такими свойствами характерна для всех пород докембрия, подвергавшихся гранитизации, и для гранито-гнейсов последних фаз уруштенского комплекса, содержащих слюду. Изредка в слюде наблюдаются включения с плеохроичными ореолами. Другие минералы: плагиоклаз — альбито-олигоклаз, голубовато-зеленоватая роговая обманка с характерными для всей серии оптическими свойствами. Она явно образуется в позднюю стадию преобразования природы, вместе с прозрачным, обычно не sdвойникованным альбитом. К той же группе новообразований относятся индивидуализированные вытянутые призматические зерна цоизита, часто с окрашенным ядром. Присутствуют кварц, апатит, титанит.

Амфиболиты. По внешнему виду — это плотные зеленовато-черные среднезернистые породы, с заметной сланцеватостью. Они образуют горизонты мощностью до 100 м среди сланцев докембрия. Состав характеризуется развитием голубовато-зеленого амфибола (см. табл. 19 — константы породообразующих минералов) в виде вытянуто призматических кристаллов с расщепленными концевыми гранями или тонких шестовидных образований. Другие минералы: округлые порфиробласты красновато-розового граната, свежий альбит (не sdвойникованный), цоизит, титанит, апатит. Апатит, наряду с амфиболом, альбитом и цоизитом, — вероятно, новообразование, связанное с метасоматизмом. Апатит иногда образует линзочки и развивается в амфиболитах сплошными узкими прожилками по сланцеватости.

Гранатовые амфиболиты. Очень плотные, вязкие породы массивного сложения, черного цвета, с обильными порфиробластами красноватого граната (1—1,5 см в диаметре). Наблюдается, что типичный для уруштенской серии амфибол (вероятно, с примесью глаукофановой молекулы), образующий главную массу породы, проникает и в гранат, замещая его. Тут же образуются мелкие порфиробласты прозрачного не sdвойникованного альбит-олигоклаза, с включениями свежей роговой обманки того же типа (табл. VI).

Из других минералов присутствуют: эпидот, зеленовато-желтая слюда, титанит, рутил, апатит, кальцит.

Слюдисто-гранатовые с амфиболом сланцы характеризуются развитием слабо окрашенной зеленовато-желтой слюды, граната, сильно измененного (хлоритизация и развитие амфибола), роговой обманки уруштенского типа и минералов-примесей — кварц, титанит, рутил. Во всех породах вполне отчетливо прослеживается появление специфического амфибола, альбита (альбит-олигоклаза) и таких минералов, как апатит, рутил, титанит, которые образуются в результате перекристаллизации древних кристаллических сланцев (гранатовые, слюdistые, амфиболовые) под влиянием метасоматических процессов, сопряженных с интрузиями уруштенского комплекса.

Метасоматиты. Эта группа пород широко представлена в разрезе кристаллических сланцев докембрия — нижнего палеозоя. По внешнему виду это светлые массивные, но явно огнейсованные породы, чаще мелкозернистые (1—2 мм), реже среднезернистые, гранобластической структуры с обликом лейкократовых гнейсов. Минералогический их состав определяется преимущественным развитием свежего, без полисинтетического двойникования, альбита (колеблющееся, но не выше 8—10% содержание анортита) и кварца. Из других минералов существенное, но меньшее значение имеют мусковит, цоизит, гематит и редко титанит, апатит. Метасоматиты образуют горизонты мощностью до 10—20 м, иногда

значительно больше, а иногда не свыше 1—1,5 м. Внешне они похожи на изверженные породы. Н. А. Игнатьев выделил их в группу альбит-олигоклазовых кварцевых диоритов ненормального состава (табл. VI).

По нашим наблюдениям, пластовые тела этих пород, с разной величиной зерна, представляют метасоматически преобразованные сланцы и альбитофиры, частью докембрия, частью нижнего палеозоя. Химизм и количественно-минералогический состав этих пород, показывающие их необычный для нормальной магматической породы облик, сведены в табл. 19 и 22.

Относительно слабо метаморфизованные породы нижнего кембрия

Толща метаморфических сланцев в разрезе р. М. Лабы, выше кордона Черноречье, хребта Дженту и в других местах, представлена внешне однообразной серией пластов серо-зеленых сланцев и песчанистых сланцев. Микроскопическое изучение показало, что толща эта состоит из осадочных пород, перемежающихся с эффузивами. Наиболее часто встречаются:

1) сланцеватые альбитофиры порфировой структуры, со значительным содержанием хлорита и серицита в основной кварцево-полевошпатовой массе;

2) рассланцованные кварцевые альбитофиры порфировидной текстуры, с вкрапленниками кварца и альбит-олигоклаза;

3) альбитизированные диабазы мелкозернистые, с обильным развитием в основной массе хлорита и лейкоксена за счет ильменита и титано-магнетита;

4) хлорито-серицитовые сланцы, тонкозернистые, существенно состоящие из хлорита, серицита, агрегатного кварца и небольшой примеси соскюрита;

5) плотные песчанистые хлоритовые сланцы, со значительным содержанием кварца.

Для всей толщи характерно обилие секущих и согласных кварцевых жил.

Породы переходные между метаморфическими сланцами нижнего кембрия и кристаллическими сланцами

Детальное изучение контактов между толщей зеленокаменных пород нижнего кембрия и кристаллическими сланцами, подстилающими толщу, дало следующие результаты.

Хр. Дженту — левые истоки р. Блыба

Здесь контактируют: типичный альбит-олигоклазовый, с клиноцитом парагнейс без заметного дробления (обр. № 214) и милонитизированный альбитофир (обр. № 215). В альбитофире порфировидные выделения плагиоклаза замещаются агрегатом эпидота. Основная масса состоит из вытянутых полосок кварца и хлорита.

Гребень между истоками рек Блыба, Маркопиджи и Бескеса

Этот гребень сложен толщей серо-зеленых метаморфических сланцев, содержащих в пограничных с кристаллическими сланцами участках пачки пород гнейсовидного облика. Последние внешне представляют серо-зеленые, но массивные породы, обильно проникнутые белыми полевошпатовыми

инъекциями и с развитием по сланцеватости мелких «глазков» — порфириобласт полевого шпата.

Микроскопическое изучение показывает, что такие породы, внешне похожие на переходные к метасоматическим альбитовым гнейсам, являются главным образом альбитофирами (кварцевые кератофиры), испытавшими катаклаз и начальные стадии натриевого метасоматоза. В эффузивах появляется бластопорфировая структура, плагиоклаз пелитизируется, с краев и по трещинам переходит в прозрачный альбит, по основной массе развиваются призматические и шестоватые кристаллы цоизита и появляется мусковит (обр. № 231). При этом типичный альбитовый гнейсо-сланец (обр. № 233), мощностью 1,5 м, залегает среди сланцев и порфироидов метаморфической серии — по составу и структурам переходных к кристаллическим сланцам.

Контакт толщи сланцев нижнего кембрия и толщи кристаллических сланцев по правому берегу р. Уруштена, близ ее устья

Здесь наблюдается переход от кварцевых кератофинов нижнего кембрия (?), с характерной для пород этого возраста степенью метаморфизации (обр. № 510), к альбит-олигоклазовым мусковитовым гнейсам метасоматического генезиса (обр. № 534), через сланцы с увеличивающейся степенью метаморфизации и роли натриевого метасоматоза. Зеленокаменные породы на этом промежутке — около 300 м и по горизонтали — постепенно приобретают гранобластическую структуру, появляются свежий альбит и глаукофановая роговая обманка. Как главные породообразующие минералы появляются зеленый биотит, минералы эпидот-цоизитовой группы и др. Перекристаллизованные, но все же явно сохраняющие облик зеленых метаморфических сланцев приконтактные породы пререзаются жилами крупноблочных мусковит-альбитовых пегматитов (обр. № 526) и жилами измененных габброидов (обр. № 513).

По контакту толщи зеленых сланцев с типичными альбитовыми гнейсами проходит брекчированная зона мощностью 1 м, представляющая перекристаллизованный кварцевый кератофир, брекчированный после перекристаллизации (обр. № 519).

В прилегающей толще альбит-мусковитовых и альбит-цоизитовых кристаллических сланцев, иногда с обликом массивных гранито-гнейсов, содержатся пачки зеленых альбит-эпидотовых сланцев до 10 м мощностью, которые несомненно представляют своеобразные «ксенолиты» кембрийских сланцев и эффузивов среди полностью гранитизированных пород той же толщи (см. разрез и микрофотографии на табл. I).

Р е к а Б. Л а б а. Среди альбит-мусковит-эпидотовых гнейсов метасоматического генезиса (обр. № 50 и 53) по левому берегу р. Б. Лабь, недалеко от задернованного контакта с более молодыми отложениями, сохранился тонкий пласт мощностью 0,15 м — реликт (ксенолит) зеленого хлоритового сланца с развитием мелких (до 1—2 мм) по сланцеватости порфириобластальбита (обр. № 51 и 52). Микроскопическое изучение подтверждает переходный тип реликтовой породы от метаморфического сланца к кристаллическому сланцу. Сохраняются полосы пелитизированного плагиоклаза, агрегатов соссорита и разрозненные скопления чешуек хлорита. В результате перекристаллизации с привнесом натрия образуются прозрачный несплошной альбит (господствующий минерал), индивидуализированные кристаллы эпидота и цоизита, иногда с окрашенным ядром, и обильный апатит.

Данные химического анализа (табл. 19) показывают существенно натриевый состав всех анализируемых пород и постепенное увеличение роли

Химический состав пород нижнего кембрия из уруштенской толщи

Номера образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻¹⁰	H ₂ O ⁺¹⁰	Сумма
510	—	—	—	—	—	—	—	—	3.01	0.10	—	—	—
1/44	—	—	—	—	—	—	—	—	4.45	0.25	—	—	—
517/39	51.40	0.93	14.76	7.40	6.35	0.14	5.76	5.48	5.36	0.13	0.32	2.16	100.19
137/45	—	—	—	—	—	—	—	—	3.20	1.06	—	—	—
6/40	63.60	0.78	13.68	4.55	3.66	0.12	2.84	4.16	5.57	0.11	0.26	1.10	100.43
8/40	—	—	—	—	—	—	—	—	2.30	0.55	—	—	—

Обр. № 510 — кварцевый кератофир нижнего кембрия (?) р. Уруштена в 300 м от контанта с толщей кристаллических сланцев.

Обр. № 1/44 — хлорит-эпидотовый сланец той же толщи, ближе к контанту с кристаллическими сланцами.

Обр. № 517/39 — альбит-глаукофановый сланец за счет зеленокаменной породы нижнего кембрия (?).

Обр. № 137/45 — сланец нижнекембрийской (?) толщи, переходный к кристаллическим сланцам.

Обр. № 6/40 — альбит-олигоклазовый биотитовый гнейсо-сланец из толщи уруштенского комплекса.

Обр. № 8/40 — амфиболит из толщи сланцев уруштенского комплекса.

На в связи с усилением метаморфизации зеленых метаморфических сланцев нижнего кембрия, при переходе их к кристаллическим сланцам уруштенского комплекса.

Одновременно напомним, что кристаллические сланцы субстрата гранитоидов Главного хребта являются существенно калиевыми, причем в их разностях, мигматизированных аляскистыми гранитами (обр. № 505), роль калия повышается еще больше.

Константы породообразующих минералов кристаллических сланцев и интрузий уруштенского комплекса сведены в табл. 20 и 21.

Полевые наблюдения, микроскопическое изучение и химические анализы подтверждают постепенность перехода от зеленых метаморфических сланцев нижнего кембрия к кристаллическим сланцам метасоматического генезиса уруштенского комплекса (см. табл. I и табл. 19). Тем самым подтверждается высказанное в геологической части соображение, что толща кристаллических сланцев зоны Передового хребта должна быть подразделена на две толщи. Нижняя — сильно метаморфизованная толща амфиболитов, гранатовых амфиболитов, гранатовых сланцев и альбитовых гнейсов — докембрийского возраста; верхняя — из альбит-мусковитовых, альбит-эпидотовых и других сланцев и гнейсов метасоматического генезиса — нижнекембрийского возраста. Зеленокаменные породы нижнего кембрия отделяются от перекристаллизованных и метасоматически измененных сланцев того же возраста внутриформационными подвижками, происходившими после перекристаллизации зеленокаменных пород.

2. Интрузии уруштенского комплекса и их производные

Ортогнейсы, слагающие уруштенский комплекс, объединяются нами в ассоциацию родственных пород в силу постоянной их территориальной сопряженности, приуроченности к единой структурной постройке и в силу определенных особенностей их вещественного состава. В порядке

Оптические константы амфиболов из пород уруштенского комплекса

Номера образцов	Породы	К о н с т а н т ы									
		—2V (градусы)	сNg (градусы)	Показатели светопреломления				Двупреломление Ng—Np	П л е о х р о и з м		
				Ng	Nm вычисл.	Np	Среднее		Ng	Nm	Np
284	Амфиболит	78	18	1.675	1.668	1.657	1.666	0.018	Зеленый	Голубовато-зеленый	Слабозелтый
586	Амфиболит	76	17	1.678	1.670	1.658	1.668	0.020	»	То же	»
610	Амфиболит	76	18	1.676	1.668	1.656	1.666	0.020	»	»	»
610	То же. Краевая часть зерен	80	19	1.654	1.646	1.635	1.645	0.019	Светлозеленый	Светлозеленый	Слабозеленоватый
8/40	Амфиболит	73	16	1.675	1.667	1.656	1.666	0.019	Зелено-голубой	Слабоголубовато-зеленый	Желтовато-зеленый
243/45	Тоналит	76	17	1.676	1.668	1.656	1.666	0.020	То же	То же	То же
78/44	Гибридные диориты за счет змеевиков . . .	70	18	1.656	1.651	1.640	1.649	0.016	Светлозеленый	Светлозеленый с голубоватым оттенком	Бесцветный
77/44	То же	70	17	1.657	1.652	1.640	1.650	0.017	То же	То же	То же
517/09	Сланец контактной зоны. Нижний кембрий (?)	53	12	1.656	1.653	1.641	1.651	0.015	Густозеленый	Зеленый с голубоватым оттенком	Светлозеленый
	Гранатовый амфиболит	78	16	1.674	1.666	1.656	1.665	0.018	Светлозеленый	Зелено-голубоватый	Слабозеленый
7/40	Амфиболит	—68	17	—	—	—	—	—	То же	То же	То же
606/39	Амфиболит	76	18	—	—	—	—	—	»	»	»

Константы плагиоклаза пород уруштенского комплекса

Номера образцов	Породы	К о н с т а н т ы				
		2V (градусы)	% аномр.	Двойникование	Закон двойникования	Примечание
451	Тоналиты	-82	19	Полисинтетическое	Дв. ось $\perp$ (010)	} По каждой группе имеются многочисленные замесы на федоровском столике
68	Ab - Olg-гнейсы (метасоматич.) . .	+72	3	Простое	Дв. ось $\perp$ (010)	
1	Гравито-гнейсы балки Мошевой . . .	+79	8	Полисинтетическое	Дв. ось [001] (карлсбадский)	
105	На-аляскиты	+81	4	Простое	Дв. ось $\perp$ (010)	
81	Аплиты	+80	2	Простое	Дв. ось $\perp$ (010)	
637	Альбититы	+79	3	Полисинтетическое	Дв. ось $\perp$ (010)	

последовательности, устанавливаемой на основании интрузивных отношений между отдельными членами, формирование уруштенского интрузивного комплекса распадается на следующие этапы:

- 1) интрузии ультраосновных пород;
- 2) интрузии габброидов, превращенных в полевошпатовые амфиболиты (?);
- 3) интрузия тоналитов;
- 4) интрузии альбит-олигоклазовых гранито-гнейсов;
- 5) интрузии натриевых (альбитизированных) аляскитов;
- 6) аплиты, пегматиты и, вероятно, синхронные с ними явления натриевого метасоматоза.

1. У л ь т р а о с н о в н ы е п о р о д ы. Петрографического описания ультраосновных и основных пород комплекса нами не приводится. Отмечу крайнюю желательность их изучения для целей петрогенезиса и металлогении Северо-Западного Кавказа. Проведенные до сих пор работы Д. П. Сердюченко, Н. А. Игнатьева и др. не дают полной картины интрузий ультраосновных и основных пород в их ассоциации с сопряженными магматическими породами. Чрезвычайно ценно указание П. И. Лебедева на важность и необходимость изучения ультраосновных пород Западного Кавказа с точки зрения принадлежности их к особой офиолитовой формации. При этом надо иметь в виду, что по нашим данным в западной части Кавказа типичная для офиолитовой формации ассоциация, представленная существенно натровыми эффузиями диабазов, кератофиров, зелеными сланцами, интрузиями гипербазитов и завершаемая интрузиями альбитовых гранитов, характеризует каледонскую эпоху складчатости.

2. Г а б б р о и д н ы е п о р о д ы, превращенные в полевошпатовые амфиболиты, большей частью трудно отличимые от метаамфиболитов уруштенского комплекса, также здесь не описываются. Они в сильнейшей степени подвергнуты воздействию кислых интрузий комплекса и связанных с ними процессов метасоматизма. Интрузивные отношения ортоамфиболитов с тоналитовой интрузией наблюдаются в массиве Б. Балканы.

3. Т о н а л и т ы. В хребте Б. Балканы рекой М. Лабой вскрывается массив, размером до двух-трех километров в поперечнике, светлых однородных, массивных, но заметно разгнейсованных пород.

Под микроскопом породы характеризуются катакlastической первично-гранитной структурой, маскируемой последующей перекристаллизацией.

Минералогический состав определяется преимущественным развитием кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза). Плагиоклаз относительно идиоморфен, образует крупные зерна, приближающиеся по форме к широкотаблитчатому габитусу, сильно пелитизирован, и по нему развиты многочисленные мельчайшие чешуйки светлой слюды. В плагиоклазе наблюдается тонкое полисинтетическое двойникование, обычно по альбитовому закону. В нем бывают заметны обильные волосовидные включения силлиманита (?), редкие включения хлоритизированного биотита, округлые пойкилитовые вроски кварца. В промежутках между зернами плагиоклаза много кучно расположенных пластинок обесцвеченного биотита. Плагиоклаз с краев, а частично и нацело, преобразовывается в свежий прозрачный альбит-олигоклаз (14—15% An) без полисинтетического двойникования.

Амфибол представлен двумя генерациями. Первая — нацело хлоритизированный амфибол; по нему развивается амфибол второй генерации зеленовато-голубой окраски, связанный с явлениями альбитизации.

Кварц немногочисленный. Рудные — магнетит. Из других минералов развит эпидот и как акцессорные — апатит и титанит.

Породы тоналитовой интрузии прорывают более ранние основные породы и сами подвергаются воздействию со стороны более поздних гранито-гнейсов и натровых аляскинтов.

Для иллюстрации взаимоотношения основных пород комплекса с тоналаитами опишем один из ксенолитов габброида в тоналаитах из массива Б. Балкань.

Под микроскопом наблюдается пойкилобластическая структура, создаваемая крупными и буквально изъеденными зернами роговой обманки. Амфибол разъедается полевошпатовой массой и обильно прорастается пойкилитовыми вросками кварца. Полевошпатовая часть представляет фон породы из зерен альбитолигоклаза неправильной формы. Pl сильно пелитизирован, в центральных частях его иногда сохраняются пятна более свежего и более основного плагиоклаза (андезин 42% An).

Амфибол вследствие резорбции кварцево-полевошпатовой частью сохранился лишь в виде обрывков с одинаковой ориентировкой кристаллов.

Другие минералы — ильменит, титанит, апатит (многочисленные, обычно округлой формы зерна). Кварц — немногочисленный, эпидот — образующий отдельные агрегатные участки.

Происходит переработка основной (может быть, ультраосновной) породы тоналитом, с образованием гибридной породы типа диорита.

Изменения тоналаитов в связи с воздействием На- а л я с к и т о в. Тоналиты, залегающие вблизи тел натриевых аляскинтов, подвергаются заметному изменению, сводящемуся к альбитизации и к развитию специфического амфибола. Последнее преимущественно наблюдается в случае присутствия амфибола в исходной тоналаитовой породе.

Основной фон измененного тоналаита сложен крупными выделениями альбита. Альбит прозрачный, свежий, не имеет полисинтетического двойникования. В прозрачном альбите наблюдаются пятна пелитизированного, тонко полисинтетического сдвойникового плагиоклаза (олигоклаз), который образует также редкие самостоятельные зерна, окруженные свежим альбитом. В развивающемся альбите образуются мелкие вроски роговой обманки обычного для комплекса типа.

В этих породах развит обильный эпидот, возникающий за счет продуктов, освобождающихся при переходе измененного плагиоклаза (Olg) в свежий альбит.

К числу новообразований относятся скопления радиально-лучистого хлорита, пластинки мусковита и апатит.

4. Г р а н и т о - г н е й с ы. Интрузии этого типа образуют мелкие тела по балке Мошевой, в устье р. Блыба и других местах.

По внешнему виду это светлые, серые, зеленовато-серые или розоватые мелко- и среднезернистые массивные породы. Интрузия балки Мошевой и ее активный контакт со змеевиками детально описаны Д. П. Сердюченко. Серые гранито-гнейсы близ устья балки Мошевой обладают гранобластической структурой. В их составе наблюдаются: кварц, плагиоклаз Ab-Olg, № 16, с облачным угасанием, образующий крупные зерна с тонким полисинтетическим двойникованием, причем двойниковые пластинки от давления изогнуты. По плагиоклазу обильно развиты мусковит и цоизит. Плагиоклаз свежий, прозрачный. Микроклин развит в виде немногочисленных зерен, резорбируется свежим альбитом, содержит пелитизированные включения первичного плагиоклаза. Биотит свежий, плеохроизм от желтовато-зеленого цвета || Ng до бесцветного || Nr. Содержит включения с плеохроичными ореолами. Эпидот-цоизит — с окрашенным ядром. Аксессуары — апатит и иногда крупный сфен. Мусковит — многочисленные пластинки по полевошпатовой части. Порода в значительной степени альбитизирована, с сопутствующим развитием эпидота, мусковита и светлозеленого апатита.

Гранито-гнейсы из устья р. Б. Блыба сходны с интрузией балки Мошевой. В них микроклин встречается крайне редко.

5. Н а т р и е в ы е а л ь с и т ы. Мелкие тела этих пород обнажаются в разрезе реки Б. Лабы, ниже устья р. М. Блыба, по М. Лабе, близ хр. Б. Балканы и в других местах. По форме залегания они представляют пластовые интрузии, мощностью от двадцати до двухсот метров. Отличаются своим крайне лейкократовым видом, развитием вторичных (эпимагматических) минералов — группы эпидот-цоизита, мусковита и альбита. По составу они являются существенно кварцево-полевошпатовыми. Полевой шпат представлен реликтами микроклина и альбит-олигоклаза и обильными новообразованиями свежего, прозрачного, без полисинтетического двойникования, альбита.

6. Ж и л ь н ы е п р о и з в о д н ы е. Аплиты обильно развиты во многих местах района (балка Мошевая, участок р. Блыба и др.). Они образуют многочисленные прожилки и жилы различной мощности в гнейсах и основных породах уруштенского комплекса. По внешнему виду это однородные белые мелкозернистые, заметно огнейсованные породы.

Структура гранобластическая. Минералогический состав: альбит (2—8% An) свежий, прозрачный, без полисинтетического двойникования. Содержит округлые пойкилобластические включения кварца и редкие включения эпидота и светлой слюды. Является преобладающим минералом. Цоизит — небольшие индивидуализированные зерна, располагающиеся в промежутках; мусковит образует ориентированные пластинки, количественно уступает цоизиту. Хлорит — единичные пластинки. Кварц развит в виде округлых зерен в промежутках, количественно уступает альбиту.

Пегматиты, пегматоидные гранито-гнейсы. Кислые интрузии уруштенского комплекса сопровождаются пегматитами и пегматоидными гранито-гнейсами. Они обычно развиты среди пород субстрата, вне материнских интрузий.

Наибольшее их развитие наблюдается в пределах северных склонов хребта Магишо и по левобережью р. М. Лабы, ниже хребта Б. Балканы, до урочища 3-й роты. В пределах этих участков образуются поля пегматитов и жил пегматоидных гранито-гнейсов.

Структуры пегматитов обычно гранобластические, часто заметна огнейсованность. Минеральный состав пегматитов: кварц, мусковит в виде крупных выделений. В небольших количествах присутствуют крупноблочный стронциевый цоизит, крупный рутил и сульфиды. Пегматоидные гранито-гнейсы более мелкозернисты, но ассоциация минералов та же (табл. II, фиг. 5 и 6).

Вещественный состав интрузий уруштенского комплекса

Табл. 19—24 дают представление о характерных особенностях некоторых породообразующих минералов интрузий комплекса, об их количественно-минералогическом составе и о химизме.

Минералогический состав пород уруштенского комплекса

Даже схематический обзор вещественного состава пород серии гнейсов и кристаллических сланцев, выделяемой под названием уруштенского комплекса, позволяет видеть определенные особенности состава слагающих пород. Эти особенности обусловлены существенным образом вторичными процессами — явлениями натриевого метасоматоза, но вторичные процессы, вероятно, следует рассматривать в генетической связи с формированием интрузий комплекса.

В ряде пород микроскопическое исследование позволяет обнаружить реликты первичных минералов и минералы новообразования.

Для тоналитовых (гранодиоритовые гнейсы) интрузий первичными являются олигоклаз, биотит, амфибол и кварц; вторичными — свежий зеленый биотит, амфибол с примесью глаукофановой частицы, минералы группы цоизита-эпидота.

Для гранито-гнейсов первичными являются микроклин, олигоклаз, кварц, вероятно слюда (?), вторичные минералы — альбит, мусковит, кварц, эпидот-цоизит.

Для аляскитовых гранито-гнейсов: первичные — микроклин, кислый олигоклаз, кварц, может быть, слюда; вторичные — альбит, кварц, мусковит, немного цоизита.

Для аплитов — первичные минералы не обнаружены; возможный их состав — альбит, кварц, редко цоизит, мусковит — отвечает первичному составу как одной из последних стадий формирования комплекса.

Для пегматитов и пегматоидных гранито-гнейсов также не заметно наличия реликтовых минералов. Их состав из кварца, альбита, крупнокристаллических мусковита, цоизита и других минералов, возможно, отражает изменения этих пород в процессе их формирования.

Изменения змеевиков приводят к образованию гибридных диоритов с развитием альбит-олигоклаза, цоизита и роговой обманки, с глаукофановой частицей в ее составе.

Изменения амфиболитов ведут к тем же преобразованиям с появлением характерных минералов. Наконец, изменения кембрийского сланца вблизи от контакта с кристаллическими сланцами сводятся к появлению свежего альбита и роговой обманки, по свойствам близкой к глаукофановой.

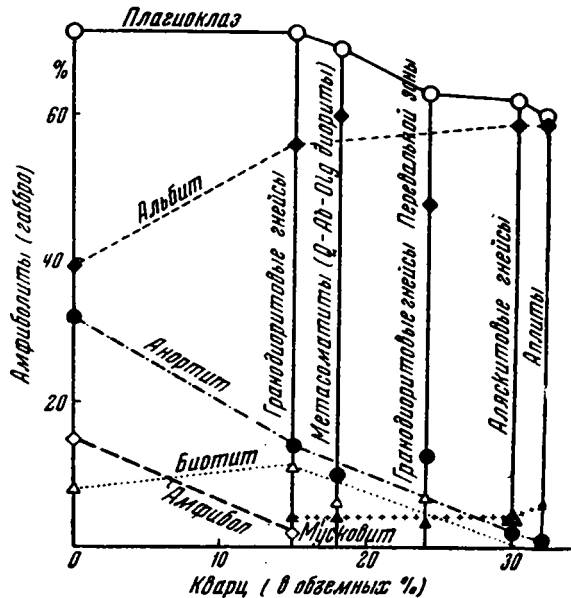
Все эти однотипные преобразования, ведущие к появлению обогащенных натрием минералов, подтверждаются общими свойствами плагиоклаза и амфибола, отраженными в их оптических константах (табл. 20 и 21).

Количественно-минералогический состав пород уруштенского комплекса
(в объемных процентах)

Породы	Кварц	$\frac{Pl}{\%Pl}$	Amph	Bt	Epi-Zoi	Микро-кли	Мусковит	Ab в породе, %	Анортит в породе, %
Тоналиты (гранодиоритовые гнейсы)	15	$\frac{72}{19}$	2	11	Акцессорные	—	—	57	14
Гранитогайсы (г. Блыб)	25	$\frac{63}{18}$	—	4.0	—	—	4	58	6
Аляскиты (среднее трех подсчетов)	30	$\frac{63}{2}$	—	—	Акцессорные	3	3	61	2
Аплиты	32	$\frac{61}{2}$	—	—	То же	—	6	60	1
Метасоматиты (Ab-Olg-Q-диор.)	18.1	69.9	—	6	» »	—	4	60	10

Эти породообразующие минералы характерны для выделяемого комплекса в зоне Передового хребта. Представление о вещественном составе пород можно получить из табл. 22.

Приведенные в табл. 22 подсчеты охватывают породы наиболее сохранившиеся, или представляющие породы первичные магматические, но измененные в результате, главным образом, постмагматической (?) альбитизации. Альбитизацию, вероятно, следует рассматривать как фазу метасоматизма, сопровождавшую заключительный этап формирования интрузий. Базифицированные кислые породы или гранитизированные амфиболиты и эфевики таблицей не охватываются. Амфибол и биотит, приведенные в таблице, являются реликтами первичных. Сказанное позволяет рассматривать таблицу как иллюстрацию к изменению первичной кварцево-полевошпатовой составной части гранитоидов комплекса в процессе ее дальнейшего изменения.



Фиг. 15. Количественно-минералогический состав пород уруштенского комплекса (в объемных процентах).

Породы и номера образцов	Змеевики		№ 241. Полевошпатовый амфиболит		№ 303. Кварцевый диорит	
Компоненты	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	39.32	0.654	50.75	0.844	64.48	1.073
TiO ₂	Следы	—	0.12	0.001	0.27	0.003
Al ₂ O ₃	0.73	0.007	16.14	0.158	17.12	0.168
Fe ₂ O ₃	4.96	0.031	4.79	0.030	1.38	0.009
FeO	2.31	0.032	3.95	0.054	2.30	0.032
MnO	0.04	—	0.23	0.003	0.08	—
BaO	Нет	—	Следы	—	0.03	—
NiO	0.15	—	—	—	—	—
MgO	38.62	0.957	8.65	0.214	1.59	0.040
CaO	Нет	—	8.52	0.152	3.92	0.070
Na ₂ O	0.07	0.011	2.84	0.045	3.72	0.060
K ₂ O	0.05	0.001	0.86	0.010	1.84	0.019
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.80	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺¹¹⁰	—	—	0.09	—	0.21	—
П. п. п.	13.06	—	2.44	—	2.96	—
FeS ₂	—	—	0.11	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	0.31	—	—	—
Сумма	100.11	—	99.80	—	99.90	—

Породы и номера образцов	Диориты (метасоматиты)					
	№ 273		№ 250		№ 229	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	67.58	1.125	66.16	1.104	64.17	1.068
TiO ₂	0.45	0.005	0.42	0.005	0.73	0.009
Al ₂ O ₃	16.06	0.158	18.04	0.178	17.80	0.176
Fe ₂ O ₃	1.87	0.012	0.64	0.004	2.07	0.013
FeO	0.86	0.011	1.87	0.025	1.79	0.025
MnO	0.02	—	0.06	0.001	0.11	0.001
BaO	0.10	—	Следы	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—
MgO	1.49	0.037	1.96	0.047	1.73	0.042
CaO	2.68	0.048	2.68	0.047	2.96	0.053
Na ₂ O	5.02	0.089	5.80	0.094	5.00	0.081
K ₂ O	1.22	0.013	0.96	0.010	1.80	0.019
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.31	—	0.20	—	0.19	—
H ₂ O ⁺¹¹⁰	1.61	—	1.53	—	1.39	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—
FeS ₂	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.27	—	100.32	—	99.74	—

Источники анализов: Анализы змеевиков, альбит-олигонклазо-кварцевых диоритов ризуют урущенский комплекс в районе р. М. Лабы. Анализы обр. № 303 — кварцевого диорита с горы Загадав, № 241 — полевошпатового амфиболита. Анализы гнейсо-гранита и аплита с балки Мошево и гранито-гнейса с р. Беснес заимствованы. Анализ «эврита» заимствован из работы В. А. Затоковенко (1941). Среднее из пяти анализов гранитов белореченского типа заимствовано из работы Г. М. Ефре. № 451 — анализ гнейсированного тоналита из массива Б. Балканы. Аналитик Т. Л. Покровская. № 6 — альбитовый гнейсо-сланец метасоматического генезиса из разреза по р. М. Лабе ниже. № 517 — перекристаллизованный и претерпевший натриевый метасоматоз сланец нижнем комплекса. Аналитик Т. М. Митюшина (Химич. лаборатория Инст. геол. наук АН СССР).

уруштенского комплекса

№ 451. Тоналит		№ 6. Гнейсо-сланцы		Гнейсо-гранит балки Мошовой		Гнейсо-гранит близ змеевинов		Аплиты балки Мошовой	
Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
66.08	1.101	63.60	1.059	68.78	1.145	67.70	1.128	74.19	1.239
0.39	0.005	0.78	0.010	0.42	0.005	0.34	0.004	0.09	0.001
17.08	0.168	13.68	0.133	16.47	0.162	16.37	0.160	16.23	0.160
1.39	0.009	4.55	0.028	1.83	0.011	1.36	0.008	0.48	0.003
1.67	0.023	3.66	0.051	0.62	0.008	1.08	0.015	0.13	0.001
0.06	0.001	0.12	0.002	0.07	0.001	0.08	0.001	Нет	—
—	—	—	—	—	—	0.18	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1.54	0.037	2.84	0.069	0.01	0.000	1.61	0.040	0.42	0.010
3.31	0.059	4.16	0.074	2.63	0.046	2.60	0.046	0.24	0.004
4.78	0.077	5.57	0.090	4.70	0.076	4.58	0.074	6.92	0.111
1.54	0.016	0.11	0.001	2.30	0.024	3.14	0.033	0.62	0.006
0.17	—	0.26	—	0.04	—	0.48	—	0.18	—
1.50	—	1.10	—	1.72	—	0.40	—	0.33	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.38	0.002	—	—	0.08	—	0.09	—	0.03	—
99.89	—	100.43	—	99.67	—	100.01	—	99.86	—

Гранито-гнейсы р. Бескес обн. XIX		«Эвкрит»		Белореченского типа граниты (среднее из пяти анализов)		№ 154. Амфиболит. Породообразующий и амфиболита		№ 517. Сланец нижнего кембрия	
Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
73.85	1.230	43.98	0.733	71.50	1.190	39.35	0.655	51.40	0.856
0.22	0.003	1.74	0.018	0.30	0.004	1.19	0.015	0.93	0.011
14.04	0.137	18.10	0.179	15.10	0.148	13.87	0.136	14.76	0.144
1.07	0.007	6.51	0.041	2.65	0.016	4.34	0.027	7.40	0.046
0.32	0.004	6.64	0.093	1.20	0.017	5.19	0.072	6.35	0.088
0.02	—	0.16	0.002	—	—	0.18	0.003	0.14	0.002
0.09	—	0.04	—	—	—	0.03	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0.15	—	—	—
0.80	0.020	5.94	0.148	0.79	0.020	18.34	0.454	5.76	0.142
1.81	0.032	11.21	0.201	2.15	0.038	8.82	0.157	5.48	0.097
4.38	0.076	1.94	0.031	4.31	0.069	2.04	0.032	5.36	0.086
2.63	0.028	1.10	0.012	0.95	0.010	0.72	0.007	0.13	0.001
0.08	—	0.71	—	—	—	0.62	—	0.32	—
0.86	—	—	—	—	—	—	—	2.16	—
—	—	2.02	—	1.35	—	4.94	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.09	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—
100.26	—	100.09	—	100.30	—	99.78	—	100.19	—

(№ 273, 250 и 229), амфибола № 154 заимствованы из работы Н. А. Игнатъева (1936) и характерны заимствованы из работы Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1936).
из работы Д. П. Сердюченко (1938).

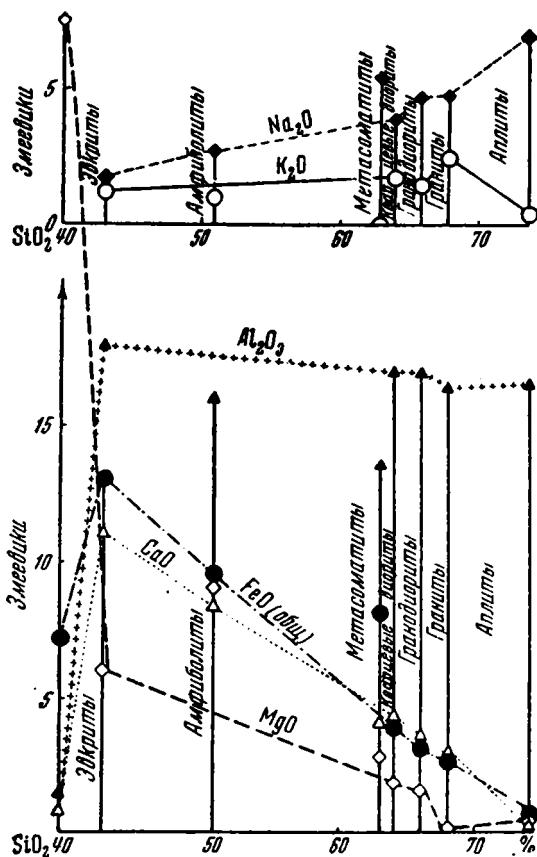
мова (1941).
(Химич. лаборатория Инст. геол. наук АН СССР).
урочища 3-й роты. Аналитик Т. М. Митюшина (Химич. лаборатория Инст. геол. наук АН СССР).
брийской метаморфической толщи близ ее контакта с кристаллическими сланцами уруштенского

Диаграмма минералогического состава кислых пород комплекса (фиг. 15) показывает небольшое увеличение роли альбита и мусковита с повышением кислотности пород, при более заметном уменьшении общего количества плагиоклаза, анортитовой составляющей и биотита.

Характерно для этих пород обилие полевого шпата, прослеживаемое во всех разновидностях. Гранитовидные породы, образованные путем метасоматического изменения пород субстрата, в общем, мало отличаются от пород тоже измененных, но магматического происхождения. К этой группе пород должны быть отнесены альбитолигноклазкварцевые диориты, выделенные Н. А. Игнатьевым (1936).

Некоторые особенности химического состава вмещающих и изверженных пород уруштенского комплекса

В табл. 23 приведены анализы изверженных пород от ультраосновных до аплитов, анализы гранитизированных пород субстрата и анализ породообразующего амфибола.



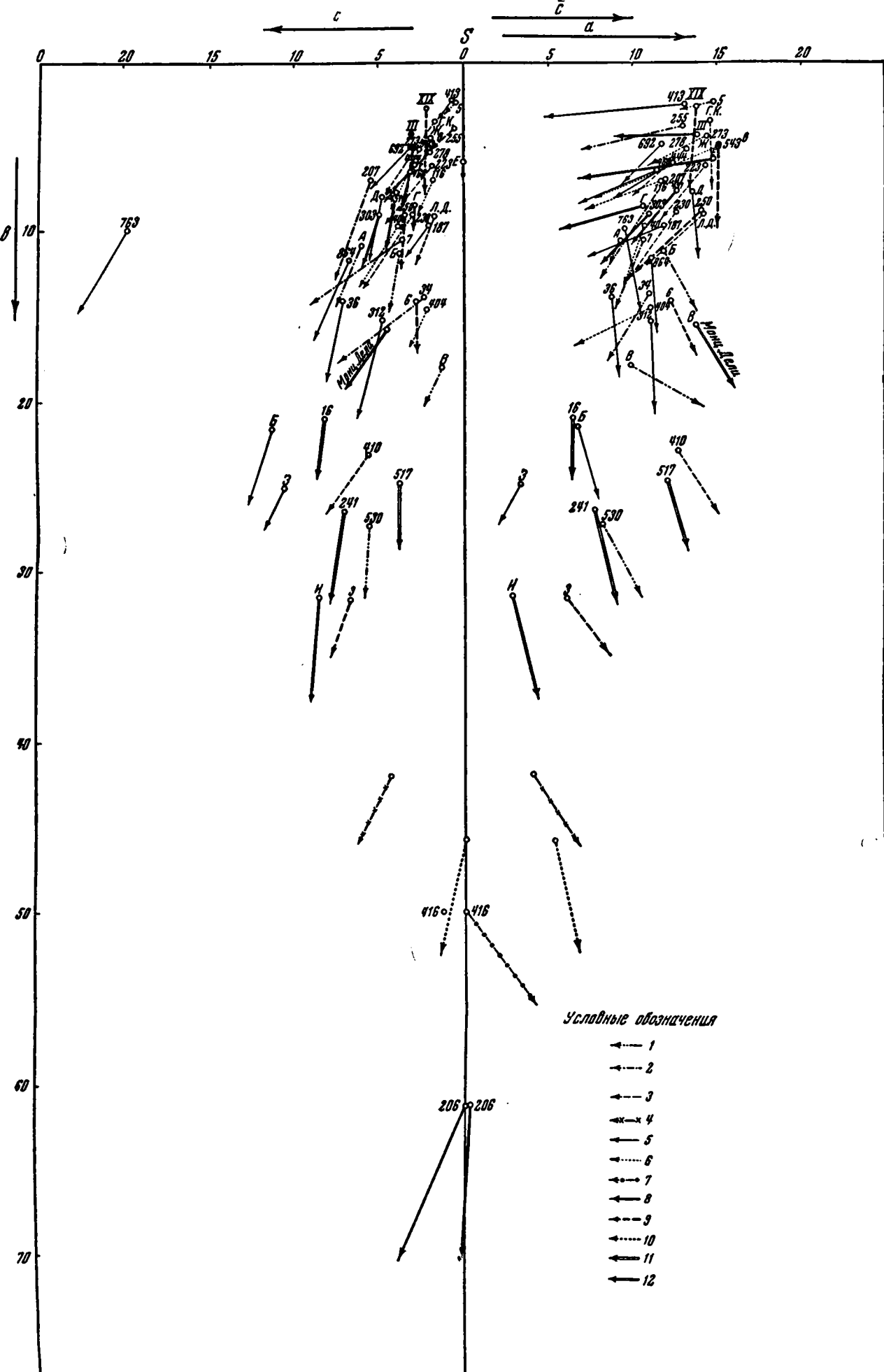
Фиг. 16. Химический состав пород уруштенского комплекса (весовые проценты).

Из рассмотрения диаграммы (фиг. 16) видно, что магматические породы комплекса, начиная с эвкритов (эвкриты — габброидные породы, отнесенные В. А. Затоковенко к серии пород Ятыргварты; мы их рассматриваем как гранитизированные основные породы уруштенской серии) и до аплитов включительно, содержат одинаковые количества глинозема, несмотря на варьирующие величины других окислов. Породы являются существенно натриевыми, причем роль натрия возрастает до максимума в наиболее кислых членах — аплитах. Калий, находящийся в постоянных и, в общем, небольших количествах, в аплитах резко убывает. При этом, конечно, приходится помнить, что анализы отображают не первичный состав магматических пород комплекса, а обусловленный, главным образом, явлениями натриевого метасоматоза.

Сопоставление со змеевиками не позволяет найти каких-либо промежуточных звеньев между ними и гра-

нитовым рядом пород. Правда, в этом отношении требуется большая работа по изучению амфиболитов (габброидных членов).

Рассмотрение диаграммы состава, построенной по методу А. Н. Заварицкого (фиг. 17 и табл. 24), указывает те же особенности пород. Змеевики,



Фиг. 17. Диаграмма состава древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа:

1 — гранитоиды Перевальной подзоны; 2 — гранитоиды Промежуточной зоны (Даховская, Челепсы); 3 — магматические породы, в том числе гибридные, комплекса интрузий зоны Передового хребта; 4 — роговые обманки интрузии Киарар; 5 — 7 комплекс Главного хребта: 5 — магматические, в том числе гибридные породы; 6 — метасоматические породы; 7 — вмещающие породы; 8 — 11 — уруштеньский комплекс: 8 — магматические породы; 9 — метасоматиты; 10 — роговые обманки; 11 — вмещающие породы; 12 — типы пород (Дэли, Трёгер).

Основные химические характеристики пород уруштенского комплекса
(По А. Н. Заварицкому)

Номер ра- зрядов	Порода	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$	Примечания
206	Змеевик	0.2	0	61.5	38.3	0.5	8.8	90.7	—	70.0	5.9	—	— 23.7		
241	Амфиболит полево- шпатовый	7.7	7.2	26.4	58.8	—	30.7	56.3	12.9	81.8	15.7	0.1	— 4.8	1.0	
303	Кварцевый диорит	11.0	4.83	8.9	75.27	29.6	39.0	31.2	—	76.0	14.0	0.2	+ 23	2.3	
451	Тоналит	12.7	4.00	7.56	75.74	28.8	37.8	33.3	—	81.7	16.6	0.5	+ 22	3.1	
6	Гнейсо-сланец	12.10	2.80	14.0	71.1	—	51.9	32.8	15.2	98.9	26.6	0.9	+ 16.6	4.3	
III	Гнейсо-гранит балки Мошевой	13.8	3.18	4.35	78.68	50.4	49.3	0.3	—	76	35.0	0.4	+ 26.6	4.4	
	Аплит балки Моше- вой	14.9	0.3	6.00	78.8	82.1	7.3	10.5	—	94.8	6.3	0.1	+ 26.7	59.4	
XIX	Гнейс р. Бескес	13.83	2.12	2.66	81.49	5.0	45.0	50.0	—	73.0	35.0	0.2	+ 33.1	6.6	
273	Ab - Olg - Q-дио- рит	15.0	3.25	5.1	76.61	0	50.6	49.3	0	88.2	32.0	0.4	+ 20.6	4.7	
250	То же	13.93	3.14	9.03	73.99	40.0	25.1	34.8	—	90.3	5.9	0.4	+ 16.8	4.5	
229	» »	13.6	3.6	9.3	73.5	32.8	37.1	30.0	—	81	18.5	0.8	+ 16.02	3.8	По Н. А. Игнатьеву
517	Приконтактный сла- нец (нижний кемб- рий ?)	11.91	3.90	24.8	59.39	—	49.8	39.1	11.0	98.7	25.3	1.2	— 9.3	3.0	Сланец метаморфиче- ской толщи М, под- вергнутый пере- кристаллизации с привнесом натрия
	«Эвкрит»	6.27	6.78	31.6	55.3	—	40.9	34.1	24.9	72.0	18.3	2.3	— 8.5	0.92	Порода уруштенско- го комплекса, гиб- ридизированная малыми интрузия- ми
154	Амфибол из амфибо- лита	5.23	3.89	45.8	45.0	—	18.9	66.8	14.3	82.0	8.0	2.2	— 24.1	1.3	
	Среднее из пяти ана- лизированных гранитов бе- лореченского типа	10.4	2.9	8.6	78.1	47.3	37.4	15.2	—	87.3	24.4	0.3	33.7	3.4	По Г. М. Ефремову

содержащие щелочи в ничтожных количествах, все же являются натриевыми (по соотношению с калием). Амфиболиты, вмещающие сланцы, и неполностью гранитизированные метасоматиты обогащены несвязанной в алюмосиликаты известью; их глинозем входит, главным образом, в щелочные полевые шпаты. Магматические члены, от кварцевых диоритов до аплитов, показывают постепенное увеличение отношения $a:s$. Кислые члены, в особенности аплиты, пересыщены глиноземом, Главной особенностью пород этой серии является их натриевый тип.

Очевидность сильной измененности пород отчетливо видна из приведенных данных, и все породы, в сущности, по составу не отвечают каким-либо определенным типам магматических пород. Тем не менее следует подчеркнуть, что сложные преобразования, испытанные этой серией пород, позволяют выделить среди них, при учете геологических взаимоотношений, последовательные члены родственной ассоциации изверженных пород. Изменения пород этой ассоциации обусловлены, в основном, процессами заключительного этапа ее формирования.

Настоящая работа посвящена, главным образом, различным гранитоидам Западного Кавказа. Поэтому петрогенетические отношения ультраосновных габброидных и кислых пород, входящих в состав уруштенского комплекса, здесь почти не затронуты. Однако накопленный материал уже сейчас позволяет говорить о значительном сходстве серий пород как изверженных, так и вмещающих (эффузивы, сланцы, кристаллические сланцы) — по вещественному составу, процессам изменения пород и их взаимоотношениям — уруштенского комплекса Северо-Западного Кавказа и перидотитового массива Рай-Из на Полярном Урале (Заварицкий, 1932). Вряд ли можно думать, что здесь случайное сходство. Вероятнее наличие более глубоких причин, выяснение которых поможет разобраться в ряде вопросов петрогенезиса.

Изучение пород уруштенского комплекса показывает интересный пример «полярности» вещественного состава, наблюдаемой у крайних членов комплекса — змеевиков и аплитов. В. Н. Лодочников обращал особое внимание на эту особенность ассоциирующихся пород и даже установил так называемое правило полярности. Интересны, далее, существенно gros-суляровые прожилки в змеевиках Б. Лабы и р. Белой (Даховский массив), не встречающиеся в других породах; такая их ассоциированность также подчеркивает полярность состава интрузивной породы (магнезиальные змеевики) и прожилков существенно кальциевого граната. В заключение укажем, что, как показывают цифры анализов и диаграммы состава, белореченский тип (по Г. М. Ефремову) гранитов Главного хребта тождественен натровым гранитогнейсам уруштенского комплекса.

II. КОМПЛЕКС МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ

Интрузивные породы, образующие комплекс малых интрузий, распространены в пределах структурной зоны Передового хребта, близ границы ее с узкой Промежуточной зоной. Внедрение интрузий подчинено разрывам, имеющим обычное для Кавказа северо-западное направление. На протяжении от р. Теберды до р. Уруштена они либо образуют дифференцированные, осложненные последующими тектоническими процессами, интрузии, либо дают сравнительно однородные мелкие тела. Сложность геологической обстановки и плохая обнаженность позволяют предположительно приписывать отдельным интрузиям этого комплекса форму мелких вытянутых штоков, реже тел неправильной или несколько эллипсоидальной формы, ориентированных согласно с общей структурой зоны. Интрузии выходят обычно в наиболее высоких точках

Передового хребта. Мои наблюдения захвачены: массив сиенитов горы Закан, существенно диоритовый шток хр. Магишо и сложно дифференцированная серия пород горы Ятыргварта, хр. Ахпархва и хр. М. Балканы.

Приводимое петрографическое описание в основном ограничивается примером интрузий горы Ятыргварта — хр. Ахпархва, где наиболее полно представлено разнообразие пород этой серии.

***Краткое изложение некоторых итогов
петрографического изучения серии пород комплекса малых
интрузий по материалам автора и по литературным
данным***

Прежде чем перейти к изложению сводного (личные наблюдения и литературные данные) фактического материала по петрографии комплекса малых интрузий горы Ятыргварта и других районов, считаю необходимым привести подробный разбор фактического материала и выводов, которые содержатся в работе В. А. Затоковенко (1941₃).

**Разбор фактического материала и выводов В. А. Затоковенко
о массивах горы Ятыргварта — хребта Ахпархва**

Сложная ассоциация пород горы Ятыргварта изучалась в 1938 и 1939 гг. геологом В. А. Затоковенко. Применяя методику изучения элементов структуры, он определяет интрузии горы Ятыргварта, согласно Клоосу, как дискордантный сложный трещинный плутон третьей порядковой величины. Внутренняя тектоника массива дисгармонична с тектоникой вмещающих пород.

На основании ряда соображений, как увидим дальше, не подкрепленных геологическими и петрографическими фактами, В. А. Затоковенко считает, что формирование Ятыргвартинского плутона расчленяется на шесть интрузивных фаз, отвечающих ходу последовательной кристаллизации магмы от габбро до гранитов. Интрузивная деятельность завершается внедрением гранитных аплитов. Как видно из табл. 25, некоторые фазы (V и VI) он расчленяет на две субфазы.

В табл. 25 приведено расчленение Ятыргвартинской серии по В. А. Затоковенко с его же данными количественно-минералогического состава пород отдельных интрузивных фаз. К сожалению, породы этой сложной серии не имеют достаточной химической характеристики, поэтому приходится базироваться на данных количественно-минералогических подсчетов.

По представлениям В. А. Затоковенко отдельные фазы внедрялись самостоятельно и заполняли обособленные полости. Он считает, что механические условия во время внедрения гранодиоритовой фазы (V) были иными, чем для предыдущих трех фаз. Первые три занимали полости северо-восточного простирания с преобладанием падения на северо-запад, «а гранодиорит заполнял полости, южные стенки которой имели северо-западное простирание и, вероятно, падали на юго-запад».

В связи с приведенным отмечу те трудности, с которыми встречается исследователь при проведении структурных исследований изверженных масс в условиях сложной тектонической области высокогорного Кавказа.

Область зоны Передового хребта, к которой приурочены Ятыргвартинские интрузии, представляет древнее складчатое сооружение. Наложение последующих тектонических процессов — доинтрузивных и послеинтрузивных, — осложняло складчатую структуру рядом разрывов с дифференциальным движением отдельных блоков.

Фаза	П о р о д ы		$\frac{P1}{\% \text{ Ал}}$	Ругох.	Amph. бурый	Amph. зеленый	
I	Эвкрит	I плутон					
		{	Ругох. — Amph.	$\frac{60}{70-40}$	5.8	22.3	Есть
			Bt. — Amph.	$\frac{65}{82-52}$	—	20.16	Есть
II	Лейкократ. габбро	II плутон					
		{	а) габбро-норит	$\frac{73.8}{42}$	5.57	—	—
			б) Amph.-лейкократовые габбро	$\frac{76.8}{56}$	5.30	8.97	
			в) Q. Amph.-габбро	63/55	—	20.45	
III	Габбро- диорит	{ Кварцевый габбро-диорит в эвкритах	$\frac{58.7}{88-50}$	Есть	—	20.68	
		{ Дайка габбро-диорита в лей- кократовых габбро	63/50	—	—	9.04	
IV	Кварцевый диорит в эвкрите		$\frac{52.4}{43-25}$	—	—	—	
	Кварцево-диоритовый плутон		$\frac{56}{45-40}$	1.05	—	7.33	
V	Amph. Bt.-гранодиориты II плутона . .		$\frac{51}{43-38}$	Есть	—	6.5	
V	A	III плутон М. Балкан					
		Amph. Bt гранодиорит краевой зоны, меланократовый	$\frac{55}{45-30}$	—	—	6.3	
		Переход к биотитовым гранодиори- там	47/45—30	—	—	3.0	
	B	Биотитовые красные гранодиориты (большая часть плутона)	$\frac{54/28}{50/28}$ $\frac{48/28}{48/28}$	— — —	— — —	— — —	
VI	A	Лейкократовый кварцевый ди- орит	{ Типичный	$\frac{50}{40-25}$	—	—	
			{ Переходный к лейкократовым гранодиоритам	$\frac{42}{40-25}$	—	—	
	B	Лейкократовый гранодиорит типич- ный	$\frac{42}{3-7}$	—	—	—	

и их количественно-минералогический состав
Затоковенко)

Bt	Serp.	Chl	Q	Анорто- клас	Руд- ные	Mu	Про- чие	Образованные тела
Есть	6.9	Есть	—	—	—	—	—	Плутон
7.6	—	—	6.5	—	2.84	—	—	
—	17.19	—	—	—	—	—	—	Плутон
—	3.90	—	—	—	—	—	—	
7.24	—	—	7.90	—	—	—	—	
4.76	—	—	13.7	—	—	—	—	Только в виде даек в телах I и II фаз
11.10	—	—	13.64	—	—	—	—	
17.04	—	—	24.52	5.30	—	—	—	Плутон и дайки в те- лах I и II фаз
15.07	—	—	15.25	3.8	—	—	—	
9.4	—	—	19.6	12.6	—	—	—	Плутоны и дайки в породах I, II и III фаз
13.9	—	—	18.2	3.49	—	—	—	
12.2	—	—	20.50	16.10	—	—	—	
9.56	—	—	21.56	13.8	—	—	—	
4.71	—	—	17.45	27.47	—	—	—	
11.95	—	—	20.19	19.46	—	—	—	
13.12	—	—	31.96	4.90	—	—	—	Дайки в плутоне фа- зы V B
12.66	—	—	33.0	11.95	—	—	—	
7.42	—	—	31.82	16.41	—	1.80	—	

Развитие зон дробления, милонитизации и огнейсования несомненно искажало элементы прототектоники массивов. Кроме того, хотя В. А. Затоковенко отбрасывает возможность ассимиляционных явлений, но без их участия сложную серию пород невозможно понять и объяснить. Поэтому колебания ориентировки элементов прототектоники в краевых зонах интрузий (плоскости истечения и линии истечения) в ряде случаев могут рассматриваться как изменчивость унаследованных текстур пород субстрата, «гранитизированных» в той или иной мере интрузиями горы Ятыргварта.

Безусловно очень ценный и важный метод изучения первичных структурных элементов изверженных масс в столь сложной геологической обстановке должен находиться в согласии с имеющимися геологическими и петрографическими фактами. С этой точки зрения представляется, что несовпадение выводов В. А. Затоковенко с геолого-петрографическими фактами требует еще более детального структурного изучения, с учетом фактора влияния субстрата не только на вещественный состав изверженных пород, но и на их первичные структурные элементы.

При анализе фактического материала, приводимого В. А. Затоковенко, и личном знакомстве с геологией района и петрографией пород, возникают следующие вопросы:

1) происходило ли действительно при формировании интрузий горы Ятыргварты внедрение столь большого количества самостоятельных интрузивных фаз;

2) отвечает ли схема последовательности формирования интрузий горы Ятыргварты по В. А. Затоковенко фактическим соотношениям пород и их вещественному составу.

Территориальное размножение интрузивных пород Ятыргвартинского комплекса

На площади размером около 16 км² В. А. Затоковенко закартировал три самостоятельных плутона (фиг. 18):

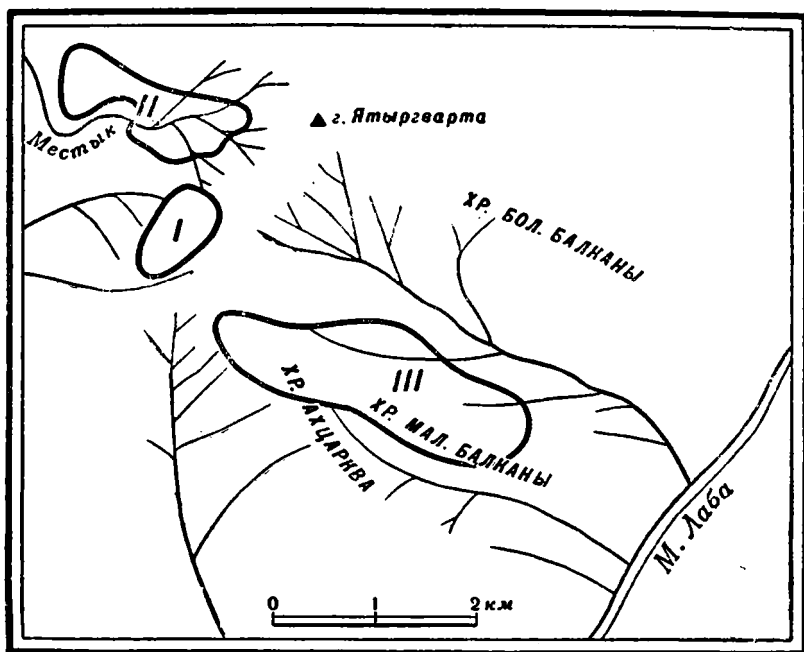
I — плутон амфиболового эвкрита размером около 1.5 км², в центральной части заснятой площади;

II — сложный плутон лейкократового габбро-гранодиорита в верховьях р. Местыка, площадью около 2 км²;

III — сложный плутон гранодиоритов и лейкократовых кварцевых диоритов в месте сочленения хребтов Ахцархва и М. Балканы площадью около 6 км².

Дальнейшее показывает, что для выяснения происходивших интрузивных процессов необходимо учитывать относительно крупное тело сиенит-диоритов, граничащее с юго-запада с породами *III* плутона, а также более северо-западные сиенит-диориты хр. Мастакан, которые картой В. А. Затоковенко не захватываются. Кроме того, на его карте отсутствуют лейкократовые гранодиориты левобережья р. Местыка, являющиеся продолжением гранодиоритов *II* плутона.

Даже при такой поправке бросается в глаза: 1) приуроченность кислых пород к центральной части полосы интрузий в виде как будто бы самостоятельных тел; 2) с северо-востока кислые породы окаймляются более основными породами — гранодиоритами, по В. А. Затоковенко, и во многих случаях породами скорее монотонитового облика, по мнению автора настоящей работы; 3) с юго-запада кислые интрузии, обычно вдоль разрывов, соприкасаются с интрузиями своеобразных пород — сиенитов, переходящих в южной периферии в сиенит-диориты.



Фиг. 18. Схема расположения плутонов района горы Ятыргварта, по В. А. Затоковенко.

I — плутон амфиболового эвкрита; *II* — плутон лейкократового габбро — гранодиорита; *III* — гранодиоритовый плутон хр. Ахцархва — М. Балнаны.

Доказанность существования отдельных фаз

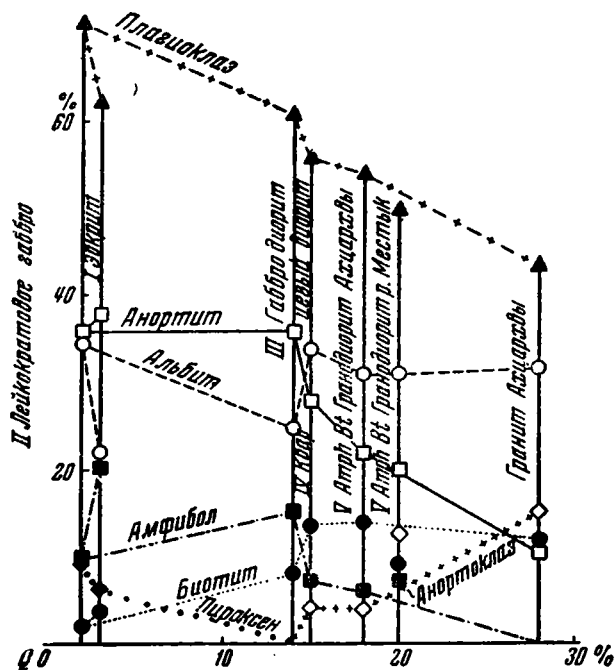
Первая фаза — «эвкриты». Существование самостоятельной магматической фазы эвкритов как начальной стадии формирования родственной серии пород Ятыргвартинского комплекса, более ранней, чем фаза лейкократовых габбро, не подтверждается геологическими фактами. В. А. Затоковенко отмечает дайки габбро-диорита (III фаза), кварцевого диорита (IV фаза) и гранодиорита (V фаза) в эвкритях, но не отмечает интрузивных отношений эвкрита и лейкократового габбро (II фаза).

По вещественному составу эвкриты тождественны лейкократовым габбро, и последние являются даже несколько более основными породами, что не отвечает принятой схеме эволюции магматических пород от основных к кислым.

Само выделение эвкрита как магматической породы вызывает сомнения. Название «эвкрит» впервые Розе (1835 г.) дал метеоритам, состоящим из анортита и авгита. После это название было перенесено на земные породы. По Тиррелю (1932) эвкрит — порода габбровой группы, в которой развит плагиоклаз от битовнита до анортита, а из темноцветных ромбический и моноклинный пироксен. По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу эвкрит — анортитовое габбро.

Эвкриты Ятыргварты, как отмечает В. А. Затоковенко, отличаются колеблющимся составом. Характерно значительное, до 22%, содержание амфибола и местами появление биотита. Приведенные в табл. 23 подсчеты создают впечатление об «эвкрите» как существенно плагиоклазо-амфиболовой породе. Сопоставление химических данных и числовых характеристик по методу А. Н. Заварицкого с близкими породами — эвкрит, габбро,

роговообманковое габбро по Трёгеру (№ 348, 349, 358) говорит о значительном различии эвкритов Ятыргварты и типичных эвкритов. В то же время основные химические характеристики «эвкрита» Ятыргварты, несмотря на значительную роль амфибола и биотита, скорее приближаются к такому оливинового базальта (Трёгер № 379) или к троктолиту (Трёгер № 353). Непостоянство состава с неравномерным развитием биотита, типичной зеленой роговой обманки и иногда анортоклаза и кварца, позволяет высказать предположение, что «эвкриты» скорее представляют основные или частью ультраосновные породы древнего субстрата, подвергшиеся амфиболитизации и биотитизации со стороны молодых интрузий Ятыргвартинского комплекса.



Фиг. 19. Количественно-минералогический состав сложных интрузий горы Ятыргварт (объемные проценты). По В. А. Затоковенко.

Положение эвкритов и переходы от них к другим, выделяемым В. А. Затоковенко фазам, отражены на диаграммах (фиг. 19 и 21) и показывают отсутствие какой-либо последовательности изменений состава вновь интрузирующих родственных фаз.

Из рассмотрения материала по другим фазам вытекает, что «эвкриты», являющиеся, вероятно, гибридизированными породами субстрата, имеют достаточно твердо установленные интрузивные отношения лишь с дайками секущих гранодиоритов (V фаза).

Вторая фаза — лейкократовое габбро. Интрузивная фаза лейкократовых габбро слагает, по В. А. Затоковенко, краевое восточное поле второго плутона (р. Местык). Как указывает В. А. Затоковенко, взаимоотношения пород плутона выяснены недостаточно, так как между отдельными полями нет контактов.

Выделение лейкократовых габбро в самостоятельную интрузивную фазу и само чисто магматическое происхождение вызывают большое сомнение:

1) они не имеют интрузивных отношений с «эвкритами» I фазы и почти тождественны с ними по составу, но являются несколько более основными по минералогическому облику, что, как уже отмечалось, не соответствует представлениям о последовательной кристаллизации;

2) с другой стороны, для них отмечается крайне пестрый состав и колеблющиеся содержания амфибола и биотита (см. табл. 25).

Поэтому сказанное о гибридности пород так называемой I интрузивной фазы можно отнести и ко II интрузивной фазе — лейкократовых габбро.

Третья интрузивная фаза. В схеме В. А. Затоковенко третья интрузивная фаза представлена только дайками кварцевого габбро-диорита в эвкритах и в лейкократовых габбро.

По данным автора и в этом случае породы даек по составу почти тождественны (табл. 25) прорываемому эвкриту, к тому же соотношения их не всегда ясны. Интересно привести описание приконтактной части дайки. Эвкрит в контакте не изменен. Приконтактная часть дайки имеет состав: Pl, Amf, Bt, рудные. Структура порфировая. Плаггиоклаз вкрапленников зональный (обратная зональность) — центральная часть содержит 9—11% An, а крайняя более основная, но из-за очень малой ширины неопределима. Плаггиоклаз основной массы содержит 46—48% An. Такое резкое увеличение основности плаггиоклаза основной массы и появление обратной зональности во вкрапленниках скорее может быть объяснено тем, что магма, давшая дайковую породу, была первоначально кислой, но в процессе кристаллизации вследствие ассимиляции эвкритовой породы субстрата базифицировалась.

Дайки этой фазы, выделенной В. А. Затоковенко, в лейкократовых габбро по составу неотличимы от прорываемой породы. К тому же сам автор указывает на нечеткость контактов.

Все вместе взятое позволяет не рассматривать «дайкоподобные» тела, чрезвычайно близкие по составу к «вмещающим» и к породам других интрузивных фаз, как самостоятельную интрузивную фазу.

Четвертая интрузивная фаза представлена кварцевыми диоритами центрального поля во II плутоне и дайками в породах I и II фазы.

Что касается самого плутона, то, как и в других случаях, контакты поля кварцевых диоритов с полями других фаз не установлены, а вещественный состав их является промежуточным между IV и V фазами.

Обращает на себя внимание, что связываемая с той же фазой дайка кварцевого диорита в эвкрите непохожа по вещественному составу на кварцевые диориты плутона. Породы дайки значительно кислее, несмотря на сильно основной характер интродуцируемого эвкрита.

Кварцевые диориты II плутона (IV фазы) правильнее рассматривать как дальнейшую стадию изменения пород субстрата в силу наложенного воздействия интрузий ятыргвартинского типа, а не как самостоятельную магматическую фазу.

Пятая интрузивная фаза. На примере III плутона (хр. Ахцархва — М. Балканы) В. А. Затоковенко выделяет пятую гранодиоритовую фазу, образовавшую две субфазы: А — амфибол-биотитовые меланократовые гранодиориты краевых частей плутона и В — красные биотитовые гранодиориты, занимающие главную площадь плутона. По-видимому, к той же (V А) фазе относятся гранодиориты (по нашим данным, породы, несколько сходные с монзонитами) правобережья р. Местыка (II плутон). Субфазы А и В, по данным В. А. Затоковенко, связаны постепенными переходами через серые гранодиориты. В таком случае неполностью закартированный II плутон р. Местыка имеет то же строение, что и плутон хр. Ахцархва. Гранодиориты (V, фаза А) на правобережье

р. Местыка представляют краевую зону гранодиоритов, более лейкократовых, чем на левобережье р. Местыка. Учитывая постепенность перехода между этими субфазами и их краевые оторочки из меланократовых гранодиоритов (монцититоподобных пород, по нашим данным), правильнее рассматривать их за производные той же гранодиоритовой магмы, контаминированной материалом субстрата в краевой зоне интрузии.

Шестая интрузивная фаза. Породы шестой фазы представлены в плутоне хр. Ахцархва лейкократовыми кварцевыми диоритами (субфаза А) и лейкократовыми гранодиоритами (субфаза В). Они связаны между собой постепенными переходами. Данных о взаимоотношениях пятой и шестой интрузивных фаз по В. А. Затоковенко, не имеется, но он предполагает, что лейкократовые кварцевые диориты и гранодиориты образовались в более позднюю фазу в виде дайки, так как это наиболее удовлетворительно объясняет их распространение в виде полосы.

Не останавливаясь на незначительных проявлениях аплитовых жил, резюмируем наш разбор обоснованности выделения В. А. Затоковенко шести главных интрузивных фаз по его же материалам.

1. Привлекает внимание бесспорное наличие жил гранодиоритового состава в породах первых двух интрузивных фаз, т. е. в так называемых эвкритях и лейкократовых габбро. При этом отдельные жилы контаминировались до состава кварцевых диоритов, что повело к выделению самостоятельной — четвертой интрузивной фазы. Бесспорных геологических оснований для выделения четырех первых интрузивных фаз не имеется.

2. Приводимый ниже разбор вещественного состава (количественно-минералогического и частью химического) показывает, что при том ходе эволюции магмы, который считает вероятным В. А. Затоковенко, без учета явлений ассимиляции и гибридизации, нет никакой постепенной последовательности в изменении «интрузивных фаз» от габбро к гранитам. Диаграмма количественного состава (фиг. 19) показывает непрерывные отклонения и скачки в количествах отдельных минералов. Последовательность заметна только в отношении биотита и анортоклаза, которые к периферии интрузий сходят на нет.

3. Магматическое происхождение тождественных по составу, но разделяемых на две разные интрузивные фазы эвкритов и лейкократовых габбро, вызывает сомнение. Их вероятнее рассматривать как древние ортопороды субстрата, испытавшие сложные превращения, вызванные гранитизирующим воздействием гранодиоритовых интрузий ятыргвартинского комплекса. Об этом говорят реликты «палеотипных» минералов (бурая роговая обманка, серпентин, частью по оливину) и появление новых минералов — амфибола, биотита и анортоклаза, специфических для всей серии пород комплекса. Постепенное усиление основности гибридизированных пород субстрата, с уменьшением влияния кислых членов в периферии Местыкской интрузии гранодиоритов-монцититов, привело к ошибочному выделению в самостоятельные интрузивные фазы четырех групп сходных пород, не имеющих четких интрузивных отношений.

4. Третья интрузивная фаза, представленная только дайками с недостаточно выясненными взаимоотношениями их с «интродуцируемыми» породами первых двух фаз и близкая с ними по составу, также не дает оснований для выделения ее в самостоятельную интрузивную фазу.

5. Различие ориентировки структуры пород послужило основанием для предположения об иных механических условиях во время внедрения гранодиоритовой магмы, чем во время внедрения трех предыдущих фаз (эвкриты, габбро и габбро-диориты). Такое различие могло бы быть объяснено тем, что собственно магматические фазы — гранодиориты (частью монцититы) и граниты подчинены нарушениям в субстрате северо-западно-

го направления, тогда как кажущаяся ориентированность первых трех фаз в северо-восточном направлении отображает унаследованные при гранитизации сложные структуры пород древнего субстрата.

В заключение остановимся на взглядах В. А. Затоковенко на положение своеобразной группы пород — сиенитов и сиенит-диоритов, всегда территориально сопряженной с другими интрузиями ятыргвартинского типа.

Положение сиенит-диоритов в схеме В. А. Затоковенко

Несмотря на ряд специфических особенностей состава и структуры интрузий сиенит-диоритов (Ахцархва, Закан и др.), сходных по тем же особенностям с некоторыми членами интрузивного комплекса Ятыргварты, и несмотря на постоянную территориальную их сопряженность, сиениты из схемы В. А. Затоковенко исключены. Отсутствие их в схеме обосновывается другим будто бы возрастом сиенитов. В сиенитах изредка встречаются жилы анортноклазового гранита, что однако не является решающим для исключения их из комплекса малых интрузий, так как и в других членах комплекса встречаются жильные граниты.

По В. Н. Робинсону, сиенит-диориты горы Карабек досреднекарбоновые. Следовательно, так как они прорывают нижнепалеозойские породы, их возраст среднепалеозойский. Не возражая против такого определения возраста сиенитов, отмечу лишь, что это не основание для отнесения гранитов Ятыргвартинского комплекса к верхнему палеозою. Точный их возраст неизвестен, но, повидимому, уже в нижнепермское время размывались апикальные части интрузий и жильные анортноклазовые гранит-порфиры — производные от гранитных пород ятыргвартинского комплекса. Возраст гранодиоритов, главных по объему интрузий, также заключен между нижним палеозоем и нижней пермью, поэтому, не имея точных данных, все же можно указать, что геологические наблюдения скорее говорят о близости во времени интрузий сиенитов и гранодиоритов ятыргвартинского типа. Учитывая все это, сиенит-диориты в нашем изложении мы не отрываем от родственных и близких по времени интрузий гранодиоритов и гранитов ятыргвартинской серии пород. Включение сиенитов как родственного члена в ятыргвартинскую серию пород, естественно, ставит под вопрос количество интрузивных фаз и их последовательность, намеченные В. А. Затоковенко без учета явлений гибридизма и контаминации.

Краткие итоги петрографического изучения автором комплекса малых интрузий, с интерпретацией по ним литературных данных (интрузии горы Ятыргварта — хребта Ахцархва)

В районе горы Ятыргварта толща кристаллических сланцев, амфиболитов, змеевиков и гнейсов уруштенского комплекса интродуцирована несколькими, на поверхности обособленными, интрузиями.

1. **И н т р у з и я р. М е с т ы к а.** По правобережью верховьев р. Местыка развиты породы колеблющегося состава, но в общем приближающиеся к монцонитам и кварцевым монцонитам. По левобережью р. Местыка среди леса выступают отдельные обнажения лейкократовых гранодиоритов. В хребте Мастакан обнажается значительное тело сиенитов.

2. **С л о ж н а я и н т р у з и я хр. А х ц а р х в а и хр. М. Балканы.** В верхней части хр. М. Балканы, в месте сочленения с хребтом Ахцархва, обнажаются красноватые породы, по составу переходные от кварцевых монцонитов к гранодиоритам. Среди них проходит узкий гребень, сложенный более лейкократовыми серыми и красноватыми гранитами. На юго-восточном продолжении хр. М. Балканы на уровне р. М. Лабы,

т. е. ниже на 1400 м по вертикали, обнажаются светлосерые гранодиориты, местами переходящие в граниты.

С юго-востока тело гранодиоритов — кварцевых монцонитов отделяется разрывом, вдоль которого зажаты пачки пород триаса. Еще юго-восточнее, тоже по разрыву, проходит полоса крупнозернистых сиенитов, окаймляемых с юго-востока полосой милонитизированных меланократовых пород сиенит-диоритового состава. Еще юго-восточнее выходит полоса конгломератов нижнепермского возраста.

Из геологической части настоящей работы следует, что малые интрузии несомненно древнее триаса и, вероятно, древнее нижней перми, но моложе каледонской серий кристаллических сланцев, змеевиков и гнейсов (уруштенский комплекс). Размеры интрузий в современном срезе не превышают двух-трех квадратных километров. Незначительный размер и специфические особенности состава, структуры и взаимоотношений с вмещающими породами позволили придать этим интрузиям название «малых».

Петрографическая характеристика

Монцониты и кварцевые монцониты Местыкской интрузии. Породы этой группы обладают среднезернистым сложением; они равномернозернисты, изредка приобретают несколько порфировый облик за счет развития идиоморфных призм полевого шпата длиной до $1\frac{1}{2}$ см. Породы имеют пестрый облик; они то черные от большого содержания темноцветных минералов, то серые, то приобретают розоватую окраску, обусловленную большим развитием полевого шпата. В них встречаются прожилки с пренитом и эпидотом. Жил гранодиорита, пегматита или аплита в описываемых породах не отмечено. Изредка среди монцонитов встречаются узкие полосы более лейкократовых пород, напоминающих типичные сиениты комплекса.

Контакты монцонитов с амфиболитами субстрата не резкие, постепенные сливающиеся. Также скорее постепенными являются переходы между гранодиоритами Местыка, Ахцархва и монцонитами через кварцевые монцониты. Породы субстрата в приконтактной зоне преобразуются в габброидные породы гибридного происхождения, выделенные В. А. Затоковенко в особые фазы «эвкриты», «лейкократового габбро» и т. д.

Структура пород обычно четко монцонитовая, часто наблюдается обрастание идиоморфных призм плагиоклаза анортотоклазом. Плагиоклаз и биотит обычно сильно изменены. Плагиоклаз серицитизирован и пелитизирован. Биотит хлоритизирован с выделением сагенита и магнетита по спайности, часто перемят. Наблюдается обрастание такого биотита свежим биотитом. В биотите обычны линзочки пренита. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз ряда андезина — андезин-лабрадора. Он часто зональный, содержит включения биотита и апатита. **Обыкновенная роговая обманка** густо окрашенная, плеохроирующая в зеленых тонах с синеватым оттенком. Она сходна по константам (табл. 27) с роговыми обманками из комплекса интрузий Главного хребта и роговыми обманками неинтрузий горы Кирар и другими, описанными М. А. Фаворской (1946). Обычно присутствует моноклинный пироксен — авгит, обрастаемый зеленым амфиболом. Кварц постоянно присутствует в виде крупных выделений в промежутках. Анортотоклаз ксеноморфный, буроватый, реже прозрачный, без решетчатого строения, иногда замещается альбитом. **Акцессорные** — апатит, титанит, рудные. Вторичные минералы подчас обильные — пренит, эпидот, хлорит; мусковит встречается редко. Колеблющийся количественный состав этих пород отобра-

жен в табл. 25. Оптические константы некоторых минералов, характерных для всей серии, приведены ниже в табл. 26 и 27.

Монцониты содержат мелкие ксенолиты мелкозернистых пород примерно того же состава, но обогащенных темноцветными минералами. На наш взгляд описанным породам более подходит название «монцонит», чем «гранодиоритбиотито-амфиболовый» (V фаза), данное им В. А. Затоковенко.

Гранодиориты левобережья р. Местыка. Здесь выходят лейкократовые породы равномернозернистые, реже порфирового сложения, с гранитной, а в восточной части с монцонитовой структурой.

Состав: плагиоклаз — олигоклаз, в краевых частях андезин; он является количественно главным минералом. Анортоклаз пелитизированный, уступает плагиоклазу. Темноцветные — биотит. Кварц в небольших количествах, развит в промежутках. Вторичные — пренит, подчас замещающий до 15% объема породы, хлорит и очень редкие пластинки мусковита. Акцессорные — апатит, титанит.

Сиенит-диориты и сиениты хр. Ахцархва. Граница между телом сиенитов и пермскими конгломератами, повидимому, тектоническая, непосредственный контакт задернован. Краевые части сиенитового тела — меланократовые сиенит-диориты — сильно перемяты. Сами сиениты тоже часто милонитизированы, с образованием зеркал скольжения. Между краевыми меланократовыми сиенит-диоритами и сиенитами хр. Ахцархва существует постепенный переход.

В сиенитах и сиенит-диоритах встречаются, хотя и редко, мелкие ксенолиты мелкозернистых черных существенно амфиболовых перемятых пород.

Сиенит-диоритовая оторочка представляет крупнозернистые полнокристаллические породы черного цвета. Полевой шпат образует желто-розовые выделения, иногда без правильных кристаллографических очертаний. Кварц макроскопически не заметен. Структура пород скорее гранитная, иногда переходная к монцонитовой.

Состав: плагиоклаз, содержащий обильные крупнозернистые прорастания калиевого полевого шпата, обычно альбитизированный до альбит-олигоклаза. Анортоклаз, содержащий обильные микропертитовые вросстки буроватого альбита. Сам свежий, прозрачный, он образует крупные ксеноморфные выделения; в нем участками наблюдается решетчатое строение. Обыкновенная зеленая роговая обманка с обычными для всей серии свойствами, содержит частые реликты авгита и включения апатита. Кварц — единичные зерна в промежутках. Апатит обильный, в количествах, превышающих обычные представления об акцессорных минералах. Вторичные — кучный эпидот и хлорит по биотиту.

Сиениты хр. Ахцархва. Внешне это крупнозернистые породы с зеленовато-черной или черной основной массой, среди которой развиты обильные призматические выделения розовато-желтого полевого шпата. Полевые шпаты иногда принимают ориентированное расположение параллельно общей ориентировке сиенитового тела. Для сиенитов весьма характерны колебания в соотношении между темноцветными и лейкократовыми составными частями, вследствие чего породы приобретают то более диоритовый, то более сиенитовый облик. Несмотря на колебания относительного содержания порообразующих минералов, состав сиенитов — сиенит-диоритов отличается выдержанностью во всех изолированных массивах. В них очень редко встречаются ксенолиты.

Состав: плагиоклаз — альбит-олигоклаз; преобладает над калиевым полевым шпатом. Калиевый полевой шпат обычно нерешетчатый микроклин, реже по оптике близок к ортоклазу. Роговая обманка с обычными для всей серии свойствами; биотит, кварц в виде примеси и акцессорные

(титанит, апатит). Титанит образует единичные, но крупные зерна. В сиенитах значительно проявляется альбитизация, часто с образованием шахматного альбита.

Сиениты Закана прорезаются лейкократовыми жилами кварц-полевошпатового состава и жилами лампрофировых порфиров; последние в сочетании с другими породами не встречаются. Среди диоритов Магишо известны штироподобные участки сиенитовых пород, аналогичные типичным сиенитам Закана, Ахцархва и др.

Гранодиориты хр. Ахцархва и хр. М. Балканы. Верхние части хр. Ахцархва сложены красновато-розовыми биотитовыми, к периферии биотит-амфиболовыми гранодиоритами. Структура гранодиоритов скорее монцонитовая, с отчетливо выраженным идиоморфизмом зонального плагиоклаза $An_{30} \rightarrow An_{20}$. Калиевый полевой шпат — анортоклаз количественно уступает плагиоклазу. Темноцветные — биотит, реже зеленая роговая обманка с характерными оптическими свойствами. Кварц развивается в промежутках, содержание его не превышает 20%. Акцессорные минералы — титанит, апатит и др. Гранодиориты в краевой части переходят в породы монцонитового облика.

Гранодиориты, обнажающиеся по М. Лабе, вероятно представляют более глубокие горизонты интрузии гранодиоритов вершины хребта М. Балканы.

В отличие от гранодиоритов верхних частей хребта, гранодиориты разреза М. Лабы обладают более светлой окраской, гипидиоморфной структурой, более крупнозернистым, равномернозернистым сложением. По минералогическому составу они сходны. Характерно развитие амфибола с оптическими свойствами, специфичными для пород малых интрузий. Калиевый полевой шпат развит то в виде решетчатого микроклина, то в виде нерешетчатой разности с понижением 2V. Гранодиориты в разрезе М. Лабы в силу сближения разрывов, отделяющих тело гранодиоритов — гранитов М. Балканы от субстрата, выходят в виде узкого клина и подверглись сильному катаклазу.

Граниты хр. Ахцархва — М. Балканы. Среди гранодиоритовых пород вершинной части хребтов Ахцархва и М. Балканы выходит вытянутое штокообразное тело светлых серо-розовых гранитов. Наблюдаются контакты западной части штока гранитов с породами субстрата. Детальное прослеживание показало, что контакт тектонический. Приконтактные гипербазиты испытали предшествовавший натриевый метасоматоз, связанный с гранитами уруштеньского комплекса. После этого гранитизированные гипербазиты были тектонически приведены в соприкосновение с гранитами малых интрузий, причем и граниты и породы субстрата в равной мере милонитизированы.

Сложение гранитов равномернозернистое, среднезернистое. Структура гипидиоморфно-зернистая. Состав — анортоклаз, альбит-олигоклаз, примерно в равных количествах, кварц в промежутках — в варьирующих количествах. Темноцветные — значительно хлоритизированный биотит с включениями апатита и титанита; в нем же вдоль плоскостей спайности образуются линзочки кальцита. Акцессорные минералы — апатит и титанит. Характерны измененность плагиоклаза и значительное содержание вторичных минералов: серицита, хлорита, кальцита.

В ореоле интрузий гранодиоритов горы Ятыргварта встречены единичные жилы, несущие полиметаллическое оруденение. Баритовые проявления, встречающиеся в ложках южного склона хр. Ахцархва, вероятно приурочены к обильным трещинам разрывов этого района. Вполне вероятна генетическая связь этой минерализации с гранитами малых интрузий. Характерно почти полное отсутствие пегматитовых жил. Аплитовые жилы

наблюдаются редко. В конгломератах нижней перми встречены частые гальки анортоклазового гранит-порфира, что говорит о вероятности размыва гранит-порфировой фации малых интрузий в нижнепермское время.

Приведенная характеристика пород комплекса малых интрузий позволяет отметить следующие особенности их залегания и взаимоотношений.

1. Для Ятыргвартинского участка зоны Передового хребта характерно значительное развитие разрывов, вдоль которых часто приведены в соприкосновение породы субстрата и различные члены комплекса малых интрузий.

Отмечаются тектонические контакты между субстратом и сиенитами, между субстратом и гранодиоритами, между субстратом и гранитами.

2. В случае нормальных интрузивных контактов гранодиоритов с породами субстрата, что наблюдается для интрузии р. Местыка, гранодиориты в краевой зоне сменяются монцонитами, и породы субстрата испытывают постепенно убывающее гранитизирующее воздействие с их стороны.

В результате такого воздействия за счет пород субстрата образуются породы, близкие по составу кварцевым диоритам, габбро-диоритам и габбро, если гранитизации подвергаются амфиболиты и ультраосновные породы субстрата.

3. Нормальные интрузивные контакты сиенитов нами не наблюдались. Но, по видимому, юго-западные разрывы обрезают сиенитовые тела вблизи их интрузивных контактов с вмещающими породами, так как здесь они переходят в оторочку меланократовых (вероятно контаминированных) сиенит-диоритов. Появление шлировых участков сиенитоподобных пород среди монцонитов р. Местыка и среди диоритов хр. Магипо позволяет предполагать близость времени образования сиенитов и гранодиоритов комплекса малых интрузий. Наличие редких жил анортоклазового гранита в сиенитах говорит о более позднем образовании гранитов комплекса.

Вещественный состав пород комплекса малых интрузий

В табл. 26 и 27 приведены оптические константы некоторых породообразующих минералов пород комплекса малых интрузий. Из этих таблиц видно, что для всей серии магматических пород, начиная от монцонитов через сиениты до гранодиоритов, специфическими минералами являются: 1) роговая обманка, представленная густозеленой с синеватым оттенком разновидью, с пониженным $2V$ и высокими показателями светопреломления, что отвечает обогащенной железом и несколько щелочами обыкновенной роговой обманке, и 2) калиевый полевой шпат, представленный в большинстве разновидностей анортоклазом. В монцонитовых и гибрированных разновидностях характерно сохранение пироксена при значительном развитии анортоклаза и кварца.

Кроме того, для пород этого комплекса характерно обильное развитие эпимагматических минералов — пренита, эпидота, кальцита. Характерно отсутствие мусковита, который появляется в заметных количествах только в гранитах. Наконец, почти для всех пород комплекса характерны монцонитовые структуры и зональность плагиоклаза, иногда возобновляющаяся, причем плагиоклаз только в гранитах представлен олигоклазом, в остальных породах его состав колеблется от лабрадора до андезина. Для краевых частей сиенитов — сиенит-диоритов — характерно обильное появление апатита.

Константы калиевого полевого шпата из пород комплекса малых интрузий

Номера образцов	Порода	—2V (градусы)	J (001)			Примечание	
			Ng	Nm	Np		
			(градусы)				
562	Монцонит	54	86	10	82	Прозрачный нерешетчатый. Показатели светопреломления: Ng=1.527 ± 0.002 и Np=1.520 ± 0.002.	
14	Сиенит	68	77	12	89		
14	Сиенит	+84	Альбит, замещающий K-полевошпат				
278	Гранит	56	70	21	88		
	Гранит	62	84	21	70		
277	Гранодиорит вершины хребта	52	83	8	83		
156	Гранодиориты глубокого среза (М. Лаба)	74	76	12	88		
177		74	86	7	86		
52	Галька гранит-порфира из нижнепермских конгломератов	48	79	12	87		Участками двойниковая решетка
		48	80	13	85		

Таблица 27

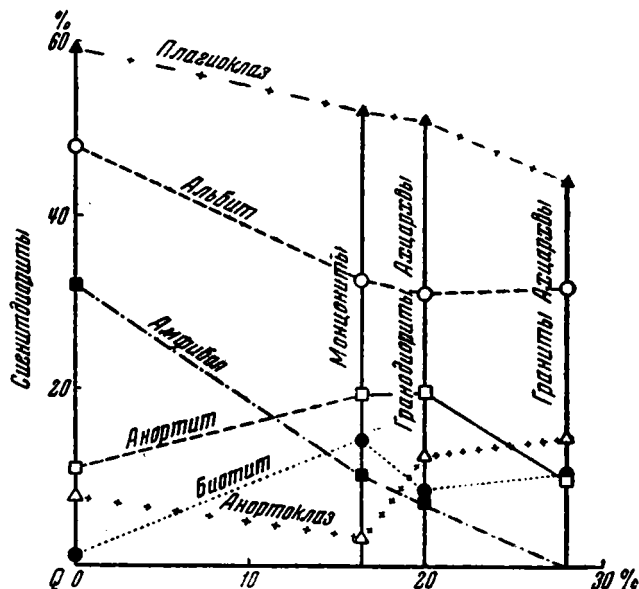
Оптические константы роговой обманки комплекса малых интрузий

Номера образцов	Порода	-2V (градус)	cNg (градус)	Плеохроизм			Светопреломление				Двуупреомление Ng - Np
				Ng	Nm	Np	Ng	Nm выс.	Np	в средн.	
580	Монцонит	60	17	Густозеленый с синеватым оттенком	Зеленый с буроватым оттенком	Светло-зеленый	1.681	1.676	1.662	1.670	0.019
27/40	Сиенит-диорит Ах-цархва	53	18	То же	То же	То же	1.684	1.679	1.662	1.675	0.022
312/45	Сиенит Завана	56	18	То же	То же	То же	1.678	1.674	1.660	1.671	0.018
263	Диориты Магншо	62	19	Более слабые оттенки			1.675	1.670	1.658	1.668	0.017
156	Гранодиориты М. Балканы (глубокий срез)	60	20	Густые оттенки			1.681	1.674	1.663	1.673	0.018
	Интрузии Клар (по данным М. А. Фаворской)	58	16				1.675	1.671	1.657	1.668	0.018

Количественно-минералогический и химический состав комплекса малых интрузий района горы Ятыргварты — хребта Ахцархва. Пути формирования комплекса

Выше, при рассмотрении выводов В. А. Затоковенко, было показано, что выделение им четырех ранних интрузивных фаз «эвкрита», лейкокрастового габбро, габбро-диорита и кварцевого диорита как продуктов кристаллизации соответствующих магм, дифференциатов единой магмы ятыргвартинского комплекса является необоснованным и, по имеющимся данным, не отвечает истинному положению вещей.

Об этом говорят их состав, не отвечающий нормальным типам изверженных пород. В них сочетаются элементы основных или, вернее, ультраосновных пород (серпентин, ромбический пироксен) и пород кислых (биотит, кварц, частью анортотклаз), одновременно развиты зеленый амфибол



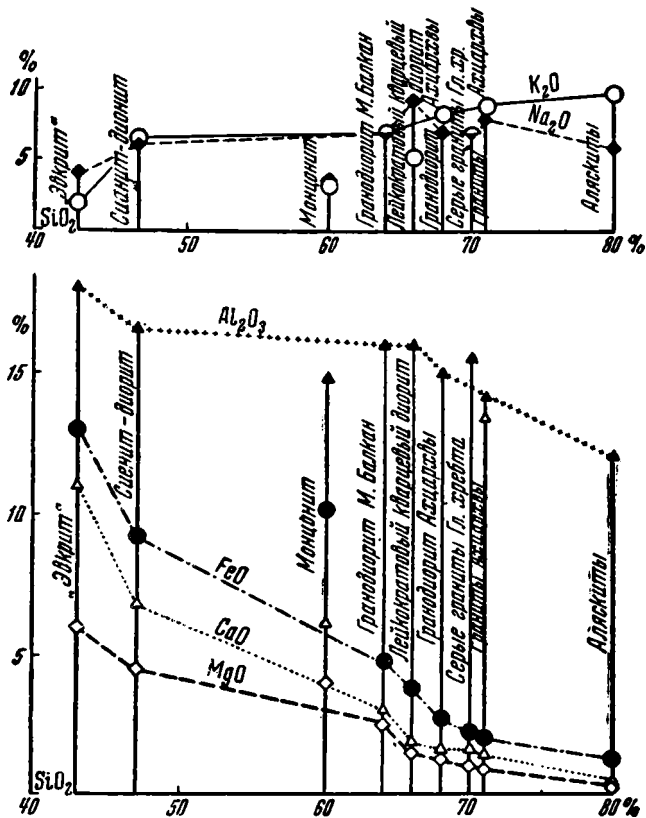
Фиг. 20. Количественно-минералогический состав (в объемных процентах) магматических пород комплекса малых интрузий горы Ятыргварта.

и минералы — пренит, эпидот, кальцит, образованные при значительном участии летучих компонентов. Валовой химический состав также сближает «эвкриты» с ультраосновными породами и в некоторых деталях указывает на объединение в них специфики состава пород субстрата и магматических пород малых интрузий. В частности, по отношению $Na:K$ они являются промежуточными породами. Отсутствие фосфора говорит об их отличии от собственно магматических пород комплекса, где заметно его постоянное, временами повышенное содержание.

Переходы по количественно-минералогическому составу между эвкритами, лейкокрастовыми габбро, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами дают зигзагообразную ломаную линию (фиг. 19), что не отвечает принципу последовательной кристаллизации их из единой магмы. Диаграмма количественно-минералогического состава (фиг. 20) вполне определенно указывает, что первые три фазы идентичны по содержанию общего плагиоклаза,

анортитовой — и альбитовой составляющей, при колеблющемся содержании биотита, кварца, анортклаза и амфибола.

Принцип постепенной последовательности приложим к ряду пород: монциты (краевые части гранодиоритовой интрузии р. Местыка), амфибол-биотитовые гранодиориты (фаза VA по Затоковенко), биотитовые гранодиориты (фаза VB по Затоковенко), граниты хр. Ахцархва. Постепен-



Фиг. 21. Химический состав пород малых интрузий (весовые проценты).

ная последовательность изменения пород этого ряда от относительно основных к кислым подтверждается и геологическими фактами и данными вещественного состава (фиг. 21). Вместе с тем вещественный состав пород в силу особых (гипабиссальных) условий кристаллизации магмы — колеблющийся, что и обуславливает отклонения на диаграммах значений отдельных компонентов от общего направления изменения изверженных пород комплекса.

Вероятные пути формирования ятыргвартинской серии пород

Критическое рассмотрение фактического материала В. А. Затоковенко, после обработки собственного материала по геологии и петрографии комплекса малых интрузий, позволяет выделить в его составе в качестве собственно магматических пород «сиениты», «гранодиориты», «граниты», «монциты» и, возможно, «кварцевые диориты», с переходами от них к гра-

нодиоритам, которые представляют собой породы краевой оторочки, кристаллизовавшиеся из гранодиоритовой магмы, контаминированной при ассимиляции интрузируемого субстрата. Такая последовательность пород вполне согласуется с геологическими фактами и с последовательностью изменения вещественного состава пород (диаграммы, фиг. 20 и 24).

Так называемые ранние интрузивные фазы (габброидные) представляют породы субстрата с их унаследованной структурой, подвергшиеся гранитизации подвижными компонентами гранодиорито-гранитовой магмы малых интрузий. Они прорываются жилками гранодиоритов, часто базифицированными, вследствие контаминации, до кварцевых диоритов и габбро-диоритов.

Изучение контактов показывает, что там, где гранодиориты имеют нормальные контакты с породами субстрата, наблюдается появление серии пород монзонит — кварцевый диорит — габбро. Там же, где граниты или гранодиориты непосредственно контактируют с породами субстрата, контакт между ними тектонический.

Следовательно, формирование сложного по петрографическому составу интрузивного комплекса Ятыргварты обусловлено внедрением гранодиоритовой магмы, из которой за счет ее контаминации, при ассимиляции боковых пород, кристаллизуются породы монзонитово-диоритового ряда. В частности, это подтверждается обилием меланократовых ксенолитов в краевых частях, при отсутствии их в центральных частях гранодиоритовых массивов. Существование самостоятельной гранитной фазы неясно. Недостает фактов относительно взаимоотношений между гранитами центральной части и окружающими гранодиоритами. Интрузивные отношения между ними доказали бы самостоятельное внедрение гранитов, а постепенные переходы позволили бы думать, что все разнообразие пород интрузий Ятыргварты обусловлено явлениями ассимиляции и контаминации гранитной магмы. Все же более вероятно первое предположение — о самостоятельном внедрении кислого остаточного расплава в виде гранитной магмы, давшей, наряду с дайкой гранита Ахпархвы, редкие жильные отщепления гранитов и аплитов в сиенитах и других породах.

П о л о ж е н и е с и е н и т о в. Имеющиеся полевые наблюдения не дают непосредственных указаний на взаимоотношения сиенитов с серией пород гранит — гранодиорит — монзонит, за исключением того факта, что сиениты прорываются жилой анортoclазового гранита и, следовательно, являются более древними. В то же время такие обстоятельства, как постоянная территориальная сопряженность, приуроченность к единой структурной обстановке, тождество специфических особенностей вещественного состава, наличие шпиров сиенитоподобных пород в монзонитах и др. говорят о несомненном «кровном родстве» магмы сиенитов и гранодиоритов — гранитов района горы Ятыргварты.

Несомненно, что сиениты кристаллизовались из магмы специфического состава, отличающейся от гранодиоритовой. Об этом говорит анализ образца № 410. Правда, этот анализ, возможно, не отображает состава более типичных сиенитов центральной части их тела, так как Е. Н. Дьяконова, видимо, изучала юго-восточное окончание Заканского массива, т. е. его краевую часть, которая обычно представлена более меланократовыми сиенит-диоритами. Появление меланократовых сиенит-диоритов по южной периферии сиенитовых массивов, вероятно, объясняется загрязнением сиенитовой магмы за счет боковых пород.

Поэтому более центральные части сиенитовых массивов, вероятно, сложены более насыщенными кремнеземом породами. Тем не менее имеющиеся данные по химическому и количественно-минералогическому составу говорят о явной гибридности сиенитов и сиенит-диоритов.

Химический состав пород комплекса малых интрузий и сходных пород

Компоненты	Порода и номера образцов																	
	«Эвкрит» № 128		Монцитит № 564		«Сиенит» № 410		Гранодиорит (фаза V В) № 230		Гранодиорит (фаза V В) № 223		Лейнократо- вый кварце- вый грано- диорит		Лейнократо- вый грано- диорит		Гранит № 278		Гибридный сиенито-дио- рит Бердяу- ша	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	43.98	0.733	60.76	1.012	47.61	0.795	64.36	1.072	68.13	1.134	65.66	1.094	70.99	1.182	71.15	1.184	51.22	0.854
TiO ₂	1.47	0.018	0.85	0.010	0.12	0.001	0.49	0.005	0.44	0.005	0.74	0.009	0.26	0.004	0.25	0.003	2.49	0.031
Al ₂ O ₃	18.10	0.178	14.71	0.144	16.52	0.162	16.05	0.158	15.01	0.148	16.00	0.158	13.50	0.133	14.52	0.142	14.08	0.138
Fe ₂ O ₃	6.51	0.041	2.89	0.018	4.15	0.026	1.50	0.009	1.25	0.007	1.56	0.009	0.93	0.006	0.59	0.004	5.87	0.037
FeO	6.64	0.093	4.31	0.060	4.69	0.065	2.86	0.039	1.77	0.025	2.24	0.031	1.18	0.016	1.60	0.022	7.80	0.108
MnO	0.16	0.002	0.09	0.001	0.23	0.003	0.09	0.001	0.06	0.001	0.06	0.001	0.04	0.001	0.05	0.001	0.20	0.003
MgO	5.94	0.148	4.30	0.107	4.57	0.113	2.28	0.057	1.42	0.035	1.64	0.040	0.90	0.022	0.93	0.022	4.02	0.100
CaO	11.21	0.201	6.08	0.109	8.64	0.154	2.55	0.045	1.60	0.029	1.67	0.029	1.45	0.026	1.70	0.030	6.40	0.114
Na ₂ O	1.94	0.031	2.18	0.035	3.10	0.050	3.38	0.055	3.60	0.058	4.62	0.076	3.90	0.063	3.14	0.050	3.20	0.052
K ₂ O	1.10	0.012	2.10	0.022	3.30	0.035	3.45	0.036	4.38	0.047	2.78	0.030	4.22	0.045	4.60	0.049	2.80	0.030
P ₂ O ₅	Следы	—	0.52	0.004	0.45	0.003	0.17	0.001	0.17	0.001	0.21	—	0.07	—	0.12	—	0.15	0.001
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.71	—	0.16	—	0.11	—	0.50	—	0.52	—	0.68	—	0.32	—	0.04	—	0.30	—
H ₂ O ⁺¹¹⁰	—	—	1.44	0.078	2.68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.33	—
BaO	0.04	—	не опр.	—	0.35	—	0.03	—	0.10	—	0.04	—	0.07	—	0.05	—	—	—
П. п. п.	2.02	—	не опр.	—	3.07	—	2.26	—	1.64	—	1.98	—	1.93	—	1.28	—	—	—
Сумма	99.82		100.39		99.59		99.97		100.09		99.88		99.76		100.02		99.86	

МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ АНАЛИЗИРОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ

№ 128 — «эвкрит». Гора Ятыргварта. Заимствовано из работы В. А. Затоковенко (1941) (интрузивная фаза I).

№ 230 — сиодитовый гранодиорит хребта Ахцархва (интрузивная фаза V В). Заимствовано оттуда же.

№ 223 — то же.

Лейнократовый кварцевый диорит хребта Ахцархва (интрузивная фаза VI А). Заимствовано из работы В. А. Затоковенко

Лейнократовый гранодиорит хребта Ахцархва (интрузивная фаза VI В). Заимствовано оттуда же.

№ 278 — гранит хребта Ахцархва. По материалам Г. Д. Афанасьева. Аналитик К. П. Сокова.

№ 564 — монцитит горы Ятыргварты (Местык). По материалам Г. Д. Афанасьева. Аналитик П. Н. Нисенбаум.

№ 410 — сиенит горы Занан. Заимствовано из работы Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1941).

Гибридный сиенит-диорит бердяушского плутона. По А. Н. Заварицкому (1937).

Таблица 29

Основные числовые характеристики химического состава пород комплекса малых интрузий и некоторых других
(По А. Н. Заварицкому)

Номера образцов	Порода	Числовые характеристики													Примечание
		a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$	
128	«Эвкрит» горы Ятыргварта, по Затоковенко	6.3	6.8	31.6	55.3	—	40.8	34.3	24.9	72	18.3	2.3	— 8.5	0.92	По А. Н. Заварицкому
358	«Эвкрит» по Трёгеру	2.9	8.6	34.2	54.3	—	25.9	60.9	13.2	90.9	4.7	0.7	— 6.2	0.34	
—	Средний состав габбро по Дёли	7.5	8.4	27.0	57.1	—	32.5	48.8	18.7	80	10.4	1.5	— 8.5	0.82	
349	Роговообманковое габбро по Трёгеру	7.1	12.8	23.0	57.1	—	37.5	41.4	21.1	83.3	8.4	1.4	— 12.8	0.55	
353	Троктолит по Трёгеру	7.1	6.3	33.8	52.8	—	45.0	50.5	4.5	88.7	7.9	3.2	— 14.9	1.13	
379	Оливиновый базальт по Трёгеру	6.4	7.1	31.0	55.5	—	34.2	48.3	17.5	84.8	9.8	2.9	— 8.9	0.90	
564	Монцит горы Ятыргварта (Афанасьев)	7.93	6.06	14.87	71.22	—	39.2	50.6	10.2	61.0	11.0	0.9	+ 20.4	1.3	
—	Монцит по Дёли	13.8	4.7	15.6	65.9	—	42.0	36.6	21.4	59.6	16.1	1.51	— 1.5	3.0	
—	Кварцевый монцит по Дёли	12.9	4.1	6.2	76.8	—	57.1	38.5	4.4	58.5	26.4	0.5	23.7	3.15	
410	«Сиенит» горы Закан	12.6	5.65	22.74	59.01	—	38.7	36.4	24.8	58.8	16.7	0.1	— 13.1	2.2	
—	Сиенит-диорит бердяшского плутона	11.4	3.9	23.5	61.2	—	53	29	18	63	—	—	— 4.3	2.9	
278	Мангерит по Трёгеру	11.3	8.3	23.4	57.0	—	56.2	34.9	8.9	76.9	27.2	0	— 16.9	1.36	
240	Сиенит по Трёгеру	16.2	3.5	11.5	68.8	—	43.6	36.4	20.0	60.7	24.2	1.2	+ 1.7	4.63	
230	Гранодиорит (интрузивная фаза V)	12.6	3.1	9.0	75.3	34.1	21.9	44.1	—	60.4	14.0	0.8	+ 22.1	4.0	
—	То же	14.8	1.9	6.3	77.0	27.2	38.9	33.9	—	55.2	13.5	0.4	+ 24.0	7.1	
223	Лейкократовый кварцевый диорит (интрузивная фаза VIA)	14.20	1.94	9.2	74.7	34.0	36.7	29.4	—	71.6	13.2	0.8	+ 19.0	7.4	Анализ из работы В. А. Затоковенко
—	Лейкократовый гранодиорит (интрузивная фаза VI B)	14.57	1.70	3.50	80.22	—	55.7	42.3	1.9	58.3	23.0	0.3	+ 29.5	8.6	
278	Гранит хребта Ахцархва	13.3	2.01	5.2	79.5	33.3	38.4	28.2	—	50.5	5.1	0.3	+ 30.5	6.6	

Количественно-минералогический состав пород комплекса малых интрузий
(с использованием данных В. А. Затоковенко)
(в объемных процентах)

Группа пород	Кварц	Плагиоклаз	Ап в Pl, %	Ап на поро- ду, %	Аб на поро- ду, %	Амфибол	Биотит	Пироксен	Серпентин	Анорто- клаз	Прочие
«Эвкриты» (по Затоковенко, среднее двух подсчетов) . . .	3.2	62	70—40	38	24	21	3.8	3.0	3.5	—	—
Лейкократовое габбро (по Затоковенко, среднее из трех подсчетов)	2.3	71	55—46	36	35	10	2.4	3.6	7.0	Есть	—
Габбро-диориты (по Затоковенко, среднее из двух подсчетов)	14	61	88 → 50	36	25	17	8	—	—	—	—
Кварцевые диориты (по Затоковенко, один подсчет)	15	56	45—40	24	32	7	15	—	—	4	—
Монциты краевой оторочки гранодиоритов, по Афанасьеву (среднее из пяти подсчетов)	16.6	52	50 → 30	19	33	10.4	14.4	Есть	—	3.1	—
Спеллит-диориты, по Афанасьеву (среднее из двух подсчетов)	Следы	59	30 → 5	11	48	27.5	0.9	—	—	7.3	—
Amf-Bt гранодиориты р. Местыка, по Затоковенко	20	51	43 → 38	20	31	7	9	—	—	13	—
То же хребта Ахцархва	18	55	45 → 30	22	33	6.3	14	—	—	4	—
Биотитовые гранодиориты хребта Ахцархва (по Затоковенко)	20	51	28	14	36	—	9	—	—	20	—
Граниты хребта Ахцархва (по Афанасьеву)	28	44	18	10.5	32	—	11	—	—	15	2
Гранодиориты хр. М. Балканы (глубокий срез)	20	52	—	11	38	4.6	15	—	—	8	1

Сопоставление химического состава сиенита горы Закап с составами различных типов пород (табл. 28 и 29) показывает наибольшую близость наших сиенитов к сиенит-диоритам бердяшского плутона, описанного А. Н. Заварицким (1937). Ублюдковый облик анализируемого сиенита вытекает из несоответствия сравнительно высокой их щелочности (сумма щелочей 6.4%) и общего габбрового облика (обилие феррических компонентов, недосыщенность кремнеземом). Одновременно для них констатируется обогащенность барием и фосфором по сравнению с остальными членами комплекса.

Минералогический состав (табл. 30) также говорит о гибридности сиенит-диоритов, что вытекает из сочетания амфибола, пироксена, подчас обильного калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза.

Еще в поле было отмечено, что среди сиенитов очень редки ксенолиты чуждых пород и что с ними связаны жильные лампрофиры специфического состава. Кроме того, развитие меланократовых разностей в южной оторочке с появлением в них ксенолитов амфиболита говорит о явлениях контактирования сиенитовой магмы.

Поэтому мы склонны рассматривать сиениты как продукт кристаллизации самостоятельной магмы, непосредственно не связанной с магмой, давшей гранодиорито-гранитовую группу пород. Внедрение этих магм вряд ли было разделено большим промежутком времени.

Некоторые соображения о магматических типах пород и геологической обстановке формирования малых интрузий района Ятыргварты

Выше сделан был вывод, что все многообразие магматических пород комплекса малых интрузий в районе горы Ятыргварта обусловлено внедрением магмы сиенитового, гранодиоритового и, вероятно, гранитного состава. Все остальные породы переменного состава мы рассматриваем как продукты кристаллизации магмы с измененным локальными причинами составом (главным образом контактиацией за счет ассимиляции вмещающих пород). Вполне отдавая себе отчет в том, что выкристаллизовавшиеся породы далеко не отвечают составу интродуцировавших магм, мы тем не менее применим этот единственный объективный критерий для суждения о вероятных различиях интродуцировавших магм.

Сиениты и гранодиориты. Сиениты и гранодиориты главного типа близки, почти тождественны по абсолютным содержаниям глинозема и щелочей (фиг. 21), но значительно отличаются по содержанию кремнезема и феррических компонентов с большим преобладанием последних в сиенитах.

Сиениты тождественны гранодиоритам по содержанию щелочных алюмосиликатов, но резко обогащены общей известью, которая создает обогащенность сиенитов свободной и полевошпатовой известью.

В то же время диаграмма состава, по А. Н. Заварицкому, указывает, что гранодиориты пересыщены глиноземом, в то время как сиениты недосыщены, что объясняется обилием в сиенитах железистой роговой обманки и присутствием в них изредка пироксена.

Сопоставляя со сказанным тождественность свойств в обоих типах пород таких главных компонентов, как амфибол и частью калиевый полевой шпат, можно думать, что магма сиенитовых пород родственна магме гранодиоритовых пород, но в противоположность последней обогащена феррическими компонентами и особенно известью, с соответственной недосыщенностью кремнеземом.

Сиениты ни геологически, ни по составу и структурам не могут быть объединены в родственную группу с интрузиями ультраосновных и кислых пород уруштенского комплекса. Их, вероятно, следует рассматривать как самостоятельное внедрение магмы, оформившейся со всеми специфическими свойствами еще в глубинных условиях. Причины обособления первоначальной магмы и причины изменения ее состава до сиенитового из наблюдаемых фактов не могут быть объяснены. Путь предположений, если брать за основу направление изменения состава по сравнению с гранодиоритами в сторону увеличения феррических элементов, указывает, что это изменение могло быть вызвано расплавлением еще в глубинных условиях соответствующих феррических масс и смешением переплавленной массы с гранодиоритовой магмой в гомогенную сиенитовую магму, в отшнурованных от общего очага мелких очагах. Не исключаются и другие предположения, например об особых условиях дифференциации общего магматического бассейна с образованием сиенитовой магмы или о возможности образования совершенно независимо от гранодиоритовой серии магматического очага, из которого интродировала сиенитовая магма.

Все эти предположения не меняют единственно возможных выводов, подтверждаемых геологическими фактами, спецификой вещественного состава и другими данными. Эти выводы следующие.

1) Сиенитовые породы закономерно входят в состав сложной серии пород комплекса малых интрузий как близкий по времени и магматически родственный член. Закономерность их появления в составе комплекса малых интрузий пока надлежащим образом не может быть объяснена.

2) Сиенитовые породы современных массивов отвечают составу (с учетом вероятной потери эманаций) гомогенной магмы, пришедшей из глубины, где она приобрела свои специфические свойства, позволяющие относить ее к гибридной, вернее к необычной по составу. Контаминация в месте кристаллизации магмы вряд ли имела существенное значение для придания «гибридного» облика образующимся породам. Явлениями контаминации, возможно, объясняется появление по юго-западной границе сиенитовых тел меланократовой оторочки из сиенит-диоритов и диоритов.

С большей степенью уверенности явления контаминации вследствие ассимиляции вмещающих пород выявляются на примере образования монцитито-диоритовых оторочек в периферии гранодиоритовых массивов. Здесь полевые наблюдения и изучение вещественного состава переходов показывают постепенное изменение характера пород, вызванное указанными причинами, что находит свое подтверждение и в значительном развитии ксенолитов вмещающих пород и шпироподобных масс среди пород краевой зоны.

Образование гибридных пород в связи с гранодиоритовыми интрузиями не ограничивается кристаллизацией контаминированных краевых частей интродировавшей магмы, но происходит, по видимому, и другим путем за счет гранитизации, диффузионного проникновения подвижных компонентов гранодиоритовой магмы в породы субстрата без их переплавления. Подобные явления описывались мною выше в разделе, посвященном комплексу Главного хребта. Там же приводились примеры аналогичных явлений, описанные в литературе.

Г р а н и т ы. Вероятно, самостоятельная гранитная фаза как остаточный расплав существенно гранодиоритовой глубинной магмы представлена небольшими массами более кислых и более обогащенных щелочами, вернее калием, гранитных пород хр. Ахцархва.

Сравнение вещественного состава гранитов и гранодиоритов, иллюстрированное диаграммами, подтверждает направление изменения интродированных магм от гранодиоритового состава к гранитному.

Особенности геологической обстановки формирования отдельных интрузивных тел комплекса малых интрузий

Описанные интрузии отличаются целым рядом специфических особенностей, отмеченных в петрографической литературе (см. выше, глава III, раздел, посвященный фациям и фазам интрузий Главного хребта), которые позволяют приписывать им гипабиссальное происхождение. Их переход из расплавленного состояния в консолидированное, вероятно, происходил в условиях относительно небольших глубин или, что то же, в условиях относительно низкого давления и более быстрого охлаждения.

Чрезвычайно интересной особенностью интрузий описываемого типа является бедность их жильными производными пегматитового типа и отсутствие явлений мигматизации в их ореоле. Это обстоятельство не говорит, конечно, о бедности магмы подвижными компонентами (флюиды, эманации); наоборот, описываемые породы часто обогащены минералами, образованными с участием летучих компонентов (пренит, кальцит, хлорит, эпидот и др.). Оно говорит о том, что гипабиссальная обстановка с условиями пониженного давления и малый объем интрузивных масс способствовали равномерному и быстрому удалению путем диффузии подвижных компонентов из магмы в породы субстрата. Хотя абсолютное содержание подвижных компонентов в магме малых интрузий могло быть не меньшим, а даже большим, чем в гранитных телах абиссальной фазы, но общий небольшой запас их в связи с малым объемом магматической массы и сравнительно быстрое удаление их при относительно быстром охлаждении магмы создали условия, неблагоприятные для развития пегматитовых жил и губкой гранитизации вмещающих пород.

Та же гипабиссальная обстановка — быстрое охлаждение магмы с отдачей летучих — обусловила сохранение следов некоторой неравновесности магматического расплава на известных стадиях гомогенизации магмы, ассимилировавшей материал субстрата. Быстрое охлаждение контактированной краевой магмы, в которой произошла кристаллизация фемических минералов (пироксен), не создало условий, необходимых для реакционного взаимодействия выкристаллизовавшейся фазы с остаточным расплавом до полного выравнивания состава породы. Монцониты краевой оторочки с развитием пироксена (с оторочкой из амфибола) зонарного плагиоклаза, часто обрастаемого анортотоклазом, являются характерным примером подобных условий образования.

Само присутствие каликатового полевого шпата в виде анортотоклаза, повидимому, говорит об особых условиях кристаллизации малых интрузий, отвечающих гипабиссальной обстановке (Белянкин, 1944, 1945; Спенсер, 1940).

В заключение петрографического обзора комплекса малых интрузий кратко отмечу некоторые особенности интрузии хребта Магишо.

Интрузивный шток диоритов хр. Магишо достигает 0.5—0.75 км в поперечнике. С северной стороны диориты имеют явный интрузивный контакт с альбитовыми гранито-гнейсами уруштенского комплекса. Сами диориты представлены среднезернистыми породами, с колеблющимся соотношением лейкократовой и меланократовой части, в силу чего общий облик пород пестрый. Цвет их обусловлен сочетанием примерно равных количеств светлого полевого шпата и роговой обманки. Структура гипидиоморфно-зернистая, реже монцонитовая. Минералогический состав определяется колеблющимися соотношениями плагиоклаза — андезина (40—30% An), зеленой роговой обманки специфического для малых интрузий облика (см. табл. 27), биотита, небольшой примеси кварца и аксессуарных титанита и магнетита. Обычно присутствуют (иногда обильные) пренит, эпидот, реже

кальцит. Калиевый полевой шпат отсутствует. Диориты содержат ксенолиты змеевика и амфиболита. В них образуются шпировые участки сиенитоподобных тел (сходные с сиенитами горы Закан).

Интрузия диоритов хр. Магишо несомненно входит как родственный член в серию пород малых интрузий. Но диориты Магишо отличаются от монзонитов Ятыргварты почти полным отсутствием калиевого полевого шпата и пироксена, что, вероятно, объясняется более длительными, спокойными условиями кристаллизации контаминированной гранодиоритовой магмы, при которых гомогенизация магмы доходила до полного выравнивания, и отдельные кристаллические фазы (пироксен, анортоклаз), вследствие отсутствия явлений закалки в результате завершённых реакционных взаимодействий, не сохранились.

С малыми интрузиями связаны некоторые проявления полезных ископаемых. Полиметаллическое оруденение моложе уруштенской серии пород, так как в кварце залыбандов мелких жил наблюдаются отторженцы пород уруштенского комплекса. В то же время оруденение не проникает в перекрывающую толщу триаса. Отсюда напрашивается вывод о близости возраста оруденения к возрасту малых интрузий.

Мелкие кварцевые прожилки с халькопиритом и галенитом известны в ореоле гранодиоритов хр. Ахцархва, некоторые из них секут и гранодиориты. Как уже отмечалось, наблюдается приуроченность малых интрузий и жил барита к единой структурной обстановке. Разрывы северо-западного направления контролируют проникновение и малых интрузий, и, вероятно, баритовых жил в краевой части зоны Передового хребта, близ ее сочленения с Промежуточной зоной продольных депрессий. Обращает на себя внимание значительное содержание ВаО в сиенитах. Сказанное позволяет высказать предположение, если не о генетической, то о парагенетической связи баритовой минерализации с малыми интрузиями.

III. ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ ПРОМЕЖУТОЧНОЙ ЗОНЫ

В разделе о геологическом положении интрузий было показано, что гранитоиды изолированных горстообразных поднятий, известные под названием «сахрайские граниты», «даховские граниты», и относимые нами к той же группе гранитоиды хр. Челепсы, имеют одинаковые возрастные пределы. Они моложе кристаллических сланцев и гнейсов каледонского интрузивного цикла (уруштенский), но древнее нижнепермских конгломератов.

Литературные данные и личное петрографическое изучение гранитоидов этих трех массивов убеждают нас в наличии общепетрографического сходства между ними.

1. Гранитоиды хребта Челепсы

Изучение массива гранитоидов хр. Челепсы в части его, прилегающей к р. Уруштену, показывает, что гранитоиды этого массива представлены в основном двумя петрографическими и, повидимому, не синхронными разновидностями.

1. Гранодиориты. Они слагают массив на всей его площади и на всем протяжении разреза от уреза р. Уруштена до высоты 400—500 м над ее уровнем, где обычно трансгрессивно перекрыты верхнепалеозойскими или нижнеюрскими отложениями.

2. Аляскиты лейкократовые наблюдаются в виде жилкоподобных тел в верхних частях массива.

Гранодиориты. Среди гранодиоритов наблюдаются две разновидности:

1) гранодиориты «палеотипные» существенно плагиоклазового состава с темноцветными — биотитом и амфиболом, нацело измененными и замещенными вторичными минералами;

2) гранодиориты другого состава, с появлением в интерстициях по жилкам калиевого полевого шпата и образованием свежего амфибола и коричневого биотита.

Главная масса пород массива, обрезанного сбросами, представлена гранодиоритами. Все детальные разрезы показывают, что переход «палеотипных» гранодиоритов в гранодиориты свежего облика является постепенным и распространение этих разновидностей неравномерным в пределах массива. Появление гранодиоритов свежего облика приурочено главным образом к верхним частям массива.

1) «П а л е о т и п н ы е» гранодиориты. По внешнему виду это крупнозернистые, равномернозернистые породы серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая. Они обычно значительно катаклазированы. По зонам дробления часто заметно проникновение калиевого полевого шпата.

Наиболее свежие, слабо катаклазированные гранодиориты встречаются в центральной части массива, близ русла р. Уруштена (обр. № 207). Состав их определяется преимущественным развитием относительно идиоморфного полисинтетически сдвойникового плагиоклаза — андезина (36% An), который сильно пелитизирован, серицитизирован и подвергается альбитизации.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т заполняет очень редкие мелкие участки в стыках зерен плагиоклаза, обычно нерешетчатый, резорбирует плагиоклаз.

Кварц слабо катаклазированный, количественно уступает плагиоклазу. Биотит образует крупные изогнутые пластинки, хлоритизирован нацело, с выделением рудных по трещинкам спайности.

Р о г о в а я о б м а н к а, образующая крупные призматические выделения, замещена хлоритом и кальцитом.

Акцессорные: а п а т и т, м а г н е т и т.

Эти гранодиориты содержат ксенолиты диоритовой породы гранитной структуры. Размеры ксенолитов 1,5—2 м в длину и до 1 м в поперечнике. Выдержанной ориентированности в расположении ксенолитов не наблюдается. Состав: п л а г и о к л а з, андезин (40% An) с включениями биотита и округлыми вростками кварца, тонко серицитизирован; к в а р ц — немного в промежутках; темноцветные: хлоритизированные б и о т и т и а м ф и б о л. Акцессорные — апатит, ильменит и магнетит. Характерны вторичные преобразования, отразившиеся на ксенолите больше, чем на вмещающих гранодиоритах:

а) по хлоритизированному амфиболу происходит развитие мелких идиоморфных призмочек свежей густозеленой роговой обманки;

б) по хлоритизированному биотиту развивается свежий коричневый биотит;

в) в породе значительно развиты тонкие прожилки калиевого полевого шпата, секущие Amph, Bt, Pl и образующие тонкие каймы вокруг плагиоклаза.

2) «Г р а н и т и з и р о в а н н ы е» гранодиориты. Гранитоиды хр. Челепсы дают новый пример перерождения существенно плагиоклазовых гранодиоритов первой фазы формирования интрузии в породы, сохраняющие при-

мерно тот же внешний облик, но приобретающие более гранитный состав и большую свежесть. В ряде образцов удается заметить разные масштабы этого перерождения, причем нет никаких оснований думать, что гранодиориты более свежего облика являются самостоятельным интрузивным образованием. Процесс сводится:

1) к альбитизации плагиоклаза — наблюдаются случаи различной ориентировки центральной андезиновой части и краевых олигоклазовых кайм (обр. № 226 и др.);

2) к образованию калиевого полевого шпата по жилкам и в интерстициях обычно перед этим катаклазированной породы;

3) к развитию свежего биотита;

4) к развитию густо окрашенного амфибола с цветами плеохроизма и другими константами, близкими к константам специфических амфиболов комплекса малых интрузий и некоторых гранитоидов Главного хребта; для них характерны пониженный 2V, густозеленая с синеватым оттенком окраска по Ng и несколько повышенные показатели светопреломления:

$$Ng=1.694, Nm=1.688 \text{ (вычисл.) и } Np=1.676; \frac{Ng + Nm \text{ (вычисл.)} + Np}{3} =$$

$= 1.686$ (для обр. № 243); отклонение светопреломления, вероятно, обусловлено большим относительным содержанием железа в амфиболе гранодиоритов хр. Челепсы. Происходит, повидимому, и привнос кремнекислоты. Изменения химического состава, как следствие процесса «гранитизации», иллюстрируются анализами образцов № 207 и 243 (см. табл. 33).

А л ь с к и т ы. В верхних частях массива среди гранодиоритов наблюдаются крупные выходы мелкозернистых, до среднезернистых, лейкократовых гранитоидов со скрытыми контактами между ними и гранодиоритами. Резкие отличия химического и минералогического состава заставляют рассматривать аляскитовые граниты как самостоятельное интрузивное образование. Для них характерно большое развитие микроклина, кварца, кислого плагиоклаза. Они являются более свежими. Химический состав аляскита № 255 дан в табл. 33. Только в этих породах появляется мусковит, крайне редкий для массива в целом. В связи с аляскитовой фазой формирования интрузии наблюдается значительное образование в верхних ее частях пегматоидных жил и неправильных масс, примерно того же состава. Для массива в целом все же характерно отсутствие типичных пегматитов и аплитовых жил.

3. Г и д р о т е р м а л ь н ы е п р о и з в о д н ы е. В верхних частях массива в измененных гранодиоритах наблюдались баритовые и кварцевые прожилки с сульфидами меди, не проникающие в трансгрессивно налегающие нижнеюрские отложения. Вполне вероятно генетическая связь этой минерализации с последними порциями магмы аляскитового состава.

Изложенный материал позволяет думать, что образование массива гранитоидов хр. Челепсы произошло в несколько фаз.

I фаза — гранодиоритовая, происходила, вероятно, с образованием диоритовой оторочки. Горстообразное положение массива не позволяет видеть его боковых контактов с субстратом, но некоторым указанием на образование диоритов краевой оторочки является присутствие их ксенолитов.

II фаза — «гранитизация», повидимому, консолидированных и подвергшихся катаклазу первоначальных гранодиоритов. Она происходила путем проникновения в гранодиориты подвижных компонентов, связанных, возможно, с аляскитовой магмой III фазы. III фаза — аляскитовые граниты, с жильной серией в небольших масштабах и не в типичных формах.

Оптические константы гранитоидов Промежуточной зоны

Номера образ- цов	Порода массива	Амфибол				Калиевый поле- вой шпат				Примечание	
		-2V (гра- дусы)	Плеохроизм			-2V (гра- дусы)	⊥ (001)				
			Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np (градусы)		
243	Гранодиорит гранитизи- рованный хр. Челепсы	63	16	Густой зеленый с синева- тым от- тенком	Густой зеленый с жел- тым от- тенком	Свет- ло- жел- тый	76	80	12	88	Породообра- зующий
243	То же	56	17				76	—	—	—	
255	Аляскит хр. Челепсы	{	—	—	—	—	84	82	12	84	Решетча- тый То же Неясно ре- шетчатый То же Нерешет- чатый
			—	—	—	—	76	87	10	80	
			—	—	—	—	76	—	—	—	
			—	—	—	—	76	88	14	75	
По Е. Н. Дья- коновой	Гранодиорит Даховской интрузии	69	15	—	—	—	88	83	11	81.5	Размазан- ная ре- шетка
	Розовые гра- ниты	—	—	—	—	—	80	77	13	89	Решетча- тый мик- роклин

Таблица 32

Количественно-минералогические подсчеты состава гранитоидов Промежуточной зоны

Минералы	Породы и номера образцов					
	Гранодиориты хребта Челепсы			Гранодиориты Даховского массива (по Е. Н. Дьяконовой)	Аляскиты Даховского массива (розовый гранит Е. Н. Дьяконовой)	Гранит сахарский (по Е. Н. Дьяконовой)
	№ 207	№ 210	№ 224			
Кварц	26.4	20.3	35.0	17.46	31.62	42.17
Плаггиоклаз	59.7	57.2	45.0	47.22	33.10	28.98
Калиевый полевой шпат	0.6	2.2	9.5	21.32	34.65	24.07
Биотит	8.6	13.3	10.0	5.50	—	3.18
Амфибол	4.0	3.0	—	—	—	—
Прочие	0.7	4.0	0.5	8.50	0.63	4.60
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.00	100.00	100.00
Ап в плаггиоклазе, %	36	15	15	30	4	25
Ап в породе, %	21.5	9	8	14.1	1.3	6.6
Ав в породе, %	38.2	48	37	33.1	31.8	22.4

Химический состав гранитоидов Промежуточной зоны

Компоненты	Массив Челепсы						Даховский массив				Сахрайский массив			
	№ 207		№ 243		№ 255		№ 7		№ 5		№ 34		№ 40	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	62.62	1.042	65.62	1.092	76.38	1.272	64.58	1.078	74.48	1.240	60.72	1.011	70.83	1.179
TiO ₂	0.56	0.007	0.30	0.003	Следы	—	0.52	0.006	0.09	0.001	0.62	0.008	0.29	0.004
Al ₂ O ₃	18.63	0.182	14.93	0.147	12.95	0.126	15.64	0.154	12.85	0.126	15.57	0.153	14.57	0.144
Fe ₂ O ₃	1.15	0.007	1.88	0.012	0.58	0.004	1.39	0.008	1.40	0.009	1.71	0.011	1.54	0.009
FeO	3.07	0.043	3.27	0.045	0.53	0.007	3.64	0.050	0.47	0.006	3.40	0.048	0.82	0.011
MnO	0.06	—	0.08	—	0.02	—	0.09	0.001	0.02	—	0.07	0.001	0.03	—
MgO	2.35	0.058	2.26	0.056	0.35	0.008	2.38	0.058	0.13	0.003	3.13	0.079	0.53	0.012
CaO	4.45	0.079	4.04	0.072	0.50	0.009	3.04	0.055	0.56	0.009	2.91	0.052	1.72	0.030
BaO	—	—	Следы	—	—	—	Следы	—	—	—	Следы	—	0.04	—
Na ₂ O	3.82	0.061	3.01	0.049	2.79	0.044	2.17	0.035	3.41	0.055	2.04	0.034	2.65	0.042
K ₂ O	1.98	0.021	2.28	0.024	5.29	0.055	4.75	0.050	5.42	0.057	4.08	0.044	4.51	0.048
P ₂ O ₅	—	—	0.38	—	0.02	—	0.12	0.001	0.09	—	0.12	—	0.12	—
H ₂ O ⁻¹¹⁰	0.27	—	0.24	—	Следы	—	0.41	—	0.34	—	1.16	—	0.90	—
H ₂ O ⁺¹¹⁰	1.79	—	1.68	—	0.74	—	1.39	—	0.49	—	4.12	—	1.35	—
Сумма	100.75	—	99.97	—	100.15	—	100.12	—	99.75	—	99.65	—	99.90	—

АНАЛИЗИРОВАННЫЕ ОБРАЗЦЫ

№ 207 — гранодиорит палеотипный хребта Челепсы. Коллекция Г. Д. Афанасьева. Аналитик О. П. Острогорская. Инст. геол. наук АН СССР.

№ 243 — гранодиорит-биотит-амфиболовый (гранитизированный). Оттуда же. Аналитик О. П. Острогорская. Инст. геол. наук АН СССР.

№ 255 — аляскит хребта Челепсы. Аналитик О. П. Острогорская. Инст. геол. наук АН СССР.

№ 7 — Амф-Вт-гранодиорит Даховского массива. Анализ заимствован из работы Е. Н. Дьяконовой (1941).

№ 5 — розово-красный аляскитовый гранит Даховского массива. Анализ заимствован из работы Е. Н. Дьяконовой (1941).

№ 34 — гранодиорит р. Мамрюк (Сахрайский массив). Анализ заимствован из работы Е. Н. Дьяконовой (1941).

№ 40 — гранит р. Сахрай. Анализ заимствован из работы Е. Н. Дьяконовой (1941).

Основные химические характеристики гранитоидов Промежуточной зоны
(По А. Н. Заварицкому)

Номера образцов		Основные химические характеристики													Примечания
		a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$	
207	Гранодиорит хр. Челепсы	11.9	5.6	7.1	75.4	4.2	57	58	—	74	1.3	0.6	+21.12	2	«Палеотипный»
243	Гранитизированный гранодиорит хр. Челепсы	10.1	4.9	9.00	76.00	3.1	53.4	43.5	—	67.1	18.4	0.3	+ 26.7	2.0	
255	Аляскит хр. Челепсы	12.8	0.5	3.9	82.8	59.0	28.0	13.0	—	44.4	13.3	—	+ 35.3	22.0	—
7	Гранодиорит Даховского массива . .	11.7	3.7	10.5	74.1	18.1	44.2	37.7	—	41.1	10.3	0.5	+ 21.2	3.1	По анализам, помещенным в работе Е. Н. Дьяконовой
5	Аляскит Даховского массива	14.7	0.6	2.4	82.3	27.4	64.5	8.1	—	49.1	48.6	—	+ 33.9	24.6	
34	Гранодиорит Сахрая	10.9	3.4	13.9	71.8	25.0	35.5	39.5	—	43.7	35.5	0.7	+ 18.3	3.1	
40	Гранит Сахрая . . .	12.1	2.1	5.9	79.9	53.9	32.7	13.4	—	46.6	20.2	0.3	33.9	6.0	

2. Даховская интрузия

Гранитоиды Даховского массива хорошо вскрыты в ущелье р. Белой. Изучение разреза показывает, что формирование Даховского массива, аналогично формированию массива хр. Челепсы, также происходило в две главные фазы: гранодиоритовую и аляскитовую.

Описание фактического материала я не привожу, так как он очень сходен с материалами по хр. Челепсы, приведенными выше. Отмечу только некоторые характерные особенности даховских гранитоидов.

Гранодиорит Даховского массива имеет нормальный интрузивный контакт с амфиболитами уруштенского комплекса (в северной периферии массива). В силу этого северная краевая зона гранодиоритов Даховского массива представлена отчетливо гнейсовидными (унаследованная полосчатость амфиболитов) амфибол-биотитовыми меланократовыми гранодиоритами и кварцевыми диоритами. К центральному частям гранодиориты принимают массивный облик типичных темных, с белыми полевыми шпатами, или красноватых гранитных пород.

Гранодиориты интродуцируются обильными жилами и мелкими телами розово-красных аляскитовых гранитов. Характеристика вещественного состава разновидностей пород Даховской и Челепсинской интрузии отражена в табл. 31—34.

Приводимый материал позволяет усматривать полное сходство вещественного состава, однотипность слагающих минералов и соответствие геологического положения гранитоидных массивов хр. Челепсы, Даховской интрузии и Шибабинской или Сахрайской. Последняя за отсутствием места здесь не описывается. После сравнительного изучения гранитов Сахрая, становится ясной однотипность Сахрайской интрузии и вероятная ее одновозрастность с гранитоидами Даховского массива и хр. Челепсы.

Помимо общего направления эволюции глубинной магмы — от гранодиоритов до аляскитов, рассматриваемые интрузии характеризуются и другими чертами сходства. Для них характерно отсутствие четко выраженной пегматитовой фазы, наоборот, с ними часто связаны гидротермальные жилы — карбонатные, кварцевые и баритовые (Даховский массив), а также жилы с признаками полиметаллического оруденения.

Особенности структуры и вещественного состава пород, геологического положения и анатомии массивов не позволяют относить их к гипабиссальным образованиям. Вероятнее всего, — что это интрузии гранодиоритовой магмы средних глубин, с более постоянными условиями охлаждения и кристаллизации, чем для малых интрузий этой области.

Глава V

ОБЩИЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

В предлагаемой работе произведено расчленение древних интрузивных пород Западного Кавказа на естественные их ассоциации, связанные «кровным» родством.

В настоящей, заключительной, части работы дается обобщение основных результатов изучения древних гранитоидов с точки зрения их геологии и некоторых моментов петрогенезиса интрузий различного возраста и различной фациальной принадлежности.

1. ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ИНТРУЗИЙ ДРЕВНИХ ГРАНИТОИДОВ

1. Расчленение изверженных пород на интрузивные комплексы

Нашими исследованиями обосновано расчленение домезозойских интрузивных пород на четыре естественные ассоциации, развитые в определенной структурно-геологической обстановке.

1. Уруштенский интрузивный комплекс. Он представлен ассоциацией следующих магматических пород:

- 1) ультраосновные породы: змеевики, пироксениты и др.;
- 2) амфиболиты (метаморфизованные габбро) (?);
- 3) гранодиоритовые гнейсы (тоналиты);
- 4) натровые (альбитизированные) граниты;
- 5) натровые аляскиты.

С кислыми интрузиями уруштенского комплекса связаны обильные проявления жильной серии аплитов и пегматитов и образование гнейсовидных пород метасоматического генезиса.

2. Комплекс гранитов Главного хребта. Он представлен ассоциацией следующих магматических пород:

- 1) гранодиориты, микроклиновые граниты батолитовых (?) тел;
- 2) диориты, кварцевые диориты краевых оторочек;
- 3) серые, двуслюдяные граниты, гранодиориты;
- 4) аляскиты калиевые.

В апикальных и краевых частях батолитовых (?) тел, в результате калиевого метасоматоза, за счет диоритов, гранодиоритов и частью вмещающих пород образуются порфириовидные (порфиробластовые) гранодиориты и граниты. С интрузиями серых гранитов и аляскитов связаны обильные проявления аплито-пегматитовой жильной серии.

3. Интрузии горстов Промежуточной зоны. В их составе принимают участие:

- 1) гранодиориты, кварцевые диориты и диориты (?);
- 2) калиевые аляскиты.

Для интрузий этого типа характерно почти полное отсутствие пегматитов и аплитов, но с ними связаны значительно развитые гидротермальные жилы.

4. Комплекс малых интрузий. Он представлен ассоциацией пород колеблющегося состава: 1) монзониты, диориты, 2) сиенито-диориты, 3) гранодиориты, 4) граниты.

Этот комплекс практически не сопровождается пегматитовыми жилами. Аплиты крайне редко ассоциируются с малыми интрузиями. С интрузиями сиенит-диоритов ассоциируются редкие лампрофировые жилы. Гидротермальные проявления в связи с малыми интрузиями развиты неравномерно.

Несколько обособленное и недостаточно ясное положение занимают изверженные породы Перевальной зоны Главного хребта (южная подзона зоны Главного хребта). Здесь развиты две ассоциации пород, явно отличающиеся степенью метаморфизма и по вещественному составу.

Древняя ассоциация: 1) амфиболовые габброиды, реже ультраосновные породы (пироксениты), 2) плагиогранитовые гнейсы (часть «тектонитов»), 3) жильная серия: олигоклазиты, кварцевые жилы.

Эта ассоциация древних гнейсов и амфиболовых габброидов на основании петрографических данных условно рассматривается как аналог уруштенского интрузивного комплекса, но без значительного наложения натриевого метасоматоза.

Молодая ассоциация: 1) серые биотитовые мелкозернистые гранодиориты и кварцевые диориты верховьев Аксаута, перевала Санчар и других участков, 2) жилы микроклиновых гранитов и пегматитов.

Эта ассоциация по имеющимся данным предположительно рассматривается как аналог серых гранитов комплекса Главного хребта.

Приведенное расчленение древних интрузий Северо-Западного Кавказа, конечно, не охватывает многообразия и всех вариаций изверженных пород, зависящих от их фациальной принадлежности и локальных причин (загрязнение магмы материалом субстрата и др.).

2. Геологическое положение интрузивных комплексов и размещение их в структурных зонах Северо-Западного Кавказа

В строении Северного склона Главного хребта В. Н. Робинсоном выделяются следующие структурные зоны: 1) зона Передового высокогорного хребта, 2) промежуточная зона депрессий, 3) зона Главного хребта с Перевальной подзоной.

Произведенное петрографическое изучение разрезов древних метаморфических толщ с прорывающими их интрузиями показывает, что размещение выделенных интрузивных комплексов в пределах Северно-Западного Кавказа является закономерным.

Уруштенский интрузивный комплекс. Главная масса интрузий уруштенского комплекса приурочена к древней антиклинальной структуре Передового хребта и появляется в приподнятых, размытых от покрывающего плаща верхнепалеозойских и мезозойских отложений, участках зоны.

Проявления интрузий уруштенского комплекса входят также в состав субстрата, интродуцированного интрузиями комплекса Главного хребта

в зоне Главного хребта, и, вероятно, обнажаются в Перевальной подзоне Главного хребта.

Комплекс гранитоидов Главного хребта. Батолитовые (?) тела и главная масса последующих интрузий комплекса приурочены к антиклинальной структуре северного склона Главного хребта.

Интрузии Промежуточной зоны образуют блоки в жестких массивах горстообразных поднятий домезозойского субстрата среди отложений мезозоя.

Комплекс малых интрузий образует мелкие тела сложного петрографического состава в ядре или на крыльях антиклинальной структуры Передового хребта, контролируемые разрывами северо-западного простирания, заложенными близ сочленения зоны Передового хребта и Промежуточной зоны депрессий.

3. Возраст интрузивных комплексов

Возраст интрузивных комплексов — это один из наиболее спорных в кавказской геологии вопросов; из-за отсутствия прямых фактов он пока не может быть однозначно решен для значительной части интрузий.

Накопленные к настоящему времени прямые факты и соображения, основанные на петрографо-геологическом анализе интрузивных формаций и вмещающих пород в различных структурных зонах, позволяют думать, что отнесение большинства гранитных интрузий Главного хребта к докембрию не отвечает истинному положению вещей. Представление о докембрийском возрасте гранитов Главного хребта обосновывается косвенными соображениями о различной, но сильной метаморфизованности субстрата интрузий, при наличии в пределах Северного Кавказа слабо метаморфизованных кембрийских пород. Анализ этой предпосылки говорит о ее недостаточности для определения возраста интрузивных масс, так как она не учитывает метаморфизирующей роли самих интрузий и глыбового строения Кавказа. Вместе с тем для Северного Кавказа не известны факты трансгрессивного залегания или иного несогласия между кембрийскими отложениями и подстилающими кристаллическими сланцами и, наоборот, есть указания о постепенном переходе между ними.

Уруштенский комплекс. Интрузии уруштенского комплекса прорывают регионально метаморфизованные породы докембрия и проникают в нижнепалеозойские отложения, нивеллируя различия степени метаморфизма между ними. Гальки сходных пород известны в конгломератах среднего палеозоя. Это позволяет связывать формирование уруштенского комплекса с каледонской эпохой складчатости.

Комплекс Главного хребта. Все магматические породы комплекса структурно представляют нормальные гранитные породы. Полосчатость и огнейсованность заметны лишь в краевых частях, что в большинстве случаев обусловлено сохранением унаследованных текстур ассимилированных пород субстрата. Указанное резко отличает гранитоиды Главного хребта от гнейсо-гранитов и гнейсов уруштенского комплекса. Все магматические разновидности комплекса Главного хребта моложе гранитизированных гнейсов, амфиболитов и ультраосновных пород уруштенского комплекса, которые входят в состав субстрата, интродуцируемого гранитоидами Главного хребта. Все гранитоиды комплекса древнее трансгрессивно перекрывающих их нижнеюрских отложений и, повидимому, древнее нижнепермских конгломератов, так как среди галек последних имеются сходные породы. Аляскитовые граниты комплекса имеют актив-

ные контакты со слабо метаморфизованными осадочными породами, сходными литологически с отложениями нижнего карбона Перевальной части хребта, которые несогласно налегают на нижнепалеозойские и докембрийские толщи зоны Главного хребта.

Сказанное позволяет предположить среднепалеозойский возраст комплекса гранитов Главного хребта.

И н т р у з и и П р о м е ж у т о ч н о й з о н ы . Возраст гранитоидов, слагающих эти интрузии, определяется тем, что они прорывают субстрат, в состав которого входят изверженные и метаморфические породы уруштенского комплекса, а гальки сходных гранитоидов встречаются в отложениях нижней перми. Нижняя юра трансгрессивно перекрывает эти гранитоиды.

К о м п л е к с м а л ы х и н т р у з и й . Интрузии этого комплекса несомненно моложе каледонских интрузий змеевиков и альбитизированных гнейсов-гранитов уруштенского комплекса, а также несомненно древнее трансгрессивно их перекрывающего триаса. Гальки пород, похожих на гранит-порфиры экструзивной фации малых интрузий, известны в конгломератах нижней перми. Сказанным определяется относительно древнейший (повидимому, каледонский) возраст магматических пород уруштенского комплекса и широкий предел возраста — между верхами нижнего палеозоя и, вероятно, отложениями нижней перми — всех остальных интрузивных серий.

Геологическое положение и возраст гранитов Кавказа могут быть уточнены, несмотря на всю трудность этого вопроса. Требуется детальное картирование и всестороннее углубленное изучение интрузий и их производных во всех структурных участках Кавказа, предопределенных его глыбовым строением. Учитывая, что полный сводный разрез осадочных толщ Северного Кавказа представлен отложениями почти всех систем от докембрия до мезозоя, эту задачу при надлежащем подходе следует считать вполне разрешимой. Представляет интерес поставить работы по определению абсолютного возраста различных интрузий с учетом всех геологических условий их проявления и генезиса.

Одновременно не исключается возможность наличия докембрийских интрузивов среди глубоко метаморфизованных пород докембрия зоны Передового хребта.

Нет указаний на наличие интрузий в мезозойских отложениях зоны Передового хребта, Промежуточной зоны и северной подзоны зоны Главного хребта Северо-Западного Кавказа.

II. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРЫ ПОРОД ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Вещественный состав последовательных интрузий, образующих выделенные комплексы, и воздействие интрузий на субстрат естественно различны. Вместе с тем устанавливаются особенности химизма и вытекающей отсюда специфики слагающих минералов, характерные для последовательного ряда пород отдельно взятого комплекса. Некоторые особенности вещественного состава аналогичны и для различных комплексов.

В то же время отдельные интрузии в пределах единой ассоциации, или сходные по составу интрузии разных ассоциаций, образуются минералами, отличающимися своими свойствами в зависимости от фацальной принадлежности к той или иной интрузии.

1. Структуры и текстуры пород различных комплексов

Для гранитоидных пород уруштенского комплекса типичны гнейсовидные текстуры. Структуры пород обычно гранобластические, причем для метасоматически альбитизированных гранито-гнейсов характерно развитие свежего прозрачного, без полисинтетического двойникования альбита — альбит-алигоклаза. Альбитовый плагиоклаз часто образует порфировластовые структуры пород. Во всех породах комплекса кварц явственно торцовой структуры, часто с зубчатыми контурами зерен.

Гранитоидные породы остальных комплексов обладают гипидиоморфнозернистой или монцонитовой структурой, или переходной между ними.

Как уже указывалось, гранитоиды приобретают гнейсовидность в краевых зонах интрузий при унаследовании текстур замещенных пород субстрата. Во всех без исключения комплексах встречаются зоны милонитизации, сопровождающие глыбовые перемещения древнего кристаллического основания. Они обуславливают катакластические структуры гранитоидов.

2. Сопоставление некоторых породообразующих минералов

Качественный и количественный состав пород последовательных интрузий разных комплексов, подробно разобранный в соответствующих разделах, позволяет наметить следующие основные особенности минералогического состава гранитоидов отдельных комплексов.

Полевощпатовая часть. В гранитоидах уруштенского комплекса полевые шпаты, в силу широкого проявления процессов натриевого метасоматоза, замещены альбитом — альбит-олигоклазом. Только в тоналитовых породах сохраняются реликты пелитизированного олигоклаза и в наиболее кислых породах комплекса — аляскитах — реликты калиевого полевого шпата — микроклина. При взаимодействии альбитизирующих растворов с основными породами комплекса образуются свежие прозрачные плагиоклазы андезинового состава. В гранитоидах остальных трех комплексов плагиоклазовая составная часть образуется в соответствии с составом внедрявшихся и кристаллизовавшихся при разных геологических и термодинамических условиях магм последовательных интрузий. Зональные плагиоклазы, с изменением состава от андезина до альбит-олигоклаза, появляются преимущественно в краевых зонах интрузий, особенно комплекса малых интрузий, с гипабиссальными условиями формирования массивов. Состав плагиоклаза последовательно формирующихся интрузий отдельных комплексов, как обычно, меняется в направлении убавления анортитовой частицы. Вместе с тем количественно-минералогические подсчеты дают указание на то, что в породах последовательно меняющегося общего состава уменьшение содержания анортитовой частицы (пересчитанной на всю породу) сопровождается постоянством содержания альбитовой частицы. В гранитоидах уруштенского комплекса содержание альбитовой частицы колеблется около 60%, в гранитоидах всех остальных комплексов — около 32%.

Калиевый полевой шпат. Систематическое изучение калиевого полевого шпата в различных интрузиях разных комплексов во многом поможет решить более определенно некоторые вопросы фациальности интрузий и генезиса отдельных петрографических разностей. Настоящая стадия изученности позволяет отметить следующее.

В породах уруштенского комплекса калиевый полевой шпат, представленный решетчатым микроклином, вследствие большой роли натриевого

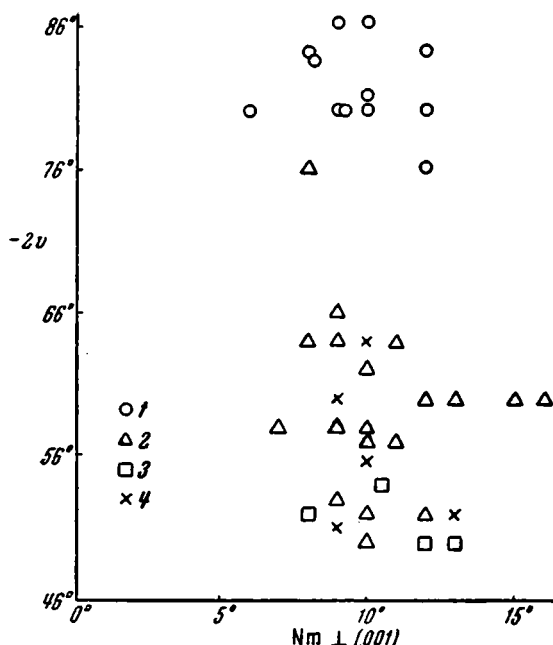
метасоматоза сохранился лишь частично в кислых членах комплекса. В породах комплекса Главного хребта, в противоположность поведению анортитовой частицы, содержание калиевого полевого шпата последовательно и быстро возрастает от гранодиоритов к аляскитам и их аплитам.

Большой интерес представляет явление микроклинизации уже консолидированных гранодиоритов и диоритов, с метасоматическим преобразованием этих пород в крупнопорфировидные микроклиновые гранодиориты и граниты. Этот процесс позднего образования порфиробласт микроклина

приурочен к краевым зонам куполовидных воздыманий батолитовых интрузий гранодиоритовой магмы.

В интрузиях серых гранитов, характеризующихся монцонитовой структурой изональностью плагиоклаза, калиевый полевой шпат, по оптическим свойствам, сходен с анортоклазами, что особенно заметно в жильных апофизах и краевых зонах интрузий. Анортоклаз появляется в отторженцах основных пород, гибридизируемых серыми гранитами, без переплавления отторженцев.

В малых интрузиях калиевый полевой шпат представлен анортоклазом, с наиболее четким проявлением его свойств в монцонитах краевой оторочки. В гранодиоритах малых интрузий глубокого денудационного среза калиевый полевой шпат



Фиг. 22. К-Na-полевые шпаты в породах различных комплексов:

1 — микроклиновые граниты комплекса Главного хребта; 2 — серые двуслюдяные граниты комплекса Главного хребта; 3 — малые интрузии (монцониты, гранодиориты); 4 — в габброидах и амфиболитах, измененных серыми гранитами.

представлен разновидностью с колеблющимися оптическими свойствами, но приближающими его к микроклину.

В гранитоидах Промежуточной зоны калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином с колеблющимися оптическими константами. Приуроченность калиевых полевых шпатов, обладающих различными оптическими свойствами, к различным интрузивным комплексам иллюстрируется диаграммой фиг. 22.

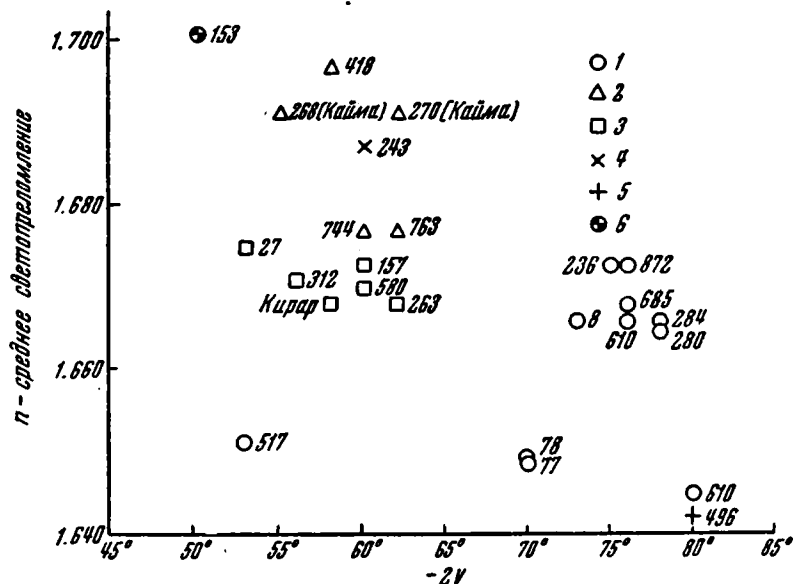
Темноцветные минералы. Распространение темноцветных минералов и их оптические свойства в гранитоидах разных комплексов зависят от многих факторов.

Амфиболы. В породах уруштенского комплекса и приконтактовых сланцах нижнего палеозоя зоны Передового хребта первичная роговая обманка, вследствие глубокого перерождения пород под влиянием натрового метасоматоза, за редкими исключениями не сохранилась. Роговые обманки в породах уруштенского комплекса представлены специфическим амфиболом голубовато-зеленой окраски, с примесью,

повидимому, глаукофановой частицы. Образование специфического для уруштенского комплекса амфибола происходит при перекристаллизации пород, содержащих магнезиально-железистые минералы с участием преимущественно натрия в подвижных компонентах.

Об этом говорит одновременное развитие порфириобласт альбита. В сапидитовых альбитизированных породах амфибол не образуется.

Для гранитоидов других комплексов характерно развитие более железистой роговой обманки, обладающей густозеленым с синеватым оттенком цветом и соответствующей оптикой. На диаграмме (фиг. 23) показаны точки роговых обманок разных комплексов, построенные на сочетании



Фиг. 23. Характеристика породообразующих амфиболов из различных интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа:

1 — амфиболы из пород уруштенского комплекса; 2 — амфиболы из пород, связанных с серыми гранитами комплекса Главного хребта; 3 — амфиболы из пород малых интрузий; 4 — амфиболы из пород интрузий Промежуточной зоны (Челепы); 5 — амфиболы из пород в кровле микроклиновых гранитов комплекса Главного хребта; 6 — амфиболы из аляскита, контаминированного до диорита.

2V и величины среднего показателя светопреломления. Точки группируются в связи с принадлежностью амфибола к определенному комплексу.

Роговая обманка с аналогичными свойствами и, вероятно, близкого состава образуется в контаминированных и гибридных породах комплекса малых интрузий и в амфиболитах субстрата гибридизированных интрузий серых гранитов комплекса Главного хребта.

Воздействие аляскитовых гранитов или микроклинизирующих агентов приводит к актинолитизации, хлоритизации и карбонатизации амфибола. Оптические особенности амфибола из пород малых интрузий Северо-Западного Кавказа сходны с данными для амфиболов неинтрузий горы Кириар (Фаворская, 1946). Поэтому на общей диаграмме химических составов пород Западного Кавказа (по А. Н. Заварицкому) сопоставлены анализы Кириарской роговой обманки и роговой обманки пород уруштенского комплекса — более натровой и более магнезиальной.

Биотит. В породах уруштенского комплекса первичный биотит нацело изменен и замещен хлоритом. В связи с явлениями общей перекри-

сталлизации пород комплекса, в них образуется и свежий желтовато-зеленый Bt, отличающийся от коричневого биотита других комплексов.

Биотит в породах комплекса Главного хребта испытывает сложные превращения, подвергаясь хлоритизации и образуя новые генерации в связи с наложением воздействия последующих интрузий комплекса. В частности, интрузии гранодиоритов содержат биотит двух генераций: биотит первой генерации — измененный и хлоритизированный — содержит включения, вокруг которых сохранившиеся в редких случаях плеохроичные ореолы имеют $r = 0.023—0.030$ мм; биотит второй генерации — свежие «коричневые пластинки», для которых r плеохроичных ореолов не превышает 0.015 мм. В аляскитах биотит автометаморфически изменен в хлорит без выделения продуктов диссоциации по спайности. Изредка наблюдаемые ореолы не превышают ширины 0.012 мм.

В плагиогранитах хр. Челепсы включения в палеотипном биотите не имеют плеохроичных ореолов. В разновидностях со свежим биотитом плеохроичные ореолы не превышают 0.015 мм.

Большое количество измерений ореолов (около 200) дало совпадающие результаты с другими данными, в части различия последовательности интрузий, при учете возможного существования биотита нескольких генераций.

М у с к о в и т. Вопрос о появлении мусковита в интрузиях гранитоидов разных комплексов не разбирается полностью в настоящей работе. Все же отметим следующие факты:

1) мусковит распространен в кислых породах и перекристаллизованных сланцах уруштенского интрузивного комплекса и в интрузиях серых гранитов и аляскитов комплекса Главного хребта;

2) граниты и гранодиориты малых интрузий и Промежуточной зоны практически не содержат мусковита.

Состав мусковита из пород уруштенского комплекса отличается от состава мусковита пород комплекса Главного хребта, как это можно видеть из неполных данных табл. 35.

Т а б л и ц а 35

Содержание щелочей и BaO в мусковитах из пород разных комплексов

Образцы слюды		Данные химического анализа, %		
		K ₂ O	Na ₂ O	BaO
Уруштенский комплекс	№ 527 пегматит	6.25	0.59	0.15
	№ 538 пегматит	8.57	1.05	1.00
	№ 526 пегматит	8.38	1.92	Не опред.
Комплекс Главного хребта	№ 84 из мусковитового пегматита (серые граниты)	9.20	1.56	—
	№ 188 то же	8.67	1.16	Не обнаружено

Химические анализы произведены: № 84 и 526 — Н. Х. Айдиньян, № 188 и 538 — Т. Л. Покровской.

Данные табл. 35 указывают на геохимические особенности состава мусковита, находящиеся в зависимости от его происхождения в определенной интрузивной формации. Обращает на себя внимание постоянное присутствие и иногда относительно большое содержание бария в мусковите

пегматитов уруштенского комплекса, при отсутствии его, по данным количественного химического анализа, в мусковите пегматитов, связанных с двуслюдяными серыми гранитами комплекса Главного хребта. Характерно для всех анализированных мусковитов уруштенского комплекса установленное спектроскопически присутствие в их составе небольших примесей таких элементов, как Pb, Cu, Co, Ni, Cr и др., при отсутствии их в мусковите пегматита комплекса Главного хребта. В то же время Sn улавливается в пегматитах комплекса Главного хребта и не отмечен в составе мусковита пород уруштенского комплекса. Имеющийся материал, конечно, недостаточен, но все же постоянное присутствие таких элементов, как Ba, Sr, Pb, Cu, Co, Ni, Cr и др. в мусковитах уруштенского комплекса, можно рассматривать как геохимическую особенность этой серии пород, включающей такие полярные по составу члены, как ультраосновные породы и ультракислые натровые аплиты.

А п а т и т со слабо окрашенным и слегка плеохроирующим ядром встречен как новообразование исключительно в ксенолитах диоритов среди гранодиоритов батолитовых тел, подвергшихся воздействию последующих интрузий серых гранитов и аляскитов.

В т о р и ч е ы е (э п и м а г м а т и ч е с к и е) м и н е р а л ы. Отмечается обилие пренита, эпидота, кальцита и хлорита в породах малых интрузий. Аляскиты комплекса Главного хребта обогащены карбонатами, часто с примесью марганца и железа.

И з м е н е н и я в м е щ а ю щ и х п о р о д. При сопоставлении всех материалов бросаются в глаза различия между типом проникновения производных магмы во вмещающие породы и характером изменения вмещающих пород, происходящие в связи с отдельными интрузиями единого комплекса или характерные для комплекса в целом.

С последней точки зрения интрузии комплекса Главного хребта и уруштенского комплекса одинаковым способом воздействуют на вмещающие породы. С ними, помимо ассимиляции боковых пород, связана интенсивная мигматитизация, послонные инъекции и подчас полная гранитизация вмещающих сланцев.

В то же время воздействие малых интрузий сопровождается ассимиляцией вмещающих пород, но не приводит к образованию мигматитов. Непосредственно контактные изменения вмещающих пород с различными интрузиями лучше изучены для комплекса Главного хребта.

Здесь характерны изменения гранодиоритов до диорита в краевой оторочке батолитовых тел при ассимиляции амфиболитов субстрата. Интрузии серых двуслюдяных гранитов активно воздействуют на вмещающие породы с образованием таких минералов, как андалузит, силлиманит, турмалин, биотит и другие минералы. Интрузии аляскитов в контакте с известняками эндоморфно изменяются до габбро-диоритов с образованием на контакте марганцевого геденбергита. В контактах со сланцами аляскиты, богатые летучими компонентами, производят мусковитизацию, хлоритизацию и карбонатизацию вмещающих пород, как бы «понижая» их степень метаморфизма.

3. Некоторые черты химизма интрузивных комплексов

Расчленение изверженных пород Северо-Западного Кавказа на последовательные интрузии, сопровождающие породы метасоматического генезиса и образующие обособленные комплексы, позволяет наметить некоторые особенности химизма формирующихся в различной геологической обстановке ассоциаций пород.

Особенности химизма интрузивных комплексов видны на диаграмме, построенной по методу А. Н. Заварицкого, которая дает возможность прийти к нижеследующим выводам.

Уруштенский интрузивный комплекс

Наиболее характерными чертами химизма ранних интрузивных образований комплекса — ультраосновных пород — является богатство магнетизом, недосыщенность SiO_2 и практическое отсутствие щелочей, глинозема, извести. Вместе с тем в змеевиках наблюдаются жилы, состоящие существенно из гроссуляра с примесью пироксена, которые, возможно, говорят о следующей стадии эволюции основной магмы, уже обогащенной Al_2O_3 и известью. Анализ породы такой жилы (обр. № 317 из Даховского массива по р. Белой), произведенный в лаборатории Инст. геол. наук АН СССР, О. П. Острогорской, показал следующий состав (в %):

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	П. п. п.	Сумма
33.39	24.33	0.31	0.52	6.08	29.82	5.60	100.05

Это тем более интересно, что жилы подобного состава встречены только в змеевиках. Здесь, вероятно, наблюдается явление «полярности» между магматической породой и ее производными, отмеченное В. Н. Лодочниковым (1936).

Для амфиболитов, часть которых представляет, вероятно, габброиды следующей стадии уруштенского комплекса, характерно богатство известью общей и, в частности, не входящей в состав алюмосиликатов. Соотношение щелочей указывает на их явно натриевый тип, что, быть может, связано с внедрением последующих кислых натровых интрузий. Гранодиориты имеют явно выраженный натриевый характер и становятся пересыщенными глиноземом. В последующих членах — гранитах и аплитах — эта тенденция сохраняется и доходит до максимума в аляскитах и аплитах, которые на 90% являются кварцево-альбитовыми породами.

Гнейсы метасоматического происхождения сохраняют черты химизма подвергавшихся изменению пород и приобретают новые черты, вызванные явлениями натриевого метасоматоза. Они всегда обогащены натрием (абсолютно и по отношению к калию), а в зависимости от состава замещавшейся породы являются или обогащенными Са и не насыщенными Al_2O_3 , или пересыщенными алюминием. Отдельные интрузивные этапы характеризуются в общем постоянным, но небольшим содержанием калия, при падении его содержания до нуля в аплитах.

Если сделанные выше предположения о соответствии последовательных интрузий комплекса гранитов Главного хребта фазам эволюции глубинной магмы отнести и к уруштенскому комплексу, то можно было бы в показанных изменениях химизма последовательных интрузий уруштенского комплекса видеть отражение составов отдельных дифференциатов глубинной магмы, давших серию пород: гипербазиты — габбро-гранодиориты (тоналиты) — граниты — натровые аляскиты — аплиты. Но для таких заключений пока еще недостаточно изучен вещественный состав и взаимоотношения интрузий и вмещающих пород уруштенского комплекса. Поэтому, высказав предположение о возможности такого пути формирования интрузий уруштенского комплекса, сказанным ограничим рассмотрение его химизма.

Комплекс гранитоидов Главного хребта

Геологические факты и петрографическое изучение пород, составляющих комплекс Главного хребта, показывают, что основные породы — диориты и габбро-диориты — не являются магматическими дифференциатами глубоинной магмы, создавшей интрузивный комплекс Главного хребта. Основные породы или образуются как продукты кристаллизации гранодиоритовой — гранитовой магмы, контаминированной материалом боковых пород, или образуются как гибридные породы за счет амфиболитов субстрата при «гранитизации» их подвижными компонентами гранитной магмы. В силу этого обстоятельства они сохраняют черты химизма, присущие породам субстрата (обогащенные СаО габбро-диориты № 763 за счет амфиболитов уруштенского комплекса субстрата), но приобретают новые черты, вызванные влиянием магматических фаз комплекса Главного хребта. К наиболее характерным чертам такого влияния относятся приобретение гибридизированными породами калиевого типа и временами общее обогащение их щелочами.

Магматические члены комплекса — гранодиориты, серые граниты, аляскиты — пересыщены глиноземом и являются типично калиевыми породами. Содержание калия возрастает от гранодиоритов к аляскитам при почти постоянном содержании натра и падении содержания глинозема и фемических компонентов. Эти изменения химизма интрузивных пород отвечают, вероятно, характеру эволюции глубоинной магмы, создавшей комплекс Главного хребта в несколько фаз.

Гранодиориты метасоматического генезиса, образованные за счет диоритов или вмещающих сланцев, имеют черты различия, указывающие на роль состава исходных пород, подвергавшихся микроклинизации.

Комплекс малых интрузий

Здесь наблюдается картина, в общем сходная с картиной химизма гранитоидов Главного хребта. Гибридные и контаминированные породы, вследствие малого объема интрузий, на современном горизонте денудации сохраняют черты химизма вмещающих пород (породы уруштенского комплекса) — общее богатство кальцием, в том числе не связанным в алюмосиликатах, и меньше магнием. Вследствие привноса калия натровые породы приобретают калинатровый, промежуточный характер. Монцониты, гранодиориты и граниты, тоже в известной мере контаминированные, отличаются от гранитов Главного хребта меньшей пересыщенностью глиноземом, но являются в общем калиевыми породами. Для сиенито-диоритов характерно богатство щелочными алюмосиликатами, особенное богатство общей известью как полевошпатовой, так и свободной. Они не насыщены глиноземом и кремнеземом, что предположительно объяснялось их гибридностью за счет вплавления материала основных, ультраосновных или карбонатных пород.

Гранитоиды Промежуточной зоны

Гранодиоритовые члены этой серии пород отличаются от пород примерно аналогичной кислотности других интрузивных комплексов значительно меньшей насыщенностью глиноземом, но имеют явно калиевый тип. Аляскиты этих интрузий (Челепсы и Даховская) химически почти тождественны с соответствующими породами комплекса Главного хребта.

Имеющиеся единичные анализы (литературные данные) позволяют предполагать, что химизм диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов мелких интрузивных тел этой подзоны в значительной мере обусловлен контаминированностью гранитной магмы типа серых гранитов комплекса Главного хребта материалом субстрата (амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы).

На общей диаграмме химического состава нанесены также данные анализов типичных гранитоидов Дарьяльского ущелья и р. Малки.

Сопоставление гранитоидов из более восточной части Кавказа с гранитоидами разных комплексов Западного Кавказа показывает их заметное различие. Гранодиориты Дарьяла и Малки значительно меньше насыщены глиноземом, а часто и недосыщены им (граниты Дарьяла), являясь более натриевыми, чем гранодиориты Главного хребта и малых интрузий Западного Кавказа. Аляскиты Малки отличаются ненасыщенностью глиноземом и более натровым характером от тождественных между собой аляскитов комплекса Главного хребта и интрузий Промежуточной зоны.

Наблюдаемые отличия гранитоидов Северо-Западного Кавказа от гранитоидов более восточных областей требуют для своего объяснения особого изучения и сопоставления всего материала по геологии и петрографии гранитов Центрального Кавказа.

Заканчивая обзор химизма пород, слагающих интрузивные комплексы Северо-Западного Кавказа, обращаем внимание на следующие обстоятельства:

1. Резко отличными от всех остальных интрузивных комплексов по химизму последовательных интрузий и их воздействию на субстрат, являются интрузии уруштенского комплекса.

2. Химизм гранитоидов малых интрузий и интрузий Промежуточной зоны близок, а в отдельных случаях и тождественен с соответствующими по кислотности последовательными интрузиями комплекса Главного хребта. Наблюдаются отклонения от такого сходства, зависящие в основном от степени контаминированности гранитоидов материалами субстрата.

III. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Об интрузивных циклах, фазах и фациях древних интрузий Северо-Западного Кавказа

Базируясь на признаках «кровного родства», примерно одинаковой степени метаморфизованности, приуроченности отдельных интрузий к общей структурно-геологической постройке, выше было обосновано предположение, что комплекс интрузий Главного хребта отвечает формированию законченного интрузивного цикла. Отдельные интрузивные фазы этого цикла: гранодиориты — граниты — аляскиты отражают подъем в более высокие горизонты дифференциатов глубинной магмы, вследствие возобновляющихся тектонических импульсов.

Вся сложность сопровождающих процессов взаимодействия поднимающихся магм, их подвижных компонентов и жильных отщеплений, с ранее внедрившимися интрузиями и субстратом, в меру возможности была показана на примере комплекса гранитоидов Главного хребта.

Определенные особенности состава, структуры и взаимодействия с вмещающими породами батолитоподобных тел гранодиоритов позволили рассматривать их за абиссальную фацию интрузивных масс.

Разбирая с этих же точек зрения остальные естественные ассоциации изверженных пород, можно с достаточной определенностью выделить, как самостоятельный интрузивный цикл, уруштенский комплекс. В его формировании участвуют последовательные интрузивные фазы: гипербазиты — габбро-тоналиты — граниты — натровые аляскиты и аплиты. С точки зрения фациальной принадлежности весь этот комплекс, метаморфизованный в едином плане, но гораздо сильнее, чем гранитоиды Главного хребта, вероятно, следует считать абиссальными образованиями.

Что же касается комплекса малых интрузий, то эти интрузии, судя по их отличительным особенностям, скорее формировались в гипабиссальных условиях. Последовательность образования их магматических членов создает представление о наличии двух магматических фаз — гранодиоритов и гранитов. Все остальное разнообразие пород обусловлено явлениями гибридации и контаминации этих магм и территориально разобщенности, но родственной «комагматичной магмы сиенит-диоритов».

В формировании интрузивных комплексов Промежуточной зоны достаточно определенно устанавливаются фаза гранодиоритов и фаза аляскитов.

Сопоставление приведенного вызывает вопрос, являются ли комплексы Главного хребта, малых интрузий и Промежуточной зоны интрузивными сериями, отвечающими самостоятельным интрузивным циклам, отделяемым значительными перерывами во времени? Или же они представляют достаточно близкие по времени образования, связанные общностью магматического источника? Или же, наконец, они представляют синхронно близкие, но образовавшиеся в самостоятельных очагах магмы, при интродуцировании достигшие разной удаленности от земной поверхности, в виде масс разного объема?

Имеющиеся факты о геологическом возрасте рассматриваемых комплексов дают указание на одинаковость их возрастных границ в широком диапазоне, что позволяет предполагать известную синхронность их интродуцирования. Одновременно наблюдается большое сходство в общем направлении эволюции гранитоидов сопоставляемых комплексов и их сходство в деталях химического и минералогического состава. Отсюда, казалось бы, можно сделать вывод, что эти комплексы представляют близкие по времени, т. е. относящиеся к единому интрузивному циклу, серии пород, но образовавшиеся в различных геологических условиях, т. е. представляют различные фации магмы, синхронно интродуцировавшейся из общего источника. Не менее вероятным явится предположение о достаточно близком по времени образовании этих интрузий, но из самостоятельных магматических очагов, в силу чего и наблюдаются известные различия в составе интрузивных фаз отдельных комплексов.

На настоящей ступени знания фактов о возрасте отдельных интрузий гранитов Кавказа и о деталях их состава решение этих вопросов не может быть сколько-нибудь достоверно обосновано, — требуется дальнейшее изучение на базе уже известных фактов о фазах формирования и о вещественном составе интродуцированных магм.

Магматизм, метасоматоз и гибридизм

Формирование интрузивных комплексов представляет весьма сложный и, повидимому, геологически длительный процесс. Оно происходит в несколько последовательных интрузивных фаз, отличающихся составом, количеством летучих компонентов и общей активностью магмы. Кроме того, при разной фациальной обстановке значение отдельных факторов может в разной степени меняться. Например, характер отдачи подвижных

компонентов в породы субстрата и вообще их перемещение из глубинных очагов будет, повидимому, происходить по-разному в абиссальных или в гипабиссальных условиях. Все это сильно усложняет вопрос о расшифровке происхождения той или иной породы. Тем не менее наличный материал позволяет считать явления ассимиляции существующими и имеющими серьезное значение для образования промежуточных пород типа диоритов или монцонитов. Ассимиляция отчетливо наблюдается в краевых частях поднимающейся гранодиоритовой или гранитовой магмы. Контаминация гранитной магмы с образованием промежуточных пород диоритового состава, повидимому, может происходить в значительных масштабах и в абиссальных и в гипабиссальных условиях (примеры: батолиты Главного хребта и малые интрузии Передового хребта).

Помимо изверженных пород, кристаллизующихся из расплавленных магм, в абиссальных условиях могут образовываться метасоматическим путем породы, сходные с изверженными, но обязанные своим происхождением процессу гранитизации вмещающих изверженных и осадочных пород подвижными компонентами той или иной фазы интрузивного цикла. Этому способствуют постоянство условий и медленность охлаждения интрузивных масс в абиссальной обстановке (примеры: порфировидные гранитоиды комплекса Главного хребта и альбит-олигоклазовые гнейсы уруштеновского комплекса).

Явления гибридизма, не связанные с образованием гибридных пород из контаминированных магм, а обусловленные проникновением подвижных компонентов в породы субстрата с преобразованием их, без переплавления, в гибридные породы, представляют достаточно распространенные явления и в гипабиссальных, и в абиссальных условиях. Разбор литературы и сравнение кавказских материалов по этому вопросу с описанными в литературе случаями гибридизма (А. Н. Заварицкий и др.) приводились в разделе об итогах изучения гранитов Главного хребта.

В сущности говоря, явления контаминации и гибридизма имеют более универсальное значение. Помимо контаминации магмы на месте ее оформления в породу, она несомненно контаминирована во время поднятия из глубин до места оформления. Поэтому почти любая магматическая порода будет в той или иной мере контаминирована и гибридизирована по сравнению с первичным дифференциатом глубинной магмы.

Явления метасоматизма в глубинных условиях в сущности тоже приводят к образованию гибридных пород, каковыми в таком разрезе могут являться некоторые гранитоидные породы Главного хребта и уруштеновского комплекса (порфировидные микроклиновые граниты Главного хребта и альбитовые гнейсы уруштеновского комплекса).

Резюмируя сказанное, можно вывести заключение, что в процессе формирования сложных интрузивных комплексов имеют место: 1) собственно магматические явления, 2) явления метасоматизма, играющие большую роль в абиссальных условиях, и 3) явления гибридизма с переплавлением ассимилированных пород, или с преобразованием их без переплавления, при воздействии подвижных компонентов магмы на породы субстрата.

О вероятных путях генезиса отдельных пород интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа

В вопросе о генезисе магматических пород необходимо учитывать две стороны: 1) генезис, зарождение магмы, впоследствии интродуцирующей в более высокие горизонты земной коры, 2) генезис тех петрографических разновидностей пород, которые образуются из интродуцировавшей магмы в месте ее кристаллизации при взаимодействии с окружающей средой.

О генезисе гранитоидных магм

Обильные и самые разнообразные представления о генезисе гранитовой магмы были рассмотрены в разделе, посвященном итогам изучения комплекса гранитов Главного хребта. Добавим лишь, что наиболее распространенное представление о принципе кристаллизационной дифференции как главном факторе происхождения всего разнообразия пород из единой базальтовой магмы наталкивается на противоречащие факты. В этом аспекте высказывается Д. С. Белянкин (1947) в своем докладе о современном состоянии учения о магмах и магматических породах.

Конкретный материал по гранитоидам Северо-Западного Кавказа говорит о том, что в пределах Кавказа встречаются изверженные породы гранитоидного состава, образовавшиеся из магм по крайней мере двух типов генезиса.

I тип — граниты Главного хребта представляют последовательные интрузии гранитоидных пород в виде отдельных интрузивных фаз, которые начинаются гранодиоритами батолитового типа, сменяются штоковыми интрузиями гранитов и заканчиваются аляскитами. Основные породы как магматический член этой серии отсутствуют. Наши материалы о составе и взаимоотношениях интрузивных фаз говорят скорее об общем их магматическом источнике. К этому же типу интрузий относятся комплексы гранитоидов малых интрузий и Промежуточной зоны.

II тип — интрузии уруштеновского комплекса. Они представляют последовательные интрузии более древнего, чем I тип, возраста гипербазитов — габбро-амфиболитов (?) — тоналитов-гранитов — натровых аляскитов, также, вероятно, связанных общностью глубинного источника.

Отсюда вытекает, что на конкретном примере Кавказа скорее всего можно присоединиться к точке зрения Ф. Ю. Левинсона-Лессинга о существовании самостоятельной гранитовой, вернее гранодиоритовой магмы. Такое представление подтверждается наличием интрузивных серий, не включающих основные породы как комагматические члены.

В то же время намечается другой ряд пород, который скорее отвечает принципу кристаллизационной дифференциации единой магмы на дифференциаты разного состава от ультраосновных до кислых натриевых пород. Соотношение масс в современном срезе интрузий допускает возможность предположения, что кислые породы и гипербазиты этой серии (уруштеновский комплекс) являются крайними дифференциатами магмы, главная масса которой образовала габброидные и тоналитовые породы. Не занимаясь специально ультраосновными породами, было бы преждевременно высказывать соображения о применимости к кавказским гипербазитам взглядов об ювенильности ультраосновной магмы, а, следовательно, и ювенильности уруштеновского комплекса вообще.

В отношении гранодиоритовой магмы с дифференциатами гранитного и аляскитового состава калиевого типа, более молодых интрузивных комплексов Главного хребта и других, в свете ранее разобранных представлений о генезисе гранитов, наиболее правильным было бы присоединиться к точке зрения об анатектическом, палингенном происхождении глубинной магмы.

О генезисе отдельных групп пород

Разнообразие пород в серии гранодиорит — гранит — аляскит обусловлено многообразием факторов, иногда локальных, взаимодействия внедряющейся магмы с породами субстрата. Последние могут быть представлены осадочно-метаморфической толщей разного литологического состава или изверженными породами более ранних интрузивных фаз. Непосредственное

вплавление и ассимиляция боковых пород приводит к контаминации краевых частей с образованием промежуточных пород диоритового состава в абиссальных условиях формирования гранодиоритовой магмы, и, в частности, монцонитов в гипабиссальных условиях, возможно при несколько другом составе магмы.

Большую роль в образовании пород кажущегося магматического происхождения играют процессы гранитизации, охватывающие широкий круг явлений от микроклинизации апикальных частей куполовидных воздыманий батолитов и мигматитизации вмещающих сланцев в абиссальных условиях до образования гибридных пород путем проникновения флюидов гранитной магмы, в нагретые, но непереплавленные породы — в гипабиссальных условиях.

Поэтому представляется, что все разнообразие изверженных пород, наблюдаемых на Северо-Западном Кавказе, обусловлено сочетанием многих факторов, регулирующих внедрение магматических масс из глубинного источника в вышележащие горизонты земной коры. Некоторые главные факторы, ведущие к появлению разнообразных пород в месте оформления магмы в интрузивные породы, вероятно, таковы:

- 1) состав магмы, в частности, насыщенность ее подвижными компонентами (флюиды);
- 2) вязкость магмы, что до известной степени зависит от содержания летучих компонентов;
- 3) глубина от поверхности горизонта проникновения магмы, что обуславливает соответствующие условия давления и, следовательно, поведение подвижных компонентов;
- 4) петрографический характер пород субстрата, подвергающихся ассимиляции или гибридации подвижными компонентами без переплавления вмещающих пород;
- 5) объем интродуцировавших магматических масс, что обуславливает длительность их охлаждения, кристаллизации, а следовательно, и взаимодействия с внешней средой;
- 6) накладывающееся воздействие последующих интрузивных фаз или связанного с ними притока подвижных компонентов из глубинного источника.

Перечисленные факторы, конечно, не включают многих других процессов, влияющих на ход образования различных пород. В частности, здесь не рассматривалась связь интрузий с тектоническими процессами и т. п. Вопрос в целом настолько сложен, что требует специального к себе внимания и отдельной большой работы.

IV. О МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ДРЕВНИХ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

На территории Северо-Западного Кавказа известны довольно многочисленные рудопроявления, в том числе и нового для Кавказа типа, обнаруженные автором.

На основании наших данных можно заключить, что многие из известных на Северо-Западном Кавказе проявлений минерализации находятся в тесной (генетической) связи с интрузивными комплексами и, в ряде случаев, с отдельными интрузивными фазами выделенных комплексов. При этом интрузии разного возраста, размещенные в различных структурных зонах, характеризуются спецификой вещественного состава рудопроявлений. Генетические типы рудопроявлений обусловлены в значительной мере фацальной принадлежностью интрузий, а также локальными структурами и, вероятно, объемом интрузивных масс.

Обоснование связи оруденения с определенными интрузиями опира-
лось на следующие критерии:

- 1) наличие структурно-территориальной сопряженности оруденения и интрузивных серий;
- 2) близость возраста и степени метаморфизованности интрузивных пород и рудных образований;
- 3) особенности вещественного состава интрузий с возможным проявлением их в рудных образованиях и наоборот;
- 4) условия залегания оруденения разных типов по отношению к материнским интрузиям.

Совокупность таких наблюдений позволила сделать выводы о следующих особенностях размещения и генетических связях рудопроявлений.

1. Непосредственные генетические связи оруденения с определенными интрузивными массами имеют место лишь для интрузий абиссальной фации (вернее, может быть, средних глубин), обстановка формирования которых характеризуется относительной медленностью кристаллизации при постоянных условиях и часто при значительном объеме интрузивных масс. В непосредственной связи с интрузиями такой фации встречаются проявления минерализации контакт-метасоматического, пегматитового и гидротермального типов. При этом контакт-метасоматические процессы идут в непосредственном ореоле активной интрузии, а гидротермальные кварцевые жилы чаще встречаются на значительном удалении. Пегматитовые образования чаще концентрируются вблизи материнской интрузии, реже — в теле самих интрузий.

2. Проявления оруденения, сопряженные с малыми интрузиями (гипабиссальная фация), скорее связаны с ними парагенетически, являясь производными общего магматического источника.

Как последний вывод, вытекающий из наблюдения всего материала по интрузивным комплексам, следует, что не все интрузивные фазы отдельного комплекса сопровождаются полезными ископаемыми. С гранодиоритовой фазой комплекса Главного хребта и с тоналитами уруштеньского комплекса не известно проявлений оруденения ни контакт-метасоматического, ни пневматолито-гидротермального генезиса, что обусловлено, вероятно, бедностью этих фаз летучими компонентами. Наоборот, заключительные интрузивные фазы комплексов (граниты, аляскиты), богатые летучими, несут с собой минерализацию, специфичную для данного комплекса.

Обилие подвижных компонентов может повести на разных стадиях консолидации магмы к их концентрации в особых структурных формах — куполовидных интрузиях с затвердевшей краевой частью. Последующие процессы могут привести к разламыванию жесткой коры и проникновению по этим разломам магматических производных, богатых флюидами и некоторыми компонентами, как присущими самой магме, так и захваченными ею из субстрата.

Этим, вероятно, можно объяснить обилие пегматитов и пегматоидных жил, образующих целые поля в связи с кислыми членами интрузий абиссального типа. Как указывалось выше, малые интрузии гипабиссальной фации обычно бедны пегматито-аплитовой жильной серией, что давно отмечено М. А. Усовым.

Конкретные данные о металлогении Северо-Западного Кавказа рассматриваются мною в особых работах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненная работа подводит итоги известной стадии изучения магматизма Северо-Западного Кавказа на основе данной В. Н. Робинсоном геологической карты этой области. Обильный фактический материал, собранный лично и полученный в результате освоения большой литературы по Кавказу, позволил автору притти к несколько иным представлениям о древнем (домезозойском) магматизме Северо-Западного Кавказа, чем те, которые сложились о кавказских гранитоидах на основании изучения гранитоидов Центрального Кавказа.

Основанием для этого послужила большая сохранность геологических документов на территории Северо-Западного Кавказа. Более благоприятная геологическая обстановка создала возможность более дробного подразделения интрузий в связи с их размещением в структурах Западного Кавказа, их возрастом и фациальной принадлежностью. Глыбовое строение и многообразие накладывающихся процессов, приводивших к преобразованиям вещественного состава древних пород Кавказа, создают чрезвычайно трудную обстановку для выявления и сопоставления типичных особенностей отдельных ассоциаций пород. В то же время глыбовое строение помогает решить вопрос о фациальной принадлежности и выяснить значение других геологических явлений в процессах формирования разнообразных горных пород Кавказа.

Основными задачами автора являлись расчленение домезозойских интрузий гранитоидов Северо-Западного Кавказа на возрастные и генетические группы и выяснение причин разнообразия и сложности взаимоотношений различных гранитоидов.

Отсутствие обоснованного расчленения вело к тому, что весьма сложный доюрский магматизм и сопровождающие его процессы сугубо схематически делились на докембрийский магматизм, давший граниты Главного Кавказского хребта (серые), и на среднепалеозойский магматизм, давший «северные» или «красные» граниты.

Недостаточная изученность интрузий приводила также к другой крайности — появлению мнений о большом количестве разновозрастных интрузий, причем представления о возрасте, составе, условиях формирования и комагматичности с другими массивами для этих интрузий являлись чрезвычайно неопределенными и спорными.

В нашей работе расчленение гранитоидов основано на выделении их в естественные ассоциации пород, связанные «кровным родством». Эти ассоциации размещены в единой структурной обстановке, близки по возрасту, сходны по вещественному составу и структурным признакам, т. е. образуют серии комагматических пород, связанных общностью происхождения.

Такой подход позволил выделить среди древних гранитоидов Северо-Западного Кавказа четыре сложные ассоциации пород, размещенные в особых структурных зонах:

1) уруштенский интрузивный комплекс, слагающий жесткое основание зоны Передового высокогорного хребта;

2) комплекс гранитоидов Главного хребта, слагающий жесткое основание зоны Главного хребта с наличием в субстрате пород уруштенского комплекса;

3) комплекс малых интрузий, приуроченных к линейным разрывам антиклинальной структуры Передового хребта, близ его сочленения с Промежуточной зоной депрессий;

4) комплекс гранитоидов Промежуточной зоны, представляющий горстообразные поднятия древнего кристаллического субстрата среди отложений мезозоя.

Произведенное расчленение позволило выявить несомненное наличие по крайней мере двух разновозрастных комплексов, отвечающих самостоятельным многофазным интрузивным циклам. Более ранний — уруштенский комплекс, отвечающий каледонскому интрузивному циклу, и второй — гранитов Главного хребта, вероятнее варисский.

Сравнительное изучение различных интрузивных комплексов показало большое значение выяснения геологических условий формирования интрузий — их фациальной принадлежности. Выделение гипабиссальной и абиссальной фаций создает предпосылки для постановки вопроса о возможной синхронности отдельных комплексов, представленных разными фациями в различных структурных зонах.

Для понимания геологии, магматизма и металлогении Северо-Западного Кавказа важным является произведенное выделение самостоятельной, более древней чем граниты Главного хребта, ассоциации пород от ультраосновных до кислых натровых аплитов — пород уруштенского комплекса.

В настоящей работе затронуты и некоторые общие вопросы петрографии — о происхождении некоторых изверженных пород, о явлениях гранитизации, ассимиляции, гибридизма и др.

Полное освещение этих вопросов относится уже к следующей стадии познания магматизма Северного Кавказа, которая должна обязательно включать изучение первичных структур магматических масс, с учетом явлений ассимиляции и метасоматоза.

Сопоставление всего фактического материала приводит к убеждению о сложности петрогенетических явлений и разнообразии путей петрогенезиса изверженных пород с главенствующей ролью собственно магматических процессов.

На примере гранитоидных интрузий Северо-Западного Кавказа вырисовывается реальность гранитной магмы, способной к интродуцированию — передвижению в земной коре. Одновременно изученный материал подтверждает крупную роль инъекционно-метасоматических, гранитизирующих процессов. Эти процессы преобразуют породы субстрата, часто без их переплавления, в изверженноподобные породы, причем гранитизирующие флюиды связаны с той же магмой, за счет которой происходит формирование пород комплекса.

Изученный материал позволил выделить в пределах древней складчатой области, каковой является Северо-Западный Кавказ, два типа ассоциаций изверженных пород, включающих гранитные интрузии:

1) ассоциация гипербазиты — габброиды — тоналиты — натровые граниты — натровые аляскиты и аплиты;

2) ассоциация гранодиориты — граниты — аляскиты калиевого типа.

.. Последовательные интрузивные фазы такого состава дают серии разнообразных пород, обусловленные явлениями контаминации, ассимиляции и гибридизма соответствующей магмы.

Вопросы металлогении интрузивных комплексов затронуты в небольшой мере. С большей полнотой это предполагается сделать в отдельной работе.

С целью постановки общих вопросов петрографии на конкретном материале интрузий Северо-Западного Кавказа в работе приведены соображения по некоторым вопросам петрогенезиса.

Будущие исследования несомненно дополнят и, возможно, значительно изменят некоторые положения, выдвинутые в нашей работе.

В заключение считаю необходимым с уважением к памяти П. И. Лебедева отметить его всегда чуткое отношение ко мне лично и к выполняемой мной работе, а также выразить искреннюю благодарность Д. С. Белянкину и Б. М. Куплетскому за товарищеское и в то же время критическое отношение к выполнявшейся работе.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А г а л и н Г. П. Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 4.
- А л е ш к о в А. Н. О соотношениях ультрабазитов и габбровидов. Сб. Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. (1). О древних интрузивных циклах Северо-Западного Кавказа. Доклады Акад. Наук СССР 1946, 54, № 5.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. (2). Рефераты научно-исследовательских работ за 1944 г. Отд. геол.-геогр. наук Акад. Наук СССР, 1946.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Древние гранитоиды Северо-Западного Кавказа. Рефераты научно-исследовательских работ за 1945 год. Отд. геол.-геогр. наук Акад. Наук СССР, 1947, 65—66.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. О строении в минералах пегматитовых и гидротермальных дериватов каледонских интрузий Западного Кавказа. Доклады Акад. Наук СССР, 1948, 62, № 5.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Явления микроклинизации гранодиоритов батолитовых тел Северного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1949, № 3.
- Б а р а н о в И. Я. Гранодиориты верховьев Б. Лабы на Северном Кавказе. Учен. зап. Ростов. гос. ун-в., 1937, № 10.
- Б е л о у с о в В. В. К вопросу о порфировидных структурах гранитов Кара-Тюбе (Средняя Азия). Тр. Узбек. гос. ун-в., 1939, 14.
- Б е л о у с о в В. В. Большой Кавказ. Тр. ЦНИГРИ, 1939, № 126.
- Б е л о у с о в В. В. и Т р о ш и х и н Б. М. Краткий геологический очерк района рек Пшеха и Белой на Северо-Западном Кавказе. Зап. Мин. общ., 1937, 66, № 4.
- Б е л я н к и н Д. С. О Дарьяльском граните. В кн.: Геологические исследования в области Перевальной г. д. через Главный Кавказский хребет. 1914.
- Б е л я н к и н Д. С. (1). Об удельном весе и светопреломлении каликатровых полевых шпатов. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1915, 24.
- Б е л я н к и н Д. С. (2). Опыт петрографической характеристики Бизингии и Балкарии в Центральном Кавказе. В кн.: Сб. научных работ, посвященный Ф. Ю. Левинсон-Лессингу. Пг., 1915.
- Б е л я н к и н Д. С. (1). К исследованию Кавказских гранитов. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1918, 27.
- Б е л я н к и н Д. С. (2). Новейшая Кавказская интрузия в бассейнах рр. Ардона и Уруха. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1918, 27.
- Б е л я н к и н Д. С. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. Изв. Геол. ком., 1924, 48, № 1.
- Б е л я н к и н Д. С. Второе издание диаграммы светопреломления щелочных полевых шпатов. Зап. Мин. общ., 1925, 52.
- Б е л я н к и н Д. С. (1). К интерпретации Ильменского петрографического комплекса. Геол. вестн., 1926, № 1—3.
- Б е л я н к и н Д. С. (2). О научных предрасудках и о железе в полевых шпатах. Геол. вестн., 1926, № 1—3.
- Б е л я н к и н Д. С. Об «анортотлазе» в кавказитах. Изв. Акад. Наук СССР, сер. 6, 1927, 21, № 12—14, 967—996.
- Б е л я н к и н Д. С. К определению понятия и к практике анортотлаза. Изв. Акад. Наук СССР, 1937, № 2.
- Б е л я н к и н Д. С. К вопросу о неointрузиях Центрального Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, 1939, № 2.
- Б е л я н к и н Д. С. К минералогии каликатровых полевых шпатов. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1944, № 5.

- Белянкин Д. С. Анортклазы и их положение в кристаллизационной схеме Боуэна. Сб. Вопросы геологии Сибири, т. 1. 1945.
- Белянкин Д. С. К вопросу о современном состоянии и перспективах учения о магмах и магматических горных породах. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Белянкин Д. С. и Турцев А. А. К изучению гранито-диабазовых контактов на восточном побережье и на островах Онежского озера. Изв. Политехн. инст., 1925, 29.
- Безбородько Н. И. Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском округе Кубанской области. Изв. Донск. политехн. инст., 1913.
- Бессонов И. И. (1). Геолого-петрогр. очерк области верховьев Б. и М. Зеленчуков и Карачая. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавк., сб. 1, Ростов н/Д, 1938.
- Бессонов И. И. (2). Геологическое строение области верховьев р. Б. Лабы (Западный Карачай). Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавк., сб. 2, Ростов н/Д., 1938.
- Бессонов И. И. (3). Некоторые данные по петрографии семейства габбровых пород Западного Карачая (Северного Кавказа). Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавк., сб. 2. Ростов н/Д., 1938.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. Перев. под ред. В. И. Лучицкого. ОНТИ НКТП СССР, 1934.
- Боуэн Н. Л. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении. Сб. Геология рудных месторождений Западных штатов США, гл. III. Перев. Н. И. Влодавца и А. В. Пэка М.-Л., 1937.
- Варданянц Л. А. Материалы по петрографии Сев.-Зап. Кавказа. Тр. Азово-Черномор. упр., 1935.
- Варданянц Л. А. Характеристика неинтрузий Главного хребта Кавказа. Пробл. сов. геол., 1937, № 7.
- Варданянц Л. А. Об эволюции санидинов и анортклазов Центрального Кавказа. Сов. геол., 1938, № 11.
- Волженков А. И. Реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы. Тр. Инст. геол. наук, петр. сер., 1940, вып. 21.
- Вялов О. С. и Никшич И. И. О возрасте Даховской и Шибалинской гранитных интрузий. Вестн. Геол. ком., 1928, 3, № 9—10.
- Герасимов А. П. Кавказская складчатость и вулканизм. Природа, 1922, № 3—5.
- Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 7.
- Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна верхней Малки. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 62.
- Герасимов А. П. Обзор геологического строения Северного склона Главного Кавказского хребта в бассейне рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 123.
- Гинзберг А. С. Офиолиты Альпо-Апеннин и Закавказья. Тр. Геол. музея Акад. Наук СССР, 1930, 7.
- Голубев Н. А. и Соловьев С. П. Геологический очерк Западной Сванетии. Тр. ВСЕГЕИ, 1941, вып. 135.
- Гончарик Н. Ф. Микроскопическое и химическое определение изверженных пород верховьев реки Б. Лабы. Сев.-Кавк. экспед. 1933 г. СОПС и Петр. инст. Акад. Наук, 1936.
- Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида (и дискуссия по этой статье). Гос. геол. изд., 1946. (Econ. Geol., 1940, Suppl. № 2).
- Григорович-Березовский Н. А. и Кирикова-Шибалина Р. В. Геологическое строение юго-восточной части планшета В—З пятиверстной карты Кавказа. Учен. зап. Ростов. гос. унив., 1935, вып. 3.
- Дембо Т. М. К геологии и петрологии гранитов Главного Кавказского хребта и древних метаморфических пород в верховьях р. Кубани. Зап. Мин. общ., 1937, 66, № 4.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. Петрографический очерк района развития красноцветной толщи по среднему течению Б. Лабы и верховьям Урупа на Северном Кавказе. Сев.-Кавк. экспед. 1933 г. СОПС и Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1936.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. Гранитоиды Даховской и Сахрайской интрузий. Учен. зап. Ленингр. гос. унив., 1941, 45, № 8.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936.
- Ефремов Г. М. К вопросу о возрасте некоторых неинтрузий Северо-Западного Кавказа. Мат. Азово-Черномор. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. 3, 1938.
- Ефремов Г. М. О природе каликатрового полевого шпата в палеозойских интрузиях Северного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 3.
- Ефремов Г. М. Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. Сов. геол., 1941, № 2.

- Ефремов Н. Е. К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, геол. сер., 1938, № 1.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-из в Полярном Урале. ОНТИ, 1932.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Тр. ЦНИГРИ, 1937, вып. 96.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд. Акад. Наук СССР, 1941.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. Акад. Наук СССР, 1944.
- Залесский Б. В. и Кузнецов С. С. Абхазо-Сванетская часть Западно-Грузинской геолого-петрографической провинции. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Мат. по геол. и петрогр. ССР Грузии, ч. 2. Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Затоковенко В. А. (1). К вопросу о геологическом возрасте серпентинитов района Б. Лабы (Северный Кавказ). Учен. зап. Ленингр. гос. унив., сер. геол.-почв., 1941, вып. 10.
- Затоковенко В. А. (2). О статье Н. Е. Ефремова «К вопросу о возрасте серпентинитов Кавказского хребта». Сов. геол., 1941, № 2.
- Затоковенко В. А. (3). Петрология интрузивного комплекса района г. Ятыргарты на Северном Кавказе. Тезисы докладов научной сессии Института земной коры, март 1941 г. Изд. Ленингр. гос. унив., 1941.
- Игнатьев Н. А. Геолого-петрографический очерк района р. М. Лабы и ее притоков: Маркопиджа, Уруштен на Северном Кавказе. Сев.-Кавк. экспед. 1933 г. СОПС и Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1936.
- Ингерсон Э. и Мори Дж.— см. Грейтон.
- Ициксон М. И. К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Северный Кавказ). Зап. Мин. общ., 1940, 69, № 2—3.
- Кобилев А. Г. Геолого-петрографический очерк верховьев р. Б. Лабы. Сев.-Кавк. петрогр. экспед. 1933 г. СОПС и Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1936.
- Кобилев А. Г. (1). Амфиболиты р. Б. Лабы (Северный Кавказ). Мат. Азово-Черномор. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. 5. 1938.
- Кобилев А. Г. (2). Палеоинтрузии и неоинтрузии Азово-Черноморья. Мат. Азово-Черномор. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. 3. 1938.
- Кобышева М. М. Материалы по изучению пегматитов Северного Кавказа. Мат. Азово-Черномор. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., сб. 5, 1938.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1940, вып. 12, петр. сер., № 5.
- Коржинский Д. С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях. Сб. акад. Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Кропоткин П. Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1941, вып. 47, геол. сер., № 14.
- Кузнецов И. Г. Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении «сланцев Главного хребта на Кавказе». Изв. Геол. ком., 1926, 45, № 3.
- Кузнецов И. Г. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1931, 50, вып. 100.
- Кузнецов И. Г. О докембрийских и палеозойских метаморфических и интрузивных формациях Центрального Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 2.
- Кузнецов И. Г. Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. Зап. Мин. общ., 1940, 69, вып. 2—3.
- Кузнецов И. Г. Интрузивные породы южного склона Главного Кавказского хребта. Тр. Грузин. геол. упр., 1941, вып. 2.
- Кузнецов И. Г. Основные черты геологии Кабардинской АССР. Сб. Природные ресурсы Кабардинской АССР. Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Кузнецова Е. В. Минералого-геохимический очерк древнего кристаллического комплекса Центр. Кавказа. Сов. геол., 1939, № 1.
- Куплетский Б. М. Обзор современных гипотез происхождения гранитов. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1942, № 3, 3—29.
- Куплетский Б. М. Об образовании некоторых порфировидных гранитов Урала. Сб. Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Куплетский Б. М. и Ковалева О. М. Опыт рациональной количественно-минералогической классификации гранитоидов. Доклады Акад. Наук СССР, 1939, 23, № 6.
- Лебедев А. П. К петрологии гранитоидов Украины. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1947, вып. 84, петр. сер., № 27, 63—92.

- Лебедев П. И. О некоторых задачах петролого-геохимического изучения Северного Кавказа. Северный Кавказ — мощная минерально-сырьевая база. Сб. статей. Ростов н/Д., 1932.
- Лебедев П. И. О задачах исследовательских работ по геологии Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1939, № 2.
- Лебедев П. И. (1). Вопросы химизма, связанные с происхождением гранитов (концепции первой половины XIX столетия). Сб. Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Лебедев П. И. (2). К вопросу о фациях магматических пород Северного Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1946, № 6.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. 1898.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографические исследования в Центральном Кавказе. Изв. СПб. политехн. инст., 1904, 2.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. 1934.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути ее разрешения. Л., Изд. Акад. Наук СССР, 1934.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Учен. зап. Ленингр. гос. унив., 1937, 8, № 17.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Спорные вопросы систематики и номенклатуры изверженных пород. Доклады Акад. Наук СССР, нов. сер., 1938, 21, № 3.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Статья 2-я. Изв. Акад. Наук СССР, 1939, № 1.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Эффузивные породы СССР. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1940, № 2.
- Левченко С. В. Осадочные породы Сванетии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Изд. Акад. Наук СССР, 1940.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
- Медведюк А. А. Геологический очерк области палеозоя в бассейне р. Теберды на Северном Кавказе. Изв. Новочеркасск. индустр. инст. им. С. Орджоникидзе, 1939, 5.
- Мушкетов И. В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе. Тр. Геол. ком., 1904, 14, № 4.
- Оллинг Г. Л. Петрология, Госиздат, 1941.
- Пазюк Л. И. Серпентинит особого типа из района р. Бескес на Северном Кавказе. Учен. зап. Ростов. гос. унив., 1936, вып. 7.
- Пилюченко Г. Е. Краткий геологический очерк верховьев р. Кяфара и Б. Зеленчук. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, 1938, вып. 1.
- Плотникова Т. В. Некоторые воздействия гранитной магмы на посторонние породы и минералы. Зап. Мин. общ., 2-я сер., 1946, 75, вып. 2.
- Половинкина Ю. И. Мигматизация и анатексис в гранито-гнейсовом комплексе Криворожья. Тр. XVII Международного геологического конгресса, т. 2. ГОНТИ, 1939.
- Попов И. В. Геологические исследования в верховьях р. Б. Зеленчук на Северном Кавказе в 1925 г. Полевые наблюдения летом 1925 г. Тр. Кубано-Черномор. Научно-иссл. инст., 1926, вып. 40.
- Проценко Т. И. Петрографическое изучение некоторых пород с верховьев р. Кузнецук. Учен. зап. Ростов. гос. унив., 1936, вып. 7.
- Пятницкий П. П. Тр. Сев.-Кавк. ассоц. научно-иссл. инст., 1928, № 30.
- Робинсон В. Н. (1). Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рр. Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1932, вып. 226.
- Робинсон В. Н. (2). Очерк геологического строения района Красной Поляны на Кавказе. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. об., 1932, 51, вып. 73.
- Робинсон В. Н. Через Главный Кавказский хребет и Кавказский государственный заповедник. XVII Международный геологический конгресс. Экскурсия по Кавказу, Главный хребет, заповедник. 1937.
- Робинсон В. Н. Геологический очерк района среднего течения р. Аксаута и Марух. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавк., 1938, вып. 1.
- Робинсон В. Н. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. Госгеолиздат, 1946.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. Горгеонефтеиздат, 1934.
- Рябинин А. Н. Через Чангахский перевал. Геологические исследования в области Перевальной жел. дор. через Главный Кавказский хребет, 1914.
- Савич-Заблоцкий К. Н. Петрографические исследования пород гранодиоритовой магмы Горной Осетии (бассейн истоков р. Урух). Зап. Мин. общ., 1927, 61, вып. 1.

- Сердюченко Д. П. (1). Геологический возраст гранитов и серпентинитов Северо-Западного Кавказа. Учен. зап. Ростов. гос. унив., 1935, вып. 3.
- Сердюченко Д. П. (2). Минералого-петрографический очерк серпентинитов р. Малки. Учен. зап. Ростов. гос. унив., 1935, вып. 3.
- Сердюченко Д. П. (3). Хлориты из района горы Беден на Северном Кавказе. Учен. зап. Ростов. гос. унив., 1935, вып. 3.
- Сердюченко Д. П. Граниты Бескеса и Мошевой и их контакты со змеевиками. Сев.-Кавк. петрогр. экспед. 1933 г. СОПС и Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1936.
- Сердюченко Д. П. Кварцевый порфир с Большой Лабы. Учен. зап. Ростов. гос. унив., 1937, вып. 10.
- Сердюченко Д. П. и Ефремов Н. Е. Амфиболы из месторождений Урала и Сев. Кавказа в связи с их химической конституцией. Учен. зап. Ростов. гос. унив., 1936, вып. 7.
- Сима И. Ф. О нахождении шефферита (марганцевого геденбергита) на Кавказе. Мин. каб. Моск. унив., 1900.
- Смирнов Г. М. Интрузивные породы южной части Дзирульского массива. Тр. Грузин. геол. упр., 1941, вып. 2.
- Соловьев В. Н. К вопросу о возрасте древних гранитов Кавказского хребта. Зап. Мин. общ., 1935, № 2.
- Соловьев С. П. (1). Кристаллические сланцы Главного Кавказского хребта и их генезис. Сов. геол., 1938, № 8.
- Соловьев С. П. (2). Происхождение кристаллических сланцев верховьев р. Баксан (Северный Кавказ). Зап. Мин. общ., 1938, № 2.
- Соловьев С. П. (3). Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестанты и Сакашиль (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, 1938, вып. 103.
- Соловьев С. П. Щелочные полевые шпаты древних и молодых интрузий. Зап. Мин. общ., 1940, 69, № 2—3.
- Соловьев С. П. Проблема возраста древних гранитоидов Большого Кавказа. Мат. Всесоюз. геол. инст., общ. сер., 1946, сб. 7.
- Спенсер Э. Каликатровые полевые шпаты. Некоторые приложения к петрогенезису. Ком. по делам геол. при СНК СССР. Центр. геол. библиотека. Перев. по геол. и полезн. ископ. № 144. Л., 1940.
- Тиррель Д. В. Основы петрологии. 1932.
- Тиррель Д. В. Связь между магматической деятельностью и тектоникой. XVII Международный геологический конгресс. М., 1937.
- Усов М. А. Фазы и фазы интрузивов. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1925, 4, вып. 3.
- Усов М. А. Циклы, фазы и этапы эндогенных геологических процессов. Сб. Вопросы геологии Сибири, т. 1. 1945.
- Устиев Е. К. Интрузия палеозойских гранитов в Борчалинском районе Грузии. Тр. Петр. инст. Акад. Наук СССР, 1936, вып. 7—8.
- Фаворская М. А. Роговая обманка сванетских неонитрузий. Сб. Акад. Д. С. Белякину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. Изд. Акад. Наук СССР, 1946.
- Феннер К. Н.— см. Грейтон.
- Хайн В. Е. Об одной закономерности в строении Кавказа. Сов. геол., 1946, № 10.
- Чхотуа Г. Р. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р. Кодора в Абхазии. Бюлл. Геол. инст. Груз., 1938, 3, вып. 1.
- Чхотуа Г. Р. Интрузивы Абхазии. Тр. Груз. геол. упр., 1941, вып. 2.
- Anderson G. H. Granitization, albitization and related phenomena in the northern Inyo Range of California-Nevada. Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, 48, № 1.
- Anderson A. L. Endomorphism of the Idaho batholith. Bull. Geol. Soc. Amer., 1942, 53, № 8.
- Backlund H. G. (1). Problems of the Rapakivi granites. Journ. Geol., 1938, 46.
- Backlund H. G. (2). Zur Granitisationstheorie. Geol. Fören. Förh. Stockholm, 1938, 60, 177.
- Backlund H. G. (3). The Rapakivi Puzzle Aeply. Geol. Fören. Förh. Stockholm, 1938, 60, H. 1.
- Davison E. H. The age of Lundy Island granite. Geol. Mag., 1932, 69, № 812.
- Dollar A. T. J. Age problems of the Lundy Island granites. Geol. Mag., 1932, 69, № 816.
- Drescher-Kaden F. K. Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. Chem. d. Erde, 1935, 10.
- Eckermann H. The genesis of the Rapakivi granites. Geol. Fören. Förh. Stockholm, 1937, 59, H. 4.
- Eckermann H. The Rapakivi facts. Geol. Fören. Förh. Stockholm, 1938, 60.
- Escola P. On the origin granitic Magmas. Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1932, 62.
- Fairbanks E. E. The mechanism of replacement and recrystallisation. Econ. Geol., 1935, 60, № 5.

- Favre E. Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase. Genève, 1875.
- Gallagher D. Albite and gold. *Econ. geol.*, 1940, **35**, № 6.
- Gilluly Y. Replacement origin of the albite, granite near Sparta, Oregon. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1933, 175-C.
- Goldschmidt V. M. Geologische-Petrographische Studien im Hochgebirge des Südlichen Norwegens. *Viden. Skrift. Math. Nat. Klas.*, 1916, № 2.
- Goldschmidt V. M. Stammetypen der Eruptivgesteine. *Viden. Skrift. Math. Nat. Klas.*, 1922, № 10.
- Grantham D. R. The petrology of the shapgranite. *Proc. Geol. Assoc.*, 1928, **39**.
- Grout F. F. Formation of ingeous-looking rocks by metasomatism: a critical review and suggested research. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1941, **52**.
- Holdat N. The portencorkrie complex of Wigtownshire. *Geol. Mag.*, 1943, **80**, № 5.
- Holdat N. a. Hollows K. A. The igneous rocks of the Stanner Hunter District Radnorshire. *Geol. Mag.*, 1941, **78**, № 4.
- Holmes A. The problem of the association of Acid and Basic Rocks in Central Complex. *Geol. Mag.*, 1931, **68**, № 804.
- Holmes A. The origin of igneous rocks. *Geol. Mag.*, 1932, **69**.
- Holmes A. The idea of contrasted differentiation. *Geol. Mag.*, 1936, **73**, № 863.
- Joly J. Radioactivity and geology. London, 1909, 64—69.
- Jopline G. Diorite-Limestone reaction on Ben Bullen, N. S. W.: a study in contamination. *Geol. Mag.*, 1935, **72**.
- Lacroix M. A. Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 1898, № 64.
- Loewinson-Lessing F. A contribution to the mechanics of intrusion. Report of the XVI Session Intern. Geol. Congr. 1933, vol. 1. Washington, 1936.
- Lugeon M. Sur l'origin du granite. *C. R. Acad. Sci. France*, 1930, **190**, 1096—1099.
- Lury I. S. Generation of magma by frictional heat. *Amer. Journ. Sci.*, 1944, **242**, № 3.
- McGregor M. a. Wilson G. On granitization and associated processes. *Geol. Mag.*, 1939, **76**, № 6.
- Nockolds S. R. The contaminated granite of Bibette Head, Alderney. *Geol. Mag.*, 1932, **69**.
- Nockolds S. R. Some theoretical aspects of contamination in acid magmas. *Journ. Geol.*, 1933, **41**, № 6.
- Nockolds S. R. The production of normal rock types by contamination and their bearing on petrogenesis. *Geol. Mag.*, 1934, **71**, № 835.
- Otto H. Die Rolle des Mangans in den Mineralien. *Tscherm. Min.-Petr. Mitt.*, 1935, **47**, H. 2.
- Read H. H. Miditations on granite, pt. 2. *Proc. Geol. Assoc.*, 1944, **55**.
- Reynolds D. L. Demonstrations in petrogenesis from Kilorak Bay Colonsay. The Transfusion of Quartzite. *Min. Mag.*, 1936, **24**, № 155.
- Sederholm J. J. On migmatites and associated precambrian rocks of south-western Finland, pt. 1. *Bull. Com. Géol. Finl.*, 1923, № 58; pt. 2. 1926, № 77.
- Wegmann C. E. Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau. Zs. allg. Geol.*, 1935, **26**, H. 5.
- Wells A. K. a. Wooldridge S. W. The rock groups of Jersey etc. *Proc. Geol. Assoc.*, 1931, **42**.
- Wilson G. The evolution of the granodioritic rock of the south-eastern end of the Kopaonik Batholith, Yugoslavia. *Geol. Mag.*, 1938, **75**.
- Winchell A. N. Further studies in the pyroxene group. *Amer. Min.*, 1935, **20**, № 8.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Постепенность перехода зеленых сланцев нижнего палеозоя (нижний кембрий) к альбитовым гнейсам верхней толщи кристаллического комплекса (уруштенского)

- Фиг. 1. «Зеленый сланец» № 510. Альбитофир нижнего палеозоя без контактного изменения. Николи +. Ув. 20 раз.
 Фиг. 2. «Зеленый сланец» № 1. Chl-Epi. Слабо перекристаллизованный сланец нижнего палеозоя. Николи +. Ув. 20 раз.
 Фиг. 3. «Зеленый сланец» № 517. Значительно перекристаллизованный сланец нижнего палеозоя (глаукофан, Ab, Vt). Николи +. Ув. 20 раз.
 Фиг. 4. Брекчированный измененный альбитофир № 519. Нижняя половина (по диагонали) Николи +. Ув. 10 раз.
 Фиг. 5. Огнейсованный альбитофир № 522. Николи +. Ув. 20 раз.
 Фиг. 6. Мелкозернистый альбитовый гнейс № 535. Николи +. Ув. 20 раз.

Таблица II

- Фиг. 1. Жила аляскита (a) в сером двуслюдяном граните (γ) $\frac{2}{3}$ нормальной величины.
 Фиг. 2. Гранодиорит. Реликтовые минералы (Amph и Vt хлоритизированный) в гранодиорите (обр. № 119 р. Растайки). При одном никеле. Ув. 20 раз.
 Фиг. 3. Обр. № 505 приконтактового сланца, мигматизированного аляскитовым гранитом. $\frac{2}{3}$ нормальной величины.
 Фиг. 4. Апатит с окрашенным плеохроирующим ядром. Обр. № 707. Увел. 145.
 Фиг. 5. Образец пегматоидного гранито-гнейса. a — темный эпидотовый минерал. $\frac{2}{3}$ нормальной величины.
 Фиг. 6. Темный эпидотовый минерал (a), включенный в бариевом целестине.

Таблица III

Микрофотографии перехода от кварцевого диорита к гранодиоритам

- Фиг. 1. Кварцевый диорит. Обр. № 35.
 Фиг. 2. Кварцевый диорит-гранодиорит.
 Фиг. 3. Гранодиорит. Метасоматическое развитие Mi.
 Фиг. 4. Диорит комплекса Главного хребта. Реликты хлоритизированного биотита, свежий ксеноморфный амфибол с включениями хлоритизированного биотита. Обр. № 741. Ув. 46 раз.
 Фиг. 5. Обр. № 763 — то же. Включение хлоритизированного биотита (б) в амфиболе (a). Ув. 100 раз.

Таблица IV

Микрофотографии пород сложнопостроенных массивов

- Фиг. 1. Ксенолит диорита в микроклиновых гранитах р. Марки. Амфибол и биотит хлоритизированы и карбонатизированы. Единичный свежий биотит. Обр. № 695. Ув. 46 раз.

- Фиг. 2. Плагиигранитовая оторочка микроклиновых гранитов на границе с ксенолитом. Обр. № 689. Ув. 10 раз.
 Фиг. 3. Обр. № 687 — то же. Николи +.
 Фиг. 4. То же, плеохроичные ореолы в участках свежего биотита. Ув. 90 раз.
 Фиг. 5. То же, плеохроичные ореолы в хлоритизированном биотите. Ув. 90 раз.
 Фиг. 6. Микроклиновый гранит. Обр. № 685. Николи +. Ув. 20 раз.

Таблица V

Явления микроклинизации в сложнопостроенных массивах комплекса
 Главного хребта

- Фиг. 1. Образец порфировидного гранодиорита. Видны реликты плагиоклаза и его продуктов изменения, включенные в крупное зерно микроклина.
 Фиг. 2. Микрофото той же породы. Реликты замещенного плагиоклаза в крупном зерне калиевого полевого шпата. Обр. № 994. Ув. 10 раз.
 Фиг. 3. Зарисовка замещения плагиоклаза микроклином. Обр. № 715.
 Фиг. 4. Развитие порфиробласт микроклина в кристаллическом сланце. Обр. № 104. Николи +. Ув. 20 раз.
 Фиг. 5. Метасоматическое развитие микроклина. Обр. № 39. Николи +. Ув. 20 раз.

Таблица VI

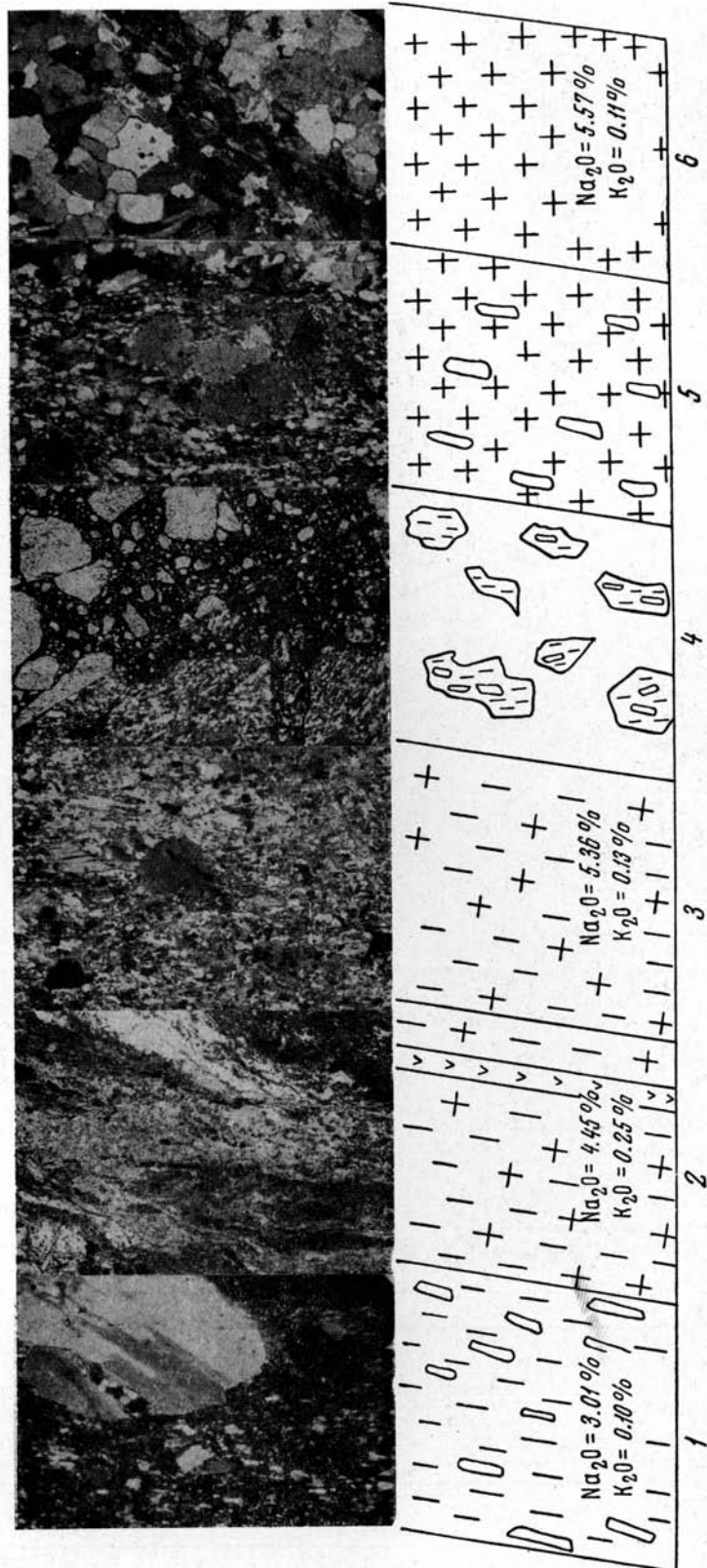
Различия двух толщ Уруштенского комплекса
 Нижняя толща — докембрий

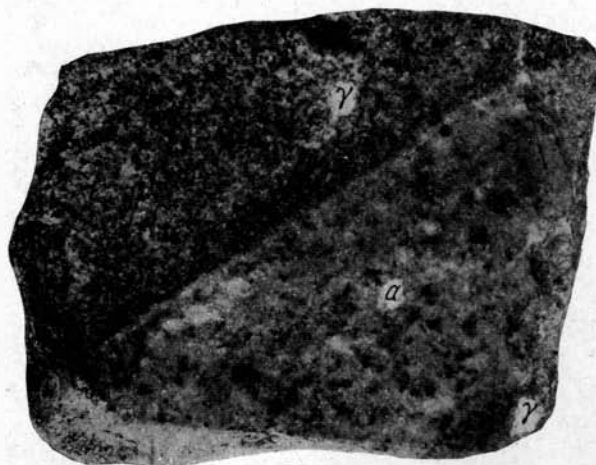
- Фиг. 1. Гранатовый амфиболит. Обр. № 280. Ув. 20 раз.
 Фиг. 2. Альбит-олигоклазовый гнейс метасоматического генезиса. Обр. № 120. Николи +. Ув. 20 раз.
 Фиг. 3. То же при одном николе.
 Фиг. 4. Альбит-олигоклазовый очковый гнейс (р. Б. Лаба выше устья р. М. Блыб). $\frac{2}{3}$ нормальной величины.

Верхняя толща

- Фиг. 5. Реликтовый сланец, не полностью гранитизированный, среди гранито-гнейсов верхней толщи. Обр. № 84. $\frac{2}{3}$ нормальной величины.
 Фиг. 6. Альбит-олигоклазовый гранито-гнейс. Обр. 537. Николи +. Ув. 20 раз.
-

Таблица I

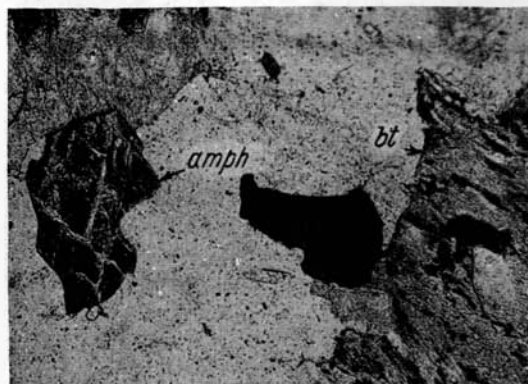




1



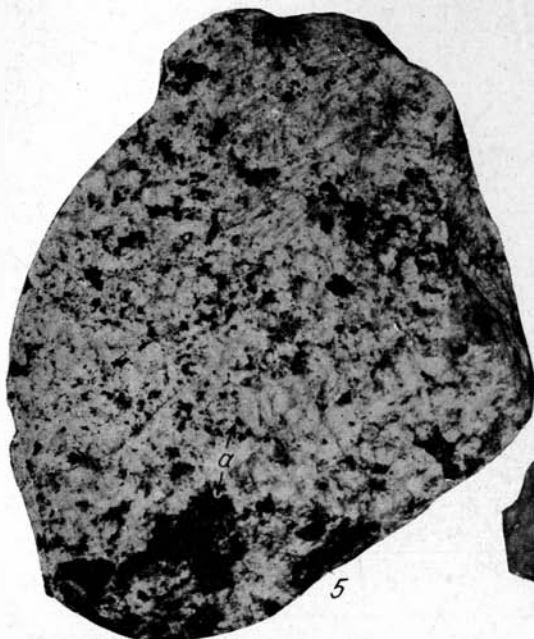
3



2



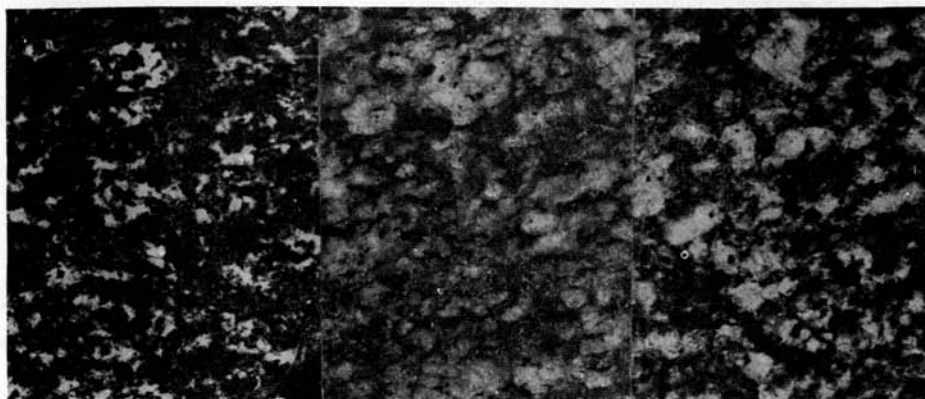
4



5



6



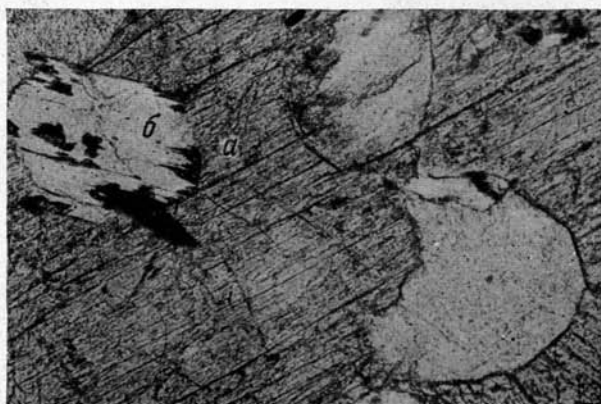
1

2

3



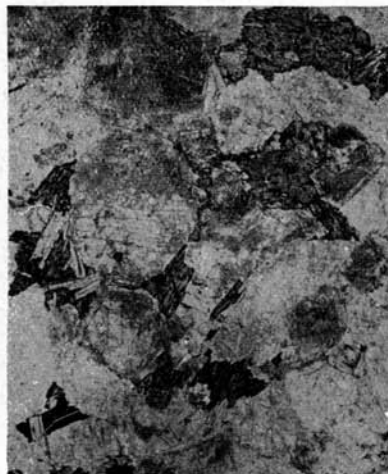
4



5



1



2



3



4



5



6



1



2



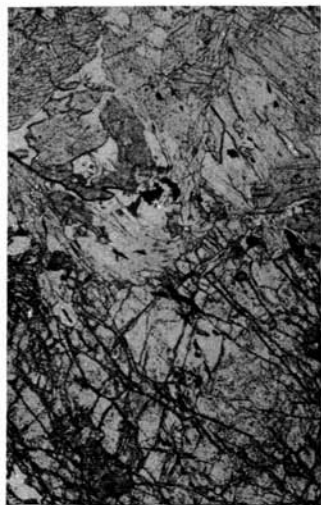
3



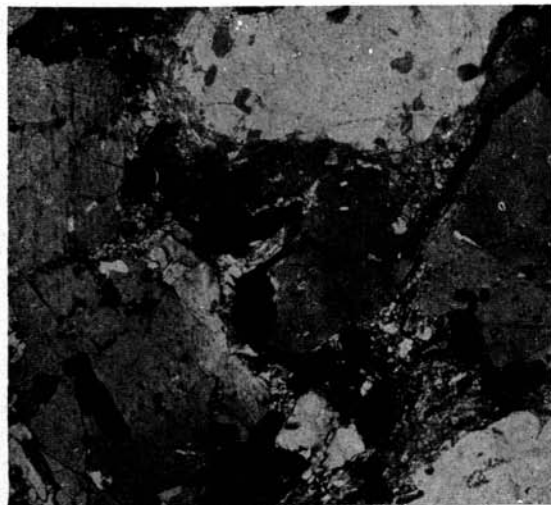
4



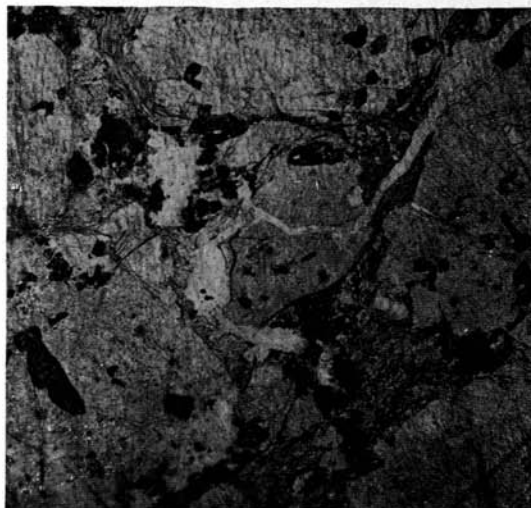
5



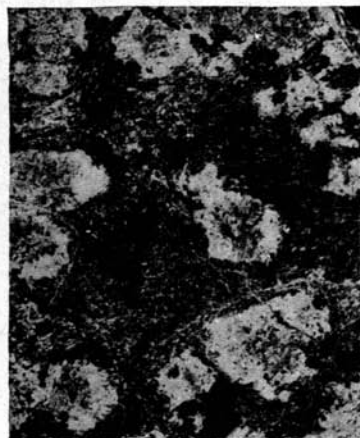
1



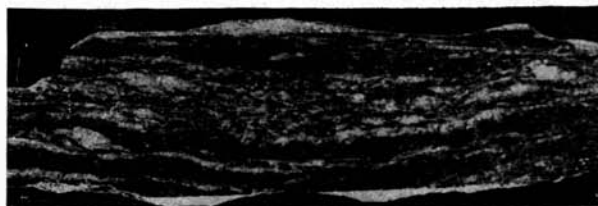
2



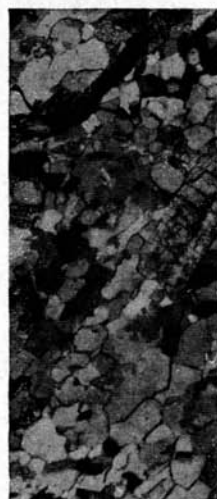
3



4



5



6

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	1
Глава I. Общая геологическая обстановка. Геологические взаимоотношения и размещение интрузивных комплексов в структурных зонах Северо-Западного Кавказа	11
I. Зона Передового высокогорного хребта (область рек Б. и М. Лабы)	15
1. Осадочно-метаморфические образования	15
2. Интрузивные и сопровождающие образования	16
3. Состав и геологические взаимоотношения пород зоны Передового хребта	17
4. Положение комплекса малых интрузий в зоне Передового высокогорного хребта	21
5. Краткое заключение о геологическом положении интрузий в зоне Передового высокогорного хребта от р. Белой на северо-западе до р. Теберды на востоке	23
II. Зона Главного хребта	27
1. Краткий обзор представлений о расчленении и геологическом возрасте гранитов Главного хребта на Северо-Западном Кавказе	27
2. Зона Главного хребта в области верховьев р. М. Лабы	30
3. Зона Главного хребта в верховьях р. М. Зеленчука (пр. Аксаут, Марка)	35
4. Сопоставление формаций зоны Главного хребта в верховьях р. М. Зеленчука с формациями верховьев р. М. Лабы	44
5. Выводы о формациях, слагающих зону Главного хребта Северо-Западного Кавказа	46
6. Краткое заключение о последовательности формирования интрузивного комплекса гранитоидов Главного хребта	48
III. Древние формации Промежуточной структурной зоны Северо-Западного Кавказа	49
1. Геологические взаимоотношения пород хребта Челепсы	50
2. Геологические взаимоотношения кристаллических пород Даховского массива	51
3. Геологические взаимоотношения магматических пород Сахрайской (Шибабинской) интрузии	53
4. Общее заключение по интрузиям промежуточной структурной зоны Северо-Западного Кавказа	54
IV. Общее заключение о геологическом положении интрузий древних гранитоидов Северо-Западного Кавказа	56
1. Уруштенский интрузивный комплекс	58
2. Комплекс гранитоидов Главного хребта	59

3. Интрузии горстообразных поднятий Промежуточной зоны депрессий	62
4. Комплекс малых интрузий	63
Глава II. Петрография интрузий зоны Главного хребта	64
I. Ортопороды субстрата гранитоидов комплекса Главного хребта	64
1. Основные породы северной подзоны	64
2. Основные породы южной подзоны	66
3. Гранитоидные ортопороды в составе субстрата комплекса гранитов Главного хребта	72
II. Комплекс гранитоидов Главного хребта	75
1. Диориты северной подзоны	77
2. Диориты и кварцевые диориты южной подзоны	79
3. Гранодиориты комплекса Главного хребта	80
4. Гранитные породы комплекса Главного хребта	89
III. Петрографическая характеристика пород субстрата	125
1. Породы субстрата, сохранившие более или менее первоначальный облик	125
2. Вмещающие породы, сильно измененные интрузиями Главного хребта .	127
3. Заключение о характере вмещающих пород комплекса Главного хребта .	138
Глава III. Некоторые итоги изучения интрузивных пород зоны Главного хребта	139
I. Форма интрузий комплекса Главного хребта	139
1. Северная подзона	139
2. Южная подзона	140
II. Вещественный состав и взаимоотношения изверженных пород зоны Главного хребта	140
1. Габброиды и гранодиоритовые гнейсы южной подзоны (перевальной) .	142
2. Основные породы в кровле интрузий комплекса Главного хребта (северной подзоны)	142
3. Взаимоотношения и вещественный состав пород, слагающих комплекс гранитоидов Главного хребта	143
III. Гранитоиды комплекса Главного хребта в связи с вопросом о фациях и фазах интрузивов	153
IV. К вопросу о возможном генезисе некоторых пород комплекса Главного хребта	158
1. Воззрения о магматическом происхождении гранитов	158
2. Представления об образовании гранитов немагматическим путем	159
3. Некоторые соображения о генезисе гранитоидов комплекса Главного хребта Северо-Западного Кавказа	160
4. Магматические породы комплекса Главного хребта	161
5. К вопросу о генезисе диоритов комплекса Главного хребта	163
V. Явления микроклинизации в гранитоидах батолитовых тел	164
Глава IV. Краткий петрографический обзор интрузивных комплексов Передового хребта и Промежуточной зоны	167
I. Уруштенский интрузивный комплекс	167
1. Породы субстрата	167
2. Интрузии уруштенского комплекса и их производные	171
II. Комплекс малых интрузий	182
Краткое изложение некоторых итогов петрографического изучения серии пород комплекса малых интрузий по материалам автора и по литературным данным	183

III. Гранитоидные интрузии Промежуточной зоны	206
1. Гранитоиды хребта Чслепсы	206
2. Даховская интрузия	212
 <i>Глава V. Общие итоги изучения древних гранитоидов Северо-Западного Кавказа</i>	213
I. Геология и петрография интрузий древних гранитоидов	213
1. Расчленение изверженных пород на интрузивные комплексы	213
2. Геологическое положение интрузивных комплексов и размещение их в структурных зонах Северо-Западного Кавказа	214
3. Возраст интрузивных комплексов	215
II. Вещественный состав и структуры пород интрузивных комплексов	216
1. Структуры и текстуры пород различных комплексов	217
2. Сопоставление некоторых породообразующих минералов	217
3. Некоторые черты химизма интрузивных комплексов	221
III. Некоторые вопросы петрогенезиса	224
Об интрузивных циклах, фазах и фациях древних интрузий Северо-Западного Кавказа	224
IV. О металлоносности древних гранитоидных интрузий Северо-Западного Кавказа	228
Заключение	230
Литература	233
Объяснения к таблицам	239

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР*

*

Редактор издательства *В. С. Шейнман*
Технический редактор *Е. Н. Симкина*
Корректор *Т. С. Петрикова*

*

РИСО АН СССР № 4057. Т-06360. № 2617.
Тип. заказ № 339. Подп. к печ. 28/VIII 1950 г.
Формат бумаги 70×108 Бум. л. 7,625. Печ. л. 20,89+5 вклеск
Уч.-изд. 21,75. Тираж 1000.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР
Москва, Шубинский пер., д. 10

Опечатки и исправления

<i>Стр.</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
111	14 св.	двуслудных	двуслюдяных
168	17 св.	см. табл. 19	см. табл. 20
168	23 св.	метамосатизмом	метасоматизмом
186	26 св.	размножение интрузивных	расположение интрузивных
225	5 св.	габбро-тоналиты	габбро — тоналиты

Цена 17 р. 50 к.