

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили

**ВВЕДЕНИЕ
В МАГМАТИЧЕСКУЮ ГЕОЛОГИЮ
ГРУЗИИ**

Гос. тех. изд-во Грузинской ССР „ТЕХНИКА ДА შრომა“

19

Тбилиси

47

Многочастиоту Консантину Николаевичу
Тадоренгалвиу

от Аврамов
1. XII. 47

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили

552.3

**ВВЕДЕНИЕ
В МАГМАТИЧЕСКУЮ ГЕОЛОГИЮ
ГРУЗИИ**

Гос. тех. изд-во Грузинской ССР „ТЕХНИКА ДА ШРОМА“

19

Тбилиси



ПРЕДИСЛОВИЕ

Для решения вопроса о возрасте интрузивов Грузии, необходимо рассмотреть интрузивную активность магмы в связи с ее эффузивной деятельностью. Для большего уточнения вопроса о возрасте интрузивов возникает необходимость, не ограничиваясь исследованиями в пределах Грузии, рассмотреть соответствующий фактический материал со всего Кавказа.

Характеристика интересующих нас магматических пород будет дана по возрастному признаку, начиная с древнейших времен. Причем, для полноты картины в отдельных случаях придется кратко останавливаться и на таких магмопроявлениях, которые в пределах Грузии не наблюдаются.

Материал в настоящей книге расположен в порядке последовательности магмопроявления (циклов). Таковыми являются: 1. Первое докембрийское, 2. Второе докембрийское, 3. Нижнепалеозойское (кембрийское), 4. Девонское, 5. Турнейское, 6. Визейское, 7. Намюрское, 8. Средне- и верхне-карбоновое, 9. Нижнепермское, 10. Нижне-лейасское, 11. Среднеюрское, 12. Верхнеюрское, (Кимериджское) 13. Меловое, 14. Палеоцен-Нижнеэоценовое, 15. Средне-эоценовое, 16. Верхне-эоценовое, 17. Верхнеплиоценовое, (а. Гурия и Кахетия, б. Аджаро-Триалетский хребет, в. южный склон Главного Кавказского хребта) и 18. Четвертичное (Казбекская вулканическая область).

При изложении материала об этих магматических проявлениях, сначала дается общая картина их, а затем, приводится сравнительно подробная химико-петрографическая характеристика соответствующих интрузивных пород, которые обнажаются на территории Грузии.

Эта книга по своему характеру отличается от вышедшей недавно несомненно интересной монографии Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (31).

В предлагаемой нами книге отдельные магмопроявления рассмотрены во взаимозависимости с определенными геологическими циклами и геотектоническими областями.

В конце труда в особой главе дается характеристика рудопроявлений отдельных районов Грузии в связи с интрузиями определенного возраста и состава.

ГЛАВА I

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ НА КАВКАЗЕ В ДОПАЛЕОЗОЕ И ПАЛЕОЗОЕ

ВВЕДЕНИЕ

Для выяснения истории развития домезозойского магматизма Кавказа необходимо ознакомиться со стратиграфией этой области, начиная с древнейших времен до начала мезозойской эры.

Сильно метаморфизованные древнейшие формации Главного Кавказского хребта, обнажающиеся в осевой его части, вместе с древними магматическими породами, составляют кристаллический фундамент, на котором покоятся более молодые отложения.

К северу и югу от Главного хребта этот фундамент скрывается под более молодыми формациями. К югу от Главного хребта в пределах Грузии он обнажается, лишь в четырех местах — в так называемых Дзирульском, Храмском и Локском массивах, а также в Кахетии, где имеется небольшой выход древнего фундамента, представленного кристаллическими сланцами.

В области Малого Кавказа древний кристаллический фундамент обнажается в пределах Армении. В куполе Мисхано-Арзакендской антиклинали известна толща метаморфических сланцев, содержащих прослой и пачки мраморов. Среди них встречены древние интрузии гранито-гнейсов, гранитов, граносиенитов и перидотитов (141, 208).

ДОПАЛЕОЗОИ

А. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ, МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Относительно докембрийского возраста кристаллических сланцев убедительных данных пока нет. Определенно можно говорить лишь о том, что они и прорывающие их серые гранитоиды древнее девона, так как их галька встречается в девоне. Имеются косвенные данные, указывающие на допалеозойский возраст кристаллических сланцев. Эти доказательства заключаются в том, что все заведомо известные нижне-палеозойские отложения представлены такими слабо метаморфизованными сланцами, в которых первичная осадочная порода распознается легко. Таким образом, в этом вопросе главную роль играет степень метаморфизации.

Большинство исследователей по степени метаморфизации делят

кристаллические сланцы Кавказа на две серии. В первую — нижнедокембрийскую входят следующие глубокометаморфизованные породы: гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты, мигматиты и др. Во вторую — верхнедокембрийскую входят породы, которые по степени метаморфизации занимают промежуточное положение между первой серией кристаллических сланцев и сланцами нижнего палеозоя. Никакого другого сколько нибудь более убедительного доказательства для разграничения возраста кристаллических сланцев пока не имеется.

Относимые ко второй серии кристаллические сланцы распространены по рр. Чегему, Баксану, Малке и Кубани. По рр. Малка и Мушта А. П. Герасимовым (56) впервые были выделены докембрийские кристаллические сланцы, степень метаморфизации которых была более слабой по сравнению с аналогичными т. н. нижнедокембрийскими сланцами. Теперь же именно эти впервые выделенные, как верхнедокембрийские, кристаллические сланцы, оказываются нижнепалеозойскими. Но о них говорят в других местах Северного Кавказа.

1. НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ

Древнейший комплекс глубокометаморфизованных кристаллических сланцев на Северном Кавказе имеется в Балкарии. Там они представлены слюдяными гнейсами с мраморами, гранулитовыми гнейсами и слюдяными сланцами. Все эти породы образованы в результате метаморфизации песчано-глинистых и известняковых отложений. Сюда же входят слюдяные сланцы и гнейсы с пачками амфиболитов Западного Карачая (область верховьев рек Б. и М. Зеленчука и Б. Лабы) и Лбардинская свита амфиболитов. Среди амфиболитов Западного Карачая, между верховьями рек Аксаута и Б. Лабы, содержатся мраморы, которые в Лбардинской свите неизвестны. В эту же группу пород включают лейкократовые ортогнейсы Кестанты и «тектониты» Западного Карачая, «... во многих случаях представляющие очковые гнейсы — продукт метаморфизации древнейших кислых интрузивов, внедрившихся в свиту слюдяных сланцев и гнейсов». «Сюда же надо относить и рассланцованные диориты (тоже гранодиориты) Санчаро» (154, стр. 27).

Все вышеупомянутые породы И. Г. Кузнецов (154) объединяет в нижний докембрий и считает их археозойскими.

2. ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ

Во вторую свиту кристаллических сланцев входят разнообразные кварцитовые, серицитовые, хлоритовые и роговообманковые сланцы. Они встречаются к северу от палеозойских отложений, — зоны Передового хребта, по Робинсону. Это в основном осадочные и в незначительной мере изверженные породы, повидимому образовавшиеся в результате верхнедокембрийского подводного вулканизма. По степени метаморфизма вторая свита занимает положение промежуточное между древними и нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами.

«...При этом считается, что абиссальная интрузия гранитов Главного Хребта не достигла комплекса верхнего докембрия (во всяком случае, севернее зоны палеозойских отложений) и оказала на него лишь слабое метаморфизирующее воздействие. Кроме того, он подвергся метаморфизму со стороны красных палеозойских гранитов, а также карбоновых сиенитов и диоритов; еще более местного характера воздействие оказали на него верхнепалеозойские и юрские интрузии кислой и средней магмы. Наиболее метаморфизованные части породы верхнего комплекса приближаются к некоторым разностям пород древнего комплекса. В них появляются андалузит, турмалин, биотит, амфиболы, гранаты; менее метаморфизованные породы приближаются к метаморфическим сланцам нижнего палеозоя и не всегда легко отличаются от последних.

Наиболее древние члены верхнего докембрия обнажаются вероятно по Кубани между устьями рек Худеса и Кюльтюбе. Самые молодые члены, вследствие погружения к востоку, повидимому представлены Чегемской свитой и вышележащими кварцево-сланцево-хлоритовыми сланцами». (154 стр. 29).

На основании имеющихся данных И. Г. Кузнецов (154) для допалеозойского комплекса пород дает следующую стратиграфическую колонку.

A ₂	Прогерозой	A ₂ ²	Чегемская свита кварцитов и слюдисто-хлоритовых сланцев.
		A ₂ ¹	Слюдистые сланцы, железистые кварциты, роговообманковые сланцы (метаморфизованные древние эффузивные породы, западной Балкарии и Восточного Карачая.
A ₁	Архезой	A ₁ ³	Лейкократовые ортогнейсы Кестанты, очковые гнейсы (тектониты) Западного Карачая, рассланцованные диориты Санчаро.
		A ₁ ²	Амфиболиты Лбардинской свиты и Западного Карачая
		A ₁ ¹	Слюдяные сланцы с пачками амфиболитов и кварцитов Гранулитовые гнейсы. Слюдяные гнейсы с мраморами и амфиболитами.

С. С. Чихелидзе (269) в своей диссертационной работе «Геологическое строение юго-восточной части Дзирульского массива» — высказывается против отнесения более метаморфизованных, по сравнению с филлитами, кристаллических сланцев к докембрию. Хотя он не отрицает, что по возрасту кристаллические сланцы, если не целиком, то в большинстве случаев древнее фаунистически охарактеризованных филлитов нижнего кембрия.

Автор считает, что кристаллические сланцы и филлиты геологически представляют единый непрерывный комплекс, который подвергался

одному и тому-же процессу метаморфизации, имевшей место после нижнего кембрия. Так как кристаллические сланцы занимают нижнюю часть единого геологического комплекса, а филлиты верхнюю, процесс метаморфизации будет проявлен, в нижней части сильнее, чем в верхней.

Подобная мысль впервые была высказана Г. Р. Чхотуа (274). По этому поводу он писал: «Проф. А. П. Герасимов указывает на малую измененность кристаллических сланцев под влиянием «серых гранитоидов», из чего он делает заключение, что они еще до их внедрения претерпели значительные изменения и, таким образом, приобрели устойчивый состав в условиях высокой температуры и давления. Но возникает вопрос, не могут ли эти кристаллические сланцы, так часто располагающиеся в виде отдельных останцев среди гранитов, представлять как раз перекристаллизацию филлитов под влиянием последних? Подтверждением такой точки зрения служить может наличие постепенных переходов от филлитов к кристаллическим сланцам, причем измененность пород увеличивается с приближением к отдельным интрузиям.

В нашем районе вряд-ли можно говорить о наличии, в стратиграфическом смысле, менее метаморфизованных пород, налегающих на породы более измененные; скорее распространение последних связано с отдельными интрузиями. Может быть не было бы большой ошибкой считать, для нашего района, все эти породы более или менее одновозрастными, предположительно нижнепалеозойскими. Некоторое подтверждение такого взгляда можно было бы видеть в том факте, что типичные осадочные гнейсы и прочие глубоко перекристаллизованные породы, столь характерные для докембрия других стран и занимающие часто обширные площади, у нас имеют подчиненное развитие» (стр. 20—21).

Как видно из приведенной цитаты, мнение Г. Р. Чхотуа носит сугубо предположительный характер.

Что касается С. С. Чихелидзе, то он свое соображение подкрепляет следующими наблюдениями:

В филлитовой свите появляются относительно более метаморфизованные участки и наоборот в кристаллических сланцах, если исключить инецированные породы, встречаются пачки, которые по степени метаморфизма подобны филлитам.

Появление более метаморфизованных участков в филлитовой свите и менее метаморфизованных в кристаллических сланцах не может служить доказательством приведенного автором взгляда. Если бы мы имели дело с одним геологическим комплексом, то тогда в нижних частях филлитовая толща всегда должна была бы быть более метаморфизованной и наоборот — кристаллические сланцы в верхних своих частях должны были бы переходить в породы подобные филлитовым сланцам. Рассуждая таким образом, нам придется аспидные сланцы лейаса синхронизовать с филлитовой свитой, а значит и кристаллическими сланцами, так как, по данным других исследователей и самого автора, в филлитовой толще появляются участки подобные аспидным сланцам.

Далее автор отмечает, что филлитовая толща, приближаясь к

кристаллическим сланцам, проявляет большую метаморфизацию. По мнению С. С. Чихелидзе, если в районе Уцлеви мысленно исключить гранитную интрузию, находящуюся между филлитами и кристаллическими сланцами, и на ее месте представить промежуточные метаморфические породы, то постепенный переход филлитовой толщи в кристаллические сланцы станет очевидным.

Если-бы кристаллические сланцы и филлитовая толща представляли собой единый геологический комплекс, то, находясь в одинаковых геологических условиях, они должны были бы проявлять одинаковую степень метаморфизации.

Для подкрепления того положения, что кристаллические сланцы и филлиты представляют единый геологический комплекс, автор приводит доказательства о более молодом возрасте серых гранитоидов (кварцевых диоритов Дзирульского массива) по сравнению с филлитовой толщей. На это следует возразить, что, во-первых, наблюдения о прорывании кварцевыми диоритами Дзирульского массива филлитовой толщи, пока нельзя считать бесспорными, вследствие того, что факт, отмеченный Т. Г. Казахашвили (237) — о нахождении ксенолита сланца, подобного сланцам из филлитовой толщи, и наблюдения С. С. Чихелидзе — о прорывании филлитовой толщи жилой кварцевого диорита, возможно представляющего апофизу кварцевого диорита Дзирульского массива, не вполне убедительны, во-вторых, непонятно, если даже кварцевые диориты Дзирульского массива были бы моложе филлитов, почему обязательно филлиты и кристаллические сланцы должны представлять единый геологический комплекс.

Наблюдения всех геологов, работавших не только на Дзирульском массиве, но и на Главном Кавказском хребте, и которые подтверждаются наблюдениями также и С. С. Чихелидзе (269 стр. 135), заключаются в том, что серые граниты — граниты Главного хребта или кварцевые диориты Дзирульского массива, приурочены исключительно к сильно метаморфизованному комплексу (к кристаллическим сланцам допалеозоя). Что-же касается северных гранитов, или что тоже самое, красных гранитов, то они приурочены к палеозойским отложениям, а в Дзирульском массиве — к палеозойской филлитовой толще. Нигде кристаллические сланцы и филлиты в одном разрезе Дзирульского массива не встречаются. Никем еще не доказано, что верхние горизонты кристаллических сланцев Дзирульского массива были представлены филлитами и, наоборот, чтобы на глубине филлитовая толща переходила в кристаллические сланцы.

Приведенные данные скорее говорят в пользу того мнения, что кристаллические сланцы и филлиты Дзирульского массива не представляют собой единого геологического комплекса и, что кварцевые диориты, область распространения которых являются исключительно кристаллические сланцы — допалеозойские образования.

В качестве следующего доказательства автор приводит всеми признанный факт, что красные граниты моложе филлитовой толщи, содержащей в себе амфиболитовые (актинолитовые) и хлоритовые сланцы, которые являются метаморфизованными древними диабаз-порфритами и габбро-диабазами.

Существующие соотношения пород (красных и серых гранитоидов и основных пород), автору представляются естественными, если исходить из того положения, что кристаллические сланцы и филлиты представляют единый геологический комплекс. По его мнению здесь выявляется генетическая связь между указанными древними диабаз-порфиритами и габбро-диабазами и интрузиями кварцевых диоритов (серых гранитоидов). По указанию С. С. Чихелидзе в глубоко погруженном метаморфическом комплексе встречаются кварцевые диориты и, несомненно генетически с ними связанные, габбровые интрузии, в верхних, относительно менее метаморфизованных же частях образовались жильные породы порфирит-диабазового и габбро-диабазового состава.

Это указание автора нам представляется совершенно необоснованным, так как в древнем метаморфическом комплексе, также отмечаются метаморфизованные древние эффузивные породы и их жильные проявления. Нам кажется более естественным отнесение красных гранитов к тому магматическому циклу, с которым связаны порфирит-диабазы филлитовой толщи, вследствие того, что, во-первых, красные граниты приурочены к ниже-палеозойской филлитовой толще, содержащей в себе эффузивную фацию; во-вторых, в нормальном магматическом цикле эффузивная активность основной магмы, предшествует кислой интрузивной, которая проявляется в связи со складчатостью (113, 115), что касается серых гранитоидов, то более вероятно их связь с эффузивной деятельностью, проявленной в древнем метаморфическом комплексе, по всей вероятности, в верхне-докембрийском.

Г. Р. Чхотуа (274) по реке Гвандре среди метаморфических пород встретил весьма характерные серые немраморизованные известняки, напоминающие, с одной стороны, юго-осетинские кембрийские известняки, а с другой, известняки отмеченные А. П. Герасимовым в нижнем палеозое Северного Кавказа.

Кроме того, тем-же автором по рекам Хецкваре и Птиши были встречены в валунах грубозернистые мраморы. За отсутствием в этом месте известняков непосредственно наблюдать их взаимоотношения с мраморами автору не удалось. Наиболее вероятным он считает, что мраморы и известняки, если не вполне синхроничны то, во всяком случае, представляют одну и ту же верхнюю толщу. К этой же толще относит автор подобранные им несколько валунов метаморфизованного конгломерата.

Отнесение немраморизованных известняков и мраморов к одной и той же толще вызывает некоторое сомнение. Нам кажется, что для подобного заключения оснований пока не имеется. Возникает вопрос, нельзя ли считать более естественной связь мраморов с кристаллическими сланцами, и известняков с филлитами, как это установлено в некоторых других пунктах Кавказа. С другой стороны, нельзя ли предположить, что метаморфизованные конгломераты являются базальными образованиями между более древним (докембрийским) и более молодым (кембрийским) метаморфическими комплексами.

Кристаллические сланцы, кроме небольшого выхода в Кахетии и мелких останцев в Храмском массиве, имеют значительное развитие в Локском массиве. Их петрографическое изучение произведено

Т. Г. Казахашвили, согласно которой здесь мы встречаем: мусковитовые, серицитовые, двуслюдяные, мусковит-хлоритовые, мусковит-амфиболовые, хлорит-эпидотовые, хлорит-актинолитовые, андалузитовые и графитовые сланцы, амфиболиты, гнейсы, кварциты, мраморы и филлиты.

Относительно возраста всего комплекса кристаллических сланцев автор (124) указывает:

«По всей вероятности, данные кристаллические сланцы, по аналогии и литологическому сходству с кристаллическими сланцами других районов Кавказа, как-то, Главного Кавказского хребта и Дзирульского кристаллического массива, относятся к докембрию. Ни литологически, ни микроскопически эти кристаллические сланцы не напоминают филлиты Дзирульского массива, относимые к кембрию, как это утверждают П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили. Наличие в этой свите мраморов также не говорит о принадлежности их к кембрию, т. к. известны случаи нахождения мраморов среди докембрийских кристаллических сланцев» (стр. 10).

П. Д. Гамкрелидзе (50) по этому вопросу пишет:

«Геолог Т. Г. Казахашвили эту свиту (речь идет о кристаллических сланцах Г. З. и Н. Т.) считает более близкой к докембрийским сланцам Главного хребта, а поэтому их также относит к докембрию. К сожалению, в своей работе она не приводит никаких данных для доказательства этого положения, а лишь голословно заявляет, что ни литологически, ни микроскопически, эти кристаллические сланцы не напоминают филлиты Дзирульского массива, относимые к кембрию». Считаю нужным еще раз подчеркнуть, что именно и литологически, и микроскопически кристаллические сланцы Локского массива очень близко стоят к филлитовой толще Дзирульского массива. В этом нас убеждает микроскопическое описание пород кристаллических сланцев, произведенное самой же Т. Г. Казахашвили, и описание филлитовой толщи Дзирульского массива, данное С. С. Чихелидзе. Правда, в некоторых случаях наблюдается более сильная метаморфизация кристаллических сланцев Локского массива, но это не может служить препятствием для их синхронизации» (стр. 19).

Нам кажется, что ни у одного из этих двух авторов нет основания столь категорически настаивать на своем взгляде. Древний комплекс Локского массива в основном представлен глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами, а не филлитами. Последние играют относительно подчиненную роль. Замечание Т. Г. Казахашвили относительно мраморов, не лишено основания. С другой стороны среди древнего комплекса Локского массива, встречаются менее метаморфизованные сланцы, которые как по степени метаморфизма, так и по общему петрографическому габитусу, напоминают кембрийские филлиты Дзирульского массива.

Отсюда возникает вопрос, нельзя ли допустить наличие в составе древнего комплекса Локского массива кристаллических сланцев, как докембрийских, так и последокембрийских (кембрийских).

Как уже было отмечено во введении, в пределах Армении, в куполе Мисхано-Арзакендской антиклинали обнажается толща амфиболовых, биотитовых и других метаморфических и роговиковых сланцев,

содержащих прослои и пачки мраморов (141 стр. 229, 208 стр. 196). По всей вероятности, эта толща принадлежит, если не полностью, то по крайней мере частично, к докембрию.

Б. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

1. НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ

а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования.

В свете приведенных стратиграфических взаимоотношений допалеозойских свит рассмотрим древнейшие магматические проявления Кавказа.

Как уже отмечалось, в древнейших кристаллических сланцах встречаются мощные пачки и жилы амфиболитов. Пачки эти рассматриваются, как метаморфизованные древние эффузивы. Что касается жил, то по видимому, главная их часть представляет собой корни этих эффузивов. Относительно отмеченных амфиболитов И. Г. Кузнецов (154) пишет:

«Среди кристаллических сланцев докембрия, представляющих результат метаморфизации песчано-глинистых и мергелистых отложений, а частью также известняков, имеют заметное распространение резко от них отличающиеся в химико-минералогическом отношении амфиболиты и некоторые роговообманковые сланцы. Они слагают пачки, мощностью от нескольких метров до десятков и даже до сотен метров. Их надо рассматривать, как ортоамфиболиты — метаморфизованные эффузивы и вулканогенные образования, в основном одновременные с накоплением вмещающих их отложений; в некоторых случаях рассматриваемые породы залегают в форме даек и интрузивных залежей и представляли собою диабазы и близкие к ним по составу породы. Такого происхождения ортосланцы встречаются по всей площади распространения докембрийских отложений на Северном Кавказе, от Ардона на востоке, до реки Белой на западе» (стр. 94—95).

Вслед за этим И. Г. Кузнецов, касаясь древнейших кислых эффузивов, отмечает: «надо полагать, что кроме упомянутых основных древнейших эффузивов в течение докембрия имели место и кислые извержения; однако продукты их метаморфизации не столь резко отличаются от вмещающих их парасланцев, менее привлекают внимание геологов и, строго говоря, не могут считаться установленными» (стр. 95).

б. Интрузивные образования

1) Полевошпатовые амфиболиты рр. Баксана и Б. Лабы

В верховьях рек Баксана и Б. Лабы А. Г. Кобилев (134, 135) в слюдяных сланцах и гнейсах нижнего докембрия отмечает имеющиеся секующее положение полевошпатовые амфиболиты, которые в большинстве случаев являются изверженными породами габбродиабазового семейства. Как указывает И. Г. Кузнецов (154) полевошпатовые амфи-

болиты по Чегему местами обогащены крупными кристаллами граната, иногда содержат только биотит и переходят в слюдяно-роговообманковые гнейсы. В них наблюдаются реликтовые структуры габбро. «Глубокий метаморфизм, обнаруживаемый этими породами, присутствие в них жил пегматитов,—характерных дериватов гранитов Главного хребта, значительное распространение здесь-же пневматолитовых и гидротермальных образований (турмалин, графит, сульфиды)—все указывает на более, древний возраст основных интрузивов, по сравнению с гранитами Главного хребта, и на существенную роль последних в процессе метаморфизации первых в амфиболиты» (стр. 96).

2) Огнейсованные слюдяные и слюдяно-роговообманковые породы восточного подножия вершины Ваза-хох

На Северном Кавказе во многих местах устанавливаются древнейшие кислые интрузивные породы. По И. Г. Кузнецову (154) сюда должны быть отнесены огнейсованные слюдяные и слюдяно-роговообманковые породы восточного подножия вершины Ваза-хох, обнаруживающие интрузивные контакты со слюдяными сланцами и гнейсами. «Вместе с тем, весь комплекс упомянутых пород служит кровлей интрузии древних серых гранитоидов (гранитов Главного хребта) и прорывается ими и их пегматитами» (154 стр. 98).

Аналогичные породы встречаются и на территории Грузии: сюда повидимому должны быть отнесены ортогнейсы Дзирульского массива, встречающиеся среди глубоко метаморфизованных кристаллических сланцев.

3) Лейкократовые ортогнейсы рр. Чегема и Баксана

Древнейшие кислые интрузии встречаются в ряде мест Кабардино-Балкарии. Интрузивные породы, развитые между реками Чегем и Баксан, пересекаемые притоками последнего — речками Кестанта и Сакашиль, представлены лейкократовыми ортогнейсами различной структуры и окраски. Среди них попадаются ортогнейсы то массивные, то полосатые со средним или крупным зерном. Встречаются с очковой текстурой, а также светло-серые и розовые гранитоиды. Главная их составная часть — кварц, микроклин, кислый плагиоклаз, слюда, реже хлорит, из аксессуарных минералов присутствуют апатит и циркон.

4) Тектониты (катаклазиты) р. Аксаута

В свите слюдяных сланцев и гнейсов по И. И. Бессонову (34, 35) прослеживаются выходы в виде двух полос тектонитов или катаклазитов, протягивающихся от верховьев Аксаута до впадения речки Санчаро в Б. Лабу. По сведениям того-же автора, слюдяные «тектониты» являются представителями наиболее древних кислых интрузий Кавказа, которые претерпели неоднократные процессы метаморфизации. По Бессонову, в верховьях рек Б. и М. Зеленчуков иногда наблюдаются целые хребтики сложенные этими породами с параллелепипедальной

отдельностью, характерной для гранитов, в других случаях—небольшие тела внедряются в обычные докембрийские гнейсы.

По И. Г. Кузнецову, (154) «в верховьях Зеленчуков, среди тектонитов имеются и более тонкорассланцованные светлые, зеленовато-серые средне- и мелко-зернистые породы давленных порфиров и, наконец, такие однородно-плотные породы, которые по своей структуре и по тектоническому положению (вдоль южной границы юрской депрессии-грабена) должны быть отнесены просто к милонитам» (стр. 100).

Эти породы мы предположительно рассматриваем, как кислую аплитовую фацию гранитоидов, давших тектониты. Сюда-же повидимому относятся лейкократовые ортогнейсы Кабардино—Балкарии.

Наблюдение над большинством гранитоидов показало, что их возраст определяется орофазой, проявление которой мы должны ожидать после той осадочно-вулканогенной и эффузивной формации, которая сечется данными гранитоидами (115).

Исходя из этого положения и, в соответствии с вышеприведенными данными, первый докембрийский (нижнедокембрийский) магматический цикл будет иметь следующий вид:

1. Жилы (корни) эффузивов, повидимому представляющие собою диабазовые, габбро-диабазовые, габбровые и близкие к ним породы, метаморфизованные в амфиболиты (полевошпатовые амфиболиты р.р. Баксана и Б. Лабь).

2. Эффузивные и вулканогенные породы габбро-диабазового состава, метаморфизованные в амфиболиты и роговообманковые сланцы.

3. Кислые эффузивные породы и их жильные фации.

4. Кислая интрузивная фаза: огнейсованные слюдяные и слюдяно-роговообманковые породы восточного подножия вершины Ваза-хох; лейкократовые ортогнейсы рр. Чегема и Баксана; тектониты (катаклазиты) р. Аксаута; ортогнейсы Дзирульского массива, встречающиеся среди кристаллических сланцев.

5. Аплитовая фаза: мелкозернистые давленные порфиры верховьев р.р. Б. и М. Зеленчуков и лейкократовые ортогнейсы Кабардино—Балкарии.

2. ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ:

а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования

Как было уже отмечено, в верхнедокембрийский кристаллический комплекс входят разнообразные кварцевые, серицитовые, хлоритовые и роговообманковые сланцы. Они развиты к северу от палеозойских отложений — зоны Передового хребта. Это — в основном осадочные и в незначительной мере изверженные породы, повидимому образованные в результате верхнедокембрийского вулканизма.

В Грузии аналогичные породы встречаются в области развития докембрийских кристаллических сланцев, в частности они отмечаются в Дзирульском массиве.

Б. Интрузивные образования

1) Основные и ультраосновные породы зоны Главного хребта и малых массивов Грузии

В зоне Главного хребта, в пределах выходов древнейшего кристаллического субстрата, обнажаются интрузивные породы — гипербазиты, представленные роговообманковыми и роговообманково-пироксеновыми перидотитами, пироксенитами, горнблендитами и роговообманковыми габбро. Их выходы известны в Кабардино-Балкарии и Карачае.

По данным Е. В. Кузнецовой (145) в верховьях рек Туяла и Сукана (Восточная Балкария) выходы пород габбро-перидотитового ряда подчинены остаткам гнейсов нижнего докембрия. В последних габбро-перидотиты образуют дайки и некрупные штоки и содержат их ксенолиты. Кроме того, из многочисленных наблюдений явствует, что гипербазиты пересекаются жилами серых биотитовых микроклиновых гранитов и их пегматитов, что не оставляет сомнения в более молодом возрасте гранитов Главного хребта по сравнению с древнейшими гипербазитами.

И. Г. Кузнецов рассмотренные гипербазиты помещает под заголовком «Протерозойские ультра-основные и основные породы», против чего нет возражений.

На территории Грузии отмечаются три различные группы основных и ультра-основных пород — амфиболиты, габбро-перидотиты и серпентиниты. Образование последних объясняется серпентинизацией пород первых двух групп.

Среди распространенных на территории Грузии основных и ультраосновных пород, в первую очередь, следует назвать абхазские выходы.

АБХАЗИЯ

В Абхазии Г. Р. Чхотуа (274) описывает перидотиты, дуниты, различные габбровые породы и серпентиниты. Он называет также амфиболиты, хлоритовые и амфиболовые сланцы, которые по мнению автора, могли образоваться в результате метаморфизации основных и ультраосновных пород. Нам кажется, что среди последних пород имеются и древние эффузивные образования. По мнению того же автора основные и ультраосновные породы, большинство которых приурочено к кристаллическим сланцам, должно быть получены в результате дифференциации одной магмы, незначительная же часть, возможно является продуктом магмы другого времени. По наблюдениям Г. Р. Чхотуа, в ущельи р. Клыч свита кварцитов и филлитов, которым автор приписывает нижнепалеозойский возраст, сечется габбро-диоритами, а несколько севернее серпентинитами. В контакте с последними филлиты испытывают оталькование.

Так как палеозойский возраст филлитов Абхазии еще не установлен, и пока что он основан на предположении, нельзя считать доказанным также палеозойский возраст гипербазитов. Несмотря на это, не исключена возможность, что среди гипербазитов Абхазии имеются и палеозойские представители, так же как это имеет место, например, на Северном Кавказе и в Дзирульском массиве.

На расстоянии одного километра от р.р. Нахари и Клухора, среди валунов этих рек найдены гросулярдиопсидовые скарны, которые могли образоваться в результате контактметаморфизации пород, давших серпентиниты.

В ущельях рр. Хецквари и Гвандры видно, как габбро и амфиболиты, с которыми связаны серпентиниты, секутся серыми гранитоидами и их пегматитами.

Древнейшие основные и ультраосновные породы Абхазии объединяются в четыре группы.

- 1) Перидотиты рр. Хецквари, Птиши, Гвандры, Абиергваны и Клыч;
- 2) Габбро-амфиболиты рр. Хецквари, Чхалты, Гвандры и Бавию;
- 3) Амфиболиты рр. Хецквари, Гвандры и горы Хутия;
- 4) Кварцевое габбро и кварцевые диориты перевалов Санчар и Аджапса.

В первую группу входят саксониты, дуниты, энстатиты, верлиты, пироксениты, тремолитизированные и слюдяные перидотиты, серпентиниты и тремолитовые и актинолитовые сланцы. Во вторую — габбро-амфиболиты рр. Хецквари, Чхалты и Гвандры; габбро-пегматиты, плагиоклазиты, плагиоаплиты—лейкократовая серия, габбро, габбро-диабазы, горблендиты и другие,—меланократовая серия р. Бавию. В третью — роговообманково-плагиоклазовые гранатовые и полевошпатовые амфиболиты, роговообманковые сланцы, гранат-амфиболовые породы, амфиболиты с гранатом, ставролитом и андалузитом. В четвертую — меланократовые кварцевые диориты, кварцевые габбро-диориты и габбро.

Саксониты внешне представляют зеленые зернистые породы. Микроструктура паналлотриоморфная, которая иногда приближается к гипидиоморфной. Порода состоит из оливина (87 проц.), ромбического пироксена (7 проц.), тремолита (3 проц.), магнетита и хромита (2 проц.) и клинохлора (1 проц.). Наряду с этими минералами в породе обыкновенно входит пикотит.

Химический состав саксонита р. Хецквари.

	1
SiO ₂	43,42
Al ₂ O ₃	1,00
Fe ₂ O ₃	0,71
FeO	6,96
Cr ₂ O ₃	0,45
NiO	1,38
MnO	0,13
MgO	45,62
CaO	0,48
Na ₂ O	0,10
K ₂ O	0,04
Влага	0,11
Потери при прокалив. .	0,55
Сумма в %/о	99,95



Дуниты связаны с саксонитами постепенными переходами, часто они состоят исключительно из оливина с $2V = 86^\circ - 87^\circ$, $ng - pr = 0,036$. Ввиду этого они приближаются к мономинеральным породам — оливинитам. Нередко в них содержится тремолит, что сближает их с тремолитовым перидотитом. В результате серпентинизации дунитов получаются серпентиниты.

Энстатититы в саксонитах и дунитах образуют отдельные участки. Микроструктура их зернистая, часто пойкилитовая. Состоят из ромбического пироксена с $2V = 74^\circ$, $ng - pr = 0,012$ и округлых зерен оливина с $2V = 86^\circ$, $ng - pr = 0,036$. Наблюдается изменение ромбического пироксена в тремолит, антофиллит и тальк.

Верлиты характеризуются паналлотриоморфной структурой. Состоят из округлых зерен оливина с $2V = 88^\circ - 90^\circ$, $ng - pr = 0,039 - 0,040$, моноклинного пироксена (диопсида), образующего призматические и округлые зерна, рассеянные по всей породе с $2V = 55^\circ$, $сng = 35^\circ$, $ng - pr = 0,023 - 0,024$, призматического тремолита с $2V = 82^\circ$, $сng = 18^\circ$, $ng - pr = 0,024$ и клинохлора с $2V = 10 - 25^\circ$, $ng - pr = 0,008$.

Пироксениты большей частью состоят только из пироксена, а иногда и из небольшого количества оливина. Микроструктура их приближается к пойкилитовой. Пироксен образует крупные кристаллы с $2V = 57^\circ$, $сng = 40^\circ$. Он часто амфиболитизирован.

Тремолитизированные перидотиты имеют широкое развитие. Тремолит образован за счет оливина, причем тремолитизация оливина не дошла до конца. Порода состоит почти исключительно из оливина (70 проц.) с $2V = 86^\circ$, $ng - pr = 0,035$, тремолита (19 проц.) с $2V = 79^\circ - 84^\circ$, $сng = 19^\circ$, клинохлора (7 проц.), рудного минерала (4 проц.), а иногда и ромбического пироксена. Характерным для этих пород является процесс серпентинизации.

Химический состав тремолитизированного перидотита р. Хецквари.

	2
SiO ₂	45,15
TiO ₂	нет
Al ₂ O ₃	1,35
Fe ₂ O ₃	2,69
FeO	6,32
MnO	0,16
MgO	38,60
CaO	2,35
Na ₂ O	0,39
K ₂ O	0,16
SO ₃	2,25
Влага	0,25
Сумма в %/о	99,67

Слюдяные перидотиты найдены только среди валунов. Полагают, что они среди перидотитов встречаются в виде отдельных участков. Имеют порфириобластовую микроструктуру; состоят, главным образом, из крупных кристаллов оливина с $2V = 86^\circ - 88^\circ$, $ng - pr = 0,035 - 0,036$, вторичного биотита и, кроме того, небольшого количества актинолита, хромита, магнетита и хлорита.

Серпентиниты образованы, как за счет дунитов, так и за счет перидотитов. Первые имеют зеленый цвет, а вторые — черный, так как эти последние богаты рудными минералами. Серпентиниты состоят главным образом из хризотила и антигорита, вместе или в отдельности. В их состав иногда входят рудный минерал, хромит, магнетит и пентландит.

Химический состав серпентинита р. Гвандры.

	з
SiO ₂	39,12
Al ₂ O ₃	1,40
Cr ₂ O ₃	0,46
Fe ₂ O ₃	6,53
FeO	5,40
NiO	0,36
MnO	0,12
CaO	0,36
MgO	33,38
Na ₂ O	0,80
K ₂ O	0,08
SO ₂	0,80
Влага	0,20
Потери при прокалив. .	12,50
Сумма в %/о	102,05

Тремолитовые и актинолитовые сланцы образованы в результате полной тремолитизации и актинолитизации перидотитов. Рассматриваемые породы состоят из актинолита с $2V = 80^\circ$ и антофиллита с $2V = 88^\circ - 90^\circ$. Последний встречается самостоятельно в виде асбеста, а также вместе с актинолитами и тремолитом. Кроме упомянутых минералов в породе содержатся шпинель, ромбический пироксен с $2V = 83^\circ$ и клинохлор с $2V = 10^\circ - 25^\circ$, $ng - pr = 0,08$.

Габбро — амфиболиты имеют панидиоморфнозернистую структуру, приближающуюся к офитовой, состоят из плагиоклаза (лабрадора), уралитовой роговой обманки с $ng = 17^\circ - 18^\circ$, $2V = 78^\circ$, гастингсита с $ng = 28^\circ$, $2V = 62^\circ$, биотита, моноклинного пироксена и редко кварца.

Химический состав габбро-амфиболита р. Гвандры.

	4
SiO ₂	48,88
TiO ₂	1,15
Al ₂ O ₃	19,20
Fe ₂ O ₃	1,65
FeO	6,65
MnO	0,17
MgO	5,30
CaO	10,50
Na ₂ O	2,16
K ₂ O	0,92
Влага	1,97
Потери при прокалив. .	0,20
Сумма в %/о	98,75

С габбро-амфиболитами р. Бавию связаны серпентиниты и жильные образования основной магмы: габбро-пегматиты, плагиоклазиты, плагиоаплиты — лейкократовая серия, габбро, габбро-диабазы, горн-блендиты и другие — меланократовая серия.

Роговообманково-плагиоклазовые амфиболиты всегда темного цвета, сланцеватые, с гранобластической структурой; состоят из обыкновенной роговой обманки с $\text{cng} = 25^\circ$, $2V = 88^\circ$, а иногда и кварца. Из аксессуарных минералов ильменит и сфен, редко рутил и апатит, иногда же моноклинный пироксен и биотит. Временами содержание кварца сильно увеличивается.

Полевощпатовые амфиболиты имеют белый цвет, так как главной составной частью породы являются плагиоклаз (андезин или лабрадор). В небольшом количестве содержатся кварц и роговая обманка, обыкновенная или уралитовая.

Роговообманковые сланцы состоят из обыкновенной роговой обманки и редко плагиоклаза.

Гранатовые амфиболиты отличаются от только, что описанных присутствием граната.

Гранатово-роговообманковые породы (эклогиты), ганетически связаны с гранатовыми амболитами. По предположению Г. Р. Чхотуа они образованы в результате воздействия гранитной магмы на амфиболиты. Рассматриваемые породы состоят из розового граната (альмандина), между зернами которого располагается роговая обманка с $\text{cng} = 25^\circ$ и $2V = 84^\circ$. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен, оливин и спорадические зерна моноклинного пироксена.

Гранатово-биотитовые породы аналогичны эклогитам, разница заключается в присутствии биотита.

Амфиболиты с гранатом, ставролитом и андалузитом чередуются между собою. Состоят они из плагиоклаза, среди зерен которого рассеяны кристаллы граната, ставролита, андалузита, и редко дистена. Кроме того в состав этих пород входят роговая обманка, биотит, кор-

диорит, шпинель, фибролит и иногда кварц. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен и ильменит.

Кварцевые диориты, кварцевые габбро и габбро развиты в районах перевалов Санчар и Аджакса. Они состоят из кварца (23 проц.), плагиоклаза № 35—43 (43 проц), роговой обманки (23 проц.) с $\text{cng} = 17^\circ$, $2V = 79^\circ$ и биотита (6 проц). Из аксессуарных минералов в них содержатся апатит, сфен, циркон и ильменит, из вторичных — хлорит (2 проц), эпидот и цоизит. Некоторые разновидности этих пород содержат калиевый полевой шпат, вследствие чего они приближаются к банатитам и гранодиоритам. На основании изложенного автор не уверен в том, что эти породы являются дериватами основной магмы.

Среди упомянутых пород встречаются также кварцевые габбро, содержащие авгит. В их состав входит серицитизированный плагиоклаз (49 проц.) № 53, авгит (21 проц.) с $\text{cng} = 46^\circ$, $2V = 56^\circ$, роговая обманка (22 проц.) с $\text{cng} = 20^\circ$, $2V = 76^\circ$, биотит (2 проц), кварц (5 проц.) и хлорит (1 проц.).

ВЕРХНЯЯ СВАНЕТИЯ

В Верхней Сванетии среди основных пород отмечаются амфиболиты, габбро и диориты. Амфиболиты рассматриваются вместе с кристаллическими сланцами, что касается других основных пород, то о них ничего определенного сказать нельзя, так как их коренные выходы пока не обнаружены. Описываются только лишь валуны, причем отмечается, что они имеют древний облик. Недостаток сведений об этих породах объясняется кроме слабой изученности района, также и тем, что по всей вероятности в Верхней Сванетии древние основные породы развиты слабо.

Габбро имеет темно-серый, вернее черный цвет. Состоит, главным образом из плагиоклаза (№ от 53 до 71) и моноклинного пироксена (диопсида) с $2V = 50^\circ$ и $\text{cng} = 38^\circ$. В оливиновых разностях содержится авгит; из аксессуарных минералов мы имеем сфен, из вторичных — хлорит и цоизит.

Химический состав габбровых пород Верхней Сванетии.

	5	6
SiO ₂	51,86	48,42
TiO ₂	0,81	1,62
Al ₂ O ₃	19,64	14,11
Fe ₂ O ₃	1,66	3,03
FeO	5,38	8,76
MnO	0,09	0,10
MgO	4,88	6,33
CaO	8,48	10,31
Na ₂ O	2,58	13,29
K ₂ O	1,66	0,22
Влага	0,36	0,39
Потери при прокалив. .	2,53	3,26
Сумма в %	99,93	99,84

ВЕРХНЯЯ РАЧА

В Верхней Раче основные породы представлены амфиболитами, которые в серых гранитоидах встречаются в виде ксенолитов. Самый значительный выход обнажается на северном склоне горы Кароби.

Амфиболиты состоят из преобладающего количества обыкновенной роговой обманки с $\text{cng} = 16^\circ - 18^\circ$ и серицитизированного и соссюритизированного плагиоклаза; спорадически встречается повидимому вторичный кварц; из акцессорных минералов содержатся крупные изометричные кристаллы апатита и пирит.

* * *

Других указаний о наличии основных и ультраосновных пород на южном склоне Главного Кавказского хребта нет. В районе Казбека, как видно, из литературных источников, древние основные и ультраосновные породы не встречаются. Таким образом, надо считать, что преобладающее развитие на южном склоне Главного Кавказского хребта основные и ультраосновные породы получили в Абхазии. Возможно именно этим и объясняется хорошая изученность рассматриваемых пород в этой области.

ДЗИРУЛЬСКИЙ МАССИВ

Среди малых массивов Грузии (Локский, Храмский и Дзирульский) основные и ультраосновные породы больше всего развиты в Дзирульском кристаллическом массиве. Здесь мы встречаем разнообразные палеозойские диориты, габбро и серпентиниты, которые на всем протяжении массива образуют изолированные тела различных размеров.

В ряде мест Дзирульского массива в кристаллических сланцах отмечаются габбро-амфиболиты, среди которых, повидимому имеются докембрийские представители, так как в серых гранитоидах (кварцевых диоритах) описываются крупные ксенолиты габбро-амфиболитов (133 стр. 88).

2) Серые гранитоиды или гранитоиды зрны главного хребта

Под серыми гранитоидами или гранитоидами Главного хребта имеются в виду те древние гранитоидные породы, которые слагают основную часть хребта. Эти гранитоиды также называются центральными. И. Г. Кузнецов (154) относительно этих гранитоидов говорит: «следует также отметить, что граниты Главного хребта представлены отнюдь не однообразными и, строго говоря, не одновозрастными породами. Здесь наблюдаются, прежде всего, резко отличающиеся одна от другой по структуре породы: порфировидные, равномернозернистые, а среди последних — средне- и мелкозернистые; имеются и текстурные различия, — гранитоиды с гнейсовидной текстурой и однородо-массивные. Устанавливаются и заметные колебания состава — от типичных гранитов до кварцевых диоритов, наконец в последнее время в ряде случаев, и при том в разных участках зоны Главного хребта наблюдались интрузивы»

зивные контакты между различными по структуре и текстуре гранитоидами, ксенолиты одних разновидностей в других и т. д.» (стр. 106).

По И. Г. Кузнецову все эти породы имеют много общего; кали-натриевый полевой шпат представлен всегда решетчатым микроклином, анортоклаз отсутствует, ортоклаз присутствует в редких случаях; цветной минерал — биотит то свежий, то хлоритизированный; ни пироксена, ни роговой обманки даже в самых основных представителях древних гранитоидов — нет.

В немногих случаях в контакте с роговообманковыми сланцами — амфиболитами или гипербазитами наблюдается роговая обманка.

В Армении, в области развития кристаллических сланцев, обнажается так называемый Мисханский гранитоидный массив. На основании имеющихся материалов Мисханские гранитоиды считаются дотуронскими, а по аналогии с древними гранитоидами Дзирульского, Храмского и Локского массивов В. Н. Котляр (141) предположительно относит их к древним гранитоидам. По данным упомянутого автора «состав дотуронских гранитов определяется главным образом кварцем, кислым плагиоклазом, ортоклазом, микроклином, биотитом и в меньшей степени роговой обманкой. Часто наблюдается уменьшение количества кварца с переходом пород в граносиениты» (стр. 273).

Повидимому среди пород, объединяемых в серые гранитоиды или гранитоиды Главного хребта, серый цвет которых обусловлен малым содержанием калиевого полевого шпата, местами имеются и более молодые представители, синхроничные красным гранитоидам.

Ряд геологов, работающих на Северном Кавказе отмечает, что красную или серую окраску некоторых древних гранитоидов нельзя считать характерным признаком для определения возраста того или иного из них, так как в одном и том же массиве ими наблюдались постепенные переходы гранитоидов одного цвета в другие, без интрузивных контактов.

В Храмском массиве нам довелось наблюдать фацию серых гранитоидов, несомненно более молодых, чем серые гранитоид-гнейсы и габбровые породы, и повидимому синхроничные с красными гранитоидами.

Такие случаи наблюдаются и в Дзирульском кристаллическом массиве.

По поводу серых гранитоидов (кварцевых диоритов) Дзирульского массива имеются следующие указания Т. Г. Казахашвили (237). В кварцевых диоритах окрестностей сел. Надабури были обнаружены ксенолиты сланцев похожих на нижнепалеозойские филлиты, на основании чего было высказано предположение о палеозойском возрасте серых гранитов. Впоследствии то-же самое место было осмотрено С. С. Чихелидзе (269), который подтвердил наличие в кварцевых диоритах серицит-мусковитовых сланцев. Он отмечает, что эти последние очень похожи на более метаморфизованные пачки нижнепалеозойской филлитовой свиты, с одной стороны, и на менее метаморфизованные пачки допалеозойских кристаллических сланцев, с другой.

Вслед за этим С. С. Чихелидзе приводит другие, факты, на основании чего он защищает мнение о более молодом возрасте серых гранитоидов Дзирульского массива, чем возраст нижнепалеозойских фил-

литов. Автор отмечает, что в нижней части р. Нинисис-цхали и на правом склоне р. Черат-хеви, в филлитовую зону врезывается кварцевый диорит, который по видимому является апофизой типичных серых гранитоидов (кварцевых диоритов) Дзирульского массива, обнажающихся в соседстве, у сел. Уцлеви.

Таким образом, пока, что нет убедительных данных, которые указывали бы на более молодой возраст кварцевых диоритов (серых гранитоидов) Дзирульского массива, по сравнению с нижнепалеозойскими филлитами, так как, во-первых, нет основания думать, что ксенолит сланца происходит из филлитовой толщи и, во-вторых, нет уверенности в том, что отмеченная С. С. Чихелидзе апофиза относится к типичным кварцевым диоритам Дзирульского массива.

Относительно возраста «серых микроклиновых гранитов» Абхазии Г. Р. Чхотуа (274) пишет следующее: «Взаимоотношения гранитов с филлитами не отличаются достаточной ясностью. Однако по мере приближения к гранитам, в филлитах заметна перекристаллизация с появлением типичной роговиковой структуры. Из роговиков сложен живописный Нахарский водопад. В то-же время в контактовых зонах гранит обогатается биотитом и делается более темным.

За недостатком времени ознакомиться ближе с характером контакта не удалось. Указанные явления можно было бы объяснить более молодым возрастом гранитов по отношению к кварцито-филлитовой толще, причем некоторые особенности контакта, как раздробленность пород, отсутствие даек и апофиз, можно было бы поставить в связь с последующей разрывной тектоникой.

Существуют и другие данные, говорящие за более молодой, в сравнении с кварцито-филлитовой толщей, возраст «центральных гранитов». Это — их взаимоотношения с габбро и с серпентинитами и амфиболитами. По рекам Хецкваре и Гвандре видно, что габбро и амфиболиты, с которыми связаны серпентиниты, секутся жилами пегматитов и гранитов, причем легко устанавливается связь этих пегматитовых и гранитных жил с более крупными выходами «центральных микроклиновых гранитов». Если вспомнить, что габбро, амфиболиты и серпентиниты в нашем районе секут в свою очередь филлито-кварцевую толщу, и что такие же взаимоотношения устанавливаются для Северного Кавказа и Закавказья, то мы должны будем принять палеозойский возраст и для «серых гранитов» (стр. 15—16).

Приведенные автором соображения нам не представляются вполне убедительными, так как палеозойский возраст филлитов Абхазии еще не доказан. Но если даже среди «серых гранитов» Абхазии мы будем иметь другой, более молодой возрастной тип, то это отнюдь не означает, что все так называемые «серые граниты» или «Граниты Главного хребта», а также базиты и гипербазиты — палеозойские образования.

В одной из своих работ (254), Н. Ф. Татришвили в свое время писал: «Помимо вышеописанных кварцевых диоритов, в районе ледников Буба и Чанчахи встречены выходы кварцевых диоритов иного типа.

Тогда, как только, что описанные кварцевые диориты являются фацией порфириовидного гранита и представляют общее с ним интрузивное тело, данные кварцевые диориты являются самостоятельной и, может быть, более молодой интрузией. Внедряясь в гранит, они частич-

но ассимилировались с ним, и вместе с этим становились кислее, обогащая светлыми компонентами, главным образом, кварцем и даже кали-шпатом» (стр. 97).

Разнообразие в породах, объединяемых под названием «серые граниты» отмечается и некоторыми другими авторами.

В верховьях реки Айгамуги-дон М. И. Ициксон (122) отмечает различные структурные и минералогические типы. Кроме того, в некоторых из них автору удалось наблюдать относительную возрастную последовательность. Типы М. И. Ициксона следующие:

1) Порфирировидные биотитовые гранодиориты с крупными выделениями микроклин-пертита и зонального плагиоклаза (№ от 17 до 27).

2) Равномерно-зернистые двуслюдяные граниты с ксенолитами порфирировидных гранодиоритов.

3) Биотито-роговообманковые кварцевые диориты (более молодые, чем первые два).

4) Хлоритизированные фаснальские гранитоиды по структуре похожие на гранитоиды первого типа, но сопоставляемые автором с равномерно-зернистыми двуслюдяными гранитами.

И. Г. Кузнецов (154) выделяет биотито-роговообманковые кварцевые диориты из гранитов Главного хребта и рассматривает их вместе с нижнекарбовыми основными и средними по кислотности интрузиями.

Основные положения последнего автора, касающиеся возраста серых гранитоидов сводятся к следующему:

«Граниты Главного хребта имеют интрузивные контакты с кристаллическими сланцами, относимыми к нижнему докембрию, в некоторых случаях не исключена возможность отнесения вмещающих пород к верхнему докембрию.

С нижним палеозоем ни в одном случае интрузивных контактов тех или других разновидностей гранитов Главного хребта не было установлено. Указания на наличие интрузивных контактов гранитов с кристаллическими сланцами кассарской свиты в бассейне Ардона не могут быть истолкованы как доказательство контакта гранитов Главного хребта с нижним палеозоем, во первых, потому, что нижнепалеозойский возраст даже части кассарской свиты не доказан, во вторых, потому, что мраморы кассарской свиты, палеозойский возраст которых можно допустить, через посредство конгломератов налегают на гранитные дайки в кристаллических сланцах. Метаморфические сланцы нижнего палеозоя, находящиеся в тектоническом контакте с гранитами Главного хребта вдоль северной границы последнего по рр. Баксану, Кубани, Зеленчуку, сохраняют свой типичный облик слабо метаморфизованных пород, по сравнению с теми кристаллическими сланцами, которые будучи древнее гранитов, в той или иной мере подвергались воздействию интрузии последних.

Галька гранитов и кристаллических сланцев содержится в конгломератах девона.

В тектонических зонах к северу от зоны Главного хребта эрозией вскрыты метаморфические и подчиненные им интрузивные породы, имеются гранитоиды, которые с достаточными основаниями относятся к нижнему палеозою, но которые не могут быть сопоставляемы с гранитами Главного хребта.

Все это позволяет считать граниты Главного хребта докембрийскими образованиями. Мною относились они в последнее время к нижнему докембрию. В настоящее время я отношу их к концу протерозоя, завершая их интрузией второй крупной докембрийский геологический цикл. К концу же первого цикла относятся подчиненные кристаллическим сланцам нижнего докембрия ортогнейсы — древнейшие на Кавказе кислые гранитоиды» (стр. 125—126).

Исходя из всего изложенного, нижняя возрастная граница «серых гранитоидов» определяется на основании прорывания этими гранитоидами до-палеозойских кристаллических сланцев. Что касается верхней возрастной границы, то ее выводят из следующих данных. Как было отмечено по данным И. Г. и Е. В. Кузнецовых по р. Бад-дону (приток р. Ардона) в конгломератах нижнего или среднего палеозоя имеются гальки гранитов.

В верховьях реки Уруштена граниты Главного хребта трансгрессивно перекрываются нижним карбоном. Кроме того, по данным И. Г. Кузнецова гальки гранитов вместе с кристаллическими сланцами содержатся в конгломератах девона.

Таким образом, возраст «серых гранитоидов» определяется вероятнее всего как послениждекембрийский и додевонский. Скорее всего они — докембрийские, вследствие того, что, как это будет видно из дальнейшего изложения, для них в нижнем палеозое не остается места. Кроме того они приурочены исключительно к тем кристаллическим сланцам, докембрийский возраст которых повидимому не вызывает сомнений.

АБХАЗИЯ

Все Абхазские древние гранитоиды, за отсутствием надежных отличительных данных, мы условно объединяем в один докембрийский возрастной тип. Но это отнюдь не значит, что среди них не имеются и более молодые — палеозойские представители. Среди «серых гранитоидов» Абхазии, а также базитов и ультрабазитов, повидимому имеются такие типы, которые повидимому являются соответствующими членами нижнепалеозойского (кембрийского) магматического цикла.

Гранитоидный массив Клухорского перевала в Абхазии является самым крупным. Он тянется от рр. Хецквара и Птиши до границы Верхней Сванетии и продолжается на территории последней. Рассматриваемые породы имеют светло-серый цвет. Большинство их — равномернозернисты, хотя имеются и порфирио — и гнейсовидные разновидности. Состоят из кварца (33 проц), микроклина решетчатого (22 проц.) с $2V = 85^\circ - 88^\circ$, плагиоклаза (38 проц.) с № от 25 до 35, сильно измененного хлоритизированного и частично мусковитизированного биотита (4 проц), мусковита (2 проц), хлорита (1 проц.), и очень редко роговой обманки с $сng = 17^\circ$, $2V = 80^\circ$. (Химический состав гранитоида Клухорского перевала см. на стр. 27).

Гранитоидный массив Марухского перевала по величине занимает в Абхазии второе место. Марухский массив находится к западу от Клухорского и простирается от перевала Аданге до моста Гваштхва. Вмещающими породами являются кристаллические

сланцы. Облик этих пород такой-же, как и у гранитоидов Клухорского перевала. По минералогическому составу эти породы представляют непрерывный ряд от кварцевых диоритов до гранитов, причем преобладают первые; состоят они из кварца (38 проц.) с волнистым погасанием, микроклина (9 проц.) с $2V = -86^\circ$, зонального плагиоклаза (51 проц.), № ядра которого доходит до 32, а к периферии опускается до 10, биотита, который нацело замещается хлоритом (2 проц.), а также редко роговой обманки с $\text{cng} = 16^\circ$, $2V = -85^\circ$.

Химический состав гранитоида Клухорского перевала.

7	
SiO ₂	72,89
TiO ₂	0,26
Al ₂ O ₃	14,58
Fe ₂ O ₃	2,01
FeO	0,34
MnO	0,03
MgO	0,64
CaO	1,40
Na ₂ O	2,50
K ₂ O	4,12
P ₂ O ₅	0,05
Влага	0,07
Потери при прокалив. .	0,93
Сумма в %/о	99,82

Химический состав гранитоидов Марухского перевала.

	8	9	10
SiO ₂	77,85	75,36	74,23
TiO ₂	0,20	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	13,87	13,17	13,87
Fe ₂ O ₃	0,64	1,05	0,31
FeO	1,50	1,36	1,26
MnO	следы	следы	следы
MgO	0,74	0,60	0,26
CaO	1,70	1,75	1,32
Na ₂ O	3,52	3,96	3,55
K ₂ O	1,96	2,02	3,86
P ₂ O ₅	0,22	0,06	—
SO ₃	—	0,34	—
Влага	0,09	0,15	0,16
Потери при прокалив. .	0,98	0,50	0,62
Сумма в %/о	100,27	100,46	99,58

Гранитоиды р. Лашипсе и перевала Санчар слагают несколько небольших массивчиков. Они секут кристаллические сланцы и подчиненные им амфиболиты и габбровые породы, состоят из кварца (43 проц.), слегка серицитизированного плагиоклаза (50 проц.), состав которого поднимается до ряда андезина, роговой обманки (1 проц.) с $spg = 17^\circ$, $2V = 81^\circ$, мусковита (1 проц.) и хлорита по биотиту (5 проц.).

ВЕРХНЯЯ СВАНЕТИЯ

В этой области мы имеем двуслюдяные микроклиновые гранодиориты, гранодиоритгнейсы, кварцевые диориты и банатиты.

Двуслюдяные гранодиориты развиты в районе ущелья р. Накры и горы Сгима-Зуки. Они внедрены в кристаллические сланцы вдоль сланцеватости; представлены серыми породами с порфировидной средне — и крупно-зернистой структурой.

Состоят они из кварца (31 проц.), микроклина (23 проц.), плагиоклаза (38 проц.) из ряда андезина, биотита (4 проц.), мусковита (2 проц.) и хлорита (2 проц.). Акцессорные минералы: апатит и циркон. Вторичные — хлорит и серцит.

Химический состав двуслюдяных гранитоидов:

	11
SiO ₂	67,77
TiO ₂	0,44
Al ₂ O ₃	15,58
Fe ₂ O ₃	2,02
FeO	1,94
MgO	1,13
CaO	2,96
Na ₂ O	3,54
K ₂ O	3,96
H ₂ O	0,33
Сумма в %/о	100,80

Гранодиоритгнейсы очень близки к вышеописанным породам. В поле можно наблюдать постепенные переходы гранодиоритгнейсов в двуслюдяные гранодиориты. Гнейсовидная структура обусловлена чередованием светлых и темных частей породы; состоят из кварца (32 проц.), микроклина (32 проц.), плагиоклаза (29 проц.), мусковита (4 проц.) и хлорита (3 проц.), образованного за счет биотита.

Как двуслюдяные гранодиориты, так и гранодиоритгнейсы характеризуются секущими их пегматитовыми и аплитовыми дериватами. Эти последние ничем не отличаются от их материнских пород, если не считать увеличения количества микроклина и отсутствие биотита. Они состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза и мусковита. В пегматитах плагиоклаз альбитового ряда, а в аплитах — олигоклазового. Причем в последних плагиоклаз часто серицитизирован. В аплитах, наряду с мусковитом, встречается также хлорит. Они богаты кварцем с волнистым погасанием.

Кварцевые диориты и банатиты встречаются в районе горы Ужба, Чаринды и других местах. От вышеописанных пород Верхней Сванетии они отличаются минералогическим составом, что главным образом выражается в малом содержании калиевого полевого шпата. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Состоят они из кварца (28 проц.), калиевого полевого шпата (5 проц.), плагиоклаза (53 проц.) из ряда олигоклаза, биотита (10 проц.), роговой обманки (3 проц.) с $mg = 21\%$, хлорита (1 проц.) и аксессуариев (1 проц.).

ВЕРХНЯЯ РАЧА

Интрузивные породы Верхней Рачи представлены серыми гранитоидами, которые включают в себя крупные ксенолиты кристаллических сланцев. Среди гранитоидов различают: порфириовидные гранодиориты и кварцевые диориты.

Порфириовидные гранодиориты больше всего распространены в районе вершин Домбарула и Эдена и, частично, в районе Мамисонского перевала, спорадически они встречаются повсеместно.

Представлены эти породы плотной крупнозернистой разностью серого цвета, с порфириовидными, иногда очень крупных размеров выделениями кали-шпата. Цвет их, в зависимости от количества темноцветных компонентов, меняется от темносерого до светло-серого и почти белого. Структура их гипидиоморфнозернистая, порфириовидная, благодаря развитию крупных кристаллов кали-шпата.

В основном породы состоят из кварца (21 проц.) с волнистым погасанием, свежего микроклина (29 проц.) со включениями плагиоклаза, биотита и кварца, пелитизированного и серицитизированного, реже эпидотцитизированного плагиоклаза (35 проц.) из ряда олигоклаза-андезина, иногда полностью хлоритизированного биотита (1 проц.) и мусковита (4 проц.). Из аксессуарных минералов (1 проц.) имеются сфен, апатит и циркон.

Химический состав порфириовидных гранодиоритов.

	12	13	14
SiO ₂	70,45	64,47	71,17
TiO ₂	0,20	0,45	0,36
Al ₂ O ₃	14,63	17,22	14,93
Fe ₂ O ₃	0,27	0,03	0,36
FeO	2,10	3,73	2,03
MnO	0,03	0,05	0,03
MgO	0,88	1,26	0,91
CaO	2,88	2,96	1,79
Na ₂ O	4,77	3,24	3,94
K ₂ O	2,14	5,23	3,18
P ₂ O ₅	0,12	0,20	0,27
SO ₃	0,27	нет	0,07
Влага	0,97	0,19	0,11
Потери при прокалив. .	0,23	0,92	1,11
Сумма в %/о	99,94	99,95	100,31

Кварцевые диориты развиты, главным образом, на хребте Кароби, в районах ледников Киртишо, Бокос, и отчасти Буба, приурочены они к надвиговой зоне.

По кислотности и характеру плагиоклазов кварцевые диориты почти не отличаются от вышеописанных порфиоровидных гранодиоритов. Выделяют их в особую группу из-за отсутствия порфиоровидной структуры и ничтожного содержания, а иногда и полного отсутствия в них кали-шпата.

В надвиговой зоне они сильно раздроблены и милонитизированы, степень динамометаморфизма уменьшается по мере удаления от линии надвига. Они претерпели не один, а несколько видов метаморфизма, которые, перекрывая один другого, сильно изменили, исказили первоначальный вид пород.

В этой связи надо отметить динамо — и контактный метаморфизм, который вызван молодыми, кислыми породами, сильно развитыми в данном районе.

Кварцевые диориты представлены крупнозернистыми, сильно трещиноватыми породами темносерого цвета, трещины которых заполнены эпидотом, иногда хлоритом. Породы эти содержат большое количество ксенолитов, кристаллических сланцев, частично ассимилированных ими, вследствие чего они обогащены темными компонентами и кластическим материалом.

Структура пород гипидноморфнозернистая, состоят они из раздробленного кварца (29 проц.), микроклина (6 проц.), серицитизированного, пелитизированного и соссюритизированного плагиоклаза (55 проц.) из ряда альбита, биотита, часто замещенного хлоритом (7 проц.), обыкновенной роговой обманки (2 проц.) с $\text{cng} = 16^\circ - 18^\circ$ и аксессуариев (1 проц.) — циркона, апатита, сфена и рудного минерала.

Химический состав кварцевых диоритов.

	15
SiO ₂	66,38
TiO ₂	0,27
Al ₂ O ₃	16,43
Fe ₂ O ₃	0,89
FeO	2,90
MnO	0,07
MgO	1,51
CaO	4,06
Na ₂ O	4,44
K ₂ O	1,44
P ₂ O ₅	0,04
SO ₃	0,27
Влага	0,25
Потери при прокалив. .	1,17
Сумма в %/о	100,12

ДАРЬЯЛЬСКИЙ И ГВИЛЕТСКИЙ МАССИВЫ.

Самый восточный выход гранитоидов Главного хребта обнажается в районе Дарьяльского ущелья. Единый гранитоидный массив здесь разобщен трансгрессивно налегающими лейасовыми осадками на две части, на Дарьяльский и Гвилетский массивы. Кроме этих сравнительно крупных обнажений, в рассматриваемом районе известны три небольших выхода древних гранитоидов: 1) в верховьях р. Чачи; 2) на склоне правого берега р. Кистинки и 3) в ущельи р. Таргмис-цхали. Д. С. Белянкин и В. П. Ренгартен севернее вершины, с отметкой 2971 фиксируют еще один выход гранитоидов. Все эти выходы представлены светлосерыми крупнозернистыми породами. Структура их гипидиоморфнозернистая, частично порфириовидная. Состоят они из раздробленного кварца (31 проц), микроклина (21 проц.), крупных идиоморфных, серицитизированных и сосюритизированных кристаллов плагиоклаза (41 проц.) из ряда олигоклаз-андезина, хлоритизированных, часто изогнутых чешуек биотита (7 проц.) и, редко роговой обманки. Кроме этих минералов констатированы: ортит, апатит, циркон и рудный минерал. В некоторых образцах отмечается присутствие обыкновенной роговой обманки.

Гранитоиды Гвилетского массива по сравнению с такими же породами Дарьяльского массива выявляют более сильную степень динамометаморфизма и вторичных процессов.

Химический состав Дарьяльского гранитоида по Д. С. Белянкину.

16	
SiO ₂	67,34
TiO ₂	0,51
Al ₂ O ₃	15,05
Fe ₂ O ₃	1,62
FeO	2,14
MnO	0,07
MgO	1,30
CaO	3,11
Na ₂ O	3,37
K ₂ O	3,60
Влага	0,27
Потери при прокалив. .	0,76
Сумма в %/о	99,14

КАХЕТИЯ

В ущельи р. Лопоты у впадения в нее р. Муха-хеви, в зоне нарушений среди юрских осадков обнажаются древние кристаллические породы, представленные сильно смятыми альбитхлоритовыми и кварцитовыми сланцами, а также, по определению В. Н. Лодочникова, милонитизированными гранитоидами. Эти породы рассматриваются, как части тектонически оторванные от кристаллического субстрата. Микро-

структура гранитоида катакластическая. Порода раздроблена и милонитизирована, состоит она из кварца, кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата; кроме того, отмечается присутствие пирита, хлорита и эпидота.

ДЗИРУЛЬСКИЙ МАССИВ

В Дзирульском массиве синхронные с гранитоидами Главного хребта породы представлены кварцевыми диоритами и микроклинизированными кварцевыми диоритами. Последние образовались в результате микроклинизации (привноса микроклина) в кварцевые диориты.

Микроклинизация данных пород связана с более поздней интрузивной фазой, с той, которая дала ниже-палеозойские, т. н. красные гранитоиды.

Кварцевые диориты в отношении других кристаллических пород Дзирульского массива играют ведущую роль.

Структура их гипидиоморфнозернистая, местами гнейсовидная. Состоят они из кварца (32 проц.), имеющего сильное волнистое погасание, плагиоклаза (45 проц.) из ряда олигоклаз-андезина, хлоритизированного биотита (19 проц.) и мусковита (3 проц.). Из аксессуаров содержатся циркон, рудный минерал, редко апатит. Вторичные минералы — эпидот, цоизит, кальцит, серицит, мусковит, сагинит, хлорит и пелитовое вещество.

Иногда в этих породах в небольшом количестве встречается калиевый полевой шпат и обыкновенная роговая обманка с $\text{cng} = 16^\circ$.

Химический состав породы.

	17
SiO_2	64,03
TiO_2	0,77
Al_2O_3	16,69
Fe_2O_3	0,99
FeO	4,46
MnO	0,18
MgO	2,46
CaO	5,31
Na_2O	2,35
K_2O	1,58
P_2O_5	0,50
SO_3	1,04
Влага	0,21
Потери при прокалив. .	0,49
Сумма в %	100,71

Микроклинизированные кварцевые диориты являются крупнозернистыми породами. В зависимости от количества

фемических минералов окраска меняется от светлосерого до темносерого.

Микроструктура их гипидиоморфнозернистая, но почти всегда бывает нарушенная. Динамометаморфизм проявляется в раздробленности кварца и плагиоклаза. Порода состоит из кварца (20 проц.), крупных кристаллов плагиоклаза (45 проц.), из ряда андезина, микроклина (24 проц.), содержание которого сильно меняется от одного образца к другому, и хлоритизированного биотита (11 проц.). В незначительном количестве иногда присутствует обыкновенная роговая обманка. Акцессории: апатит, циркон, рудный минерал, редко ортит. Вторичные, кроме хлорита, эпидот.

Необходимо отметить, что микроклин часто располагается в породе линейно, а иногда имеет секущий характер.

Химический состав пород.

	18	19
SiO ₂	64,22	62,39
TiO ₂	0,88	0,79
Al ₂ O ₃	14,12	17,63
Fe ₂ O ₃	3,12	2,82
FeO	3,18	2,64
MnO	0,80	0,27
MgO	2,00	1,75
CaO	4,84	3,31
Na ₂ O	3,12	2,26
K ₂ O	2,27	3,60
P ₂ O ₅	0,11	0,31
SO ₃	0,78	0,83
Влага	0,23	0,11
Петери при прокалив. .	1,42	0,89
Сумма в %/о	100,37	99,63

ХРАМСКИЙ МАССИВ

В Храмском массиве верхнедокембрийские гранитоиды представлены гранитоид-гнейсами, которые внедряются в биотитовые, мусковит-серицитовые и хлоритовые сланцы, имеющие сильно подчиненное развитие и представленные только в виде небольших останцев и ксенолитов.

Гранитоид-гнейсы развиты в ущельи р. Храма и по ее правому притоку р. Джуджани. Представлены они темно-зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми породами, в которых почти всегда наблюдается гнейсовидность. С гранитоид-гнейсами связаны аплитовые и кварцевые жилы, пересекающие материнскую породу.

Структура их гипидиоморфнозернистая, наблюдающаяся гнейсовидность обусловлена параллельным расположением чешуек биотита. Порода состоит из кварца (33 проц.), имеющего волнистое погасание,

часто вытянутого по сланцеватости, редко микроклина (2 проц.), крупных серицитизированных кристаллов плагиоклаза из ряда андезина (47 проц.), чешуек хлоритизированного биотита (16 проц.), мусковита (1 проц.), вторичных минералов (1 проц.), серицита, хлорита, эпидота, цоизита, мусковита, пелитового вещества, сагинита, лимонита и акцессорных минералов: магнетита и апатита.

Калиевый полевой шпат для рассматриваемых пород является чуждым, привнесенным из более молодых красных гранитов.

Химический состав кварцевого диоритового гнейса р. Джуджиани.

	20
SiO ₂	63,44
TiO ₂	0,46
Al ₂ O ₃	18,00
Fe ₂ O ₃	0,90
FeO	5,05
MnO	0,06
MgO	2,57
CaO	2,01
Na ₂ O	2,45
K ₂ O	2,35
P ₂ O ₅	0,08
Влага	0,46
Потери при прокалив. .	2,84
Сумма в %/о	100,67

ЛОКСКИЙ МАССИВ

Древнейшими гранитоидами, которые секут только кристаллические сланцы, а сами со своей стороны пересекаются всеми остальными как кислыми, так и основными породами Локского массива, являются биотитовые гранитоиды, где биотит полностью или почти полностью хлоритизирован. Следует отметить, что эти породы, как правило, не включают в себя темные ксенолиты или шпиры и секутся многочисленными меланократовыми жилами габбро и диабазов.

Микроскопически рассматриваемые породы большей частью крупно или средне-зернистые, редко мелкозернистые. Цвет породы розовато-серый, в богатых калиевым полевым шпатом разностях даже красный. По количественно-минералогическому составу здесь встречаются почти все представители гранитоидов, как-то: гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и сиенит-диоритов.

Структура их гипидиоморфная. Порода состоит из аллотриоморфного кварца (24 проц.), то с слабым, то с сильным волнистым погасанием, почти всегда свежего калиевого полевого шпата (12 проц.), большей частью нерешетчатого микроклина с 2V от — 86° до ± 90°, полисинтетически sdвойникового, в той или иной степени серицитизированного или пелитизированного идиоморфного плагиоклаза (52

проц.), из ряда альбит-олигоклаза, а также андезина, реликтов, уцелевших от хлоритизации, биотита и псевдоморфоз хлорита по биотиту (10 проц.). Редко встречается роговая обманка (1 проц.). Из аксессуаров содержатся апатит, циркон и рудный минерал. Из вторичных (1 проц.) кроме хлорита встречаются кальцит, эпидот и мусковит.

Химический состав гранитоидов.

	21
SiO ₂	61,88
TiO ₂	0,38
Al ₂ O ₃	19,32
Fe ₂ O ₃	1,72
FeO	3,00
MnO	0,05
MgO	2,61
CaO	4,37
K ₂ O	2,46
Na ₂ O	2,18
P ₂ O ₅	0,13
SO ₂	0,04
Влага	0,30
Потери при прокалив. .	1,68
Сумма в %/о	100,12

На основании изложенного второй докембрийский (верхнедокембрийский) магматический цикл будет иметь следующий вид:

1. Жилы (корни) эффузивов, повидимому, представляющие собою диабазовые, габбро-диабазовые, габбровые и близкие к ним породы, метаморфизованные в амфиболиты и роговообманковые сланцы.

2. Эффузивные и вулканогенные основные породы, метаморфизованные в амфиболиты и роговообманковые сланцы.

3. Основные и ультраосновные интрузивные породы—зоны Главного хребта и малых массивов Грузии: габбро, горнблендиты, роговообманково-пироксеновые перидотиты Кабардино-Балкарии, Карачая и др. Амфиболиты Рачи, габбро-амфиболиты Дзирульского массива.

4. Кислая интрузивная фаза: серые гранитоиды или гранитоиды Главного хребта.

5. Аплитово-пегматитовая фаза: аплиты и пегматиты, связанные с серыми гранитоидами и гранитоидами Главного хребта.

ПАЛЕОЗОИ

А. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

1. НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОИ

Кембрий

В северо-западной части Кавказа хорошо выделяются три свиты,— две песчано-сланцевые и разделяющая их известняковая. На террито-

рии к востоку от Эльбруса мы имеем, повидимому лишь обрывки нижней свиты, представленные осадочными породами, метаморфизованными в слюдисто-хлоритовые и слюдисто-хлорито-кварцитовые сланцы и кварциты.

«Нижнепалеозойские отложения обнажаются, как сказано, отрывочно вдоль границы нижнего докембрия и среднего палеозоя, по южному склону Передового высоко-горного хребта от Чегема до Эльбруса и далее к западу. Кроме того, совсем обособленный выход расположен по рр. Малке, Хасауту и Мушту, к северу от интрузии красных гранитов» (154, стр. 31).

«Наиболее древние из палеозойских эффузивов мы находим в нижней свите метаморфических сланцев, то-есть, в той, которая залегает в бассейне р. Лабы ниже свиты известняков со средне-кембрийской фауной и может быть отнесена к нижнему кембрию. Здесь имеются метаморфизованные, еще мало изученные порфириты, реже кварцевые порфиры, а также измененные туфогенные породы порфиритового состава. В верхней (над известняками среднего кембрия) свите той-же толщи отмечаются горизонты роговообманковых сланцев и амфиболитов (?), часть которых представляет собой, повидимому продукт метаморфизации основных эффузивов, или же мелких пластовых интрузий» (154, стр. 128).

По реке Хасаут и по низовьям ее притока речки Мушту, а также по реке Малке, у устья Хасаута, среди нижне-палеозойских метаморфических сланцев встречаются рассланцованные, главным образом, основные и отчасти кислые эффузивы: основные порфириты, измененные породы типа диабазов, кварцевые порфириты и др.

2. СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Силур

По среднему течению реки Малки, ниже устья р. Хасаута, имеются обособленные от остальных средне-палеозойских свит, верхне-силурийские отложения, которые представлены (63, 64) пачкой слоистых, слегка перекристаллизованных известняков, содержащих богатую фауну верхнего силура, переходного в девон и более мощной свитой темных, слегка метаморфизованных глинистых сланцев (филлитов) с несколькими тонкими горизонтами известняков. И. Г. Кузнецов (154) предполагает, что мощная толща кварцитовидных песчаников, находящаяся в тектоническом соприкосновении с известняками верхнего силура, может представлять более низкие горизонты верхнего силура, или даже нижнесилурийские образования.

К верхнему силуру условно относят «свиту песчанистых пород с признаками конгломератов в основании, обнажающихся по Мушту и Хасауту, и налегающую с некоторым несогласием на метаморфические сланцы нижнего палеозоя, составляющие северное обрамление Малкинской интрузии красных гранитов» (154, стр. 32).

Девон

Девонская свита мощностью до 2000 метров прослеживается от Эльбруса до истоков р. Кяфара и изобилует эффузивными и вулканогенными породами. Эффузивы особенно широко развиты в свите, относимой В. Н. Робинсоном к верху нижнего и низу среднего девона, которая обнажается по рекам Кубани, Маруху, Б. Зеленчуку и верховьям Кяфара. Нижние части этой свиты, мощность которой превышает 1000 метров представлены кислыми эффузивами: рассланцованными кварцевыми порфирами, альбитофирами и кварц-порфиристыми туфами, которые выше чередуются со сланцами, туфопесчаниками и конгломератами.

В вышележащих двух свитах, относимых к среднему и к низу верхнего девона, кроме только что упомянутых осадочных образований, содержатся также известняки и горизонты вулканических туфов. Самые верхние горизонты девона не лишены также вулканогенного материала. Таким образом весь известный на Северном Кавказе девон характеризуется вулканической активностью кислой магмы.

Нижний карбон

Эти отложения расчленяются на три свиты: Центральную, Тырнаузскую и Карачаевскую. Стратиграфических соотношений между этими свитами нигде не наблюдается. В Западном Кавказе возраст Карачаевской свиты определяется, как верхний ярус нижнего карбона.

Центральную и Тырнаузскую свиты относят к визейскому ярусу, предполагая, что первая из них более ранняя и стало быть Карачаевская свита является самой молодой из всех трех свит.

В Центральной свите снизу вверх различают две подсвиты: известняковую, представленную, то ясно слоистыми, то массивными, рифового характера известняками и песчаниково-сланцевую, сложенную преимущественно из слоистых песчаников и глинисто-песчаных сланцев, а также прослой конгломератов. Последняя подсвита В. Н. Робинсоном сопоставляется с турнейским ярусом.

На основании резкой фациальной разницы между упомянутыми двумя подсвитами, усугубляемой присутствием конгломератов во второй подсвите, И. Г. Кузнецов делает заключение о наличии тектонической фазы на границе отложений обеих подсвит, с чем, по видимому, надо согласиться, но тогда центральная свита уже не будет являться единой свитой, а распадается на две независимые свиты.

К западу от р. Кубани широко распространенные основные магматические породы—порфириты и габбро-диабазы, залегают в более нижних частях песчаниково-сланцевой свиты. В верховьях же р. Кяфара, в верхних частях той же свиты имеются горизонты миндалекаменных порфиритов и кислые эффузивные породы.

Тырнаузская свита развита между рр. Баксаном и Малой. По данным И. Г. Кузнецова в ее состав входят: пестро-цветные филлиты и глинистые сланцы; кварциты и песчаники; конгломераты; яшмы и яшмовидные породы; кремнистые породы (лидиты) и глинисто-кремнистые сланцы; вулканические туфы и бластопорфиroidы; спилиты

и различные порфириды. Отмеченные вулканогенные породы составляют наиболее мощные горизонты среди всех перечисленных осадочных образований (кварцитов, филлитов, яшмовидных пород и др.).

Среди конгломератов находят гальку докембрийских кристаллических сланцев, ортогнейсов, гранитов Главного хребта и др.

«Кроме эффузивов и вулканогенных образований, одновременных с накоплением свиты, в последней содержатся и интрузивы гипабисальной и дайковой фаций, варьирующие по составу от кислых (фельзофиры, порфиры, гранодиориты, кварцевые диориты, до ультраосновных (пироксениты, перидотиты). Некоторые интрузивы, повидимому представляют в общем, одновременные с накоплением свиты в целом образования, другие несколько более поздние, но все еще нижекарбоновые» (154, стр. 35).

Между Центральной и Тырнаузской свитами И. Г. Кузнецов допускает тектоническую фазу.

Карачаевская свита обнажается от Тырнауза до левого бережья р. Кубани. Мощность ее превышает 2000 метров. По данным И. Г. Кузнецова, карачаевская свита распадается на четыре неравных горизонта:

1) Темноцветные глинистые сланцы с весьма подчиненными песчаниковыми прослоями.

2) Эффузивы порфиритов и порфиритовые туфы. Первые часто характеризуются шаровой отдельностью и миндалекаменным сложением.

3) Темные глинистые сланцы, переслаивающиеся с зеленоватыми полимиктовыми песчаниками с прослоями радиоларита и бескварцевого конгломерата, содержащего гальку, а чаще валуны и крупные глыбы известняков с девонской фауной (кораллы).

4) Крупные и грубые конгломераты с прослоями туфогенных грубозернистых песчаников, в конгломератах валуны и глыбы нижне- и верхнедевонских известняков и других пород среднего палеозоя; особенно много кварцевых порфиров из нижнего девона; в самом верху свиты появляются кварцевые песчаники и галька кварца—признак начавшегося размыва древних метаморфических формаций нижнего палеозоя или докембрия.

По значительно более слабой степени метаморфизации Карачаевской свиты допускают, что перед ее накоплением имелась тектоническая фаза.

3. ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Средний и верхний карбон

Средний и верхний карбон обычно объединяемые под названием продуктивной толщи, сложены, в основном из песчанико-сланцевых отложений со значительной долей конгломератов и эффузивов.

Средний карбон характеризуется резко несогласным налеганием на все более древние породы.

По В. Н. Робинсону отложения среднего и верхнего карбона представляют единую продуктивную толщу, без какого-либо перерыва в их

отложении. И. Г. Кузнецов на основании большого распространения в осадках стефанского яруса крупных конгломератов с валунами кварцевых порфиров среднего карбона, делает заключение о наличии крупных тектонических движений в начале верхнего карбона. Исходя из этого автор расчленяет продуктивную толщу на две формации.

В нижних конгломератах, подстилающих угленосные отложения вестфальского яруса, по р. Лабе отмечаются эффузивы, представленные миндалекаменными порфиритами и кварцпорфиритами. Стратиграфически выше начинают господствовать кислые эффузивы, ортофиры, кварцпорфиры и их туфы. «...Они, чередуясь с теригенными осадками, подстилают и покрывают угленосную свиту верхов вестфальского яруса. Еще выше, местами в верхах стефанского яруса, над горизонтом конгломератов снова появляются порфириты с шаровой отдельностью» (154, стр. 130).

Пермь

Пермские отложения делятся на три самостоятельные геологические формации или свиты. Красноцветную свиту нижней перми, которая в свою очередь подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты и на третью—верхнепермскую свиту.

Красноцветная свита состоит в основном из континентальных и прибрежных отложений. На площади выходов этой свиты от р. Кубани до р. Аксаута имеются основные и средние по составу эффузивные и вулканогенные образования (1, 163, 219).

Нижняя подсвита красноцветной свиты начинается глинистыми красными и отчасти зеленоватыми сланцами с пропластками известняков и песчаников.

Касаясь соотношений этой свиты с нижеследующими осадками, И. Г. Кузнецов отмечает: «Однако, по Чегему, выше села Актопрак, нижняя подсвита красноцветной толщи налегает на метаморфические сланцы верхнего докембрия, имея в основании горизонт конгломератов. Если учесть еще резкую смену фаций на границе нижней перми, то выделение верхнекарбонных отложений в самостоятельную, от нижнепермских, формацию, не должно вызывать сомнений» (154, стр. 39).

Верхняя подсвита красноцветной свиты сложена из краснобурых слоистых, часто крупных конгломератов, представляющих собой разнообразные породы от древнейших времен до верхнего карбона. Выше конгломераты переходят в песчаники. Эта свита налегает на все более древние формации. На основании этого перед отложением верхней подсвиты нижней перми отмечается фаза складкообразования.

Верхнепермская свита начинается базальным конгломератом, переходящим в песчаники и глинистые сланцы, выше сменяющиеся известняками с фауной брахиопод и пластинчатожаберных. Существование тектонической фазы перед отложением верхнепермских осадков не вызывает сомнений.

На основании всего этого палеозойские формации и вулканогенные образования можно расположить в следующую стратиграфическую колонку:

П а л е о з о и	В е р х н и й п а л е о з о и	Сред. карбон Верх. карбон	Продуктивная толща.	Верхнепермская свита	Начинается базальным конгломератом, переходящим затем в песчаники и глинистые сланцы, сменяющиеся выше известняками с фауной брахиопод и пластинчатожаберных.								
					п е р е р ы в								
					Верхняя подсвита	Краснобурые слоистые, часто крупные когломераты, представляющие разнообразные породы от древнейших времен до верхнего карбона, выше конгломераты переходят в песчаники.							
						п е р е р ы в							
					Нижняя подсвита	Красные, отчасти зеленоватые, глинистые сланцы с пропластками известняков и песчаников. На площади выходов этой свиты от Кубани до Аксаута имеются основные и средние по составу эффузивные и вулканогенные образования.							
						п е р е р ы в							
					С р е д н и й п а л е о з о и	Средний карбон	Намюрский ярус	Карацаская свита	4. Крупные и грубые конгломераты с прослоями туфогенных грубозерчатых песчаников. 3. Темные глинистые сланцы, переслаивающиеся с зеленоватыми полимиктовыми песчаниками с прослоями радиолярита и бескварцевого конгломерата. 2. Эффузии порфиритов и порфиритовые туфы. 1. Темноцветные пятнистые сланцы с весьма подчиненными песчаниковыми прослоями.				
									п е р е р ы в				
									Тырнаузская свита	Пестроцветные филлиты и глинистые сланцы, кварциты и песчаники, конгломераты, яшмы и яшмовидные породы, кремнистые породы (лидиты) и глинисто-кремнистые сланцы, вулканические туфы и blastsпорфириты, спилиты и различные порфириты (развиты между реками Баксаном и Малкой).			
										п е р е р ы в			
Центральная свита	Слоистые песчаники и глинисто-песчаные сланцы и выдерживающиеся прослой конгломератов. В нижних частях этой свиты к западу от р. Кубани залегают основные породы—порфириты и габбро-диабазы, в верхних-же частях (по р. Кяфар), миндалекаменные порфириты и кислые эффузивные породы.												
	п е р е р ы в												
Известняковая свита	Известняки, то ясно слоистые, то массивные, рифового характера.												
	п е р е р ы в												

Палеозой	п е р е р ы в	
	Средний палеозой	Девон (нижний и низы среднего девона) Рассланцованные кварцевые порфиры, альбитофиры, и кварцпорфировые туфы, чередующиеся со сланцами, туфопесчаниками и конгломератами (р. р. Кубань, Марух, Б. Зеленчук и верховья Кыфара).
	Средний палеозой	Верхний силур—девон Слоистые слегка перекристаллизованные известняки, темные слегка метаморфизованные глинистые сланцы (филлиты) с тонкими горизонтами известняков (р. Мелка), кварцитовидные песчаники и песчаники с признаками конгломератов (р. р. Мушта и Хасаут).
	п е р е р ы в	
	Нижний палеозой	Верхний (Верхний кембрий, нижний силур) Песчаниково-сланцевые осадочные породы, метаморфизованные в слюдяно-хлоритовые и другие сланцы. В них отмечаются горизонты основных эффузивов метаморфизованных в роговообманковые сланцы и амфиболиты.
	Кембрий	Средний Свита известняков.
Кембрий	Нижний Песчаниково-сланцевые осадочные породы метаморфизованные в слюдисто-хлоритовые и слюдисто-хлорито-кварцитовые сланцы и кварциты. Среди них метаморфизованные основные эффузивные породы—порфиры, диабазы и туфогены, реже кварцевые порфиры (обнажаются от р. Чегема до Эльбруса).	
п е р е р ы в		

Б. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

1. НИЖНИЙ ПАЛЕЗОЙ

Кембрий

а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования

Как видно из приведенной стратиграфической колонки палеозойских формаций, в нижнем палеозое (в кембрии) мы имеем эффузивные и осадочно-вулканогенные образования, представленные в подизвестняковой свите метаморфизованными основными породами—порфирами, диабазами и туфогенами, реже, кварцевыми порфирами. В надизвестняковой свите, среди песчаниково-сланцевых пород, метаморфизованных в слюдисто-хлоритовые и другие сланцы, отмечаются горизонты основных эффузивов, метаморфизованных в роговообманковые сланцы и амфиболиты.

Как указывает С. С. Чихелидзе (260), в Дзирульском массиве существенной составной частью филлитовой толщи являются древние порфириновые и габбро-диабазовые породы, метаморфизованные в зеленокаменные сланцы. По мнению автора, эти сланцы представляют собой древние подводно-вулканические и эффузивные образования, одновременные с отложением филлитовой толщи.

Что касается упомянутых автором секущих филлиты габбро-амфи-

болитовых жил, то повидимому одна часть их представляла подводящие каналы отмеченных эффузивов, другая же часть возможно более поздние образования.

Древние диабаз-порфириновые породы, как уже отмечалось, являются существенной составной частью филлитовой толщи. Особенно широко развиты они на дороге Чорчана—Квашава и по ущельям рек Маднис-геле и Нинисис-цхали. Причем, в окрестностях Чорчана преобладают мелкозернистые габбро-диабазово-порфириновые породы, а в ущельи р. Нинисис-цхали господствуют сравнительно крупнозернистые габбро-амфиболитовые разности.

После отложения осадочно-вулканогенного комплекса на Северном Кавказе, примерно на границе кембрия и силура отмечается переув. А. И. Джанелидзе (78) говорит, что фаза складкообразования происходит не тогда, когда в природе наблюдается трансгрессия, а несколько раньше, т. к. сначала идет складкообразование, а потом наступление моря. Показателем орогенетической фазы во времени может служить регрессивная свита, если в природе ее можно наблюдать.

С различными импульсами той орофазы, которая была проявлена в конце отложения рассмотренного осадочно-вулканогенного комплекса, повидимому связаны ряд следующих интрузивных пород.

б. Интрузивные образования

- 1) Серпентиниты рр. Уруштена, Армоквы, Маркопиджа, Блыба, Б и М. Лабы и др.

Эти серпентиниты считаются палеозойскими, каледонскими образованиями. Сюда-же относят массивы Тхач, Ачешбок, Малки (у сел. Хабаз), Бедена и станицы Даховской.

Часть из рассматриваемых серпентинитов, а именно Уруштена, М. Лаба и Маркопиджа были описаны еще в 1913 году Н. И. Безбородко (11), затем И. В. Поповым (215) в 1929 г. и более обстоятельно В. Н. Робинсоном (219) в 1932 г. Подробное петрографическое описание дано Н. А. Игнатьевым (120) в 1936 г.

Особенностью ультраосновных интрузий р. М. Лабы является теснейшая их связь с интрузиями кварцевых диоритов, причем совершенно определенно можно наблюдать рассланцованность обоих этих пород.

Относительно возраста этих серпентинитов, можно судить по следующим данным. Серпентиниты и прорывающие их кварцевые диориты перекрываются трансгрессивно отложениями нижнего триаса. Нижняя возрастная граница определяется на водоразделе между р. Б. Лабой и ее притоком речкой Б. Блыб, где наблюдались дайки серпентинита в известняковой свите среднего кембрия (219).

Эти наблюдения В. Н. Робинсона следует распространить только на серпентиниты района р. М. Лабы и левобережья р. Б. Лабы. Что касается серпентинитов восточнее р. Б. Лабы, то здесь они залегают не только в ниже—но и в средне-палеозойских отложениях. Но эти последние серпентиниты по представлениям И. Г. Кузнецова составляют особую геологическую формацию.

Последний автор говорит (154): «серпентиниты района М. Лабы состоят в основном из антигорита и хризотила с незначительными остатками первичных минералов—бронзита, диопсида, оливина; в том или ином количестве содержится также магнетит, хлорит, тальк, амфиболы (обыкновенная роговая обманка, актинолит, тремолит) и некоторые другие минералы. Последние из этих минералов местами имеют такое развитие, что образуются преимущественно тальково-хлоритовые породы типа горшечного камня. Судя по реликтовым минералам, первоначальные породы представляли ультраосновные разности габбро-перидотитопироксеновой магмы—пироксениты (бронзититы, вебстериты) и перидотиты (гарцбургиты). По мнению Н. А. Игнатьева, именно бронзититы, повидимому играли доминирующую роль, тогда как И. В. Попов и Н. Е. Ефремов допускали некоторую роль также и горнблендитов».

Касаясь возраста рассматриваемых пород И. Г. Кузнецов (154) пишет: «Принимая во внимание вышеприведенные геологические условия, резко отличные от тех, которые характеризуют заведомо нижнекарбонные серпентиниты, я, в согласии с В. Н. Робинсоном, считаю интрузии серпентинитов района р. М. Лабы, включая сюда и верховья реки Блыба докарбонными, вероятнее всего относящимися к концу нижнего и началу среднего палеозоя».

2) Северные серпентиниты

На Северном Кавказе И. Г. Кузнецов под названием северных серпентинитов выделяет три выхода,—Даховский (Белореченский), Малкинский и Беденский.

Даховский массив серпентинитов, по сравнению с остальными двумя, является самым западным на Северном Кавказе. Он обнажается по р. Белой между сел. Хамышки и станицей Даховской.

Малкинский массив серпентинитов—самый крупный и лучше других изученный на Северном Кавказе. Он изучался С. И. Талдыкиным (251), Р. П. Сердюченко (227, 228), А. П. Герасимовым (63) и др.

Рассматриваемый массив почти со всех сторон, кроме южной, трансгрессивно перекрыт юрскими отложениями.

Как утверждают А. П. Герасимов и Д. П. Сердюченко (63, 227), судя по реликтам первичных минералов, исходными породами, давшими серпентиниты, были перидотиты (гарцбургиты).

В области развития Малкинских серпентинитов при промывке четвертичных отложений, находят платину и осмистый иридий. Химические же анализы серпентинитов не показали наличия этих элементов, что объясняют ничтожным их содержанием.

Беденский массив серпентинитов обнажается в ущельи р. Б. Лабы и ее левого притока Бескес у западного подножья горы Беден на протяжении нескольких километров.

Относительно этих серпентинитов И. Г. Кузнецов (154) пишет следующее: «По мнению Н. Е. Ефремова контакт серпентинитов с палеозойскими метаморфическими сланцами интрузивный. С севера с серпентинитами контактируют, согласно данным ряда исследователей (В. Н. Робинсон, П. М. Татаринев, Д. П. Сердюченко), более молодые

граниты. Последние прорывают серпентинитовый массив, имеют с ним зубцеобразной формы контакт, включают в себя ксенолиты и вплавления серпентинита; кроме того, лампрофиры и пегматито-аплитовые жилы этих гранитов прорывают змеевиковые породы и дают ряд контактов метаморфических образований. Внедрение гранитов и их дериватов обусловило образование в серпентинитах месторождений асбеста. В зонах образовавшихся лиственитов, установлены минералы никеля и, кроме того, золото и висмут, характерные для кислой магмы. Серпентиниты, граниты и среднепалеозойские сланцы перекрыты трансгрессивно нижнеюрскими отложениями» (стр. 152).

О возрасте беденских серпентинитов, а следовательно и всех северных серпентинитов, И. Г. Кузнецов говорит (154):

«Совокупность имеющихся данных, приводимых при рассмотрении северных гранитов, позволяет с наибольшей вероятностью отнести время интрузии последних к концу нижнего, к началу среднего палеозоя. Соответственно каледонскими (или ранневарийскими) представляется возможным считать и беденские серпентиниты» (стр. 153).

ДЗИРУЛЬСКИЙ МАССИВ

Как уже было отмечено, среди малых массивов Грузии основные и ультраосновные породы больше всего развиты в Дзирульском массиве. Кроме уже рассмотренных древних габбро-амфиболитов, мы здесь встречаем также базиты и гипербазиты, которые прорывают древние кварцевые диориты и филлитовую толщу. Среди пород, секущих кварцевые диориты, можно назвать оливиновое, пироксен-амфиболовое и кварцевое габбро. Кроме того, в ущельи р. Рикотис-цхали, и кое-где в других местах, в микроклинизированных кварцевых диоритах, встречается шлировое ультраосновное габбро гибридного происхождения т. н. «рикоитит».

В одной из своих работ Г. М. Заридзе (100) высказал мнение, что эта гибридная порода образована в результате воздействия хевис-джварской кислой интрузии батского возраста на древнюю ультраосновную породу, частью возможно путем расплавления последней, а частью при взаимной реакции привнесенного вещества кислой интрузии и материала ультраосновной породы. Мнение это сейчас разделяется нами с той разницей, что метаморфизирующая магма была не та, которая дала Хевис-джварский массив, а та, которая образовала красные гранитоиды Дзирульского массива.

Серпентиниты Дзирульского массива залегают в виде отдельных, вытянутых линзообразных тел. Породы, давшие серпентиниты, внедрились вдоль тектонических нарушений, которые развивались в филлитовой толще и повидимому в кристаллическом субстрате, подстилающем филлитовую толщу.

Значительные выходы серпентинитов встречаются в районе р.р. Лопанис-цхали, Тетри-Миндори, Чешори, и с.с. Цедани и Ниниси. Минералогический состав всех месторождений одинаков. Исключение составляет Чешорский тальк, в котором обнаружены реликты ромбического пироксена и оливина.

Серпентиниты и другие основные и ультраосновные породы секутся красными гранитами Дзирульского массива.

Габбро-диориты представлены роговообманковыми и кварцевыми разностями. Породы эти образуют в кварцевых диоритах жилы различной величины и формы.

Структура их панидиоморфнозернистая. Состоят они из идиоморфных кристаллов серицитизированного и пелитизированного плагиоклаза из ряда андезина, частично хлоритизированной и эпидотизированной роговой обманки, иногда с пятнами биотита и биотита в виде самостоятельных чешуек.

Габбро сел. Ломиса представляет собой небольшой массив, состоящий из темно-серой, почти черной равномернозернистой породы, к периферии переходящей в порфиритовую разность.

Центральная часть. Структура панидиоморфнозернистая. Порода состоит из основного, слегка серицитизированного плагиоклаза, образующего пойкилитические сростки с пироксеном, со включением иголочек актинолита и крупных кристаллов местами серпентинизированного оливина с $2V = 80^\circ$, окруженного каймой моноклинного пироксена. Аксессуары представлены ильменитом и сфеном, вторичные минералы — серицитом, соссюритом и пренитом.

Периферия. Структура панидиоморфнозернистая, переходящая в порфиридовидную. Состоит из слегка серицитизированного, иногда же пренитизированного плагиоклаза № 80 и моноклинного пироксена с $\text{сng} = 40^\circ$, $2V = 60^\circ$, замещенного роговой обманкой.

Последняя одновременно образует ксеноморфные зерна зеленого цвета с нормальным плеохроизмом с $\text{сng} = 20^\circ$, $2V = 65^\circ$. Аксессуары — апатит, пирит, сфен.

Химический состав габбро сел. Ломиса.

	22	23
SiO ₂	41,56	42,31
TiO ₂	0,94	0,21
Al ₂ O ₃	16,92	20,02
Fe ₂ O ₃	6,92	6,04
FeO	9,19	3,88
MnO	0,20	0,10
MgO	7,27	10,08
CaO	13,01	13,22
Na ₂ O	2,31	1,36
K ₂ O	1,04	1,16
P ₂ O ₅	0,02	0,12
Влага	0,10	0,18
Потери при прокалив. .	0,70	1,26
Сумма в %/о	100,17	99,94

Ультраосновное шлировое габбро ущелья р. Рикотис-цхали имеет зеленовато-черный цвет. Порода состоит из моноклинного пироксена (65 проц.), плагиоклаза, калиевого полевого шпата, иногда

включающего зерна кварца ($1 + 0r = 34$ проц.), небольшого количества биотита (0,5 проц.) и роговой обманки (0,5 проц.). Из аксессуариев присутствуют апатит, рудный минерал и циркон, а из вторичных минералов — роговая, обманка, хлорит, серицит, эпидот и пелитовое вещество.

Химический состав габбро.

	24
SiO ₂	51,82
TiO ₂	1,95
Al ₂ O ₃	6,29
Fe ₂ O ₃	3,69
FeO	4,94
MnO	0,45
MgO	11,41
CaO	16,28
Na ₂ O	1,61
K ₂ O	1,39
Влага	0,31
Потери при прокалив. .	0,62
Сумма в %/о	100,76

Серпентиниты (133, 57) главным образом, сконцентрированы в окрестностях сел. Чорчана. Залегают они в филлитах, в виде отдельных удлинённых линз. Наиболее значительных размеров они достигают по р. Лопанис-цхали, р. Чешоре, в местности Тетри-Миндори и сс. Ниниси и Цедани.

Серпентиниты р. Лопанис-цхали являются однородными сильно трещиноватыми породами, обладающими преимущественно зеленоватым или синеватым цветом, поверхность трещин покрыта нефритонидной коркой, с жирным или эмалевым блеском.

Серпентиниты р. Чешоры представлены почти черными породами, поверхность которых обыкновенно покрыта зеленоватой нефритонидной коркой. Характеризуются плотной полиэдрической отдельностью. Местами заметно оталькование; мощность выхода достигает 500 метров.

Серпентиниты местности Тетри-Миндори представляют черную плотную, несколько сланцеватую породу с прожилками асбеста. Мощность выхода до 500 метров.

Серпентиниты сел. Ниниси имеют то зеленоватый, то синеватый цвета, с светло-серыми крапинками, обуславливающими пестрый облик породы, с микроскопически хорошо заметной ячеистой структурой.

Серпентиниты сел. Цедани являются компактной, темной или темно-синей породой, обладающей полиэдрической отдельностью.

По составу серпентиниты всех вышеперечисленных выходов однообразны. Состоят они из хризотила, антигорита, бастита, асбеста, серпофита, хлорита, вторичного магнетита, хромита и шпинели. В небольшом количестве содержатся: кальцит, фугсит и асбест. Структура типично петельчатая. Для всех серпентинитов характерной является полная серпентинизация составляющих их минералов. Исключение дает

Чешорский выход, где встречаются реликты ромбического пироксена и оливина.

Полагают, что породами, давшими серпентиниты, являются ультра-базиты (гарцбургиты), в результате автопротопневматолита которых и образовались серпентиниты.

Что касается талька, то думают, что он образовался путем воздействия на серпентиниты дериватов той магмы, которая дала палеозойские (красные) гранитоиды Дзирульского массива.

Химический состав серпентинита.

	25
SiO ₂	39,93
Al ₂ O ₃	1,18
Fe ₂ O ₃	5,48
Cr ₂ O ₃	0,34
FeO	0,79
MnO	0,09
MgO	37,62
CaO	следы
NiO	0,25
Na ₂ O	0,03
K ₂ O	0,08
Влага	1,65
Потери при прокалив. .	12,72
Сумма в %/о	100,19

ХРАМСКИЙ МАССИВ

В Храмском массиве большим распространением пользуются палеозойские основные породы, которые секут кварцевые диоритовые гнейсы и в свою очередь пересекаются палеозойскими красными или розовыми гранитоидами. Такое соотношение основных пород и гранитоидов Храмского массива отмечается и в отчете В. Я. Эдилашвили (280).

Основные породы Храмского массива представлены роговообманковыми габбро, авгитовыми габбро-диабазами, кварцевыми габбро и кварцевыми габбро-диабазами. Роговообманковое габбро представляет собою плотную темно-серую или зеленовато-серую породу с габбровой структурой. Состоит оно, главным образом, из полисинтетически сдвойникового и идиоморфного плагиоклаза (лабрадора) и зеленой обыкновенной роговой обманки с $\text{cng} = 20^\circ$, $2V = -78^\circ$. Авгитовый габбро-диабаз темного цвета. Структура офитовая. Порода состоит из идиоморфных кристаллов плагиоклаза ряда лабрадора, между которыми располагается моноклинный пироксен (авгит) с $\text{cng} = 48^\circ$ и $2V = -75^\circ$. Из аксессуаров встречаются рудный минерал, апатит и циркон. Из вторичных минералов — серицит. Кварцевые разновидности рассматриваемых пород наряду с упомянутыми минералами содержат кварц.

ЛОКСКИЙ МАССИВ

В Локском массиве установлены древнейшие гранитоиды, секущиеся множеством основных пород, некоторые представители, которых в свою очередь пересекаются более молодыми гранитоидами аляскитового типа (114).

Таким образом, вряд-ли можно сомневаться в том, что между двумя широко распространенными на Кавказе древними гранитоидами, условно называемыми по преобладающей их окраске «серыми» и «красными», существуют основные и ультраосновные породы. Вследствии этого мы считаем ошибочным отождествление указанных двух возрастных типов гранитоидов.

Часто меланкратовые жильные породы Локского массива содержат кварц. В ряде случаев совершенно определенно заметно, что кварц для определенной конкретной породы является чуждым, имеющим или инецированное, или-же ксенолитовое происхождение. В отдельных случаях габбро или диабаз не только обогащен кварцем, но и входящий в породу плагиоклаз полностью или частично альбитизирован, пироксен—нацело превращен в амфибол, иногда-же в результате хлоритизации, не остается и следа последнего. В таких случаях трудно решить вопрос о первичной природе породы.

Подобные габбро и диабазы согласно классификации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (171 стр. 322) мы относим к метадиоритам.

Метадиориты темно-серого, почти черного цвета. Структура их гипидиоморфнозернистая, с наклонностью к панидиоморфнозернистой. Порода состоит из рассеяного неравномерно по всей массе кварца, образующего иногда скопления и прожилки, и полисинтетически сдвойникового серицитизированного и иногда мусковитизированного плагиоклаза и хлоритизированной роговой обманки. Из акцессорных минералов содержатся апатит, циркон и рудный минерал. Из вторичных хлорит, эпидот, цоизит, кальцит и серицит.

Роговообманковое габбро представляет собою темно-серую мелко — и равномернозернистую породу, с панидиморфнозернистой структурой. Состоит габбро из серитизированного и пелитизированного призматического плагиоклаза идиоморфной эпидотизированной и хлоритизированной обыкновенной роговой обманки с $сng = 19^{\circ}$ и небольшого количества беспорядочно рассеянных зерен кварца. Из акцессориев встречаются апатит, сфен и рудный минерал.

3) Кварцевые диориты рр. М. Лобы, Маркопиджа и Уруштена

Они имеют линзовидную форму залегания, располагаются рядом с такими-же линзами серпентинитов, часто прорывают их и оказывают на них контактное воздействие (11, 120, 220).

Согласно Н. А. Игнатьеву (120) кварцевые диориты представляют собою главным образом, среднезернистые породы, размер зерна которых иногда доходит до 1 — 1,5 см. Состоят они из кварца (16 проц.), кислого плагиоклаза (до 70 проц.), слюды (мусковита, реже биотита) и роговой обманки.

С кварцевыми диоритами генетически связаны лампрофировые породы, аплиты и пегматиты. Лампрофиры в кристаллических сланцах и змеевиках образуют дайки мощностью в 10—30 см. Состоят они из плагиоклаза, пироксена и небольшого количества кварца и мусковита. В качестве постмагматических минералов содержатся биотит, образовавшийся за счет амфибола и, кроме того, эпидот и уралитовая роговая обманка. Наблюдается эвтектическая структура пироксена и амфибола с плагиоклазом.

Относительно возраста описываемых пород И. Г. Кузнецов пишет следующее (154): «Кристаллические сланцы с подчиненными им серпентинитами и кварцевыми диоритами трансгрессивно перекрыты нижним триасом. В верхнем палеозое, кое-где сохранившемся в рассматриваемой зоне, никаких признаков этих интрузивов не имеется. Интенсивная рассланцованность кварцевых диоритов промежуточной (южной) зоны резко отличает их не только от пород верхнепалеозойского интрузивного комплекса г. Ятырг-варты, но и от среднепалеозойских основных и средних пород смежного района верховьев р. Кыфара. Все это дало основания Д. П. Сердюченко отнести рассматриваемые породы к докембрию. Указание В. Н. Робинсона о наличии дайки серпентинитов в среднем кембрие между рр. Б. и М. Лабы и допущения этого геолога о возможности отнесения некоторой части кристаллических сланцев района среднего течения р. М. Лабы к самым низам кембрия, побуждает отнести кварцевые диориты и ассоциирующиеся с ними серпентиниты к нижнему палеозою и ставить их формирование в связь с каледонскими тектоническими движениями» (стр. 133—134).

За отсутствием пока что более убедительных данных приходится полагать, что дайка серпентинита, секущая средний кембрий является синхронной с теми серпентинитами, которые рассматриваются в этой главе. Хотя мало вероятно, но не исключена возможность допущения того, что секущая средний кембрий дайка серпентинита является более молодой и генетически с рассматриваемыми серпентинитами не связана. В этом случае мнение Д. П. Сердюченко вновь приобретает силу.

4) Красные или северные гранитоиды

Рассматриваемые гранитоиды на Северном Кавказе обнажаются в самой северной зоне, вследствие чего называются северными гранитоидами, а по преобладающей окраске — красными гранитоидами.

По данным А. П. Герасимова и К. Н. Паффенгольца (63, 205) к северным гранитоидам относятся следующие выходы: по речке Тызыл, левому притоку р. Баксана, по р. Малке к югу от устья р. Хасаута и по правому притоку последней — речки Мушт, по правым притокам р. Кубани, речкам Индыш-арты-кол, Индыш и Аман-кол, к юго-востоку от г. Микоян-Шахара, по р. Б. Лабе у устья речки Бескес; по р. Белой, к югу от станции Даховской, по речкам Эшкакону (Уч-кекен) и Аликановке, правым притокам р. Подкумка.

В других частях Главного хребта красные гранитоиды не известны.

По данным ряда авторов (63, 151, 154, 203, 222) граниты по рекам Малка и Мушта секут кристаллические сланцы нижнего палеозоя.

И. Г. Кузнецов (154) отмечает, что «... в сланцах низовьев рек Мушта и Хасаута встречаются кварцевые и кварцево-карбонатные жилы с пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом; значительное количество этих жил обнаруживают золотоносность. Из них же происходит россыпное золото, разрабатываемое с 1935 года по рекам Мушту, Хасауту и Малке. В той-же приконтактной зоне установлены оруденелые шеелитом зоны» (стр. 137).

На Северном Кавказе самым крупным выходом северных гранитов считаются выходы рек Мушта и Малка, которые осадками нижней юры на поверхности разделяются на две части. На юге вмещающими породами массива являются докембрийские сланцы, на севере—же метаморфические сланцы, которые раньше относились к нижнему докембрию, в настоящее же время считаются палеозойскими (63, 154).

Указанные сланцы, как к югу, так и к северу составляют постель массива. Кроме того, они часто в интрузиве образуют довольно крупные пачки. Наконец сланцы местами пересекаются и инецируются апофизами гранитоида. Остальная-же площадь гранитоидов и кристаллических сланцев перекрывается трансгрессивно песчаниками нижней юры, с аркозами в основании.

Интрузивные породы рек Малка и Мушта всегда имеют красный или розовый цвет. По количественно-минералогическому составу они должны быть отнесены к гранодиоритам. Плаггиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом, который большей частью является микроклином. По содержанию слюды они относятся к мусковитовым или двуслюдяным гранитоидам.

И. Г. Кузнецов (154) по литературным данным различные выходы северных гранитоидов характеризует следующим образом:

Порода выхода речки Тызыл в бассейне реки Баксана имеет красный или даже мясокрасный цвет, состоит из кварца (28 проц.), микроклина (40 проц.), кислого (около № 30) плаггиоклаза (25 проц.), мусковита (6 проц.) и акцессориев (1 проц.).

Гранитоиды Кубани аналогичны гранитоидам р. Малки, но здесь встречены и разности с роговой обманкой.

Дайки гранитоидов, гранит-аплитов и лампрофиров выхода рек Б. Лабы и Баксана по наблюдениям В. М. Татарина и Д. П. Сердюченко пересекают серпентиниты.

Минералогический состав гранита по данным последнего автора следующий: кварца до 39 проц., кислого (№ 6) плаггиоклаза 38 проц., микролина 13 проц., мусковита 4 проц., моноклинного пироксена 2 проц., эпидота и цоизита 4 проц., акцессорных минералов — пирита, сфена и др. 1 проц. В нем отмечают также присутствие роговой обманки и ортоклаза.

По р. Белой, между станцией Даховской и сел. Хамышки на гранитоиды с запада налегают трансгрессивно осадки келловей, а с юго-востока и северо-востока осадки верхнего триаса, среди которых характерно присутствие конгломератов с галькой гранитов.

В соответствии с этими данными определенно можно говорить лишь о палеозойском возрасте северных гранитов.

«Это заключение — пишет И. Г. Кузнецов (154) — можно было бы уточнить путем петрографического изучения галек и валунов гранитов

из конгломератов верхнего палеозоя, где встречаются граниты красного цвета, но принадлежат ли они именно к северным гранитам, нельзя сказать из-за недостаточности данных. Со времени карбона мы уже достаточно хорошо можем проследить характер вулканической деятельности на Северном Кавказе. В последовательности этих процессов во время карбона и перми мы не находим места красным гранитам и потому относим их условно к докарбонному возрасту, делая наиболее вероятное предположение о связи их с ранневарийской или с каледонской складчатостью».

А. П. Герасимов относительно времени образования красных гранитоидов высказывает следующую мысль: так как красные гранитоиды врезаны в свиту регионально метаморфизованных пород, которая должна была подвергнуться какой-то орофазе, надо думать, что внедрение интрузии связано с какой-то другой фазой складчатости. Если региональный метаморфизм кристаллических сланцев связан с дислокациями докембрия, то интрузия гранитоидов естественно увяжется с первыми фазами каледонской складчатости, а именно таконской — по Штилле.

Но не исключена другая возможность, а именно, что как региональный метаморфизм свиты, так и интрузия гранитоидов имела место в докембрии. Так как рассматриваемые гранитоиды характеризуются слабым катаклизмом, автор считает не менее допустимым внедрение интрузии увязать с судетской фазой варийской складчатости. Следовательно по А. П. Герасимову образование гранитоидов могло иметь место, начиная с докембрия до судетской фазы.

ДЗИРУЛЬСКИЙ МАССИВ

Наиболее яркие соотношения интрузивных циклов, и при этом аналогичные с Северным Кавказом, дает Дзирульский массив, где красные граниты секут кембрийскую филлитовую толщу, а также серые гранитоиды (кварцевые диориты) и прорывающие последние основные и ультраосновные породы (серпентиниты). Таким образом, не вызывает сомнения палеозойский возраст красных гранитов и, кроме того, их более молодой, по сравнению с кварцевыми диоритами и основными и ультраосновными породами, возраст.

В том-же Дзирульском массиве в ущелье р. Квирилы обнажается интрузив порфиоровидного гранита, описанный П. А. Топурия (260). Автор считает этот интрузив синхронным с интрузией красных гранитоидов. Существующее петрографическое отличие возможно объясняется условиями образования. Красные гранитоиды образуют абисальную интрузию, а Рквийский порфиоровидный гранитоид — гипабисальное тело. В пользу этого говорит наличие у калиевого полевого шпата небольшого и отрицательного угла между оптическими осями, который иногда опускается до 65 градусов, а также порфиоровидная структура породы.

Красные или розовые гранитоиды обнажаются в юго-восточной, южной и северной частях Дзирульского кристаллического массива. По составу среди этих пород различают две разновидности, а именно, нормальные и аляскитовые граниты. Граниты представлены

среднезернистыми породами, по содержанию слюды можно их назвать биотитовыми гранитами, но они иногда наряду с биотитом содержат также мусковит. Микроструктура гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из раздробленного или имеющего резкое волнистое погасание кварца (38 проц.), сильно пелитизированного и серицитизированного плагиоклаза (18 проц.), из ряда альбит-олигоклаза, содержащего выделения лимонита и эпидот-цоизита, слегка пелитизированного микроклина (43 проц.), часто хлоритизированного, реже обесцвеченного мусковитизированного биотита (3 проц.). Очень редко встречается роговая обманка с $spg = 16^\circ$. Акцессорные минералы: апатит, циркон и сфен. Вторичные — серицит, мусковит, хлорит, эпидот и пелитовое вещество.

Химический состав нормального и аляскитового гранитоидов.

	26	27
SiO ₂	69,59	79,29
TiO ₂	0,38	0,05
Al ₂ O ₃	16,02	13,22
Fe ₂ O ₃	0,40	0,98
FeO	1,75	0,25
MnO	0,06	0,03
MgO	0,42	0,47
CaO	1,86	0,68
Na ₂ O	3,72	2,53
K ₂ O	4,32	4,19
P ₂ O ₅	0,18	0,08
SO ₃	0,31	0,51
Влага	0,94	—
Потери при прокалив. .	0,17	0,57
Сумма в %/о	100,12	99,85

Рквийский порфиоровидный гранитоид обнажается в ущельи р. Квирилы. Он также, как и красные гранитоиды сечет кварцевые диориты Дзирульского массива. П. А. Топурия (260), изучивший Рквийский массив, сумел выделить породы центральной и периферической части его. По сообщениям автора интрузив слагают розовые и серые гранитоиды. В периферической части можно наблюдать более или менее широкую полосу розовых гранитоидов. По направлению к центру постепенно появляются участки серых гранитоидов, в центральной же части оба типа развиты одинаково.

Гранитоиды (банатиты) центральной части состоят из ксеноморфного кварца (36 проц.), со слегка волнистым погасанием, крупных кристаллов, полисинтетически сдвойникового плагиоклаза (38 проц.), большей частью из ряда андезина, решетчатого микролина (18 проц.), образующего порфиоровые вкрапленники более или менее хло-

ригитизированного биотита (6 проц.), мусковита (2 проц.) образованного за счет биотита и аксессуарных минералов.

Химические состав Рквийских гранитоидов.

	28	29
SiO ₂	71,00	72,08
TiO ₂	0,28	0,24
Al ₂ O ₃	15,24	15,56
Fe ₂ O ₃	0,39	0,46
FeO	1,72	1,46
MnO	0,07	0,05
MgO	0,71	0,49
CaO	1,77	1,02
Na ₂ O	3,82	3,66
K ₂ O	3,78	3,64
P ₂ O ₅	0,15	0,18
SO ₃	0,16	0,09
Влага	1,00	1,12
Потери при прокалив. .	—	—
Сумма в %/о	100,09	100,05

Гранитоиды (гранодиориты) периферической части, отличаются от таковых центральной части большим развитием шлировых образований, что вызвано скоплениями биотита. Шлировые скопления имеют линзовидную форму, ориентированную по направлению с востока на запад. Неоднородность периферической части Рквийского массива вызвана также шлировыми скоплениями фенокристаллов микролина. Характерной чертой этой части массива является появление пегматитовых и аплитовых участков.

По минералогическому составу гранодиориты периферической части ничем не разнятся от Гранодиоритов центральной, некоторое отличие имеется в количественных соотношениях составных минералов. Они состоят из кварца (37 проц.), микролина (24 проц.), плагиоклаза (34 проц.), биотита (2 проц.), мусковита (3 проц.) и аксессуарев.

Жильные дериваты Рквийского массива представлены пегматитами, аплитами и, кроме того, жильными мелко — и среднезернистыми гранитоидами. По количественно-минералогическому составу последние относятся к банатитам и гранодиоритам.

Ниже приводится химический состав одного из жильных гранитоидов, состоящего из кварца (32 проц.), микролина (20 проц.), плаги-

оклаза (37 проц.) альбит-олигоклазового ряда, биотита (5 проц), мусковита (6 проц.) и аксессуарив.

	30
SiO ₂	71,86
TiO ₂	0,16
Al ₂ O ₃	15,90
Fe ₂ O ₃	0,53
FeO	1,03
MnO	—
MgO	0,33
CaO	0,98
Na ₂ O	4,12
K ₂ O	4,06
P ₂ O ₅	—
SO ₃	—
Влага	0,92
Потери при прокалив. .	—
Сумма в %/о	92,89

ХРАМСКИЙ МАССИВ

Для Храмского массива красные гранитоиды являются очень характерными. Они в поле легко отличаются от серых гнейсовых гранитоидов, не только по преобладающей красной окраске, но и по степени метаморфизации. Красные гранитоиды явно моложе гнейсовых гранитоидов. Последние образуют постель для первых и секутся ими. Кроме того, как было указано, красные гранитоиды Храмского массива секут не только гранитоид-гнейсы, но и секущие их габброидные породы. Ультраосновные породы в Храмском массиве не известны.

Рассматриваемые гранитоиды характеризуются красными и розовыми цветами, среди которых имеются также розовато-серые и серые обширные участки. При изменении цвета, общий микроскопический облик породы остается без изменения.

Гранитоиды при внедрении в гранитоид-гнейсы оказали на них экзоконтактное воздействие, в результате чего образовались: силлиманит, актинолит, апатит, биотит, кварц и альбит. Среди рассматриваемых пород различают две разновидности: биотитовые и аляскинские гранитоиды. Более распространены первые. Жильные дериваты гранитоидов не пользуются широким развитием, они представлены апплитами. Пегматитовые разности не встречаются.

Биотитовые гранитоиды характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят они из прозрачного кварца (36 проц.), обладающего слабым волнистым погасанием со включением пузырьков газа и жидкости, нерешетчатого микроклина — микропертита (29 проц.), иногда серицитизированного педитизированного плагиоклаза (30 проц.) из ряда альбита, реже олигоклаза, хлоритизированного биотита (5 проц.) и редко роговой обманки. Из аксессуарных минералов встречаются

ся циркон, апатит, ортит и рудный минерал, из вторичных — серицит, мусковит, хлорит, эпидот, пелитовое вещество и редко кальцит.

Аляскитовые гранитоиды образуют жилообразные тела. Они рассматриваются, как дериваты биотитовых гранитоидов. По цвету эти гранитоиды всегда розовые или розовато-серые. Микроструктура их гипидноморфная. Состоят они из кварца, микроклина, альбита и иногда небольшого количества биотита.

Характер составных минералов такой-же, как у гранитоидов.

Ниже дается химический состав двух биотитовых гранитоидов и одного аляскита.

	31	32	33
SiO ₂	69,67	63,65	75,57
TiO ₂	0,23	0,25	0,10
Al ₂ O ₃	16,33	17,15	12,18
Fe ₂ O ₃	0,64	0,27	2,16
FeO	1,69	2,06	0,72
MnO	0,03	0,06	0,07
MgO	0,57	0,47	0,37
CaO	1,95	1,27	1,33
Na ₂ O	4,01	3,71	3,05
K ₂ O	3,12	3,94	2,98
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,11
SO ₃	0,28	0,30	0,30
Влага	0,28	0,29	0,25
Потери при прокалив. .	1,14	1,99	0,80
Сумма в %	100,06	100,23	99,74

ЛОКСКИЙ МАССИВ

В Локском массиве красные гранитоиды хотя и не являются типичными, но их можно отличить от других гранитоидов, так как они секут не только более древние, большей частью серые гранитоиды, но и секущие их габброидные породы (метадiorиты). Красные гранитоиды в названом массиве представлены аляскитовыми и мусковитовыми разновидностями.

Они являются большей частью крупнозернистыми красными или розовыми породами. В бедных калиевым полевым шпатом разностях начинают господствовать серые тона. В контакте с габброидными породами размер зерна уменьшается и в ряде случаев гранитоиды принимают аплитовидный облик. Структура их гипидноморфнозернистая, состоят они из имеющего сильное волнистое погасание или даже, раздробленного кварца, большей частью решетчатого микроклина, крупных кристаллов полисинтетически sdвойникованного, нередко серицитизированного, пелитизированного и кальцитизированного плагиоклаза из ряда альбита, небольшого количества мусковита и хлорита. В виде исключения присутствует биотит. Из аксессуаров почти всегда содержится циркон и редко рудный минерал.

Химический состав аляскитового и мусковитового гранитоидов.

	34	35
SiO ₂	77,84	77,00
TiO ₂	0,26	0,23
Al ₂ O ₃	12,65	13,73
Fe ₂ O ₃	0,63	0,64
FeO	нет	нет
MnO	0,01	0,01
MgO	0,29	0,20
CaO	0,54	0,44
K ₂ O	3,72	4,30
Na ₂ O	3,22	2,62
P ₂ O ₅	0,06	0,06
SO ₃	0,04	0,13
Влага	0,19	0,18
Потери при прокалив. .	0,54	0,71
Сумма в %/о	99,99	100,31

На основании приведенного фактического материала и в соответствии с мнением И. Г. Кузнецова, северные или красные гранитоиды мы считаем нижнепалеозойскими.

В свете вышеуказанного нижнепалеозойский (кембрийский) магматический цикл будет иметь следующий вид:

1. Жилы (корни) метаморфизованных основных эффузивов — порфиритов, диабазов, реже кварцевых порфиров, порфирит-диабазов и габбро-диабазов Дзирульского массива.

2. Эффузивные и вулканогенные метаморфизованные основные породы: порфириты, диабазы и туфогены, реже кварцевые порфириты р.р. Лабы, Хасаута, Мушты и Малки.

Порфирит-диабазы и габбро-диабазы Дзирульского массива. В бассейне р. Лабы над известняковой свитой основные эффузивы, метаморфизованные в роговообманковые сланцы и амфиболиты.

3. Основные и ультраосновные интрузивные породы: серпентиниты р.р. Уруштена, Армоквы, Маркопиджа, Блыба, Б. и М. Лабы и др. Северные серпентиниты; ультраосновные породы (перидотиты, дуниты, серпентиниты и др.) Абхазии; оливинное пироксен-амфиболовое габбро, ультраосновные габбро ущелья р. Рикотис-цхали, габбро-амфиболиты и серпентиниты Дзирульского массива. Древние основные породы Локского и Храмского массивов.

4. Кислая интрузивная фаза: кварцевые диориты рр. М. Лабы, Маркопиджа и Уруштена. Красные или северные гранитоиды Северного Кавказа, Дзирульского, Храмского и Локского массивов, Рквийский порфировидный гранитоид.

5. Аплитово-пегматитовая фаза: лампрофировые породы, аплиты и пегматиты, связанные с кварцевыми диоритами р.р. М. Лабы, Маркопиджа и Уруштена. Аплитовые, пегматитовые и кварцевые жилы, связанные с красными или северными гранитоидами.

2. СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОИ

Девон

а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования

Считают, что средий палеозой налегает несогласно на нижний, так как свита песчанистых пород с признаками конгломератов в основании, относимая к верхнему силуру, по рр. Мушта и Хасауту налегает с некоторым несогласием на метаморфические сланцы нижнего палеозоя. Свита относимая к верхнему силуру-девону обнажающаяся по р. Малке переходит без перерыва в рассланцованные кварцевые порфиры, альбитофиры и кварцпорфиритовые туфы, чередующиеся со сланцами, туфопесчаниками и конгломератами, обнажающимися по р.р. Кубани, Маруху, Б. Зеленчуку и верховьям Кыфара. Эту последнюю свиту, которая повидимому в основном подводновулканического происхождения, относят к девону.

Интрузии, связанные с циклом, давшим упомянутые в этой главе вулканогенно-эффузивные образования пока точно не установлены. Кроме нижнедевонской интрузии кварцевых порфиров, к рассматриваемому циклу мы условно относим Чиликские граниты и кварцевые диориты, о которых речь будет идти ниже. Не исключена возможность того, что некоторые гранитоиды, объединяемые иногда условно с серыми гранитоидами или с гранитоидами Главного хребта связаны с девонским магматическим циклом.

б. Интрузивные образования

1) Интрузивная залежь кварцевых порфиров балки Никитиной

По данным В. Н. Робинсона (219) в балке Никитиной, по правому притоку р. М. Лабы, в верхних горизонтах свиты, в слабо метаморфизованных глинистых сланцах-филлитах (верхний силур-девон) наблюдается мощная интрузивная залежь белого кварцевого порфира. К востоку от данного места названная свита стратиграфически выше переходит согласно в мощную толщу кварцево-хлоритовых сланцев. Они переслаиваются рассланцованными кварцевыми порфиритами, альбитофирами и кварцпорфиритовыми туфами, чередующимися со сланцами, туфопесчаниками и конгломератами. В конгломератах находят гальки и валуны кварцевого порфира, похожие на таковые из отмеченной интрузивной залежи. По данным стратиграфического анализа В. Н. Робинсона, последняя относится к верхнему силуру-девону, а вышележащая вулканогенная свита к нижнему и низам среднего девона. На основании литературных источников И. Г. Кузнецов (154) заключает: «Приведенные данные указывают на нижнедевонский возраст интрузивной залежи кварцевых порфиров; вероятно она, как гипабиссальная интрузия образовалась одновременно и в связи с эффузивами кварцевых порфиров, характеризующих вышележащую свиту» (стр. 146).

2) Чиликские гранитоиды

Эти гранитоиды, образование которых мы связываем с девонским магматическим циклом, обнажаются в палеозойских осадках на площади в пределах 7 кв. клм. в верховьях р. Кяфара. Породы представлены роговообманковыми и биотит-роговообманковыми гранитами и роговообманковыми кварцевыми диоритами.

Возраст рассматриваемой интрузии определяется по ее вмещающим отложениям, относимым к верхнему кембрию-нижнему силуру. Экзоконтактное воздействие интрузии на сланцы выражается в новообразованиях биотита, граната, апатита и турмалина. Постмагматические гидротермы обусловили образование жил, прожилков и линз кварца.

Для уточнения верхней границы образования гранитоидов, следует указать на трансгрессивное налегание средне-карбонových отложений на гранитоиды.

По поводу возраста чиликских пород. И. Г. Кузнецов (154) пишет: «Чиликская интрузия гранитоидов, вероятнее всего докарбонная, то-есть каледонская-ранневарисская. С северными гранитами Чиликская интрузия не может быть сопоставляема» (стр.145).

В света приведенных данных по магмопроявлению в девоне, можно вывести следующий магматический цикл.

1. Жилы (корни) кислых эффузивов кварцевых порфиритов и альбитофиров (интрузивная залежь кварцевых порфиров балки Никитиной).

2. Эффузивные и вулканогенные рассланцованные кислые породы: кварцевые порфириты, альбитофиры и кварцпорфиритовые туфы, чередующиеся со сланцами, туфопесчаниками и конгломератами, обнажающимися, по рр. Кубани, Маруху, Б. Зеленчуку и верховьям Кяфара.

3. Кислая интрузивная фаза: чиликские гранитоиды, роговообманковые и биотит-роговообманковые граниты и роговообманковые кварцевые диориты.

Нижний карбон

Турнейский ярус

а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования

Как было уже отмечено, самые древние осадки нижнего карбона на Северном Кавказе представлены известняковой свитой и более молодой песчаниково-сланцевой. До отложения последней свиты допускается тектоническая фаза. Вулканическая активность наблюдается в песчаниково-сланцевой свите. К западу от р. Кубани имеют широкое развитие основные магматические породы—порфириты и габбро-диабазы, которые залегают в более низких частях свиты. В верховьях же р. Кяфара, в верхних частях той-же свиты, наблюдаются горизонты миндалекаменных порфиритов, порфиритовых туфов и кислых эффузивных пород.

Синхроничное только, что описаным породам вулканическое проявление в пределах Грузии наблюдается в Нижней и Верхней Сванетии, где в метаморфических сланцах, т. н. десской свиты, относимой Г. П. Агалиным (2) по фаунистическим данным к карбону, встречаются зеленокаменные порфириды, имеющие пластовое или секущее положение. Галька этих пород найдена в базальном конгломерате лейаса непосредственно, налегающего на метаморфическую карбоновую свиту.

С. В. Левченко (177) среди сильно деформированных филлитовых сланцев из нижних горизонтов десской свиты выделяет: 1) Зеленые, плотные и рассланцованные тонкозернистые породы, состоящие из зерен альбита и хлорита, пространство между которыми заполнено неполяризующим веществом.

2) Буровато-серые туфопорфириды, состоящие из крупных зерен сильно измененных полевых шпатов, с образованием буроватой массы, часто замещенной кальцитом и тонкочешуйчатых агрегатов хлорита и слюдястого вещества. Часто встречаются обломки хлоритизированного стекла. Порода сильно окварцована.

По данным Г. М. Заридзе (115, стр. 63) среди пород десской свиты (встречаются порфириды, сохранившие первичную порфиритовую структуру. Порфиридные вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, центральная часть которого полностью замещена частично мелкодисперсным биотитом такого-же типа, как в основной массе. Среди порфиридных вкрапленников темноцветные минералы не встречаются. Основная масса полнокристаллическая, состоит из микролитов плагиоклаза № 37, новообразованного кварца, мелкоагрегатного биотита и кое-где из выделений окислов железа.

Кроме того, встречаются и габбро-диабазы, также сохранившие первичную структуру. Здесь порфиридные вкрапленники образованы роговой обманкой частично уралитового типа и плагиоклазом. Роговая обманка почти не видоизменена. Под контактным влиянием кое-где образовался мелкоагрегатный биотит. Плагиоклаз изменен полностью, замещен монокристаллами серицита.

Масса между порфиридными вкрапленниками состоит из целиком серицитизированных остатков плагиоклаза, игольчатой уралитовой роговой обманки, привнесенного кварца и местами мелкоагрегатного биотита.

Породы десской свиты у сел. Дси представлены кварцево-биотитовыми роговиками, которые отличаются мелко-агрегатной структурой, где полосы чистого кварца чередуются с полосами оранжевого биотита. Между ними встречаются скопления графита. Изредка наблюдаются крупные выделения плагиоклаза, представляющие или остатки вкрапленников или порфиробласты. Другие образцы более сложные. Помимо перечисленных минералов, порода содержит обогащенные роговой обманкой, эпидотом и кальцитом полосы. Светлые полосы часто содержат наряду с кварцем также и плагиоклаз, изредка гранат и термолит. Из рудных минералов можно назвать пирротин, пирит, халькопирит, галенит и молибденит.

По данным Г. С. Дзоценидзе (82) магматические породы из десской свиты представляют интенсивно серицитизированные и эпидотизированные порфиры и рассланцованные микробрекчии.

Породы десской свиты найденные среди конгломератов лейаса оказались интенсивно кальцитизированными, серицитизированными альбитовыми порфиритами с заметной рассланцованностью и интенсивно рассланцованные агломератные туфы тех-же альбитовых порфиритов.

б. Интрузивные образования

1) Габбро-диабазы р.р. Кяфара и Теберды

По данным В. Н. Робинсона (222) в Карачае, на участке от верховьев р. Кяфара до р. Теберды имеются пластовые интрузии габбро-диабазов и порфиритов. Они относятся преимущественно к девону и низам нижнего карбона. По данным автора с указанными интрузиями связаны эффузии миндалекаменных порфиритов, подчиненных сланцам турнейского яруса. Среди названных основных интрузивных залежей в подчиненном количестве наблюдаются альбитофиры.

2) Метаморфизованные диабазы Прохоровской скалы

В Верхней Сванетии по данными В. П. Еремеева и В. П. Петрова (91) на расстоянии 100 м. от Прохоровской скалы, на левом склоне сухой балки, среди пород десской свиты обнажаются породы, не обнаруживающие сланцеватости. У контакта в породе микроскопически видны порфиновые вкрапленники темного минерала. На расстоянии 1 м. от контакта порода переходит в черную однородную разновидность, где порфиновые вкрапленники обнаруживаются уже только под микроскопом. Затем порода переходит опять в бурую пятнистую разновидность, которая в свою очередь постепенно сменяется плейчатými роговиками.

Микроскопическое изучение выявило, что рассматриваемые породы (3 зоны), повидимому представляют различным образом видоизмененные жилы дибаза.

В первой из них под микроскопом видна первичная порфировая порода, несмотря на то, что все первичные минералы полностью перекристаллизованы. Порода состоит главным образом из мелкокристаллической массы и вкрапленников темных минералов, обладающих зональным строением. Центральная часть состоит из свежего моноклинного пироксена, в котором не имеется никаких включений. Периферическая часть состоит также из моноклинного пироксена с пойкилитовыми включениями оранжевых листочков биотита. Такие-же включения встречаются и в трещине, секущей моноклинный пироксен. Моноклинный пироксен и роговая обманка встречаются также в виде отдельных зерен; последняя имеет пойкилитовую структуру и на краях замещена сравнительно крупными листочками биотита.

Основная масса породы состоит главным образом из мелкоагрегатного сложно-сдвойникового плагиоклаза непостоянного состава

ва. В результате измерения одного из зональных плагиоклазов получены № 65 (ядро) и № 34 (периферия). В плагиоклазовую массу погружены мелкие листочки биотита и кристаллы моноклинного пироксена. Много также апатита, сфена и пирита.

Порода второй зоны представляет почти неметаморфизованный диабазовый порфирит. Порфиновые вкрапленники представлены роговой обманкой уралитового типа с $\text{spg} = 19^\circ$. Основная масса состоит из идиоморфного сильно зонального плагиоклаза, от битовнита до олигоклаза; центральная его часть полностью серицитизирована. В породе много пирита и вторичного апатита.

Порода третьей зоны, также как и первой, сильно видоизменена. Первичная ее структура не сохранилась. Оранжевая слюда и мелкозернистая роговая обманка распределены более или менее равномерно, изредка же скапливаются в виде мелкозернистого агрегата, напоминающего псевдоморфозу, образованную за счет какого-то темного минерала. Номера входящего в породу плагиоклаза 47—50 (ядро) и 26 (периферия).

Основная масса мелкокристаллически-роговиковая. Состоит из плагиоклаза № 45—51, мелких листочков биотита, пирита и кварца. Рудный минерал образует пятна или узлы.

3) Жилы габбро р.р. Ласкадура и Луори

В Нижней Сванетии нами были изучены следующие выходы магматических пород:

1. К северу от сел. Лентехи на левом берегу р. Ласкадура, у впадения р. Луори, на тропинке, ведущей к местности Скелдери, в метаморфических сланцах десской свиты обнажается жила эпидот-альбитизированного габбро, мощностью 7—8 м. Расположение жилы широтное, т. е. в основном согласное с простиранием сланцев. Вдоль жилы, на расстоянии приблизительно 12—15 м. обнажаются породы десской свиты находящиеся в непосредственном контакте с жилой (северо-восточный контакт). Представлены эти породы филлитами и плотными мелкозернистыми песчаниками.

По внешнему виду филлит представляет серую мелкозернистую и плотную породу плейчатого строения с многочисленными кварцевыми жилами, расположенными вдоль сланцеватости.

Микроструктура породы полосатая. Она представляет собой перекристаллизованный глинистый сланец, состоящий из глинисто-серицитовой массы, с примесью незначительного количества углистого вещества, в которой рассеяны очень мелкие адиагностические зерна (кварц, полевой шпат). Вдоль сланцеватости расположены различные вторичные минералы (хлорит, мусковит, эпидот, цоизит и кварц), частью в виде жил, частью в виде полос. Названные минералы чередуются по сланцеватости. Иногда из кварцевых полос выделяются более мелкие разветвления, секущие сланцеватость. Перечисленные вторичные минералы образовались, очевидно, в результате циркуляции гидротермальных растворов, выносивших из глубины земли вещество будущих вторичных минералов.

По простиранию этой жилы, на расстоянии приблизительно 150 —

200 м., обнажается жила, напоминающая выход р. Ласкадура. Одна из контактных пород жилы (филлит) имеет лепидобластическую структуру. Состоит из глинисто-серицитовой массы, мелких адиагностических зерен (плагиоклаз и кварц), крупных зерен кварца и чешуек слюды. Кроме того, порода содержит в большом количестве кристаллы пирита, расположенного полосами, кое-где совместно с агрегатом мелкозернистого кварца, имеющего явно инъекционный характер, при чем инъекция *lit par lit* вдоль слоистости (сланцеватости).

Эпидот-альбитизированные габбро, р.р. Ласкадура и Луори макроскопически представлены серыми мелкозернистыми породами.

Микроструктура: панидиоморфная, иногда плагиоклаз дает сравнительно крупные зерна. Порода состоит из эпидотизированного и цоизитизированного плагиоклаза (№ 5, 8), роговой обманки, бурого вагговидного лейкоксена, сфена, игл апатита, хлорита, кварца, серицита и кальцита.

Плагиоклаз представлен призматическими идиоморфными кристаллами, частично или полностью замещенными эпидотом и цоизитом. Попадают также совершенно свежие индивиды. Замещение плагиоклаза начинается преимущественно с центральной части. Полные псевдоморфозы эпидота и цоизита всегда имеют идиоморфные очертания, иногда же они находятся среди кристаллов плагиоклаза. Более подвержены эпидотизации крупные кристаллы, менее-мелкие. Показатель преломления их меньше чем у канадского бальзама, что указывает на их принадлежность к альбитовому ряду. Измерение универсальным методом дало № 5 и 8. Показатель преломления, определенный иммерсионным методом: $n_g^1 = 1,537 \pm 0,002$; $n_p^1 = 1,532 \pm 0,002$; $n_g^1 - n_p^1 = 0,005$, что также отвечает альбиту.

Роговая обманка представлена крупными, почти полностью эпидотизированными и цоизитизированными идиоморфными кристаллами. Кое-где, среди полных псевдоморфоз эпидота и цоизита попадают неизмененные участки роговой обманки. Наряду с эпидотизацией встречается также и хлоритизация. Количественно первая преобладает над последней. Некоторые зерна эпидота имеют ксеноморфные очертания и находятся среди кристаллов роговой обманки и плагиоклаза.

Хлорит в количественном отношении уступает эпидоту и цоизиту. Образует зеленые ксеноморфные пластинки, обладающие слабым плеохроизмом и синим интерференционным цветом, и часто заполняющие пространство между кристаллами. Местами хлорит дает светло-зеленый радиально-лучистый агрегат. Показатель преломления $n_m^1 = 1,619 \pm 0,001$.

Кварц образует ксеноморфные зерна, иногда волокнистого и решетчатого строения, что затрудняет его установление. Он одноосен и имеет положительное удлинение волокон. Его показатель преломления $n_g^1 = 1,552 \pm 0,002$; $n_p^1 = 1,545 \pm 0,002$; $n_g^1 - n_p^1 = 0,007$. Местами он образует скопления небольших зерен и мелкие жилы.

Химический состав.

	36	37	38
SiO ₂	49,53	45,38	48,24
TiO ₂	0,34	1,54	0,97
Al ₂ O ₃	18,32	18,55	17,88
Fe ₂ O ₃	4,55	4,33	3,16
FeO	5,39	6,06	5,95
MnO	0,18	0,16	0,13
MgO	3,88	3,96	7,51
CaO	10,75	8,66	10,99
Na ₂ O	3,18	3,76	2,55
K ₂ O	10,58	1,54	0,89
P ₂ O ₅	0,02	0,28	0,89
SO ₂	0,12	—	—
Влага	0,12	0,50	1,45
Потери при прокалив. .	2,14	5,78	—
Сумма в %/о	100,10	100,22	100,00

36. Эпидот—альбитизированное габбро р. Ласкадура и р. Луори.

37. Метаморфизованное габбро—Западная Сибирь, Кузнецкий Алатау, р. Суета.

38. Средний из 341 анализа по Дэли.

2. Габбро р. Луори макроскопически мелкозернистая и плотная порода серого цвета. Состоит из плагиоклаза, роговой обманки, рудного минерала, иголок апатита, эпидота, цоизита, хлорита, серицита и кальцита.

Плагиоклаз идиоморфный, но вследствие сильного видоизменения местами контуры ступенчаты, поэтому он производит впечатление непрерывной сплошной массы. Сосюритизирован и серицитизирован с выделением мусковита, причем каждый из этих процессов протекал самостоятельно.

Роговая обманка в шлифе всегда представлена идиоморфными, большей частью вытянутыми ромбовидными кристаллами с усеченными острыми углами. Всегда свежая, за малым исключением. Продукты замещения — хлорит и кальцит.

Хлорит образует частичные псевдоморфозы по роговой обманке и плагиоклазу. Встречаются также ксеноморфные участки, находящиеся между названными минералами.

Кварц всегда встречается в виде мелких ксеноморфных зерен, иногда образующих скопления в ассоциации с хлоритом, кальцитом и эпидотом.

Метаморфизм вышеописанных пород десковой свиты нельзя приписать воздействию находящейся в ней жилы. Во-первых, потому, что на расстоянии от жилы, а также в других пунктах, где нет и следов

интрузивной породы десская свита все-же метаморфизована, чем она и отличается от других свит южного склона Кавказского хребта. Во-вторых, потому, что мелкие жилы габбро и диабаз, находящиеся в лейасовых сланцах, не оказывают на последние никакого контактного воздействия. В отдельных случаях десская свита сечется различными жилами гидротермального происхождения, которые повидимому, связаны с постмагматической активностью. Жилы состоят из кальцита, эпидота, серицита и, частично, кварца. Следует думать, что силицификация десской свиты в основном является следствием регионального метаморфизма.

Для эпидот-альбитизированного габбро характерно замещение альбитом, эпидотом и цоизитом, редко хлоритом, входящего в него плагиоклаза. Замещение плагиоклаза вторичными продуктами начинается преимущественно с его центральной части и постепенно охватывает весь кристалл.

Роговая обманка почти полностью эпидотизирована и цоизитизирована, а также хлоритизирована. Показатель преломления хлорита $n_{m1} = 1,619 \pm 0,001$, что отвечает рипидолиту.

Так как плагиоклаз и роговая обманка всегда идиоморфны, то очевидно ксеноморфные участки эпидота, цоизита и хлорита не являются псевдоморфозами: они, вероятно привнесены из более глубоких частей жилы, где образовались за счет плагиоклаза и роговой обманки.

Химический состав эпидот-альбитизированного габбро, за небольшим исключением, весьма близок к среднему составу из 341 анализа по Дэли. Кроме того, химический анализ нашего образца больше всего напоминает метаморфизованное габбро р. Большая Суета, Кузнецкий Алатау.

По своему внешнему виду и степени метаморфизма эпидот-альбитизированное габбро заметно отличается от габброидных пород, залегающих в лейасовых осадках.

На основании сказанного турнейский магматический цикл будет иметь следующий вид:

1. Жилы (корни) основных и кислых эффузивов — порфиритов, габбро-диабазов (интрузии габбро-диабазов р.р. Кяфара и Теберды, миндалекаменных порфиритов и кислых пород; жилы метаморфизованных габбро и диабазов Нижней и Верхней Сванетии).

2. Эффузивные основные и кислые породы: порфириты и диабазы обнажающиеся к западу от р. Кубани; миндалекаменные порфириты и кислые породы верховьев р. Кяфара. Сильно метаморфизованные (рассланцованные) альбитовые порфириты и микробрекчии из десской свиты Нижней и Верхней Сванетии.

Визейский ярус

а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования

Тырныаузская свита, перед отложением которой допускают перерыв, состоит из пестро-цветных филлитов и глинистых сланцев, кварцитов, песчаников и конгломератов, яшм и яшмовидных пород, кремнистых пород и глинисто-кремнистых сланцев, вулканических туфов и blastoporphiroидов, спилитов и различных порфиритов. Вулканогенные

породы составляют мощные горизонты среди осадочных образований. Не вызывает сомнений, что все эти вулканогенные образования являются одновременными с накоплением свиты. В ней кроме того, содержатся жильные породы различного состава (порфириды, фельзофиры и др.), представляющие корни эффузивной активности.

б. Интрузивные образования

В Тырнаузской свите отмечаются кислые гипабисальные интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов, и кроме того, ультраосновных пород (пироксениты и перидотиты). Некоторые интрузивы относятся к визейскому магматическому циклу, другие - же повидимому более поздние.

Так например, не исключена возможность, что ультра-основные породы являются синхроничными с ниже рассматриваемыми серпентинитами, так, как имеются указания о прорывании ультра-основными породами карачаевской свиты.

На основании приведенных данных визейский магматический цикл можно представить следующим образом:

1. Жилы (корни) основных эффузивов-порфиритов и др.
2. Эффузивные и вулканогенные основные породы: порфириды, спилиты, вулканические туфы и др., развитые между рр. Баксан и Малка.
3. Ультраосновные интрузивные породы: пироксениты и перидотиты.
4. Кислая интрузивная фаза: кварцевые диориты и гранодиориты, залегающие в Тырнаузской свите.

Намюрский ярус

а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования.

После отложения Тырнаузской свиты и перед накоплением Карачаевской свиты, вследствие очень слабой метаморфизации последней, допускают наличие тектонической фазы.

Во время накопления Карачаевской свиты имела место эффузивная активность основной магмы, в результате чего образовались порфириды и их туфы.

б. Интрузивные образования

1) Серпентиниты зоны Передового хребта

В пределах развития палеозойских отложений, в зоне высокогорного Передового хребта, от правобережья р. Баксана до р. Лабы широко развиты серпентиниты, повидимому образованные в результате метаморфизации ультраосновных пород — перидотитов. Они встречаются в виде мелких линзообразных тел и даек, приуроченных к зонам разлома. Так например, на северном склоне Уллу-Тырнауз дайки гипербазитов, залегающих в Центральной и Тырнаузской свитах тяготеют к линиям разрывов, а некоторые совпадают с последними. По дан-

ным А. П. Герасимова по левобережью р. Малки, на северном склоне Кызыл-Кольский гряды гипербазиты залегают вдоль линии разлома между Карачаевской свитой и верхнепалеозойскими отложениями.

Вмещающими серпентиниты породами обычно являются девонские и нижнекарбоновые, редко нижнепалеозойские осадочно-вулканогенные образования.

Серпентиниты развиты также на р. Кубани и ее притоках рр. Таберде, Культюбе, Дауту, Худесу, а также на рр. Малке и Баксане. В этой зоне вмещающими серпентиниты породами являются кристаллические сланцы и среднепалеозойские осадки. В низовьях р. Худеса один выход отмечен в осадках верхнего палеозоя.

За отсутствием соответствующих данных И. Г. Кузнецов серпентиниты обоих названных зон объединяет и рассматривает одновременно.

В Карачае серпентиниты выходят во многих местах, значительных размеров достигают в верховьях р. Кяфара.

По данным ряда авторов (1, 50, 93, 94, 95, 136, 163, 214, 221, 252 и др.) карачаевские серпентиниты залегают в докембрийских, девонских, нижне и верхнекарбонных и нижнепермских отложениях.

Но это последнее указание оказалось ошибочным, так как по правобережью р. Теберды, кроме широко распространенной здесь нижнепермской красноцветной свиты, в подчиненном количестве установлено наличие карачаевской свиты (222), которой и подчинены выходы серпентинитов.

В районе левобережья р. Зеленчука и верховьев р. Кяфара с его притоками, реками М. Кяфар, Кяфар-Агур и Чилик, наблюдается теснейшая связь серпентинитов с габбро и габбро-диоритами. Серпентиниты и габбро-диоритовые породы секут девонские отложения. На размытой поверхности одного из самых крупных массивов в верховьях р. Кяфар-Агура, через посредство базального конгломерата налегают отложения продуктивной толщи среднего карбона. В конгломератах содержатся гальки и валуны серпентинитов и габбро-диоритов.

И. Г. Кузнецов серпентиниты зоны Передового хребта считает разновозрастными. Их образование он приурочивает к самому концу нижнего карбона, так как серпентиниты прорывают карачаевскую свиту и покрываются трансгрессивной продуктивной толщей среднего карбона.

Снимая пока что вопрос о верхнепалеозойских серпентинитах, автор пишет: «надо также отметить, что иногда серпентиниты слагают линзообразные тела по сбросам, приводят в соприкосновение верхнепалеозойские отложения с какими либо более древними. Представляют ли подобного рода линзы тектонические клинья более древних, чем сброс, образований, или типичные для серпентинитов линзообразные интрузии, внедрившиеся по зонам разломов, и стало-быть более молодые из боковых пород? В последнем случае мы имели бы достаточно примеров послеверхнекарбонных интрузий серпентинитов. В ряде случаев (верховья р. Кубани, бассейн верховьев р. Малки) упомянутые линзовидные выходы по сбросам сложены кварцево-карбонатными породами, какие обычно представляют продукт гидротермальных измене-

ний серпентинитов. Но имеются указания, что иногда подобного рода породы представляют и независимые от серпентинитов гидротермальные образования» (стр. 171).

2) Габбро-диориты зоны передового хребта

Об этих породах многое уже сказано в связи с серпентинитами, так как эти последние обнаруживают пространственную, а по всей видимости, и генетическую связь с габбро-диоритами. Такие соотношения хорошо наблюдаются по левобережью р. Зеленчука и верховьям р. Кяфара.

Габбровые породы повидимому являются несколько более молодыми, так как их внедрения в ультраосновные породы являются обычными.

Серпентиниты и породы габбро-диоритового ряда в пределах левобережья р. Зеленчука и верховьев р. Кяфара, прорывают девонские отложения, в верховьях же р. Кяфар-Агура на размытой поверхности одного из самых крупных массивов через посредство базального конгломерата, содержащего гальки и валуны серпентинитов и габбро-диоритов, залегают отложения продуктивной толщи среднего карбона.

Мелкие жильные фации рассматриваемых габбро-диоритовых пород представлены габбро-порфиритами, диоритовыми и диабазовыми порфирами и спесартитами.

3). Сиенито-диориты и сиениты зоны Передового хребта.

Рассматриваемые породы главным образом развиты в зоне Передового хребта, в палеозойских отложениях. В бассейнах рр. Б. и М. Лабы сиенитовые породы залегают в докембрийских кристаллических сланцах. Здесь же обнажается т. н. интрузивный комплекс Ятыргварта, породы которого прорывают сиениты.

В верховьях рр. Урупа и Кяфар-Агура рассматриваемые породы приурочены к габбро-диоритам и серпентинитам.

По р. Маруху у горы Карабек среди нижнекарбонных осадочно-вулканогенных отложений обнажается обособленный массив сиенито-диоритов. На размытой поверхности т. н. Карабекской интрузии трансгрессивно налегает средний карбон, в базальных конгломератах которого содержатся глыбы сиенито-диоритов.

По р. Теберде известны штоки и дайки сиенитов, кварцевых сиенит-диоритов и гранитов. Здесь они прорывают среднепалеозойские отложения доэтренских известняков.

Относительно возраста этих пород И. Г. Кузнецов (154) пишет следующее: «Если здесь правильно объединены перечисленные выходы, то по возрасту они должны быть отнесены к нижнему карбону, так как для некоторых из них, например, для Карабекской интрузии, такой возраст точно устанавливается по вмещающим и покрывающим породам. В ряде случаев, по данным В. Н. Робинсона, Н. Е. Ефремова и других, сиенито-диориты, находящиеся, в ассоциации с серпентинитами, оказываются моложе последних; такое соотношение с серпентинитами, позволяет отнести время образования сиенито-диоритов к узкому

промежутку от конца нижнего до начала среднего карбона. Соотношения между сиенито-диоритами и габбро-диоритами не наблюдались. По представлениям Н. Е. Ефремова обе эти группы пород генетически связаны между собою, а стало быть и с гипербазитами.

В северо-западной части зоны Передового хребта сиенито-диориты, по данным В. А. Затковского, прорываются петрографически резко от них отличающимися породами интрузивного комплекса г. Ятыргарты» (стр. 178).

Согласно приведенным данным наюрский магматический цикл будет иметь следующий вид:

1. Жилы (корни) основных эффузивов-порфиритов и др.
2. Эффузивные и вулканогенные основные породы: порфириты и их туфы, развитые от Тырнауза до левобережья р. Кубани.
3. Ультраосновные интрузивные породы. Серпентиниты зоны Передового хребта.
4. Кислая интрузивная фаза: габбро-диориты зоны Передового хребта (ранняя стадия интрузивной фазы), сиенито-диориты и сиениты зоны Передового хребта (последующая стадия интрузивной фазы).

3. ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОИ

Средний и верхний карбон

а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования

В нижних конгломератах, подстилающих угленосные отложения вестфальского яруса по р. Лаббе, как было уже указано, отмечаются эффузивы, представленные миндалекаменными порфиритами и кварцпорфирами. Стратиграфически выше начинают господствовать кислые эффузивы, кварцпорфиры и их туфы. Они чередуются с перечисленными осадками, подстилают и покрывают угленосную свиту верхов вестфальского яруса. Еще выше местами в верхах стефанского яруса, над горизонтом конгломератов снова появляются порфириты с шаровой отдельностью.

б. Интрузивные образования

1) Кварцевые порфиры рр. Кубани и Худеса

Эти породы по наблюдениям В. Н. Робинсона (222) по ущелью р. Кубани, южнее рудника «Эльбрус» прорывают Карачаевскую свиту, относимую к верхам нижнего карбона. В той же свите довольно крупные интрузивные тела кварцевых порфиров отмечаются в верховьях р. Худеса, по речке Чучур. По р. Кубани наблюдалось прорывание кварцевыми порфирами средне-карбонных отложений.

С другой стороны, по р. Кубани, в конгломератах верхней подсвиты красноцветной толщи нижней перми, несогласно налегающей на Карачаевскую свиту, содержатся гальки таких-же кварцевых порфиров.

Таким образом, возрастной предел образования рассматриваемых кварцевых порфиров: конец среднего карбона, начало перми.

По В. Н. Робинсону кварцпорфировые дайки представляют подводящие каналы средне-карбоновой эффузивной активности кислой магмы.

Исходя из вышеприведенных данных средне-и верхне-карбоновый магматический цикл или магматический цикл продуктивной толщи будет следующим:

1. Жилы (корни) эффузивов — порфиритов, кварцевых порфиритов (кварцевые порфиры р. Кубани и Худеса) и ортофиров.

2. Эффузивные и вулканогенные породы: миндалекаменные порфириты, кварцевые порфиры и их туфы и ортофиры.

Пермь

а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования

Красноцветная свита состоит главным образом из континентальных и прибрежных отложений. На площади выходов этой свиты, от р. Кубани до р. Аксаута, имеются основные и средние эффузивные и вулканогенные образования.

Нижняя подсвита по р. Чегему, выше сел. Актопрак налегает на метаморфические сланцы верхнего докембрия, имея при этом в основании горизонт конгломератов.

Таким образом, трансгрессивность данной свиты перед ее отложением не вызывает сомнений.

б. Интрузивные образования

1) Кварцевые кератофиры района рудника Эльбрус

Кварцевые кератофировые дайки района рудника Эльбрус обнажаются среди докембрийских кристаллических сланцев в ущелье р. Кубани и по ее притокам рр. Худесу и Дауту. На размытой поверхности комплекса слагающих кварцевые кератофиры, налегает через посредство базального конгломерата нижнеюрская песчаниково-сланцевая свита (тоар-средний лейас). Конгломерат содержит гальки кварцевых кератофиров (1, 146).

По наблюдениям Г. П. Агалина (1) несколько южнее рудника Эльбрус кварцевые кератофиры секут ниже-пермскую красноцветную свиту. «Имеются новые наблюдения А. А. Медведюка (устное сообщение), указывающие, что кератофиры на месте наблюдения их контакта с красноцветной толщей, не прорывают последнюю, а находятся с нею в тектоническом контакте и, что галька кератофиров встречается в нижнепермских конгломератах (в верхней подсвите. Г. З. и Н. Т.). Эти, хотя и требующие еще проверки, данные, отодвигают время формирования пояса кератофировых даек к концу палеозоя. По моим наблюдениям (1940 г.) кварцевые кератофиры эльбрусского типа прорывают на левом берегу Кубани против балки Хасука кварцевые конгломераты продуктивной толщи среднего-верхнего карбона».

«В общем, пока возраст кварцевых кератофиров района рудника Эльбрус может определяться лишь в пределах от перми до начала юрского периода» (154 стр. 182—183).

2) Интрузивный комплекс горы Ятыргварта

В районе горы Ятыргварта, в южной подзоне Передового хребта, по левобережью р. М. Лабы обнажаются гипабисальные интрузивные породы, называемые комплексом горы Ятыргварта (44, 22, 219) и, представленные амфиболовыми эвкритами, лейкократовыми габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, адамеллитами, лейкократовыми гранодиоритами (гранитами), представляющими собою продукты дифференциации магмы в процессе длительного формирования рассматриваемого комплекса. Подобные породы встречаются также на хребтах Ахцирхва и Магишо. Вмещающими породами рассматриваемого комплекса являются докембрийские кристаллические сланцы, а в одном случае нижнекарбоновые сиенито-диориты. С другой стороны, на породы комплекса горы Ятыргварта трансгрессивно налегают нижнетриасовые отложения, в базальных конгломератах которых содержится галька интересующих нас пород.

И. Г. Кузнецов (150) о возрасте рассматриваемых пород пишет: «Все сказанное позволяет с большой уверенностью отнести комплекс г. Ятыргварта к верхнему палеозою и связывать его формирование с поздневарийскими тектоническими движениями. Для более точного определения возраста этих пород пока не имеется данных». (стр. 180—181).

На основании сказанного нижнепермский магматический цикл будет иметь следующий вид:

1. Жилы (корни) основных и кислых эффузивов (кварцевые кератофиры района рудника Эльбруса).
2. Эффузивные и вулканогенные основные и средние породы, развитые от р. Кубани до р. Аксаута.
3. Интрузивный комплекс горы Ятыргварта: амфиболовые эвкриты, лейкократовые габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, адамеллиты, гранодиориты и граниты.

ГЛАВА II

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ НА КАВКАЗЕ В МЕЗОЗОЕ И КАИНОЗОЕ

ВВЕДЕНИЕ

Накопленный за последние годы фактический материал по магматической геологии Грузии, и отчасти всего Кавказа, указывает, что в мезозойской и кайнозойской эрах устанавливаются некоторые закономерности в проявлении вулканизма, несомненно связанные с движениями земной коры. Причем, в геосинклинальных областях магматическая деятельность начинается основными или базальтовыми эффузиями. Интрузивная же фаза связана с фазой орогенеза.

МЕЗОЗОИ

1. Нижний лейас

По данным ряда авторов первые следы послепалеозойской магматической активности, мы встречаем на периферии Грузинской и Сомхитской глыб (Дзирульский и Храмский массивы), так же как и на Северном Кавказе и в Азербайджане, в нижнем лейасе, где наблюдаются подводные эффузии кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров и их туфов. В окрестностях г. Чиатура вулканогенная свита сечется жилами кварцевых порфиров, повидимому представляющих корни эффузивов (131). В районе сел. Шроша П. Д. Гамкрелидзе и С. С. Чихелидзе в нижней части лейассовой туфогенной толщи были отмечены основные эффузивы. Эти указания теперь подтверждаются исследованиями Н. И. Схиртладзе в разрезе по р. Квирила, где автором в нижней части лейассовых вулканогенов наблюдались миндалекаменные диабаз-порфириты и их туфы.

На территории Азербайджана А. Н. Соловкин (240) в лейассовой магматической формации выделяет авгитовые, роговообманковые, плагиоклазовые и кварцплагиоклазовые порфириты и ацидо-порфириты (кварцевые порфириты).

На этом основании ниже-лейассовый магматический цикл будет состоять из таких слагаемых:

1. Жилы (корни) основных эффузивов и их туфов, диабаз-порфиритов и других пород.

2. Эффузивные диабаз-порфириновые и другие породы районов сел. Шроша и ущелья р. Квирилы.

3. Жилы (корни) кислых эффузивов и их туфов (жилы кварцевых порфиров окрестностей г. Чиатура и др.).

4. Эффузивные кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры и их туфы районов Дзирульского и Храмского массивов.

Можно думать, что дальнейшие исследования позволят представить ниже-лейасовый магматический цикл еще более совершенно.

2. Средняя юра

Прекрасную картину магматической активности как в Грузии, так и в Армении и Азербайджане мы имеем в средней юре (109, 115.). В Азербайджане А. Н. Соловкин (240) выделяет среднеюрскую магматическую формацию, корни эффузивов которой представлены авгитовыми, гиперстеновыми, плагиоклазовыми и кварцевыми порфиритами, а интрузивные члены — кварцевыми диоритами, габбро-диоритами, гиперстеновыми диоритами, диоритами и диабазами.

В средней юре (байосе) почти по всему Закавказью мы имеем прекрасно выраженную подводную вулканогенную свиту, мощность которой местами достигает 3.000 метров.

По данным Г. С. Дзоенидзе (82) свита сложена из разнообразных кластолитов и пирокластолитов. Сюда входят также туфовые и лавовые брекчии (псефитовые); кристаллические, аггломератные, аггломератно-кристаллические, витрокластические и стекловито-кристаллические туфы (псаммитовые); туфы и туфосланцы (пелитовые); терригенные кластолиты — аркозовые, грауваковые и аркозово-грауваковые песчаники (псаммитовые) и туфогенные кластолиты — туфогенные песчаники. Среди кластолитов на разных их горизонтах в подчиненном количестве имеются лавовые излияния различных порфиритов, представленных в восходящем разрезе спилитами (альбитовыми порфиритами) и порфиритами с основным плагиоклазом, а именно роговообманковыми, плагиоклазовыми и авгитовыми порфиритами. Кроме того, встречаются также авгит-лабрадоровые, альбитизированные, анальцимовые и кварцевые диабазы.

В вулканогенной свите, на разных горизонтах встречаются жильные образования различных порфиритов, диабазов, габбро-диабазов и габбро, которые рассматриваются как корни байосской эффузивной деятельности.

Аналогичные порфириновые и габбро-диабазовые породы встречаются повсеместно на южном склоне Главного Кавказского хребта во флишевых отложениях лейаса, которые мы так же относим к байосу (106, 109, 115).

Вся эта спилито-порфирито-диабазовая свита связана с геосинклинальным погружением морского бассейна (115).

В верхних частях среднеюрской вулканической свиты в некоторых местах южной периферии Дзирульского массива, в с.с. Голатубани и Ципа наблюдается нарастание кислотности магмы, что выражается в появлении голатубанского покрова кварцевых порфиритов. Этот покров был отмечен и описан Г. М. Заридзе впервые летом 1935 г. Данные же

изучения опубликованы в 1938 году. Покров этот был упомянут автором и в более поздних работах (113, 115). Позже указания о покровах даек и кластолитов кислых пород: кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров в вулканогенной свите средней юры в бассейне Лопаницхали и Гализги, а также в районе Кударо-Цона-Сырх-Леберта появляются и у других авторов (82, 263).

Описанные нами дайки кварцевых порфиритов и кварцевых альбитофиров из флишевой толщи лейаса Нижней Сванетии (105, 115) видимому синхроничны с только-что отмеченными однотипными породами.

Вулканогенные отложения байоса в некоторых местах секутся интрузиями типа кварцевых габбро-монцититов, которые в свою очередь прорываются мощными интрузиями гранитоидов. Последние включают многочисленные ксенолиты кварцевых габбро-монцититов.

Кварцевые габбро-монцититы, если они встречаются совместно (в одном массиве) с гранитоидами, составляют внешние части массива. Такое расположение пород многие исследователи объясняют ассимиляцией пород байосской порфиритовой серии и отчасти сланцев лейаса. Не отрицая явления ассимиляции в малом масштабе, в настоящее время мы считаем, что основная кварцево-габбро-монцититовая часть массива образовалась в результате ранних импульсов интрузивной фазы, последующие же импульсы были гранитоидного состава. Это подтверждается тем, что во-первых, гранитоиды во многих местах совершенно четко секут кварцевые габбро-монцититы и включают в себя многочисленные угловатые ксенолиты последних; во-вторых, в контакте с порфиритовой серией иногда основные разновидности пород совершенно отсутствуют, тогда как рядом они внезапно появляются как тела, секущие байосскую порфиритовую свиту; а в-третьих, часто наблюдается, что в некоторых интрузиях (например, в секущих дескую свиту, третичных дацитах Киртишо и др.), где вмещающие породы имеют кислый состав, местами части массива носят основной характер.

Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым (29) и другими авторами было установлено, что интрузии бассейнов рр. Гумиста, Келасури и Кодори секут порфиритовую свиту байоса и трансгрессивно перекрываются мелом, который содержит гальку интрузивных пород, на основании чего и определен их верхне-юрский (андийский) возраст.

В 1933 г. Г. М. Смирновым и Г. М. Заридзе был описан выход гранита у сел. Пона (Дзирульский массив) (97), неинтрузивный характер которого был геологически доказан в следующем 1934 г. (99, 100, 235).

Осенью 1935 г. на заседании Геологического Института Грузии в докладе о Хевис-Джварской (Понской) интрузии Г. М. Заридзе отмечалось: так как интрузия сечет байос и трансгрессивно перекрывается мелом, ее образование можно связать не только с андийской фазой, как это обычно делается, но также и с предкелловейской чегемской фазой.

Келловейская трансгрессия в Грузии впервые была установлена А. И. Джанелидзе (78), который указал, что она является более сильной, чем меловая трансгрессия. Им же дано разъяснение, что фаза складкообразования имеет место не тогда, когда в природе наблюдает-

ся трансгрессия, а несколько раньше, т. к. сначала просходит складкообразование, а затем идет наступление моря. Показателем орогенетической фазы во времени может служить регрессивная, в данном случае, угленосная свита. В свете этих рассуждений чегемская фаза должна была иметь место в батском веке и, следовательно, внедрение Хевис-Джварской интрузии произошло также в батское время. В пользу этого положения говорит интенсивная денудация массива еще до отложения меловых осадков вулканогенных пород. Несмотря на это, от окончательного решения вопроса автор воздержался, ввиду чего это мнение было опубликовано лишь в 1941 г. после изучения кислых жильных пород Сванетии (105).

Эти соображения на заседании Геологического института Грузии были поддержаны А. И. Джанелидзе и Г. Р. Чхотуа. Уже в 1936—37 гг. в отчетах Г. Р. Чхотуа (273, 276), хранящихся в фондах Грузинского геологического управления, отмечено, что Абхазские юрские интрузии секут или песчано-сланцевую свиту лейаса или порфиритовую свиту байоса. С другой стороны, их галька найдена в базальном конгломерате нижнего мела и в пестроцветной свите, нижние горизонты которой местами должны соответствовать келловею, ввиду чего образование интрузии имело место в средней юре.

Того же мнения придерживается и другой исследователь Абхазии — В. И. Курочкин (162).

И. Г. Кузнецов в своей рукописной докторской работе (1942 г.), повидимому на основании этих данных, признает что мезозойские интрузии Абхазии имеют батский возраст (154).

Таким образом, опираясь на существующий фактический материал, можно сказать, что Хевис-Джварская (Хевская) и Абхазские гранитоидные интрузии являются батскими.

Также батскими, но по сравнению с гранитоидами несколько более ранними, являются кварцевые габбро-монзонитовые интрузии, т. к. они часто составляют внешние части гранитоидов, секутся их апофизами и содержатся в них в виде угловатых ксенолитов. Еще более ранними (байос) являются разнообразные порфириты, диабазы и отчасти габбро, секущие лейас и порфиритовую свиту.

На южном склоне Кавказского хребта, в районах перевалов Кардывач, Санчар и Адзапша, р. Маруха, перевала Аданге и р. Аданге, отмечены гранитоидные интрузии. Г. Р. Чхотуа (275, 277) считает их синхроничными с интрузиями горы Цурунгал. Д. С. Белянкин, В. П. Еремеев, В. Петров и М. Фаворская (25) относят интрузии перевалов Кардывач и Аданге к типу Эцерской интрузии. Мы думаем, что и другие интрузии принадлежат к тому же типу.

Сказанное об Абхазии можно распространить на весь южный склон Кавказского хребта.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика среднеюрских интрузивных пород Грузии.

АБХАЗИЯ

На территории Грузии Абхазию надо считать классическим местом развития среднеюрских интрузий. Здесь отмечено около двадцати бо-

лее или менее значительных выходов. Среди них можно назвать гранитоидные и габбро-монцонитовые интрузии рек Западной и Восточной Гумисты, кварцево-монцонитовые и габбровые интрузии горы Чумкузба, гранитоидную интрузию южного выхода р. Келасури, гранитоидную интрузию северного выхода р. Келасури или Центрально-Абхазскую интрузию, анортоклазо-кварцево-габбровые и кварцево-диоритовые интрузии верховьев р. Келасури, интрузию кварцевого габбро-сиенита верховьев р. Амтхел, гранитоидные и кварцево-габбровые интрузии р. Джампал и горы Гораб, интрузии авгит-биотитового габбро сел. Шапатквари, интрузию кварцевого габбро-сиенита устья р. Зима, интрузию кварцевого габбро-сиенита местности Дауча, гранитоидные интрузии района перевалов Санчар и Адзапша, гранитоидную интрузию р. Маруха и такие же интрузии перевала и реки Аданге.

Средние оптические величины для соответствующих минералов батских интрузий Абхазии следующие:

Анортоклаз:

ng	84°	ng	88°	-2 v	=57°
P-пм	11°	B _{1,2} -пм	12°	ng	=1.525
пр	81°	пр	78°	пр	=1.519

Роговая обманка:

$$cng = 18^\circ \quad ng - пр = 0,020; \quad -2 v = 74^\circ$$

Моноклинный пироксен (Авгит)

$$cng = 42^\circ \quad ng - пр = 0,023 \quad 2 v = 52^\circ$$

Плагноклаз:

1. Для гранитоидных пород 32—ядро, 20—периферия
2. Для пород ряда кварцевых монцонитов
и кварцевых габбро 56—ядро, 29—периферия
3. Для габбровых и диабазовых пород . . 62—ядро, 37—периферия

Таким образом, для анортоклаза этих интрузий является характерным небольшой отрицательный угол между оптическими осями. Полученная нами средняя величина отвечает тем пределам, которые дают Д. С. Блянкин и В. П. Петров (29) для анортоклаза юрских интрузий.

Для юрских интрузий Абхазии так же, как это встречается в других местах, характерно монцонитовое соотношение анортоклаза с плагноклазом (29, 90). Думаем, что это положение останется в силе, если внести в него маленькую поправку.

Химический состав юрских

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	68,53	65,18	69,98	69,08	66,89	68,13	75,36	66,11	75,25
TiO ₂	0,35	0,41	0,27	0,33	0,56	0,29	0,20	0,43	следы
Al ₂ O ₃	12,68	17,52	15,77	15,70	15,88	17,60	11,43	16,66	14,47
Fe ₂ O ₃	3,16	1,76	0,72	2,33	1,74	1,04	1,22	2,21	0,88
FeO	3,03	3,38	2,53	0,65	2,43	2,71	0,50	2,75	0,44
MnO	0,10	0,06	—	0,05	0,11	0,06	0,03	0,07	следы
MgO	0,85	1,43	0,95	0,60	1,15	0,82	1,29	1,14	следы
CaO	3,18	3,81	2,65	2,85	3,49	2,55	0,58	4,09	0,35
BaO	—	—	—	—	—	—	0,80	—	—
Na ₂ O	3,68	0,12	2,91	2,78	3,17	2,49	2,27	2,75	3,40
K ₂ O	3,32	2,40	3,62	4,69	3,08	2,52	5,07	2,47	5,07
P ₂ O ₅	—	—	0,15	—	—	0,11	0,08	0,19	следы
SO ₃	—	—	0,24	—	—	—	—	0,24	0,13
CO ₂	—	—	—	0,60	—	—	—	—	—
Влага	0,14	0,56	0,19	0,23	0,38	0,63	0,23	0,15	0,18
Потери при про- каливании	0,71	0,55	0,42	0,27	0,93	0,37	1,70	0,63	0,29
Сумма в %	99,73	100,06	100,41	100,16	99,81	99,32	100,04	100,19	100,46

Место взятия образцов пород гранитоидного ряда юрских интрузий Абхазии:

1. Обнажение на дороге Сухуми—Цумури (р. Вост. Гумиста) . . . гранодиорит
2. Южный выход р. Келасури "
3. Северный выход р. Келасури, сев.-зап. склон горы Большой Схапач "
4. Река Келасури, местность Лари "
5. Гора Малый Схапач банатит
6. Гора Большой Схапач "
7. Северный выход реки Келасури вблизи сс. Земокеласури и Бурджа аплитовидный гранит

гранитоидов Абхазии

	10	11	12	13	14	15	16	17	Среднее
SiO ₂	58,42	60,50	62,20	60,46	67,26	75,63	76,96	73,03	68,77
TiO ₂	0,24	0,49	0,68	0,60	0,25	следы	0,25	0,39	0,35
Al ₂ O ₃	15,09	15,80	16,96	14,74	16,06	12,44	12,34	14,76	15,05
Fe ₂ O ₃	1,11	2,39	2,08	4,58	0,92	0,82	0,82	1,70	1,78
FeO	2,80	4,12	3,60	3,69	2,33	0,19	1,32	0,62	2,18
MnO	0,04	0,08	0,06	0,06	0,09	следы	0,01	0,03	0,05
MgO	1,14	1,70	2,84	2,57	1,04	0,02	1,09	0,77	1,18
CaO	2,89	5,02	3,75	5,53	3,56	0,65	1,04	1,85	2,81
BaO	—	—	—	0,06	—	0,18	—	—	0,02
Na ₂ O	2,46	1,89	4,04	3,33	3,50	3,77	2,93	4,24	3,03
K ₂ O	4,96	4,03	3,11	3,84	4,00	4,77	1,78	1,64	3,55
P ₂ O ₅	0,09	0,16	0,02	0,18	0,25	нет	0,05	0,06	0,08
SO ₃	0,31	—	—	—	—	—	нет	—	0,50
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04
Влага	0,45	0,48	0,25	0,12	0,12	0,53	0,12	0,06	0,28
Потери при про- каливании	0,82	4,10	1,28	0,41	0,51	0,59	1,01	0,66	0,50
Сумма в %	100,82	100,76	100,87	100,17	99,59	99,89	99,72	99,81	100,12

8. Правый берег реки Келасури против устья реки Ахупач . банатит
9. Река Схапач (приток реки Келасури) гранит-аплит
10. Гора Лыхта банатит
11. Река Лыхта гранодиорит порфир
12. Гора Лыхта банатит
13. Массив горы Гораб, центр. часть "
14. " " " " " гранодиорит
15. " " " " " (жила) банатит-аплит
16. Пер. вал Аданге гранитоид
17. Район перевала Кардывач "

Монцонитовая структура характерна для более основных разновидностей интрузий, т. е. пород кварцево-монцонитового и кварцево-габбрового ряда, а не для гранитоидов, часто отличающихся пегматитовым сростанием кварца и анортноклаза.

Для этих интрузий так же, как и для других характерным является наличие кварца и анортноклаза даже в сравнительно более основных разновидностях и, кроме того, в отличие от палеозойских гранитоидов, более основной характер плагиоклаза и в общем непостоянный состав пород.

Для кислых интрузий альбитизация плагиоклаза не является характерной. Она типична для основных интрузий. Для объяснения этого факта можно привести следующие соображения: благодаря меньшей устойчивости основного плагиоклаза легко происходит его преобразование, вследствие того, что активность основной магмы предшествует активности кислой, инъекции и гидротермальные растворы последней производят преобразование уже выкристаллизовавшегося основного плагиоклаза.

Оливин, образующий в оливиновых габбро идиоморфные кристаллы, замещен серпентином, иддингситом, рудным минералом и частично биотитом — $2V = 76^\circ$.

Для пироксен-биотитовых габбро характерно присутствие кварца вместе с основным плагиоклазом.

Основные породы—габбро, диабазы и порфириты, повидимому являются продуктами одной и той же магмы, кристаллизовавшимися в различных условиях. Они связаны друг с другом такими переходными типами: габбро-диабазы, габбро-диорит-порфиритами, порфиroidными габбро и диабаз-порфиритами.

Роговая обманка, большей частью обыкновенная и уралитовая, в ряде случаев также актинолитовая. Роговые обманки всех типов — вторичные, образовавшиеся за счет моноклинного пироксена. В пользу этого говорит тот факт, что моноклинный пироксен (авгит) почти всегда амфиболитизирован. Роговая обманка, в свою очередь, претерпевает хлоритизацию, изредка переходит в роговообманковый асбест, выделяющийся очевидно из раствора, так как дает жилы. В ряде случаев и роговая обманка, повидимому, выделялась из раствора в результате преобразования авгита. Непосредственный переход авгита в хлорит происходит редко. Временами роговая обманка испытывает биотитизацию.

В результате воздействия типичных кислых интрузий боковые породы сильно ороговикованы, под влиянием же основных диабазовых жил они в большинстве случаев или совсем не видоизменены или изменены незначительно.

Помимо того, под влиянием гранитоидных интрузий габбро-диабазы также переходят в роговики. В боковых породах видны мелкие жилы и инъекции кварца и полевого шпата.

Средний количественно-минералогический состав пород юрских интрузий Абхазии — гранитоида (1), кварцевого монцонита и кварцевого габбро (2).

	1	2
Кварц	24	6
Анортоклаз	26	5
Плагиоклаз	38	55
Биотит	5	4
Роговая обманка	3	12
Моноклинный пироксен	1	9
Оливин	1	мало
Хлорит	1	1
Вторичные минералы	1	6
Второстепенные минералы	1	2
Сумма в %/о	100	100
Количество подсчетов	69	38
Аог:Р1	41:59	8:92

Химический состав юрских кварцевых монцонитов и кварцевых габбро Абхазии

	18	19	20	21	22	23	24	25	Среднее
SiO ₂	50,75	57,83	50,95	48,60	58,32	50,58	55,07	51,35	53,04
TiO ₂	0,86	0,51	1,14	0,82	0,89	9,95	0,90	0,78	0,85
Al ₂ O ₃	21,80	17,15	16,39	19,57	18,01	20,49	17,57	20,37	18,91
Fe ₂ O ₃	4,11	3,09	5,88	6,63	2,89	2,54	2,43	1,92	3,68
FeO	5,56	4,43	4,13	4,34	4,20	5,53	5,12	5,73	4,88
MnO	0,19	0,18	0,12	0,21	0,09	0,13	0,27	0,43	0,20
MgO	3,17	3,01	6,33	4,59	3,42	3,09	3,39	4,23	3,90
CaO	9,27	6,40	10,93	8,43	6,35	9,14	7,86	8,23	8,33
Na ₂ O	1,26	3,94	1,08	2,80	2,07	2,77	2,85	2,52	2,41
K ₂ O	0,71	2,28	2,79	2,34	2,89	1,80	2,27	2,02	2,13
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,03	0,05	0,17	—	0,33	0,15	0,10
Влага	0,60	0,58	0,18	0,52	0,39	0,40	0,14	0,22	0,37
п.п.п.	1,71	0,51	0,43	2,49	0,86	2,50	1,01	1,94	1,43
Сумма в %/о	100,04	99,95	100,38	101,36	100,55	99,92	100,11	99,89	100,23

Место взятия образцов пород ряда кварцевых монцонитов и кварцевых габбро юрских интрузий Абхазии

18. Истоки р. Вост. Гумиста кварцевый габбро-монцонит
19. Гора Чумкузба кварцевый монцонит
20. " " " " " " " " " оливиновый кварцевый габбро-сиенит
21. Правый приток у истоков р. Амтхел кварцевый габбро-сиенит
22. Местность Баргана анортоклазовое кварцевое габбро
23. У основания горы Жургия анортоклазовый кварцевый габбро-диабаз
24. Главный массив горы Гораб, краевая часть анортоклазовое кварцевое габбро
25. Устье р. Зима кварцевый габбро-сиенит

Химический состав юрских габбровых пород Абхазии

	26	27	Среднее
SiO ₂	47,07	50,77	48,92
TiO ₂	0,66	1,28	0,97
Al ₂ O ₃	10,35	18,95	14,65
Cr ₂ O ₃	0,10	0,02	0,06
Fe ₂ O ₃	2,08	0,17	1,12
FeO	8,01	9,12	8,56
MnO	0,19	0,19	0,19
MgO	14,14	4,66	9,40
CaO	13,51	9,33	11,42
Na ₂ O	1,05	2,46	1,76
K ₂ O	0,83	1,80	1,31
Влага	0,36	0,32	0,34
Пот. при прокаливании	1,46	1,15	1,30
Сумма в %/о	99,81	100,22	100,00

26. Левый берег р. Зап. Гумиста. Порфиroidное авгит-биотитовое габбро.

27. Левый берег р. Зап. Гумиста. Август-биотитовое габбро.

ВЕРХНЯЯ СВАНЕТИЯ

В Верхней Сванетии убедительных данных о наличии юрских интрузий не имеется.

Эцерская интрузия врезается в сланцы лейаса. Петрографически она не имеет ничего общего с третичными дацитами гор Цурунгал и Кароби и сильно напоминает батские гранитоидные интрузии Абхазии, на основании чего мы относим ее к тому же батскому возрасту.

Распространенные в Верхней Сванетии диабазы и интрузии района Хаиши, секущие сланцы лейаса и породы порфиритовой свиты, повидимому являются чаще байосскими и реже батскими.

Бангурианская интрузия (185) петрографически также не имеет ничего общего с дацитами и альбитофирами гор Цурунгал и Кароби. Она (особенно кварцево-диоритовая порода) обнаруживает большое сходство с Эцерской интрузией и находится на ее продолжении, поэтому мы предположительно считаем ее батской.

Что касается остальных интрузий, расположенных в палеозойской десской свите, то вопрос об их возрасте окончательно нельзя считать разрешенным. Повидимому, часть из них является батской, т. к. по

своему петрографическому характеру они сходны с батскими интрузиями соседней Абхазии и, кроме того породы некоторых разновидностей похожи на породы интрузии сел. Джарквали, которые внедряются в сланцы лейаса и находятся в нескольких километрах от обнаженных в десской свите интрузий.

Не исключена возможность, что некоторые типы последних окажутся палеозойскими.

Верхне-сванетские породы гранитоидного ряда представлены большей частью банатитами, реже гранодиоритами; средний гранитоид также банатитового состава. Следовательно, здесь мы имеем менее кислый, чем в Абхазии, гранитоид (в Абхазии — гранодиорит).

Связанные с интрузиями секущие аплиты представлены гранит-аплитами.

Из основных пород встречаются плагиоклазовый кварцевый монцонит, анортоклазовый габбро-диабаз, габбро-пироксениты.

Что касается химизма гранитоидов, то их средний состав дает более кислый тип, чем абхазский. Таким образом, здесь количественно-минералогический и химический составы не соответствуют друг другу. Это объясняется, с одной стороны, малым количеством анализов, а с другой тем, что количественно-минералогический подсчет и химический анализ проводились над разными образцами.

Химический состав кварцево-монцонитовых пород обнаруживает приблизительно на 4 проц. больше SiO_2 , чем абхазские породы аналогичного типа.

Средний химический состав габбро и диабазов несколько более основной, чем у абхазских пород того же типа.

Оптические свойства минералов этих интрузий следующие:

Анортоклаз		
n_g	84°	n_g 6°
$P^{(001)}$ n_p	$9^\circ B_{1,2} \perp [^{001}]$	n_p 17°
		$-2v = 68^\circ$
		$n_g = 1,525$
n_p	83°	n_p $73'50''$
		$n_p = 1,518$

Плагиоклаз

1. В гранитоидных породах №39 — ядро, №12 — периферия.
2. В породах кварцево-монцонитового и кварцево-габбрового ряда №65 — ядро, №14 — периферия.
3. В габбровых и диабазовых породах №67 — ядро, №19 — периферия.

Роговая обманка $n_g = 19^\circ$, $-2V = 80^\circ$.

Моноклинный пироксен (авгит) $n_g = 43^\circ$, $2V = 55^\circ$.

Для оливина угол оптических осей равняется -88° .

Средний показатель преломления хлорита $n_p = 1,630$, а аналцима $n_p = 1,483$.

Что касается остальных свойств интрузий, то они вполне тождественны с абхазскими.

Взаимосвязь основных и кислых пород такая же, как в абхазских интрузиях, т. е. активность основной магмы всегда предшествует активности кислой магмы.

Средний количественно-минералогический состав Верхне-Сванетского юрского гранитоида (1), гранитоидаплита (2), кварцевого монцонита (3) и габбро (4).

	1	2	3	4
Кварц	19	28	7	—
Анортоклаз	20	42	27	—
Плагиоклаз	49	22	56	64
Биотит	2	6	1	1
Роговая обманка	3	2	6	—
Моноклинный пироксен	—	—	мало	8
Хлорит	6	—	2	—
Вторич. минер.	—	мало	—	22
Второст. минер.	1	мало	1	1
Сумма в %/о	100	100	100	100
Количество подсчетов	7	8	11	1

В нижеследующих таблицах приводятся химические анализы различных типов интрузивных пород.

Химический состав юрских габбро и диабазов Верхней Сванетии.

	28	29	Среднее
SiO ₂	44,79	47,79	46,27
TiO ₂	0,31	0,55	0,43
Al ₂ O ₃	21,46	19,04	20,25
Fe ₂ O ₃	1,96	2,81	2,38
FeO	4,99	4,78	4,89
Mn ₂ O ₃	0,27	0,09	0,18
MgO	7,80	5,54	6,67
CaO	13,89	10,99	12,44
BaO	нет	—	—
Na ₂ O	0,77	3,31	2,04
K ₂ O	0,61	1,31	0,96
P ₂ O ₅	0,27	нет	0,14
SO ₃	—	0,46	0,23
Влага	0,41	0,76	0,59
Потери при прокаливании	2,87	2,54	2,70
Сумма в %/о	100,40	99,94	100,17

28. Интрузия горы Абакур (Килет) — габбро.

29. Волораздел рр. Твибери и Цанери — порфиroidный диабаз.

Химический состав юрских гранитоидов Верхней Сванетии

	30	31	32	33	Среднее
SiO ₂	67,82	74,84	75,02	67,97	71,42
TiO ₂	0,32	0,14	0,23	0,46	0,29
Al ₂ O ₃	16,64	13,24	13,14	16,72	14,93
Fe ₂ O ₃	1,77	0,36	0,59	0,64	0,84
FeO	1,14	1,12	0,92	1,51	1,17
MnO	0,22	0,01	0,04	0,03	0,08
MgO	0,78	0,79	0,37	0,79	0,68
CaO	3,43	0,76	0,65	1,98	1,71
BaO	—	0,07	—	—	0,02
Na ₂ O	3,34	3,83	3,67	4,72	3,89
K ₂ O	3,87	4,58	4,63	4,33	4,35
P ₂ O ₅	0,08	—	следы	0,07	0,02
SO ₃	следы	—	не обн.	не обн.	—
Влага	нет	0,30	0,08	0,01	0,10
Потери при про- кал.	0,40	0,47	0,46	0,76	0,52

Сумма в %/о 99,81 100,51 99,80 99,99 100,02

30. Интрузия горы Кирар—гранитоид.
31 Эдерская интрузия—гранодиорит.

32. Эдерская интрузия—гранодиорит.
33. " " —гранитоид.

Химический состав юрских кварцевых монцонитов Верхней Сванетии

Химический состав юрского кварцево-диоритового аплита Верхней Сванетии

	34	35	Среднее		36
SiO ₂	52,40	61,58	56,99	SiO ₂	72,52
TiO ₂	0,94	0,50	0,72	TiO ₂	0,40
Al ₂ O ₃	20,01	17,94	18,98	Al ₂ O ₃	14,84
Fe ₂ O ₃	4,50	2,13	3,32	Fe ₂ O ₃	0,31
FeO	3,60	2,59	3,10	FeO	2,31
MnO	0,14	0,15	0,15	MnO	нет
MgO	3,10	1,25	2,17	MgO	0,57
CaO	8,29	4,88	6,57	CaO	0,36
BaO	—	0,06	0,03	Na ₂ O	7,37
Na ₂ O	3,07	4,08	3,57	K ₂ O	0,26
K ₂ O	2,52	4,18	3,35	P ₂ O ₅	0,16
P ₂ O ₅	0,22	0,25	0,23	SO ₃	—
SO ₃	следы	—	—	Влага	0,16
Влага	не обн.	0,12	0,06	Пот. п.прок.	0,73
Пот. п.пр.	1,20	0,55	0,88		

Сумма в %/о 99,99 100,24 100,12 Сумма в %/о 99,99

34. Интрузия горы Кирар—кварцевый монцонит.
35. 3-й выход кварцевого монцонита сел. Дси.
36. Эдерская интрузия--кварцевый диоритовый аплит.

НИЖНЯЯ СВАНЕТИЯ

Основные породы Нижней Сванетии большей частью являются байосскими, а кислые—батскими. Это заключение было сделано Г. М. Заридзе в 1941 г. (104, 105, 106). В 1942 г. ту же мысль высказал И. Г. Кузнецов в своей рукописной докторской работе (154). «С тоарскими и отчасти может быть, с предкелловейскими движениями надо связывать те дайки и штоки пород средней кислотности, которые насыщают сланцевые свиты Главного хребта, относимые обычно к среднему лейасу».

Приведем химическую характеристику Нижне-Сванетских интрузивных пород.

Химический состав юрских габбро и диабазов

	37	38	39	40	41	42	43	Среднее
SiO ₂	48,68	49,60	44,80	47,15	49,53	45,90	46,60	47,47
TiO ₂	1,50	1,60	1,80	1,07	0,34	1,80	2,06	1,45
Al ₂ O ₃	19,20	19,40	17,07	11,60	18,32	14,85	15,30	19,53
Fe ₂ O ₃	1,77	1,05	1,48	2,93	4,55	1,56	2,01	2,19
FeO	5,90	5,76	6,71	6,88	5,29	7,11	7,22	6,42
MnO	0,13	0,12	0,15	0,19	0,18	0,14	0,12	0,15
MgO	5,70	3,70	4,48	10,50	3,88	10,42	8,41	6,73
CaO	7,12	9,06	6,48	16,15	10,73	9,73	9,40	9,81
Na ₂ O	4,34	3,70	5,54	1,15	3,18	4,08	3,12	3,59
K ₂ O	1,74	1,74	1,66	0,51	1,58	1,14	0,96	1,33
P ₂ O ₅	0,17	0,27	0,88	0,9	0,02	0,07	0,16	0,27
SO ₃	нет	нет	среды	следы	0,12	следы	нет	0,02
Влага	нет	нет	нет	не об.	0,12	нет	1,00	0,16
Потери при прок.	4,08	4,56	9,29	1,66	2,14	3,20	4,20	4,16
Сумма в %/о	100,38	100,56	100,36	99,98	100,10	100	100,56	100,28

37. Выход между с.с. Рцхмелури и Циплакаки. Авгитовый порфирит

38. » » » » » »

39. » » » » » »

40. Морена северного берега р. Ражанис-геле. Габбро.

41. Выход р.р. Ласкедур и Луори. Эпидот-альбитизированное габбро

42. Интрузия сел. Бабили. Диабаз

43. » » » » » »

Химический состав юрских кварцевых порфиритов

	44	45	Среднее
SiO ₂	64,66	61,20	62,93
TiO ₂	0,18	0,69	0,43
Al ₂ O ₃	15,84	15,26	15,55
Fe ₂ O ₃	2,58	2,04	2,31
FeO	2,23	2,68	2,46
MnO	0,16	0,13	0,15
MgO	1,05	2,16	1,60
CaO	4,31	4,84	4,58
Na ₂ O	4,55	4,40	4,47
K ₂ O	2,53	2,02	2,28
P ₂ O ₅	0,01	0,25	0,13
SO ₃	0,46	следы	0,23
Влага	0,22	0,20	0,21
Пот. при прокал.	1,38	4,74	3,06
Сумма %/о	100,16	100,61	100,39

* * *

В Верхней Раче во флишевой толще лейаса жилы и внутриформационные покровы байосского времени представлены альбитовыми, уралитовыми и порфиридными диабазами.

* * *

Среди жильных пород, известных в районах Казбека и Юго-Осетии, к байосскому возрасту должны относиться авгитовые, рогово-обманковые и плагиоклазовые порфириты, уралитовые, альбит-анортитовые диабазы и оливиновые габбро, а жилы альбитофира сел. Чорда, Цона и других пунктов должны принадлежать к байосскому-нижнебатскому времени. Помимо секущих жил они образуют, по описанию Г. С. Дзоценидзе тела покровного характера (81). Породой батского возраста считает Л. А. Ваданянц (43) описанный им в Осетии кварцевый диорит (гранодиорит автора). Химический состав рассматриваемых пород см. на стр. 86.

* * *

Жильные породы рек Пшавская и Хевсурская Арагви представлены большей частью байосскими диабазовыми жильными породами, которые обнажаются в районах гор Сагвелиас-гора, Килдем-киван, Чаухи и Сакариа, сел. Горбани, у левого склона ущелья р. Абуделаури, правого склона р. Садзвелис-геле, по рр. Бло и Акушос-цхали Главного хребта, с.с. Хахмати и Матура. Химический состав диабаза Чаухи см. на стр. 86.

* * *

Также, как и повсюду на южном склоне Кавказского хребта, в Кахетии среди жильных образований, синхроничных с порфиритовой свитой байоса, встречаются разнообразные диабазы и порфириты. Образования же, синхроничные с кислыми интрузиями батского века, представлены кое-где альбитофирами.

Химический состав юрских диабазов и порфиритов Казбека и Юго-Осетии

	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
SiO ₂	49,71	51,36	70,80	69,84	64,52	61,12	64,29	63,11	66,68	60,41
TiO ₂	1,39	0,03	0,01	0,05	0,87	1,07	1,07	1,21	1,39	1,39
Al ₂ O ₃	17,58	18,46	11,51	10,37	17,02	12,78	16,79	15,94	16,07	16,33
Fe ₂ O ₃	1,72	4,97	1,76	2,07	4,49	2,97	3,21	7,65	3,29	0,79
FeO	6,33	4,80	2,14	2,00	1,27	3,65	2,83	0,27	0,95	4,52
MnO	0,14	0,24	0,17	0,28	0,14	0,08	0,18	—	0,07	0,10
MgO	5,25	4,53	3,88	3,67	2,19	3,02	3,56	2,19	1,68	3,82
CaO	6,71	8,28	2,70	4,70	3,04	6,08	1,63	1,24	2,30	5,70
Na ₂ O	2,41	2,17	2,15	2,59	1,78	2,12	1,69	3,16	4,04	4,02
K ₂ O	4,69	1,07	1,28	1,50	2,05	1,88	2,51	2,51	2,61	1,98
CO ₂	0,78	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,41	0,10	0,15	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	—
SO ₃	—	0,16	0,29	0,20	0,72	0,19	0,19	0,28	0,28	—
Влага	0,61	2,24	0,52	1,32	0,68	0,43	0,67	0,76	0,76	0,11
п. п. п.	2,86	1,52	2,92	0,64	0,34	4,62	1,45	0,70	0,70	0,84
Сумма в %/о	100,18	100,24	100,23	99,38	99,15	100,14	100,11	99,06	100,86	100,01

46. Альбит — анортоклазовый диабаз р. Геналь-дон.
 47. Авгитовый порфирит.
 48, 49. Силицифицированный роговообманковый порфирит.
 50. » и альбитизированный плагиоклазовый порфирит
 51, 52. Юрские альбитофиры мелких даек.
 53, 54. » » горы Сырх-Леберта.
 55. Кварцевый диорит р. Суатиси-дон.

Химический состав юрского диабаза массива Чаухи

SiO ₂	45,06
Al ₂ O ₃	23,37
Fe ₂ O ₃	3,05
FeO	3,65
MgO	3,11
CaO	13,33
Na ₂ O	2,27
K ₂ O	0,61
Влага	0,96
Потери при прокалив.	5,18
Сумма в %/о	100,59

ДЗИРУЛЬСКИЙ МАССИВ

Древние кристаллические породы Дзирульского массива секутся различными диабазами и порфиритами, которые, судя по петрографиче-

ческому сходству, в большинстве случаев должны быть одновозрастными с порфиритовой свитой.

Среди батских интрузий Дзирульского массива главное место занимает Хевис-Джварская интрузия, обнаженная часть которой в плане достигает 60 кв. км. Меньшее значение имеет обнаруженный по петрографической аналогии с Хевис-Джварской интрузией Чалванский массив, синхронизация которого с этой интрузией еще не обоснована. Если Чалванский массив действительно синхроничен с Хевис-Джварской интрузией, то требуется уточнение границ его распространения, так как он находится в древних гранитоидах и в ряде случаев по внешнему виду очень сходен с последними. То же самое можно сказать о юго-восточном контакте Хевис-Джварского массива, где интрузия соприкасается с древними гранитоидами.

Доказательства батского возраста Хевис-Джварской интрузии уже приведены нами при рассмотрении аналогичных интрузий Абхазии, поэтому мы их здесь касаться не будем.

Хевис-Джварский массив сечется рядом меланократовых пород: порфиритами, базальтами и диабазами, которые часто связаны только с массивом.

Вблизи интрузии нами было замечено большое распространение среди пород порфиритовой свиты кварцевых порфиритов, образующих большей частью жилы, редко покровы, что заставляет думать о возможности генетической связи между интрузией и кварцевыми порфиритами. Тем более, что последние, аналогично интрузии, секут порфиритовую свиту и трансгрессивно перекрываются нижним мелом. Кроме того, кварцевые порфириты нигде не секут массив. Напротив, в некоторых случаях при соприкосновении интрузии с кварцевыми порфиритами, последние обнаруживают некоторое контактное видоизменение. Если образование интрузии приурочено к чегемской фазе, имевшей место в батском веке, то образование покровов кварцевых порфиритов и связанных с ними жил должно было произойти в верхнем байосе или нижнем бате. Таким образом выясняется, что изливания байосской основной (порфиритовой) магмы сменились кислой (кварцево-порфиритовой) фацией, за которой последовало образование Хевис-Джварской интрузии.

Форма залегания Хевис-Джварского массива определяется как штоковая. Основывается это на следующих соображениях:

1) Обнаженная часть массива имеет куполообразную поверхность, которая погружается под порфиритовую свиту и древние кристаллические породы как к востоку и западу, так и к северу и югу.

2) Куполообразная форма массива сохраняется и под вмещающими породами, так как южнее сел. Ципа и севернее сел. Григолати на склонах, сложенных породами порфиритовой свиты и имеющих в основном такое же падение, как и куполообразная поверхность массива, в оврагах обнажаются маленькие окна массива.

Приведенные факты говорят и в пользу штоковой и в пользу лаколитовой формы залегания массива. Однако последняя должна быть исключена: во-первых, потому что, вмещающие породы (порфиритовая свита и древние кристаллические породы) имеют массивное строение, во-вторых, потому, что в районе сел. Хуневи (у шоссе) и в ущельи

р. Ухедуры, на расстоянии 1/2 км. от контакта интрузии, наклон поверхности которой в общем северный, азимут падения песчаников порфириновой свиты противоположен поверхности массива, а именно — SW 240°, угол 35° — 70°.

Средние оптические свойства минералов, входящих в породы Хевис-Джварской интрузии, следующие:

	Анортоклаз
	ng . . . 78°
P (001) —	mш . . . 15°
	пр . . . 81°
	—2v = 59°

Плагиоклаз

1. В светлой разновидности № 53—ядро, № 27—средняя зона, № 11—периферия.
2. В темной разновидности № 64—ядро, № 40—средняя зона, № 22—периферия
Роговая обманка $\text{cng}=17^\circ$, $-2v=74^\circ$
Моноклиновый пироксен $\text{cng}=48^\circ$
Ромбический пироксен $\text{cng}=0^\circ - 3^\circ$, $-2v=52^\circ$

Массив состоит из светлых гранитоидов, кварцевых диоритов, банатитов, гранодиоритов. Внешние части массива в ряде случаев представлены темной (основной) разновидностью — кварцевыми диоритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами и плагиоклазовыми кварцевыми монзонитами.

Отмеченное явление впервые подчеркнуто Г. М. Заридзе. В последствии же аналогичные явления в Абхазии были описаны рядом авторов.

Тогда этот факт был объяснен сплавлением пород порфириновой свиты в кислую интрузивную магму.

Факты ассимиляции в маленьком масштабе действительно имеют место, но то обстоятельство, что породы основной разновидности интрузии не всегда встречаются в полосе соприкосновения интрузии с порфириновой свитой, противоречит подобному объяснению.

В результате воздействия интрузии, породы порфириновой свиты обнаруживают сильное контактное видоизменение. Здесь имеет место образование типичных роговиков. Для роговиков характерны процессы окварцевания, биотизации, эпидотизации и хлоритизации. Изучение химического состава неизмененного и измененного порфирита показывает, что происходило привнесение из интрузии в порфирит окислов SiO_2 , Na_2O и K_2O , вследствие чего должно было соответственно уменьшиться процентное содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO и CaO . Следует думать, что большая часть SiO_2 израсходована на образование кварца, меньшая же, совместно с Na_2O — на образование кислого плагиоклаза (олигоклаза), который наряду с кварцем входит в основную массу породы. Привнесенный же K_2O пошел на образование биотита.

Гранитоиды Хевис-Джварской интрузии отличаются от древних гранитоидов Дзирульского массива следующим:

1) Для пород Хевис-Джварской интрузии характерно содержание анортоклаза, для древних же гранитоидов — микроклина.

2) Молодая интрузия, в отличие от древних гранитоидов, характеризуется многообразием порообразующих минералов.

3) Для изученных нами пород характерна сильная зональность плагиоклаза и сильно основной характер его центральной части. В древних же гранитоидах плагиоклаз не зонален и представлен альбитом или олигоклазом.

4) В молодых интрузивных породах, особенно в основных их разновидностях, часто встречаются пойкилитовые сростания и монцонитовая структура.

5) В Хевис-Джварской интрузии наблюдаются многочисленные ксенолиты периферических основных пород.

6) Явления динамометаморфизма в изученных нами интрузивных породах выражены слабо.

7) Для биотита Хевис-Джварского массива характерна хлоритизация, тогда как в древних гранитоидах биотит преимущественно мусковитизирован.

Количественно-минералогический состав Хевис-Джварской юрской интрузии

Название породы	Банатит	Кварцевый диорит	Гранодиорит-аплит	Гранодиорит	
	1	2	3	4	
Кварц	25	17	40	32	1. Светлая разновидность Хевис-Джварской интрузии, средний из 80 подсчетов.
Анортоклаз	15	2	26	22	
Плагиоклаз	45	58	32	40	2. Темная разновидность Хевис-Джварской интрузии, средний из 4 подсчетов.
Биотит	4	3	2	3	
Роговая обманка	5	13	—	1	3. Гранодиоритаплитовая жила, секущая Хевис-Джварскую интрузию, средний из 2 подсчетов.
Пироксен	1	1	—	—	
Мусковит	—	—	—	мало	4. Чалванская интрузия, средний из 10 подсчетов.
Хлорит	—	3	мало	1	
Вторичный минерал	4	—	—	—	
Рудный минерал	1	3	мало	1	
Сумма в %	100	100	100	100	
Лог: P1	25:75	3:97	45:55	35:65	

Химический состав юрских гранитоидов Хевис-Джварской интрузии

	57	58	59	60	61	62	63	64	65	Среднее
SiO ₂	71,36	71,58	70,58	69,97	71,50	63,57	63,08	66,82	67,78	68,47
TiO ₂	0,33	0,21	0,26	0,27	0,25	0,49	0,34	0,26	0,33	0,30
Al ₂ O ₃	14,26	14,18	13,68	14,66	14,10	17,96	15,47	14,58	15,43	14,92
Fe ₂ O ₃	0,89	1,62	2,01	2,00	1,12	3,58	4,04	2,87	1,32	2,16
FeO	1,58	1,11	1,51	0,96	0,50	1,84	2,24	1,81	2,38	1,55
MnO	0,07	0,06	0,09	0,05	0,04	0,13	0,11	следы	0,09	0,07
MgO	0,79	1,31	1,80	0,70	0,52	2,32	2,21	2,02	1,51	1,46
CaO	2,70	3,23	3,79	4,75	4,58	0,54	6,78	5,16	3,92	4,49
Na ₂ O	2,78	3,51	3,62	4,05	3,84	2,65	2,73	3,17	3,28	3,29
K ₂ O	4,51	1,86	1,91	1,85	2,90	1,89	1,83	2,15	2,85	2,42
P ₂ O ₅	—	0,03	0,04	0,06	0,03	следы	0,04	0,04	0,29	0,06
SO ₃	—	0,36	0,21	0,16	0,21	0,34	0,19	0,29	—	0,19
Влага	0,34	0,33	0,27	0,46	0,39	0,46	0,19	0,31	0,10	0,32
Потери при прокалив. .	0,66	0,72	0,79	0,64	0,51	0,43	1,21	1,02	1,05	0,78
Сумма в %%	100,27	100,11	100,56	100,58	100,49	101,20	100,46	100,50	100,33	100,48

Химический состав юрских кварцевых монцонитов и кварцевых габбро Хевис-Джварских интрузий

	66	67	68	69	Среднее
SiO ₂	56,55	56,13	59,00	57,70	57,35
TiO ₂	0,60	0,57	0,40	0,70	0,57
Al ₂ O ₃	19,63	18,43	16,85	18,10	18,25
Fe ₂ O ₃	4,91	5,06	2,14	1,71	3,45
FeO	2,52	3,26	5,18	5,32	4,07
MnO	0,14	0,11	0,11	0,24	0,15
MgO	3,71	3,62	3,14	3,21	3,42
CaO	7,45	7,81	7,27	5,06	6,82
Na ₂ O	1,98	2,64	2,98	4,14	2,93
K ₂ O	0,98	1,08	1,27	2,32	1,41
P ₂ O ₅	следы	0,06	0,40	0,12	0,14
SO ₃	0,36	0,13	—	—	0,12
Влага	0,63	0,31	0,20	—	0,28
Потери при прокалив. .	1,23	1,24	1,18	1,40	1,26
Сумма в %%	100,69	100,45	100,12	100,02	100,29

Сравнение химического состава пород первой и второй группы указывает на более основной характер второй группы.

Химический состав юрских гранитоидов Чалванской интрузии

	70	71	72	Среднее
SiO ₂	73,70	69,05	68,07	70,58
TiO ₂	0,13	0,21	0,31	0,22
Al ₂ O ₃	15,03	16,23	17,14	16,13
Fe ₂ O ₃	0,74	2,09	2,24	1,69
FeO	0,93	1,63	1,71	1,42
MnO	0,06	0,06	0,11	0,07
MgO	0,63	1,33	1,11	1,02
CaO	1,36	3,64	3,57	2,86
Na ₂ O	4,35	2,88	1,77	3,00
K ₂ O	3,04	1,81	2,63	2,42
P ₂ O ₅	следы	—	—	следы
SO ₃	0,21	0,44	—	0,22
Влага	0,26	0,23	0,16	0,22
Потери при прокалив. .	0,33	0,76	0,70	0,60
Сумма в %/о	100,77	100,36	99,52	100,21

* * *

Аналогичное положение для байосских основных жильных пород мы имеем в Локском древнем кристаллическом массиве, где эти породы представлены авгитовыми, роговообманковыми, уралитовыми, хлоритовыми, кварцевыми и хлорит-серпентиновыми диабазами, диабз-порфиритами и разнообразными порфиритами.

* * *

В Храмском массиве основные породы повидимому, главным образом, байосского века представлены габбро-диабазами, диабазами и порфиритами.

* * *

Взаимоотношения среднеюрской порфиритовой свиты и связанных с нею различных жильных и интрузивных пород, особенно хорошо обнаруживающиеся в Хевис-Джварской и Абхазских интрузиях, позволяют сформулировать следующий вывод: в байосской геосинклинали имела место эффузивная активность основной магмы, которая в Грузии, а также за пределами ее границ, дала большой мощности вулканогенные образования и внутриформационные покровы.

При каждом новом импульсе вулканической деятельности происходило прорывание ранее образованных вулканогенов последующими

вторжениями магмы, в одних случаях являвшимися центрами вулканических излияний, в других же не достигавшими поверхности дна геосинклинального бассейна. Эти интрузивные жилы охлаждались на различных глубинах лейасовых осадков и порфиритовой свиты и давали различные основные породы. В разнообразии наблюдаемых типов большое значение имели размеры интрузии. Чем мощнее была такая интрузия и чем на больших глубинах она охлаждалась, тем более порода получала полнокристаллический габбровый облик; кроме того, эндоконтакты сравнительно больших интрузий должны структурно отличаться от внутренних частей интрузии.

Что касается распространения этого типа интрузий по Грузии, то как мы увидим, они имеют место не только в Абхазии, но и в других местах.

Д. С. Белянкин и В. П. Петров (29), связывавшие мезозойские гранитоидные интрузии Абхазии с андийской фазой, относительно основных пород писали: «Что же касается основных неинтрузивных пород габбро и габбро-диабазов, то они настолько связаны с вулканогенной юрой, образуя при этом и непосредственные постепенные местами переходы в уралитовые порфириты этой последней, что вряд ли могут возникать сомнения в именно юрском их возрасте. Магматические соотношения их с гранитами, напротив того, остаются для нас не вполне ясными, и само отнесение их к неинтрузиям мы рассматриваем здесь, как лишь весьма условное».

В результате глубинной дифференциации основной родоначальной магмы байосского времени, основная магма сменяется кислой магмой, проявления которой, имеют главным образом, интрузивный характер. Смена магмы одной кислотности другой носит скачкообразный характер, но, так как периоду скачка в геологии должно соответствовать сравнительно продолжительное время, то поэтому, в начале интрузивной фазы мы встречаем относительно основные кварцевые габбро-монцитонитовые породы, за которыми следуют более мощные интрузии гранитоидов.

Таким образом, кварцевые габбро-монцитониты являются связующим звеном развития основной магмы среднеюрского магматического цикла.

В свете наших положений рассмотрим факты, отмеченные Д. С. Белянкиным, В. И. Петровым и В. П. Еремеевым (32), но оставленные ими без объяснения. «Второй весьма характерной особенностью является зависимость между размерами интрузий и их составом: более мелкие неинтрузии всегда более основные. Так, например, крупные интрузии — Мериси и Вакис-Джвари сложены из сиенита или сиенито-диорита, тогда как мелкие — Цихис-Дзири, Чаквис-Тави, Джочо, Хала-Цхали, Горждоми сложены из монцитонита или габбро. Это повидимому, характеризует не только аджарские неинтрузии; так, в 1933 г. авторам пришлось посетить неинтрузии Абхазии, наиболее крупные из которых — Гораб, Схапач (Лыхта) — по своим размерам являются крупнейшими Вакис-Джварских и Мерисских и, как это можно видеть из приведенного ниже анализа, относятся к гранитам (банатитам).

Интересно, что мелкие интрузии, расположенные неподалеку от этих крупных массивов (Дауч, Лыхта и т. д.) подобно мелким аджарским, тоже относятся к монцитонитам и габбро».

Анализ геологических соотношений и состава интрузивных пород позволил нам установить в интрузивной фазе батского времени более раннюю стадию, представленную основными породами, и последующую, более мощную, гранитоидную стадию. Внедрение гранитоидной магмы происходило в охлажденные кварцевые габбро-мондонитовые породы, и поэтому последние наблюдаются в виде периферических и как бы апофизных частей гранитоидов.

В зависимости от глубины среза могут быть обнажены различные части такого сложного интрузивного тела. Если эрозией вскрыты только периферические и апофизные части сложного интрузива, то мы будем иметь дело с породами основного состава. Более глубокая эрозия обнажит также и гранитоидные части такого массива. Кроме того, площади проявления основных интрузивных пород всегда будут значительно меньше, чем площади сравнительно глубоко вскрытых интрузивных тел, где будут обнажены гранитоидные части сложных интрузивов, периферия которых полностью или частично может иметь основной характер.

Гранитоидные массивы секутся аплитами, пегматитами и часто рудосодержащими кварцевыми жилами, завершающими собой кислую стадию интрузивной фазы.

На этом основании в среднеюрской магматической эпохе мы различаем следующую последовательность пород:

1) Жилы (корни) эффузий различных порфиритов, диабазов, габбро-диабазов и отчасти габбро в байосской вулканогенной толще и лейасских флишевых отложениях — байос.

2) вулканогенная осадочная порфириновая серия и лавы (спилиты, роговообманковые, плагиоклазовые и авгитовые порфириты и диабазы).

3) кварцевые порфириновые покровы (сел. Голатубани и др.) — верхний байос-бат;

4) кварцевые габбро-мондонитовые породы (ранняя стадия интрузивной фазы) — бат;

5) гранитоиды (последующая стадия интрузивной фазы) — бат;

6) аплиты, пегматиты и богатые кремнекислотой, в ряде случаев, рудосодержащие жильные породы — бат;

3. Кимеридж

Следующая магматическая активность в Грузии известна в верхней юре, в кимериджском ярусе, под названием пестроцветной свиты, которая к кимериджскому ярусу была впервые отнесена А. И. Джанелидзе. Им же определено указано на вулканогенную природу этой свиты.

Петрографическую характеристику слагающих ее вулканических пород дал Г. С. Дзоценидзе (82), согласно которому в восходящем разрезе мы имеем следующую последовательность пород: сильно выветренные оливиновые базальты (долериты), свежие оливиновые базальты, оливиновые трахибазальты с санидином, оливино-авгитовые андезитобазальты и анортоклазовые трахиты.

Несмотря на отсутствие сведений о существовании жильных или интрузивных фаций кимериджских эффузивов, нами они теоретически допускались, что до некоторой степени подтверждается существовани-

ем жилы эссексита по Н. И. Схиртладзе, ранее сиенит по Г. М. Смирнову.

А. Н. Соловкин (240) выделяет на территории Азербайджана в верхней юре (титоне) эффузивную формацию, содержащую роговообманковые, авгитовые и плагиоклазовые порфириты.

Таким образом, среди магматических пород кимериджского яруса Грузии мы будем иметь:

1. Жилы (корни) эффузий оливиновых базальтов (долеритов) и оливин-авгитовых андезито-базальтов.

2. Эффузии оливиновых базальтов и оливин-авгитовых андезито-базальтов.

3. Жилы (корни) эффузий оливиновых трахи-базальтов и анортотлазовых трахитов (жила оливинового трахи-базальта Сатаплиа и эссекситовая пластовая жила сел. Гумати).

4. Эффузии оливиновых трахи-базальтов с санидином и онортотлазовых трахитов.

4. Мел

Следующая магматическая активность в Грузии (и Закавказьи) известна в меловой системе. Она в разных геотектонических единицах проявлялась разновременно и давала различные по составу породы.

Поэтому меловой магматический цикл в свое время нами был дан по отдельным геотектоническим областям (115).

В системе Аджаро-Триалетского хребта меловая вулканогенная свита впервые была отмечена П. Д. Гамкрелидзе (49). Она в значительной своей части развита на северной периферии хребта, на границе с Грузинской глыбой, на южной же периферии она играет подчиненную роль, встречаясь к северу от сел. Цалка, около сел. Гумбати и в Аспиндзском районе около сел. Чобарети.

В Аджаро-Триалетской складчатой зоне первые признаки вулканических проявлений встречаются в верхнем апте (ущ. р. Чхеримела). Здесь в мергелях, содержащих аммониты, в некоторых местах замечается примесь вулканогенного материала, а альб, сеноман и нижний турон являются полностью вулканогенными.

По данным Г. С. Дзоценидзе (82) породы вулканогенной толщи представлены в основном двумя типами, а именно авгито-андезиновыми (и лабрадоровыми) порфиритами, встречающимися главным образом, по ущельям рек Тедзами и Хведрула, т. е. в более удаленных от периферии частях хребта, и роговообманково-андезиновые (и лабрадоровые) порфириты, развитые главным образом в Ванском и Харагоульском районах, т. е. в периферических частях хребта. Исключение представляет бассейн р. Чхеримела, где в нижней толще встречаются авгитово-роговообманковые породы, в которых авгит играет подчиненную роль.

Аналогично среднеюрской порфиритовой свите, характерной особенностью меловых эффузивов зоны Аджаро-Триалетского хребта является альбитизация плагиоклаза, интенсивность которой возрастает в низах толщи, где породы приобретают типичный спилитовый характер. Частично альбитизированные порфириты залегают над настоящими спилитами, а верхние горизонты содержат совершенно неальбитизиро-

ванный плагиоклаз. Настоящие спилиты в рассматриваемой зоне встречаются в ядре Хведуретской антиклинали и в низах Тедзамского разреза.

Во всех изученных автором (82) разрезах ясно заметно резкое преобладание пирокластолитов над лавами, что указывает на центральный тип извержений. В разрезах Дапнари, Гумбати и отчасти нижней толщи ущелья р. Чхеримела, лавы полностью отсутствуют.

Жилы (корни) рассмотренной вулканогенной толщи еще ни кем не описаны, но они повидимому должны существовать.

В меловой (альб-сеиоман-турон) вулканогенной толще Сомхитской глыбы преобладающую роль играют опять пирокластолиты, а лавы весьма подчиненную. Мощность толщи колеблется в пределах 3—2,5 км. и до нескольких сот метров. Толща эта развита в Дманисском, Болнисском и Тетрицкаройском районах, в бассейне р. Храми и ее притоков р. Алгети, Машавера и др. Обстоятельную геолого-стратиграфическую характеристику рассматриваемой толщи можно встретить в работе К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе (48).

Микроскопическое изучение пород из меловой вулканогенной толщи в районе между реками Дебеда-чай и Шулавер-чай в окрестностях Бардзори—Гюльбаги—Ходжорни—Цопи показало, что низы толщи состоят из кварцевых и безкварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров и их туфов. В разрезе около сел. Гюльбаги среди кислых туфов попадаются прослойки туфов и брекчий, состоящих из смешанного материала или только из андезитово-лабрадорного порфирита. Выше по склону обнажается 5-метровой мощности слой базальтового облика. Порода из верхней части этого слоя (покрова) представляет авгит-лабрадорный порфирит (82).

Изучение собранного нами материала из этой свиты в ущельи р. Дамблуд и в районе Чатахи показало, что мы здесь имеем, главным образом, туфы, реже покровы кварцевых и безкварцевых альбитофиров. Возможно, безкварцевые альбитофиры образовались в результате альбитизации андезитовых порфиритов (андезитов) и более основных вулканических пород.

В вулканогенной толще Сомхитской глыбы широким распространением пользуются небольших размеров интрузивные тела цилиндрической формы и жилы, которые пространственно связаны только с этой толщей и петрографически подобны ей. На основании этого мы пришли к заключению, что они должны представлять собой корни путей питавших эффузии меловой вулканогенной толщи этой области (116).

Позже такое же мнение было высказано Г. С. Дзоценидзе (89), который, кроме того, отмечает, что к интрузивной фазе мелового периода возможно относится гранодиорит-монцонитовая интрузия сел. Бардадзори, быв. Борчалинского района, так как она внедрена в меловую вулканогенную толщу и имеет одинаковый с ней состав. В Храмском массиве известны гранитпорфиры и кварцевые порфиры, образующие штокообразные тела и жилы. В вопросе об установлении их возраста, так же как и по Локскому массиву, мы сталкиваемся с определенными трудностями. По наблюдениям геолога Т. Г. Казахашвили (123), они едут древние гранитоиды, а также диабазовые породы. Помимо то-

го, в верхнемеловой туфогенной свите ею обнаружена галька кварцевого порфира.

По П. Гамкрелидзе и В. Эдилашвили (53), аплитовидные граниты (гранитпорфиры Т. Г. Казахшвили) секут сеноман.

Следует думать, что оба эти наблюдения соответствуют действительности, но сомнительно, принадлежит ли отмеченная геологом Т. Г. Казахшвили галька к той интрузии, которую подразумевает автор, и сечется ли сеноман интрузиями, отвечающими гранитопорфирам и кварцпорфирам, или секущие жилы принадлежат к другим породам, синхроничным с дацитами и альбитофирами. Кварцевые альбитофиры и дациты в окрестностях сел. Ахкалапра по сведениям Т. Г. Казахшвили (123) секут верхнемеловую туфогенную свиту. Наряду с этим, по наблюдениям того же автора, они секут также кварцевые порфиры и, в свою очередь, секутся дацитами. Как отмечено, повидимому, все эти жильные тела являются синхроничными меловому вулканизму.

Ниже дается средний из трех подсчетов количественно-минералогический состав гранодиоритпорфира и химический состав кварцпорфиров, кварцевых альбитофиров и дацита.

кварц	36
калнелый полевой шпат	24
плагиоклаз	28
биотит	2

Сумма в %/о 100

Аог:РІ 55:45

Химический состав верхнемеловых кварцпорфиров, кварцевых альбитофиров и дацитов Храмоского массива

	73	74	75	Среднее
SiO ₂	74,31	75,02	74,49	74,61
TiO ₂	0,06	0,21	0,21	0,16
Al ₂ O ₃	12,78	11,68	14,03	12,83
Fe ₂ O ₃	2,10	1,29	1,10	1,49
FeO	0,76	0,99	0,95	0,90
MnO	0,12	—	0,06	0,06
MgO	0,09	0,31	0,56	0,32
CaO	0,62	0,57	0,94	0,71
Na ₂ O	4,72	5,20	2,83	4,25
K ₂ O	3,24	2,91	3,93	3,36
P ₂ O ₅	—	—	0,13	0,04
SO ₃	—	0,21	0,17	0,13
Влага	0,29	0,32	0,22	0,28
Потери при прокаливании	0,92	0,82	0,94	0,89
Сумма в %/о	100,01	99,53	100,56	100,03

Ниже приводятся химические анализы неравномерно-зернистого аплитовидного гранита (кварцевого альбитофира) выхода района горы Гели-Даг и сел. Гомарети (53), секущего сеноманские туфомергели и кварцевого порфира (обр. 567) выхода в 1,5 км. западнее горы Гели-Даг.

	76	77	Среднее
SiO ₂	77,72	72,58	75,15
TiO ₂	0,32	0,25	0,29
Al ₂ O ₃	9,30	13,32	11,31
Fe ₂ O ₃	1,38	1,63	1,51
FeO	0,71	1,47	1,09
MnO	1,02	0,05	0,53
MgO	0,63	0,30	0,46
CaO	0,80	1,02	0,91
Na ₂ O	3,15	4,00	3,57
K ₂ O	2,90	3,77	3,34
SO ₃	1,09	—	0,54
Влага	0,30	0,51	0,41
Потери при прокалив.	0,62	0,92	0,77
Всего в %/о	99,94	99,82	99,88

Химический состав верхне-мелового дацита Храмовского массива.

	78
SiO ₂	72,44
TiO ₂	0,19
Al ₂ O ₃	15,90
Fe ₂ O ₃	0,91
FeO	0,14
MnO	0,02
MgO	0,04
CaO	3,66
BaO	0,03
Na ₂ O	4,12
K ₂ O	1,65
P ₂ O ₅	—
Влага	0,58
Потери при прокалив.	0,40
Сумма в %/о	100,08

В области Грузинской глыбы, сравнительно с Аджаро-Триалетской складчатой системой, вулканизм начинается с запозданием.

Здесь в апте, альбе и сеномане в отношении вулканических проявлений господствует полное затишье. Начало вулканизма падает на туронский век. Турон в области Грузинской глыбы почти всюду яв-

ляется вулканогенным, в некоторых же местах, как например, в районе Хони, вулканогенным является и кониакский ярус.

Вулканогенная свита, которая развита в пределах Грузинской глыбы названа Б. Ф. Меффертом свитой Мтавари по имени горы Мтаварангелози в окрестностях сел. Годогани. Возраст ее он определил как нижний турон. Отрицая меловой вулканизм Б. Ф. Мефферт образование свиты Мтавари объяснял размывом среднеюрской порфиритовой серии, а базальтовым покровам отмеченным прежними авторами приписывал более молодой возраст.

А. И. Джанелидзе указал, что образование этой свиты связано с вулканической активностью туронского века. Для сравнения вулканогенов рассматриваемой свиты с среднеюрской порфиритовой серией, он поставил вопрос о петрографическом изучении свиты Мтавари (78), которым и занялся Г. С. Дзоценидзе (82). По данным последнего вулканогенная свита Мтавари петрографически не имеет ничего общего со среднеюрскими породами, так как для первых характерно присутствие оливина и щелочный состав магмы, для вторых же—отсутствие оливина и известково-щелочная магма.

Туронские вулканические породы представлены цеолитсодержащими и титан-авгит-оливиновыми базальтами, иногда с калиевым полевым шпатом (пикрит-базальтами), трахи-базальтами, редко фонолитами и их туфами. Излияние этих эффузивов происходило, главным образом, в морском бассейне, а также на суше, поэтому некоторые лавы носят следы субаэрального выветривания.

В некоторых местах свиты встречаются разной величины жилы оливиновых базальтов (Цхалтубо и др.) и санидиновых трахи-базальтов (сел. Нагареви), которые несомненно представляют те пути, по которым лава из магматического очага подымалась на поверхность земли.

Рассматриваемая серия пород характерна для покровов центральной части Тихого и Атлантического океанов (82).

К жильным породам эффузивной активности туронского времени должны относиться тешениты (115).

В ущельи р. Иори обнажается одна пластовая жила (внутриформационный эффузивный покров, по А. Л. Цагарели) тешенита (58). Цеолит-содержащие породы должно быть этим выходом не исчерпываются. Можно предполагать, что в геологическом прошлом существовали обширные их обнажения, поскольку в Ширакской свите обломки и галька цеолитовых вулканических пород имеют значительное распространение.

Относительно возраста этих пород И. Г. Кузнецов (150) высказы-

вает следующую мысль: «Не поддается пока точному определению и возраст мелких интрузий тешенитов (отчасти также камптонитов) Кутаисского района и Кахетии. В Западной Грузии эти породы прорывают среднеюрские осадки и в ряде случаев приурочены к линиям разрывов молодого послемелового возраста (Мефферт, Белянкин). Аналогичные производные щелочного габбро Восточной Грузии детально изучены петрографически А. П. Герасимовым, здесь они приурочены к верхнемеловым отложениям.

Повидимому, все породы третичные, но вместе с тем они представляют собой, вероятно, интрузивный период, не совпадающий с ранее упомянутыми проявлениями вулканизма в третичный период» (стр. 179 — 180).

Н. И. Схиртладзе на основании наличия гальки в Ширакской свите, а также ввиду того, что в Западной Грузии определенная часть тешенитов сечет караганские отложения, увязывает образование тешенитовых пород Кахетии (жила р. Иори) и Западной Грузии с аттической фазой. Мы не можем согласиться с ним потому, что по аналогии с магматической активностью других периодов, наряду с порфирированными, диабазовыми породами и тешенитовые породы можно рассматривать как корни эффузивной активности основной магмы, или как жилы, которые в некоторых случаях не достигли поверхности и охладились на разной глубине земной коры в виде пород различного состава. Эффузивная же активность связана с периодами погружения и не совпадает с орогенетическими фазами. С другой стороны, в Кахетии отсутствовало размывание (трансгрессия) связанное с аттической фазой, поскольку верхний сармат постепенно переходит в Ширакскую свиту.

Что касается возраста тешенита р. Иора, то здесь можно высказать следующее соображение: тешенитовая жила, по А. П. Герасимову (58), обнажается в ущельи р. Иори, приблизительно на один км. ниже с. Мажалоани и находится в т. н. ананурском горизонте, выше переходящем в верхне-меловые известняки, образующие сжатую синклинальную складку. Известняки под названием горизонт Маргалитсклде представлены красными известяками, датированными туроном. В этом горизонте, как в Кахетии, так и в ущельи р. Ксани, отмечаются вулканические проявления, поэтому его считают аналогичным свите Мтавари Западной Грузии. Туронская вулканогенная свита Западной Грузии представлена главным образом цеолитсодержащими оливиновыми базальтами и трахи-базальтами. По нашему мнению тешенитовая жила р. Иори должна быть отнесена к туронскому вулканизму, а цеолитсодержащий вулканический материал Ширакской свиты, повидимому, образовался главным образом за счет горизонта

Маргалитис-кльде и жил (покровов), аналогичных выходу р. Иори. Это соображение приобретает еще большую убедительность, если упомянуть отмеченный М. Ф. Хучуа и другими исследователями сильно карбонатный характер Ширакской свиты, явившийся, вероятно, результатом интенсивного размывания меловых отложений.

Таким образом, не должно вызывать сомнения, что в течение миоцена до акчагыла, в Южной Кахетии происходила непрерывная седиментация морских отложений. Северная же Кахетия с начала миоцена, а возможно и раньше, представляла сушу, подвергавшуюся интенсивному размыванию. Обнаженная полоса, наряду с верхнемеловыми известняками, включала свиту, аналогичную свите Мтавари и жилы (покровы) вулканической активности того времени, в данном случае тешенит р. Иори и, вероятно, также другие тела, которые пока еще не обнаружены. На основании вышесказанного трудно допустить, чтобы тешенит р. Иори образовался после верхнемелового вулканизма, т. е. в третичное время (115).

Жилы тешенитов широко распространены в окрестностях Кутаиси и в Раче. Петрографическое их описание встречается в трудах ряда авторов. Следует отметить статьи Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (19, 24, 27, 28) и Н. И. Схиртладзе (245, 246, 247). Последний синхронизирует тешениты Кутаисского района с теми анальцимовыми породами (тешенитами) Рачи, которые секут олигоцен и в то же время караганские отложения.

Тешениты Кутаисского района, вернее большинство тешенитов Западной Грузии, за исключением трех жил должно быть являются синхроничными с туронскими анальцимовыми и титан-авгитовыми породами.

Условно можно считать туронскими авгитовый тешенит Баноджи, секущий нижний мел, и тешенит Никорцминда, секущий средний мел (115).

Предположение о возможной синхроничности тешенитовых пород Кутаисского района со свитой Мтавари было высказано Г. С. Дзоценидзе, который впоследствии стал противником этого взгляда.

В связи с поставленным Г. М. Заридзе по новому вопросу о возрасте иорского тешенита, естественно он ближе подошел также и к вопросу о возрасте тешенитов Кутаисского района, и кроме того, всех тешенитов Западной и Южной Грузии. В результате он пришел к заключению, что как иорские, так и кутаисские тешениты являются туронскими, что касается остальных тешенитов (о которых речь будет ниже), то они должны иметь другой возраст (113, 115).

Кстати, Г. С. Дзоценидзе ныне вновь стал на точку зрения о туронском возрасте тешенитов Кутаисского района (82).

Количественно-минералогический состав туронских тешенитовых пород среднего течения реки Риони и некоторых ее притоков

	1	2	3	4	5	6	7	Сред- нее	8	9	10	11	12	13	Сред- нее	14	15
Анортоклаз	11	10	2	11	8	—	мало	6	14	—	21	31	7	49	27	—	—
Плагиоклаз	34	40	36	41	40	44	33	39	21	19	11	19	62	6	25	18	14
Биотит	1	2	1	2	3	1	мало	2	5	1	12	1	—	6	5	6	2
Роговая обманка	мало	—	—	—	—	—	—	—	7	—	8	11	—	1	5	7	24
Титан-авгит	14	19	23	18	20	21	23	19	14	41	13	4	4	5	6	16	15
Оливин	мало	1	2	1	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Анальцит	16	11	7	10	8	13	13	11	14	15	17	20	16	21	18	—	—
Натролит	3	3	6	2	2	3	8	4	5	2	2	—	1	—	1	11	} 28
Томсонит	2	1	4	1	2	—	4	2	4	—	2	—	1	—	1	11	
Хлорит	10	6	12	7	8	11	9	9	7	10	8	5	7	мало	2	7	—
Пренит	2	мало	—	—	мало	—	—	мало	мало	—	—	—	—	9	7	11	—
Сколецит	—	—	—	—	—	—	2	мало	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Серпентин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кальцит	—	мало	—	мало	1	1	2	1	—	7	—	—	—	—	—	8	9
Сфен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	—
Апатит	2	1	2	1	1	1	1	1	3	—	—	—	—	мало	—	—	мало
Рудный минерал	5	6	5	6	6	5	4	5	6	5	4	1	2	1	1	мало	мало
Сумма в %/о	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

- 1) Курсеб-Набослеви, центр. часть, Авгитовый тешенит.
- 2) Цуцхват—Набеглари, Авгитовый тешенит.
- 3) Колубани, Авгит-оливиновый тешенит.
- 4) Опурчхет-Жонети, Авгитовый тешенит.
- 5) Кудоти и Зароти.
- 6) Воноджа, центр. часть, "Авгитовый" тешенит.
- 7) Никорцминда, Авгитовый тешенит.
- 8) Курсеб—Набослеви, перифер. часть, Авгит-баркевикитовый тешенит.
- 9) Ваноджа, перифер. часть, Авгитовый тешенит.
- 10) Курсеб—Набослевский тешенит, Шлиры.
- 11) Хребты Саболоке и Набослеви, Апофизы.
- 12) Курсеб—Набослевский тешенит, Светлосерые жилы.
- 13) " " Желтовато-сероватые жилы.
- 14) Сел. Курсеби, Камптонит.
- 15) Сел. Кока, Мончикит.

Количественно-минералогический состав тешенитов р. Иори

	1	2	Среднее
Плагиоклаз	40	40	40
Баркевикит	19	11	15
Обык. рог. обманка	1	2	2
Титан-авгит	2	14	8
Биотит	2	5	3
Анальцим	16	мало	8
Натролит	мало	15	7
Хлорит	14	8	11
Апатит	1	мало	1
Ильменит	5	5	5
Сумма в %/о	100	100	100

А. Н. Соловкин (240) в Азербайджане выделяет в среднем и верхнем мелу две магматические формации.

В среднемеловую магматическую формацию входят: авгитовые, роговообманковые и плагиоклазовые порфириды, диабазы и долерит-диабазовые порфириды (альб-сеноман).

В верхнемеловой формации мы имеем моно- и полифациальные покровы и потоки диабазовых порфиритов, палеоандезитов, авгитовых, роговообманковых и изредка кварцевых порфиритов (нижний турон). Покровы и потоки плагиоклазовых порфиритов, туфов и туфобрекчий (нижний сенон).

Помимо экструзивов автор называет в верхнемеловой (верхний турон—нижний сенон) магматической формации также гранитоидные интрузии, куда входят: гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты, диориты, кварцево-диоритовые и диоритовые порфириды, аплиты и другие жилы.

На основании сказанного магматическое проявление мелового периода в различных геотектонических областях Грузии будет иметь следующий вид:

1. Аджаро-Триалетская складчатая система (верхний апт, альб, сеноман и нижний турон).

1. Жилы (корни) эффузий спилитовых (альбитизированных) порфиритов.

2. Эффузии спилитовых (альбитизированных) порфиритов и их туфы.

3. Жилы (корни) эффузий авгит-андезиновых (или лабрадоровых) роговообманково-андезиновых (или лабрадоровых) и реже авгит-роговообманковых порфиритов.

Химический состав туронских тешенитовых пород среднего течения реки Риони и некоторых ее притоков

	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
SiO ₂	49,28	48,66	48,21	46,02	47,76	46,67	40,35	56,88	46,78	57,36	43,15	41,65
TiO ₂	1,07	1,45	1,40	2,48	1,60	1,63	1,76	—	1,21	0,67	2,04	1,23
Al ₂ O ₃	17,99	17,60	16,58	16,49	16,09	15,05	14,64	20,72	17,18	19,33	15,34	15,61
Fe ₂ O ₃	3,86	4,77	3,53	5,12	3,03	3,27	5,21	7,53	4,39	3,51	2,51	3,91
FeO	6,07	6,35	7,72	6,10	9,94	7,53	6,12		5,41	3,59	8,00	9,58
MnO	0,20	0,18	0,15	0,17	0,22	0,16	0,22	—	0,14	0,14	0,20	0,24
MgO	2,04	1,20	2,91	4,97	3,36	4,80	9,71	0,93	3,45	1,62	7,51	8,23
CaO	6,82	10,58	11,69	8,70	10,40	8,27	8,83	1,37	8,84	3,23	8,27	9,24
Na ₂ O	5,00	4,31	4,41	4,25	4,08	3,24	3,98	7,28	5,71	3,26	3,72	2,32
K ₂ O	1,93	1,65	1,31	1,49	1,20	1,97	1,26	1,47	2,37	2,16	1,63	3,20
P ₂ O ₅	0,49	0,38	0,22	0,63	0,22	1,69	0,42	—	0,10	0,36	0,35	0,16
S ₂ O	0,79	0,67	0,64	0,26	0,08	1,53	0,39	—	0,47	1,28	0,73	0,44
C ₂ O	—	0,15	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Влага	0,80	0,28	0,29	0,61	0,75	0,62	1,15	1,67	0,44	0,41	2,13	0,74
Потери при прокалив.	3,68	,92	0,83	3,15	2,35	2,94	7,26	2,90	3,62	2,53	4,39	3,42
Сумма в %	100,03	100,15	100,07	100,43	101,08	99,37	101,30	100,75	100,11	100,10	99,97	100,11

Химический состав туронских тешенитов р. Иори

	91	92	Среднее
SiO ₂	45,51	40,73	43,12
TiO ₂	3,47	2,46	2,96
Al ₂ O ₃	14,30	15,84	15,07
Fe ₂ O ₃	7,26	5,96	6,61
FeO	5,50	8,32	6,91
MgO	3,70	6,58	5,14
CaO	7,24	10,15	8,69
Na ₂ O	6,66	4,93	5,79
K ₂ O	1,26	0,54	0,90
P ₂ O ₅	1,29	0,52	0,90
CO ₂	следы	следы	следы
Влага	2,51	2,97	2,74
Потери при прокалив. .	1,05	1,13	1,09
Сумма в %/о	99,75	100,13	99,92

91. Роговообманковый тешенит. Порода центральной части.

92. Порфиroidный биотит - оливиновый роговообманково - пироксеновый тешенит. Самая нижняя часть интрузии.

4. Эффузии авгит-андезиновых (или лабрадоровых) и реже роговообманково-андезиновых (или лабрадоровых) и авгит-роговообманковых порфиритов и их туфы.

II. Сомхитская глыба (альб, сеноман, турон).

1. Жилы (корни) эффузий кварцевых и безкварцевых альбитофиоров, кварцевых порфиров (многочисленные жилы и небольших размеров интрузивные тела кварцевых и безкварцевых альбитофиоров, кварцевых порфиров и дацитов ущелий рр. Дамблуд, Локи и Пиназаури Дманисского и Болнисского районов).

2. Эффузии кварцевых и безкварцевых альбитофиоров и их туфы.

3. Кварцево-монцитонитовые и гранитоидные породы — интрузивная фаза (интрузия сел. Бардадзори). (?)

4. Жилы (корни) эффузий базальтов и авгит-лабрадоровых порфиритов.

5. Эффузии базальтов и авгит-лабрадоровых порфиритов и их туфы.

III. Грузинская глыба (турон и кониак).

1. Жилы (корни) эффузий цеолитовых и титан-авгитовых оливинных базальтов, пикрит-базальтов (жилы оливинных базальтов Цхалтубо и др., тешенитовые жилы Кутаисского района и ущелья р. Иори).

2. Эффузии цеолитовых и титан-авгитовых базальтов и их туфы.

3. Жилы (корни) эффузий трахи-базальтов и фонолитов (жила санидинового трахибазальта сел. Нагареви).

4. Эффузии трахи-базальтов, фонолитов и их туфы.

КАИНОЗОИ

1. Палеоцен — нижний эоцен

После вулканической активности в мелу, наступает период замирения. В зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы господствует известковый режим. В верхнем мелу отлагаются сильно песчаные известняки, которые в палеоцене сменяются флишевыми отложениями (литокластический флиш), состоящими из переслаивающихся между собой известняков, мергелей, глин и полимитовых, аркозовых и грауваковых песчаников. Кроме того, в низах толщи встречаются окатанные обломки порфиритов и кварцевых альбитофиров. Туфогенный материал появляется лишь в верхних горизонтах. Все эти породы, за исключением может быть туфогенных, повидимому, являются продуктом размыва глыбы и меловых отложений. Это указывает на проявление ларамийской орогенетической фазы в местах размыва вышеуказанных продуктов, т. е. на границе геосинклинали с глыбой, в центральной же части геосинклинали поднятие осадков из морского бассейна на земную поверхность исключается в виду согласного наложения палеоценовых отложений на верхний мел.

Первые признаки вулканической активности наблюдаются не в самой геосинклинали, а в Сомхитской глыбе, на границе с геосинклиналью.

О пробуждении вулканизма в палеоцене-нижнем эоцене указывает присутствие в бассейне р. Алгети андезито-дацитовых туфообрекчиевых отложений с покровами тех же пород (280).

Допуская существование в природе пока не обнаруженных корней эффузивов, палеоцен-нижне эоценовую вулканическую активность в зоне Сомхитской глыбы (ущелья р. Алгети) мы можем представить следующим образом:

1. Жилы (корни) эффузий андезито-дацитов.

2. Эффузии андезито-дацитов, их туфы и туфобрекчии.

2. Средний эоцен

В начале среднего или в конце нижнего эоцена начинаются интенсивные вулканические извержения уже в геосинклинальной зоне, во время которой образовалась вулканогенная толща, называемая некоторыми авторами вулканогенным или пирокластическим флишем. Эта толща сложена из чередующихся между собою псефитовых, псаммитовых

вых, редко пелитовых туфов, а иногда авгит-лабрадоровых порфиритовых покровов (82). Эта толща типично выражена в Боржомском и Маяковском районах (80).

Количество покровов гораздо больше в западной части Аджаро-Триалетского хребта, в Аджарии и Гурии, чем в восточной. Эта толща по стратиграфическому положению является переходной между литокластическим флишем и мощной вулканогенной толщей среднего эоцена.

Литологию и петрографию флишевых отложений северо-восточных склонов Триалетского хребта детально исследовал С. В. Левченко (175, 176), а изучение аджарских вулканогенных образований производил В. Я. Степанов (243).

В Боржомском районе в составе нижних горизонтов туфов, кроме лабрадора, встречаются также альбит и олигоклаз-альбит. Последний всегда заметно пелитизирован и окрашен в буроватый цвет, чем легко отличается от неальбитизированных плагиоклазов из ряда лабрадора (82). Наблюдается также частичная или полная уралитизация пироксенов.

Пирокластический флиш Маяковского района, по данным Г. С. Дзюценидзе (82), литологически является тождественным с флишем Боржомского района. Он характеризуется отсутствием грубых пирокластолитов и в основном состоит из псаммитовых, реже пелитовых туфов андезитового состава с анальцимовым цементом. Изредка попадаются прослой мергелистых глинистых сланцев и аржиритов. Литологические признаки подтверждают мнение П. Д. Гамкрелидзе (52) о синхроничности пирокластического флиша Маяковского района с вулканогенным (пирокластическим) флишем Боржомского района, залегающим между палеоценовым литокластическим флишем и андезито-туфобрекчиевой толщей среднего эоцена.

Во флише Боржомского и других районов Триалетского хребта отсутствуют покровы порфиритов. В Маяковском районе в этой толще насчитываются пять покровов авгитовых порфиритов. Эти покровы по заключению Г. С. Дзюценидзе являются тождественными с покровами вулканогенной толщи среднего эоцена. На этом основании, в соответствии с ранее высказанным мнением П. Д. Гамкрелидзе, автор допускает возможность отнесения пирокластического флиша так-же к среднему эоцену, что по нашему мнению является вполне естественным.

Всестороннюю геолого-петрографическую характеристику вулканогенной лавовой толщи Аджаро-Триалетского хребта или вулканогенной толщи среднего эоцена дали С. С. Кузнецов и Б. П. Беликов (12, 13, 17).

В Аджарии Б. П. Беликов выделяет следующие типы пород: 1. Авгитовые порфириты, среди которых отмечаются авгит-лабрадорные (№ 62) разности с некрупными фенокристаллами авгита, местами с цеолитизированным и альбитизированным стекловатым базисом и лабрадородо-авгитовые породы с крупными фенокристаллами альбитизированного или цеолитизированного лабрадора (№ 64) с мелко-

кристаллическим базисом. Последние считаются старше первых (82).
2. Роговообманковые порфириды (покровы), состоящие обыкновенно из стекловатого базиса с альбитизированными микролитами плагиоклаза из ряда андезин-лабрадора с фенокристаллами зонального плагиоклаза (№64 — ядро, №40 — периферия) и обыкновенной роговой обманки.
3. Кератофиры (покровы) устья р. Аджарис-Цхали, имеющие витрофировую основную массу, состоящую из стекла, альбита, ортоклаза, хлорита, апатита, кальцита, и небольшого количества вторичного кварца и магнетита.

В эоценовой же вулканогенной толще отмечаются базальты, долериты и калибазальты.

На южных склонах Триалетского хребта Б. П. Беликов и С. С. Кузнецов, давая геологическую характеристику бассейнов рр. Алгети, Кавтура и Хекордзула, описывают спилиты (альбитизированные порфириды), лабрадоровые, авгитовые, авгит-роговообманковые и роговообманковые порфириды и габбро-диабазы.

Петрография фаунистически охарактеризованной среднеэоценовой вулканогенной толщи Боржомского района дана в работе Г. С. Дзодзенидзе. (82).

Эта толща, как в Боржомском районе, так и повсюду в области Аджаро-Триалетского хребта налегает на верхний туфогенный или пирокластический флиш. Состоит она из туфов, туфообрекчий, реже псаммитовых и еще реже пелитовых туфов, среди которых встречаются покровы андезитов и андезито-базальтов. Относительно эоценового вулканизма, названный автор делает следующее заключение:

«Интенсивный вулканизм в Аджаро-Триалетской геосинклинали наблюдается в эоцене. Низы средне-эоценовой вулканогенной толщи слагаются туфами андезитового состава, так называемой свитой пирокластического флиша, за которой выше следует вулканогенная толща мощностью до 2 км. Покровы в ней играют резко подчиненное значение по сравнению с пирокластолитами; как количество, так и мощность их постоянны для разных районов.

По петрографическому составу намечается разделение всех покровов на два типа: 1. приуроченные к нижним горизонтам более богатые плагиоклазовыми и бедные авгитовыми фенокристаллами светло-серые порфириды андезитового состава с незначительным содержанием цеолитов, и 2. приуроченные к верхним горизонтам, богатые авгитовыми фенокристаллами черные порфириды базальтового состава, всегда богатые цеолитами.

Явления альбитизации, хорошо выраженные в обоих типах — встречаются лишь у висячего и лежащего боков покровов. Наблюдается обогащение цеолитами именно альбитизированных участков» (стр. 591).

В вулканогенах эоцена наблюдаются секущие жильные породы, представленные авгит-лабрадоровыми, часто альбитизированными цеолитовыми габбро (габбро сел. Гвердзинети), сколецититами и другими цеолит содержащими породами, которые по минералогическому составу подобны второму типу порфиритов. Эти породы нами рассматривались как корни эоценового вулканизма (115).

Средний количественно-минералогический состав цеолитового габбро сел. Гвердзинети

	1	2	3	Среднее
Плагиоклаз	58	64	50	57
Биотит	7	2	3	4
Моноклинный пироксен	15	12	—	9
Баркевикит	11	7	16	11
Томсонит	4	3	—	2
Сколецит	мало	4	2	2
Хлорит	1	1	1	1
Пренит	—	1	22	8
Кальцит	мало	мало	—	—
Апатит	1	2	2	2
Рудный минерал	4	4	4	4
Сумма в %/о	100	100	100	100

Химический состав средне-эоценового цеолитового габбро сел. Гвердзинети

	93
SiO ₂	48,02
TiO ₂	0,92
Al ₂ O ₃	16,72
Fe ₂ O ₃	4,58
FeO	4,46
MnO	0,15
MgO	5,87
CaO	9,09
BaO	нет
Na ₂ O	3,81
K ₂ O	1,63
P ₂ O ₅	0,71
CO ₂	0,50
Влага	0,56
Потери при прокаливании	3,11

Сумма в %/о 100,13

В рассматриваемой толще описываются пластовые интрузии (силловые тела) монцонит-диабазов (эссексит-диабазы, некоторых авторов), которые так же как и жильные тела являются синхронными эоценовому вулканизму (82).

В средне-эоценовых вулканогенах, в области Аджарии и Гурии внедряются ряд сиенит-диоритовых интрузий, которые по химико-минералогическому составу подобны эоценовым эффузивам. Мнение относительно их связи с эоценовым эффузивным вулканизмом, по аналогии с выделенным нами среднеюрским магматическим циклом (109), было высказано еще в 1944 году (110).

Такой подход к проблеме установления возраста интрузивов надо считать полностью оправданным, даже тогда, когда прямых геологических данных для уточнения верхней границы интрузий, нет.

Выделенные нами ранее два магматических цикла в палеогене Аджаро-Триалетского хребта (Малого Кавказа) в свете новых данных становятся еще более определенными.

Сиенит - диоритовые интрузии Аджарии и Гурии определенно являются среднеэоценовыми, так как в базальном конгломерате верхнего эоцена в районе насакиральских минеральных источников найдена галька, которая определена как сиенит-порфир (82, 129).

А Д Ж А Р И Я

В Аджарии третичные интрузии имеют большое распространение. По типу породы относятся не к гранитоидам: они представлены несколько более основным рядом — кварцевыми сиенитами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми габбро и бескварцевыми разновидностями того же ряда.

Оптические константы свидетельствуют о том, что угол оптических осей аноклаза хотя и остается всегда отрицательным, но иногда очень увеличивается. Измеренный В. Надирадзе (198) угол оптических осей аноклаза пород сел. Мериси, проверенный впоследствии петрографом Н. Сморгочковым, не опускается ниже — 72° и в ряде случаев достигает — 84° . Поэтому возбуждает сомнение измерения И. Григорьева (71), по которому угол оптических осей опускается от — 70° до — 48° . Для аноклаза пород сел. Мериси средний — $2V = 77^\circ$, по Аджарии же общий средний угол — $2V = 67^\circ$. Как мы увидим ниже, аналогичное явление имеет место также и в Гурии.

Количественно-минералогический подсчет и химический анализ пород указывают на непостоянство их состава, что является вообще характерным для всех мезо- и кайнозойских интрузий (32).

Помимо того, так же как и в Абхазии (29), мелкие интрузии всегда имеют более основной характер, чем крупные.

Количественно-минералогический состав средне-эоценовых интрузий

	1	2	3	4	5	6	Среднее
Кварц	—	—	3	12	мало	2	3
Анортоклаз	16	9	23	5	10	17	13
Плагиоклаз	52	76	66	47	65	42	58
Биотит	7	7	—	2	4	1	3
Роговая обманка	—	—	3	28	13	—	7
Авгит	16	3	—	—	8	35	10
Хлорит	4	мало	2	3	—	1	3
Эпидот	—	1	1	мало	—	—	мало
Сфен	—	—	мало	мало	мало	—	—
Апатит	—	1	—	мало	—	мало	мало
Рудный минерал	5	3	2	3	—	2	3
Сумма в %/о	100	100	100	100	100	100	100
	23 : 77	10 : 90	26 : 74	10 : 90	13 : 87	30 : 70	18 : 82

1. Габбро—сиенит сел. Горлжони.
2. Монцонит—диорит с.с. Дгвани и Бари.
3. Кварцевый габбро-сиенит монцонит сел. Джочо.
4. " " " Чаквис-тави (среднее из двух подсчетов).
5. Плагиоклазовый кварцевый габбро-сиенит р. Хала-цхали.
6. " " " Цихис-дзири (среднее из двух подсчетов).

Химический состав средне-эоценовых кварцевого сиенито-диорита, кварцевого монцонита и др. пород окрестностей сел. Мериси

	94	95	96	97	98	Среднее
Si ₂ O	62,21	53,32	59,90	57,81	64,46	59,54
TiO ₂	0,81	0,50	0,40	0,45	0,20	0,47
Al ₂ O ₃	13,92	23,75	17,22	20,61	17,28	18,56
Fe ₂ O ₃	3,21	4,91	4,09	5,06	2,12	3,88
FeO	2,86	2,06	1,84	1,80	1,68	2,05
MnO	0,05	следы	следы	следы	0,05	0,02
MgO	2,18	2,28	2,37	1,62	0,68	1,83
CaO	4,28	5,09	4,85	5,14	3,88	4,65
Na ₂ O	3,85	2,86	2,92	2,12	2,18	2,79
K ₂ O	4,29	4,02	3,72	3,84	3,75	3,91
P ₂ O ₅	—	0,20	0,18	0,22	0,14	0,13
CO ₂	—	0,05	0,05	0,02	0,02	0,03
Влага	0,25	0,24	0,44	0,28	0,29	0,30
Потери при прокаливании	1,73	0,79	1,71	1,52	1,60	1,47
Сумма в %/о	99,64	100,07	99,59	100,48	98,33	99,62

Химический состав средне-эоценовых сиенит-монцонитовых (бескварцевых) пород окрестностей сел. Мериси

	99	100	101	Среднее
SiO ₂	51,57	46,70	48,22	48,83
TiO ₂	1,03	0,52	1,20	0,92
Al ₂ O ₃	17,65	19,53	18,62	18,60
Fe ₂ O ₃	5,07	9,50	11,30	8,62
FeO	4,64	2,02	4,50	3,72
MnO	0,12	0,05	следы	0,06
MgO	4,04	2,28	3,58	3,30
CaO	7,74	10,33	8,12	8,73
Na ₂ O	3,26	3,02	1,82	2,70
K ₂ O	2,77	4,22	1,12	2,70
P ₂ O ₅	—	0,16	0,24	0,13
CO ₂	—	следы	0,40	0,13
Влага	0,26	0,34	0,20	0,27
Потери при прокалив.	1,68	1,18	1,62	1,49
Сумма в %/о	99,83	99,85	100,94	100,20

Химический состав средне-эоценового габбро-сиенита Цихис-дзири и аплита окрестностей сел. Мериси

	102	103
SiO ₂	47,75	74,03
TiO ₂	1,07	0,19
Al ₂ O ₃	15,98	13,75
Fe ₂ O ₃	8,48	1,23
FeO	3,31	0,22
MnO	0,08	0,06
MgO	5,38	0,20
CaO	10,11	0,51
BaO	—	—
Na ₂ O	2,11	3,42
K ₂ O	3,25	5,59
FeS ₂	1,36	—
P ₂ O ₅	—	—
SO ₃	—	—
CO ₂	—	—
S	—	—
Влага	0,70	0,25
Потери при прокалив.	0,07	1,34
Сумма в %/о	99,65	100,79

ГУРИЯ

Гурийские интрузии в основном аналогичны аджарским. По составу породы выходов сс. Вакис-Джвари и Гоми не соответствуют сиениту, т. к. содержащиеся в них анортоклаз и анортоклаз-пертит количественно не превышают плагиоклаз, а если принять во внимание, как отмечают Д. Белянкин, В. Петров и В. Еремеев (32) наличие в анортоклаз-пертите 18—20 проц. сростаний альбита, то обнаружится сильное преобладание плагиоклаза над анортоклазом, и в таком случае порода заметно удалится от сиенита.

На основании имеющихся материалов, типичный сиенит представлен только в выходе р. Супсы (128).

Из оптических констант следует отметить угол оптических осей анортоклаза, который в среднем равняется — 63°, в некоторых же выходах, по измерениям В. Надирадзе и Н. Сморчкова, получаются, довольно большие величины. Таким образом, в третичных интрузиях, по сравнению с юрскими 2V не только не дает меньшие величины (32), но в ряде случаев даже превышает последние. Следовательно, различить интрузии юрского и третичного возраста по углу оптических осей анортоклаза невозможно. Напротив, измерения В. Надирадзе и Н. Сморчкова показывают, что в некоторых гурийских и аджарских интрузиях наряду с анортоклазом содержится и нерешетчатый микроклин.

Количественно-минералогический состав средне-эоценовых интрузий Гурии

	1	2
Кварц	—	2
Анортоклаз (пертит) . .	48	39
Плагиоклаз	44	45
Биотит	5	5
Роговая обманка . . .	—	2
Моноклинный пироксен	—	5
Сфен	—	2
Эпилот	2	мало
Апатит	мало	1
Рудный минерал	1	мало
<hr/>		
Сумма в %/о	100	100
<hr/>		
Аог:Р1	30:80	47:53

1. Монцонит—диорит центральной части обнажения сел. Вакис-Джвари (р. Натанеби).

2. Кварцевый монцонит-диорит обнажения сел. Гоми

А. Н. Соловкин (240) выделяет в Азербайджане эоценовую магматическую формацию, эффузивные члены которой представлены различными породами, начиная с базальтов и кончая андезитами и квар-

цевыми альбитофирами. Из интрузивов автор называет офиолитовую формацию Курдистана и озера Севан.

Химический состав средне-эоценовых монцонито-диоритовых пород с. с. Вакис-Джвари и Гоми

	104	105	105	107	108	109	110	Среднее
SiO ₂	60,10	59,20	61,00	50,10	63,66	61,80	62,50	59,76
TiO ₂	0,24	0,40	0,35	0,30	0,40	0,20	0,15	0,29
Al ₂ O ₃	20,82	19,80	22,51	24,45	19,29	19,68	21,96	21,23
Fe ₂ O ₃	1,68	2,88	0,66	4,01	1,67	1,15	1,37	1,92
FeO	1,15	2,70	2,22	2,35	2,64	1,52	1,06	1,95
MnO	0,11	0,17	следы	0,06	0,08	0,05	следы	0,06
MgO	0,57	0,88	1,19	3,04	1,04	0,76	1,78	1,32
CaO	2,66	3,47	2,55	7,22	1,90	4,96	1,91	3,52
Na ₂ O	5,65	3,32	2,80	2,30	2,62	2,93	2,65	3,18
P ₂ O ₅	5,64	5,46	4,65	3,34	3,70	4,12	3,55	4,35
CO ₂	—	0,26	0,21	0,16	0,18	0,10	0,1	0,15
	—	0,04	0,04	следы	следы	следы	следы	0,01
Влага	0,34	0,20	0,16	0,32	0,28	0,34	0,22	0,27
Потери при про- кал.	1,00	1,12	1,38	3,06	1,28	0,88	1,28	1,43
Сумма в %/о .	99,97	99,90	99,72	100,72	98,74	98,49	98,53	99,44

Северо-западнее бассейна озера Севан, на правых притоках р. Дебеда-чай и в районе станции Калагеран К. Н. Паффенгольц (210) описывает разрез среднего эоцена: в нижней части свиты развит базальный конгломерат мощностью в 2—3 м. за ним следует частично туфогенные песчаники, среди которых встречаются тонкие прослои известняков и мергелей, быстро выклинивающиеся по простиранию. Выше расположена вулканогенная свита мощностью свыше 1 км. представляющая следующее чередование пород снизу вверх: туфы и туфобрекчии, порфириты, более кислого характера туфы и туфобрекчии, чередующиеся с дацитами.

Эффузивная активность основной магмы завершается незначительными более кислыми излияниями. В связи с орогенетической фазой складчатости эффузивная фаза сменяется сначала более основной, а затем кислой интрузивной фазой, т. к. на территории Азербайджана и Армении определенная часть кварцево-габбро-монцонитовых и их прорывающих кислых интрузий сечет средний эоцен, а с другой стороны породы данного типа трансгрессивно перекрываются олигоценом (140, 141). Кроме того, эоценовый возраст ультраосновных и связанных с ними основных пород не должен вызывать сомнений.

В. Н. Котляр (140) выделяет эоценовые кварцевые диориты и мон-

дониты, распространенные в ущельях рр. Памбак, Акстафа и Маман. Они секут среднеэоценовую вулканогенную свиту и перекрываются или непосредственно олигоценовыми образованиями или секутся щелочными интрузиями, которые перекрываются олигоценом.

Одновозрастными с эоценовыми кварцевыми диоритами и монцонитами, но несколько более молодыми (субфаза) автор считает гранодиориты и граниты.

Также эоценовой, но сравнительно более поздней, В. Н. Котляр считает небольшую Памбакскую сиенитовую интрузию, секущую порфиридные граниты. Здесь же мы встречаем нефелиновые и щелочные сиениты. К последующим верхнеэоценовым интрузиям автор относит нордмаркиты и щелочные сиениты, локализованные в средней части Памбакского хребта.

По мнению автора, того же возраста должны быть недавно обнаруженные в южном Закавказье (сел. Нивада и сел. Шванидзор) нефелиновые и щелочные сиениты.

В. Н. Котляр отмечает, что часто раздаются голоса о наличии среди Зангезурских интрузий, которые считаются послеолигоценовыми, пород двух возрастов, т. е. что в Зангезуре должны иметься как послеолигоценовые, так и доолигоценовые кислые интрузии.

Во второй статье В. Н. Котляр (141) различает среди третичных интрузий центральной части Армении два типа:

1. Гранодиориты, кварцевые диориты и другие породы, секущие все свиты до среднего эоцена включительно. Автор указывает, что у сел. Пашакенд можно ясно установить послесредне-эоценовый и доолигоценовый возраст интрузии.

2. Щелочные породы Памбакского хребта, нефелиновые, щелочные и др. сиениты и гранитоиды, секущие средний эоцен и перекрываемые молодыми лавами, автор также относит к верхнему эоцену. Между прочим, он отмечает, что эти интрузии характеризуются хорошо выраженными основными фациями по периферии и шлировыми выделениями в кислых частях (ксенолиты основной периферии, Г. З. и Н. Т.). Помимо того, массив сечется аплитовыми и пегматитовыми жилами, что говорит в пользу глубинной дифференциации магмы, где ассимиляция, повидимому, играет незначительную роль.

К. Н. Паффенгольц (208) выделяет в районах озера Севан и р. Верди-чай основные и ультраосновные породы, которые секут средний эоцен, и перекрываются олигоценом, вследствие чего он увязывает их с пиренейской фазой и датирует верхним эоценом.

Гранитоиды и граносиениты, для некоторых массивов которых характерна основная краевая фация (иногда габбро) в бассейне озера Севан в одних случаях секут эоцен, в других — олигоцен.

В другой статье тот же автор (206) отмечает в Кировобадском районе послеолигоценовые и домеотические гранодиориты и монцониты. Упомянутые в обеих статьях кислые породы, повидимому, различного возраста: одни — доолигоценового, другие — послеолигоценового.

Геолог А. А. Додин (85) описывает в бассейне р. Кипи-чай граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, диориты, габбро, сиенит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые альбитофиры и диабаз-порфиры, секущие в различных местах порфириты, туфо-

брекчии и туфовые свиты, считающиеся эоценовыми и, под знаком вопроса, олигоценовыми. Мы думаем, что эта свита в основном синхронична с распространенной в пределах Грузии среднеэоценовой свитой. Что касается названных в статье пород, то часть из них (диабаз-порфириты и габбро), по видимому, представляют корни эффузивного вулканизма, часть (кварцевые монзониты и габбро) — породы предшествовавшие интрузивной фазе верхнего эоцена, остальные же — последующий импульс интрузивной фазы.

Интересна отмеченная автором тесная связь всех крупных массивов с геологической (антиклинальной) структурой и геоморфологией района. Все они образуют в эоценовой туфо-порфиритовой свите вытянутые в северо-западном направлении массивы. Ахсакальский массив имеет форму дайки, мощностью 1—3 км. и длиной 15 км. Второй, самый крупный массив обнаруживает зональность. Вблизи центра интрузия дает сравнительно более кислую разновидность.

А. Н. Соловкин (241) в юго-восточной части Азербайджана (Курдистан, Карабах и Талыш), помимо среднеюрских гранитоидов в Курдистане и в районе озера Севан, выделяет эоценовые офиолиты (основные и ультраосновные породы) и, под знаком вопроса, нижне-олигоценовые гранитоиды. Автор указывает, что породы обоих типов встречаются в одном и том же месте. Большая их часть находится в эоценовой вулканогенной свите.

В другой статье автор (240) отмечает тесную связь офиолитовой формации с эффузиями эоцена. Эту ассоциацию он называет эоценовой магматической формацией, отдельные члены которой образовались, по видимому, из одной и той же основной магмы.

Исходя из этого фактического материала, эоценовый возраст ультраосновных пород не должен вызывать сомнений. Убедительные доказательства этого встречаются в статьях А. Н. Соловкина и К. Н. Паффенгольца (208, 240, 241). Кроме того, образование эоценовых основных пород безусловно несколько предшествовало образованию кислых пород того же магматического цикла, что подтверждается наличием в периферических частях кислых интрузий основных разновидностей, которое нельзя приписать дифференциации на месте, так как кислые разновидности секут основные и содержат ксенолиты последних.

В пользу того обстоятельства, что за завершением активности основной магмы вскоре последовала интрузивная фаза ее кислого дифференциата, говорит также возрастная близость самостоятельных маленьких массивов основных пород и кислых интрузий, при чем первые секутся апофизами вторых.

Не должно вызывать сомнений существование связанных с определенной орогенетической фазой кислых пород, т. к. распространенные в Азербайджане и Армении кислые интрузии секут средний эоцен, а с другой стороны, породы данного типа трансгрессивно перекрываются олигоценом (140, 141).

Приведенные выше факты позволяют сформулировать следующий вывод. В магматическом цикле эоцена наблюдается изменение состава магматических пород: за излиянием основной магмы и их жильных

образований, ограничивающими свое распространение пределами вулканической толщи среднего эоцена, следуют извержения кислой магмы, связываемые с определенной орофазой. Они представлены главным образом различными интрузиями. Начальная стадия глубинного вулканизма проявлена интрузиями кварцевых габбро-монцонитов, последующая же, более мощная стадия выражена разнообразными гранитоидами и сиенит-диоритами. Породы обеих стадий приурочены к антиклинальным структурам.

В районе Локского кристаллического массива к упомянутым типам относится интрузия горы Лялвар, одна из ветвей которой на северном и северо-западном продолжении хребта внедрена в средний эоцен. На этом основании В. Г. Грушевой (72) считает ее, и однотипные с ней интрузии, моложе среднего эоцена, и по аналогии с другими подобными интрузиями, древнее олигоцена, с чем согласны К. Е. Габбуния, П. Д. Гамкрелидзе и Т. Г. Казахашвили (48,124).

Сюда же, повидимому, надо отнести жилы роговообманковых кварцевых диоритов, секущих древний кристаллический массив.

В. Г. Грушевой (74) выделяет в Лялварской интрузии кислые и менее кислые разновидности. Среди различных гранитоидов, в виде отдельных участков, особенно на южной периферии, он отмечает наличие более основных пород, что подтверждают также К. Е. Габбуния и П. Д. Гамкрелидзе (48). Собранные этими авторами образцы из западной части интрузии были определены, как гранитоиды, авгитовые порфириты, габбро-диабазы и порфириты, а образцы, характеризующие восточную часть выходов оказались кварцевыми диоритами и кварцевыми альбитофирами.

Надо думать, что авгитовые порфириты, порфириты и габбро-диабазы являются корнями эффузивов среднего эоцена или же не достигшими поверхности дна морского бассейна мелкими интрузиями. Кварцевые габбро-диориты мы относим к ранней стадии интрузивной фазы, а кислые породы, различные гранитоиды, и, повидимому, кварцевые альбитофиры и дациты к последующей стадии.

Количественно-минералогический состав банатитпорфира сел. Ахкерпи и химический анализ той-же породы и кварцевого диоритового порфирита района Локского массива:

Кварц	35
Ортоклаз	16
Плаггиоклаз	41
Биотит+хлорит	4
Магнетит	2
Кальцит	2
Сумма в %%	100
Аог.:Р1	28:72

	111	112
SiO ₂	73,05	61,56
TiO ₂	0,22	0,45
Al ₂ O ₃	12,23	21,47
Fe ₂ O ₃	3,19	0,35
FeO	0,28	2,57
MnO	0,03	0,08
MgO	0,57	2,25
CaO	1,75	4,02
Na ₂ O	3,95	2,05
K ₂ O	2,28	3,33
P ₂ O ₅	—	0,15
SO ₃	—	0,06
Влага	0,26	0,33
потери при прокаливании	1,39	1,15
Сумма в %/о	100,02	99,82

В основные и ультраосновные породы (офиолитовая формация), по А. Н. Соловкину (241), входят дуниты, перидотиты (верлиты, лерцолиты, гарцбургиты), пироксениты (энстатиты, диалагиты), пикриты, серпентиниты, различные габбро, анортозиты, форелленштейны и плагиоклазит-диалагиты.

Помимо перечисленных пород, А. С. Гинзберг (65, 68) отмечает также лабрадорит, а К. Н. Паффенгольц вместе с некоторыми из перечисленных пород данного типа, упоминает горнблендит, тилаит, троктолит, оливиновое габбро и норит.

По К. Н. Паффенгольцу (211), полоса основных и ультра-основных пород проходит по северо-восточному берегу озера Севан, начинаясь у с. Надеждино, юго-восточнее, в верховьях р. Тертер, она расширяется, переходит в бассейн р. Акера-чай и достигает р. Аракс. К северо-западу и западу от с. Надеждино непрерывной полосой этих пород не наблюдается, встречаются только отдельные, но довольно крупные выходы.

К. Н. Паффенгольц (238) замечает: «Формация основных и ультраосновных пород приурочена исключительно к южной тектонической зоне (собственно к зоне Армении); нигде к северу от линии надвига в пределах Азербайджанской плиты они не встречены. Эти породы прорывают средний эоцен и перекрываются олигоценом, чем доказывается их верхнеэоценовый возраст. Приурочены они исключительно к преднадвиговой зоне — к осям изоклинальных складок, отчетливо прорывающая складчатость. В районе с развитием более широких и полных складок отчетливо видно, что интрузии расположены по осям антиклиналей.

Интрузивные породы этого (офиолитового) пояса состоят из основных и ультраосновных пород, связанных между собой переходами; местами все же замечено, что ультраосновные породы несколько моложе основных. Представлены они значительным количеством даек и мелких и относительно крупных массивов, заключенных главным образом, в туронских вулканогенных породах, и известняково-мергельных отложениях сенона. По петрографическому составу ультраосновная магма имеет пироксенито-перидотитовый характер.

В южной части зоны Армении констатируется другой пояс (не выдерживающийся на столь далекое расстояние по простиранию, как первый) основных пород, приуроченный в основном к сравнительно пологим синклинальным прогибам.

К этому поясу относятся исключительно породы базальтовой магмы (различного рода интрузивные базальты с редкими телами габбро). Ультраосновных пород здесь нигде не встречено» (стр. 199).

Мы думаем, основные породы второго пояса не связаны непосредственно с основными и ультраосновными породами первой полосы; они вероятно принадлежат к первой группе выделенного нами магматического цикла, т. е. представляют собой корни подводной эффузивной активности среднего эоцена и такие жилы, которые в ряде случаев не достигают поверхности и остывают в земной коре, иногда также в ранее образовавшихся среднеэоценовых туфогенах в виде основных пород различной мощности и структуры.

Основные и ультраосновные породы первой полосы являются слагаемыми интрузивной фазы, которые должны находится в зависимости от складчатости, т. к. связаны с зоной надвига и осями изоклинальных складок.

Возраст этих пород не возбуждает сомнений. Так как они секут вулканогенную свиту среднего эоцена и трансгрессивно перекрываются олигоценом, то их образование должно было произойти в эоцене и, следовательно, их связь с определенной орофазой несомненна. В пользу этого говорит также связь с антиклинальными структурами и полосой надвига. Но мы знаем также, что как в Армении, так и в Азербайджане существуют и гранитоиды, связанные по видимому с той же фазой. Интересны взаимоотношения этих гранитоидов с основными и ультраосновными породами. Определенных указаний на этот счет в литературе не встречается, как видно из-за отсутствия решающего фактического материала, т. к. не обнаружены непосредственные контакты гранитоидов с ультраосновными породами.

Имеются некоторые наблюдения косвенного порядка. Так, например, К. Н. Паффенгольд (211) пишет: «Анортозиты, лабрадориты, тилаиты, оливиновое габбро, троктолиты, горнблендиты и оливиновые нориты встречаются часто на весьма небольших площадях среди габбровых массивов.

Следует отметить, что между основными породами неинтрузии и кислыми существует ряд переходных разновидностей; в то время как в краевых частях гранодиоритовых интрузий встречалось типичное габбро, в интрузиях основных пород наблюдались габбро-диориты, кварцевые габбро-диориты и т. п.».

Кроме того, как уже говорилось выше, по мнению того же автора, ультраосновные породы несколько моложе основных. Здесь же К. Н. Паффенгольд замечает, что эта формация связана с преднадвиговой зоной осями изоклинальных складок и, ясно, сечет складки.

Все это говорит в пользу того, что данные породы образовались при последних импульсах складчатости, когда тектонические структуры в основном были уже сформированы. Их внедрению в верхние части земной коры из наиболее глубокой части магматического бассейна содействовала, вероятно, та грандиозная трещина (надвиг), к которой они приурочены. Эта трещина представляет тот путь, по которому происходило перемещение основной и ультраосновной магмы в верхние части земной коры. К этому времени верхняя гранитоидная кора магматического бассейна в основном уже застыла, под нею же на определенной глубине, вероятно, еще существовал расплавленный габброидный слой (возможно, под аортозитовым слоем), а затем уже — ультраосновной слой. Именно поэтому ультраосновные породы должны быть моложе основных.

Для подтверждения более молодого возраста ультраосновных пород по сравнению с гранитоидами, имеются и другие доказательства. Гранитоидные массивы в ряде мест секутся основными породами. Так, например, по описанию геолога А. Кржечковского (143), Газминские интрузии секутся оливинсодержащими основными породами — шонкититами. Породы данного типа встречаются иногда и в среднеэоценовой туфогенной свите. По своему ультраосновному характеру они не могут считаться корнями вулканических извержений среднего эоцена и жильными породами того времени.

Так В. Г. Грушевой (71, 74) описывает на южном склоне горы Лялвар у с. Аллаверды пикрит-базальт мощностью в 50 м. и длиной в 50 м. с содержанием $\text{SiO}_2 = 41,56$ проц.

Более определенный факт отмечает А. Гинзберг (67, 73), по которому монцонитовый и кварцево-монцонитовый массив района с. Бабакиши помимо аплитовых и пегматитовых жил сечется горнblendитом, амфиболитом и лабрадоровым порфиритом. Автор замечает: «Если описанные выше аплиты и пегматиты являются одним из крайних полюсов дифференциационного процессе, то на другом конце стоят горнblendиты» (67, стр. 248).

Тот же автор в другой работе (69) по этому вопросу пишет: «С гранитоидными породами тесно связаны жильные образования как лейкократовые, так и меланократовые. Среди первых чаще всего встречаются пегматиты и аплиты. Последние то прорезают тело гранитоидов в виде жил, то встречаются в виде самостоятельных участков... Кроме аплитов встречаются и пегматиты».

«Среди меланократовых образований можно упомянуть горнblendитовые жилы, тесно связанные с монцонитами с. Фарух. Основываясь на минералогическом составе, качественно совершенно тождественном с компонентами монцонитового тела, но с резким доминирующим преобладанием роговой обманки, опять-таки того же типа, что в монцоните, надо рассматривать эти горнblendитовые жилы, как продукт расщепления единой магмы, может быть, более основного характера, чем гранитоиды» (стр. 28).

Следовательно, мы здесь уже встречаем один из членов основной и ультраосновной формации — горяблендит, секущий гранитоиды.

Менее основная в некоторых случаях природа меланократовых жильных пород, секущих гранитоидные массивы, повидимому, обусловлена ассимиляцией материала массива.

Тот факт, что импульс основной магмы несколько предшествует импульсу ультраосновной, не исключает дифференциации расплава отдельных импульсов на месте их внедрения в верхние части земной коры, как это, возможно, имеет место у с. Арданич на так называемой дифференцированной горке (65, 66).

* * *

На основании всего этого средне-эоценовый вулканизм Аджаро-Триалетского хребта будет иметь следующий вид:

1. Жилы (корни) эффузий в вулканогенном или пирокластическом флише и вулканогенно-лавовой толще Аджаро-Триалетии. (Авгит-лабрадоровые альбитизированные и цеолитизированные габбро и диабазы, например, цеолитовое габбро сел. Гвердзинети; цеолитизированный-сколецитизированный андезит-сколецитит и др.). Сюда же мы относим пластовую жилу монцо-диабазы.

2. Вулканогенный или пирокластический флиш, состоящий из чередующихся между собою псефитовых, псаммитовых, редко пелитовых туфов с анальцитом, иногда с авгит-лабрадоровыми (в Боржомском и Маяковском районах — альбитовыми, олигоклазовыми и андезиновыми) порфириновыми покровами.

Вулканогенно-лавовая толща области Аджаро-Триалетского хребта, состоит из туфов и туфобрекчий. Среди них встречаются богатые плагиоклазом и бедные авгитовыми фенокристаллами порфириты (приуроченные к нижним горизонтам) с незначительным содержанием цеолита. В них же встречаются богатые авгитовыми фенокристаллами порфириты базальтового состава (приуроченные к верхним горизонтам) со значительным содержанием цеолита.

3. Кислые эффузивные породы: андезито-дациты и дациты.

4. Кварцевые габбро-монцонитовые породы Аджарии и Гурии (ранняя стадия интрузивной фазы).

5. Сиенит-диоритовые породы Аджарии и Гурии (последующая стадия интрузивной фазы).

6. Аплиты, пегматиты и богатые кремнекислотой, в ряде случаев рудосодержащие, жильные породы.

3. Верхний эоцен

Более позднее магматическое проявление приурочено к верхнему эоцену (110, 115).

В пределах Триалетского хребта верхний эоцен представлен фацией песчаников и глинистых сланцев.

Вулканогенная фация верхнего эоцена представлена в Аджарии и Гурии порфиритами с хорошо развитыми кристаллами авгита и их туфами (156).

К верхнему эоцену относятся калибазальты левого берега р. Чорыхи у сел. Капандиби, а так-же лавы из покрова в окрестностях сс. Нацхвatevi и Ачи.

В Ахалцихском и Адигенском районах наблюдается трансгрессивное налегание на среднеэоценовые породы вулканогенной тощи, называемой адигенской свитой (54), сложенной из андезитов, андезито-базальтов и базальтов с гиалопилитовой основной массой, состоящей из стекловатого базиса и микролитов плагиоклаза (№ 45 — 50) с порфировыми вкрапленниками свежего зонального плагиоклаза от лабрадора № 65 в центре до андезита № 45 — 50 на периферии и авгита.

В Гурии известна фаунистически охарактеризованная верхнеэоценовая мергелисто-глинистая вулканогенная толща трансгрессивно налегающая на средне-эоценовые вулканогенные породы (129). Среди вулканогенов автор различает биотитовые трахиты и их туфы и авгит-биотитовые андезито-базальты и их туфы. Последние слагают Самеба-Накубарский, Насакиральский и Балиетские массивы, изученные Д. С. Белянкиным, В. В. Петровым и К. С. Масловым (26). Вулканогены перекрываются выше фораминиферовыми мергелями верхнего эоцена (129).

Трахиты и их туфы в Гурии продолжаютя в восточном направлении вдоль предгорий Аджаро-Триалетского хребта, переходя в Ванский и Маяковский районы.

Среди данных пород описываются (82) биотитовые, анальцимовые и санидиновые трахиты с трахитовой основной массой, состоящей из лейт санидина и альбита. Фенокристаллы — свежие санидин, альбит и биотит. Анальцим замещает плагиоклаз и выполняет промежутки между другими минералами. Анальцимовые снениты окрестностей сел. Букис-цихе на берегу р. Супсы, внедряющиеся в биотитовые анальцимовые трахиты и анальцимовые аггломератные туфы трахита. Представлены они породами гипидиоморфно-зернистой структуры, состоящими из плагиоклаза (олигоклаза), ортоклаза, биотита, авгита и анальцима.

У сел. Аскана известны андезито-трахиты. В общем, рассматриваемая свита сложена из биотитовых туфов, анальцимовых (санидиновых) биотитовых трахитов со свежим санидином и их туфов.

В эту свиту внедряются жильные образования (корни эффузивов) тех же пород. Весь этот комплекс пород по своим химико-петрографическим признакам резко отличается от верхне-эоценовой, адигенской и авгитовой свит, которые представляют геосинклиналиные образования.

Над описанными выше биотитовыми трахитами и их туфами залегают покровы и жилы щелочных базальтов, биотитовые андезито-базальты (129) или авгитовые порфириты (26).

По данным Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (26) порода из Самеба-Накубарского массива имеет типично порфировую структуру. Витроандезитовая основная масса состоит из плагиоклаза, дендритоподобных скелетов магнетита, пластиночек желтобурого биотита и желтовато-бурых продуктов разложения стекла. Пироксен встречается в виде трудно диагностируемых мельчайших лонгулитов. Плагиоклазовые микролиты в основном свежие. Наблюдаются их обрастания каймой калиевого полевого шпата. Стекло основной массы замещено слюдисто-хлоритовым веществом.

Фенокристаллы представлены моноклинным пироксеном, основным плагиоклазом и кальцито-хлоритовыми псевдоморфозами по оливину.

Породы из Баилетского массива в основном подобны вышеописанным. Разница заключается: в преобладании плагиоклазовых фенокристаллов над пироксеновыми, отсутствии оливиновых фенокристаллов, наличии в основной массе зерен пироксена, бедности основной массы магнетитом и богатстве биотитом, наличии не кальцитовых, а цеолитовых минералов. В Баилетских породах фенокристаллы и микролиты плагиоклаза окружены узкой каймой ортоклаза.

По данным Б. П. Беликова (13) кали-базальт Аджарии, находящийся на левом берегу р. Чорохи против поста Капандыби, в неясном залегании, имеет порфиристую структуру. Основная масса полнокристаллическая, сильно хлоритизированная, состоит из авгита, сильно измененного ортоклаза и реже, альбитизированного лабрадора. В большом количестве содержатся магнетитовые, в незначительном гематитовые зерна. Жеоды выполнены обычно альбитом и щетками обыкновенной роговой обманки, реже пренитом или цеолитами (анальцимом и сколецитом).

Тефритовые породы в Гурии повидимому имеют незначительное распространение. Они описаны в Кодори-Насакиральском массиве в неясном залегании.

Основная масса тефрита гиалопилитовая, стекловатый базис пронизан тончайшими микролитами плагиоклаза и авгита. Порфиристые вкрапления: авгит, плагиоклаз и кальцито-хлорофитовая псевдоморфоза по оливину. Характерной особенностью породы является присутствие в основной массе мелких кристалликов фельдшпатид (лейцитга) округлой или шестиугольной формы в шлифе. Фельдшпатид пронизан часто тончайшими микролитами плагиоклаза и авгита.

Кроме упомянутого места тефрит описан в сел. Лихаури, Махарадзевского района. Там он, по данным Т. Г. Казахишвили и М. Л. Роква, (127) встречается в эоценовых породах в неясном залегании.

В главе о генетической связи гурийских тефритов с гурийскими и аджарскими калибазальтами, Г. С. Дзоценидзе (89) заключает: «Тефриты и калибазальты являются разновидностями геологически единого покрова (или жилы). В условиях быстрого остывания в периферических частях покрова из богатой калием основной массы выделяется лейцит; присутствие в этих породах стекла указывает на такое быстрое остывание.

В условиях же сравнительно медленного остывания в центральных частях покрова (или жилы) вместо лейцита, основная масса такого же состава дает биотит и калишпат. Этим и объясняется отсутствие в этой массе стекла и присутствие многочисленных мельчайших листочков биотита вместе с небольшим количеством калишпата именно в основной массе и полное отсутствие его в виде фенокристаллов.

Исходя из сказанного, можно не сомневаться, что во всех перифериях Кодори-Насакиральского, Баилетского и Самебо-Накубарских массивов, а также в периферической части аджарских калибазальтовых тел, можно будет найти лейцитовые фации, эквивалентные биотит-калишпатовым фациям центральных частей тех же массивов» (стр. 454).

«Сказанное делает ясным принадлежность калибазальтов к тем же

тефритовым породам, но отсутствие в них лейцита не дает права называть их тефритами» (стр. 455).

Основные породы рр. Тедзами, Атреви и Дзама, повидимому являются корнями эффузивов верхне-эоценового времени, так как часть из них залегает в верхнем эоцене.

На основании того, что интрузия горы Квиран находится в области развития верхне-эоценового магматического цикла, мы ее условно считаем интрузивным членом этого цикла (количественно-минералогический состав пород Квиранской интрузии см. на стр. 126).

Что касается щелочных анальцимовых сиенитов Гурии, обнажающихся в ущельях р.р. Супсы, Губа-дзеули и др. местах, то они несомненно должны представлять интрузивную фазу щелочных эффузивов верхнего эоцена, ввиду их приуроченности к последним, а также ввиду их химико-минералогического сходства.

ГУРИЯ

В сиенитовой интрузии р. Супсы наблюдается изменчивость состава, которую П. А. Топурия и Т. Г. Казахашвили (128) объясняют гравитационной дифференциацией. Как видно из описания, от лежащего бока интрузии по направлению к ее кровле количество лейкократовых компонентов увеличивается, а меланократовых уменьшается. В нижних частях интрузии мы имеем моноклинный пироксен, который с приближением к кровле переходит в роговую обманку, а в контакте с кровлей он почти полностью замещен ею. Гравитационная дифференциация особенно хорошо заметна в полевых шпатах. Количество анортоклаза по направлению к кровле постепенно увеличивается и, кроме того, он приобретает пертитовый характер. Плаггиоклаз в нижних частях представлен более основной разновидностью, по направлению же к кровле он постепенно принимает кислый характер. В верхних частях появляется также кварц. Наряду с этим, равномернозернистая структура, характерная для всех горизонтов массива, в непосредственном контакте с кровлей переходит в порфировидную.

В верхней части интрузии вместе с альбитом авторы отмечают несколько зерен плаггиоклаза № 25, окаймленных анортоклазом, объясняя это также гравитационной дифференциацией.

Плаггиоклаз № 25 авторы считают ранее образованным минералом, который, благодаря окаймлению анортоклазом, был изолирован от расплава. Вследствие этого не происходило нарастания более кислой зоны и не было перехода основного плаггиоклаза в кислый под воздействием окружающего расплава.

Следовательно, в интрузивной жиле р. Супсы, мощностью около 0,5 км. явления гравитационной дифференциации — достаточно убедительны.

Одним из интереснейших вопросов является амфиболитизация моноклинного пироксена. Из описания ясно, что роговая обманка представляет вторичный минерал, образовавшийся за счет моноклинного пироксена, но вопрос в том, образовалась ли она до полной кристаллизации жилы или после, под воздействием постмагматических агентов.

В первом случае можно допустить два пути амфиболитизации.

1. Пироксены, более или менее перешедшие в роговую обманку, распределялись в интрузивной дайке по удельному весу, т. е. сильно или полностью амфиболитизированные моноклинные пироксены (уже роговые обманки) всплывали до кровли, менее амфиболитизированные — примерно до центральной части, в то время как еще неизмененные пироксены оставались у лежащего бока или погружались из верхних частей в направлении последнего.

2. Моноклинный пироксен вблизи кровли интрузии представлял менее стойкий минерал.

Одной из причин этого было сравнительно-быстрое падение температуры, а другой — явление гравитационной дифференциации.

а. Вследствие дифференциации минералов по удельному весу, в верхних частях интрузии расплав должен был быть более кислым по сравнению с нижними. Поэтому для установления равновесия и образования более стойкой формы — роговой обманки — моноклинный пироксен должен был войти в реакционные взаимоотношения с расплавом прежде, чем последний полностью застыл. Ясно, что роговая обманка по отношению к моноклинному пироксену будет вторичным минералом. Если же рассматривать интрузивную жилу до ее конечной кристаллизации как результат единого процесса, то можно отнести роговую обманку к первичному минералу. В данном случае дело не в названии, а в сущности.

б. Связь амфиболитизации с постмагматическими процессами вообще не вызывает сомнения и она отмечалась нами при описании диабазовых пород. Если же она наблюдается в интрузии р. Супсы, то мы должны представить ее следующим образом. Постмагматические гидротермальные растворы и эманации всегда устремляются вверх, поэтому их влияние у кровли интрузии проявляется сильнее, чем внизу. Отсюда получается именно такое расположение более или менее амфиболитизированного моноклинного пироксена, которое налицо в сиенитовой интрузии р. Супсы.

Возникает вопрос, каким же путем происходила амфиболитизация моноклинного пироксена в сиенитовой жиле р. Супсы? Мы думаем, что поскольку гравитационная дифференциация для данной дайки как будто не возбуждает сомнений, то процесс амфиболитизации следует рассматривать в связи с нею. Здесь можно допустить как первый, так и второй случай. Выбор между ними пока затруднителен. Возможно, амфиболитизация происходила и тем и другим путем.

Из остальных вторичных процессов в Гурици вообще и в сиенитовой интрузии р. Супсы в частности следует отметить альбитизацию. В верхней части жилы ввиду повышения кислотности расплава, более основной плагиоклаз вступает в реакцию с последним и в результате образуется альбит.

Цеолит встречается (немного) в выходе сел. Вакис-Джвари и в сапидиновом габбро сел. Акеги. В сиенитовой интрузии р. Супсы под микроскопом замечена жилка цеолита. Цеолит в значительном количестве встречается в анальцимовом сиените р. Супсы, где в некоторых случаях отмечено замещение анортоклаза натролитом, а чаще плагиоклаза — анальцимом и натролитом. Здесь анальцит не только замещает полевой шпат, но и заполняет пространство между другими ми-

нералами. Анальцитом часто содержатся включения полевых шпатов, роговой обманки и апатита. Анортоклаз анальцитового трахита р. Супсы часто замещен анальцитом. В анальцит-плагиоклазовом монцоните анальцитом такого же характера, как и в анальцитовом сиените.

Таким образом, в большинстве случаев ясна вторичная природа анальцита. Заполнение же пустот цеолитовым веществом мы приписываем действию насыщенных растворов.

Среди основных и ультраосновных интрузий, которые можно увязать с рассматриваемым магматическим циклом, можно назвать габбро, пироксениты и пикриты (73,182).

В. Г. Грушевой (73) различает в восточной полосе Ордубад-Мегринской интрузии сиенит (в южной части), сиенит-диорит, диорит и габбро. Две последние породы встречаются в виде участков среди сиенитов. Среди габбро южной части этой полосы попадаются участки ультраосновных пород (пикритов).

Относительно этих пород автор говорит: «Происхождение этой ультраосновной породы и связанной с нею своеобразной апатито-магнетитовой руды надо, повидимому, объяснить дифференциацией на глубине гибридного расплава, получившегося в результате ассимиляции погружившихся в сиенитовую магму обломков кровли (возможно, известняков) и, возможно, последовательным внедрением отдельных порций вплоть до магматоидного апатито-магнетитового расплава» (стр. 83).

В этой цитате совершенно определенно отмечается, что ультраосновная порода, наряду со связанной с нею апатито-магнетитовой рудой, образовалась позднее сиенитовой интрузии, которая является результатом происшедшей в глубине дифференциации. (Химический состав верхне-эоценовых интрузивных пород Аджаро-Триалетского хребта см. на стр. 127).

На основании этого фактического материала в верхне-эоценовый магматический цикл войдут следующие члены:

I. Аджаро-Триалетская складчатая система.

1. Жилы (корни) эффузий вулканогенной адигенской и авгитовой свит и некоторые габбро-диабазовые породы.

2. Вулканогенная адигенская свита, сложенная из андезитов, андезито-базальтов, базальтов и их туфов. В пределах Гурии и Аджарии в той же зоне имеется т. н. авгитовая свита, представляющая собой основные порфириты, с хорошо развитыми, многочисленными фенокристаллами авгита.

3. Габбро-диоритовые интрузии горы Квиран, Зекарского перевала и др.

II. Грузинская глыба.

1. Жилы (корни) эффузий биотитовых, биотит-анальцитовых и санидиновых трахитов. Жилы щелочных базальтов, кали-базальтов и по видимому тефритов.

2. Мергелисто-глинистая вулканогенная толща Гурии, среди которой имеются биотитовые трахиты с туфами и авгит-биотитовые андезито-базальты так же с туфами. Биотитовые, анальцитовые и санидино-

Количественно-минералогический состав верхне-эоценовой
Квиранской интрузии

Название породы	Кварц-рогово-обманковое габбро	Авгит-рогово-обманк. габбро	Порфи-ровид-ное ав-гитовое габбро	Авгит-рогово-обманк. габбро	Авгит-рогово-обманк. габбро	Авгит-рогово-обманк. габбро
	1	II				III
	Обр. 122	Обр. 8	Обр. 31	Обр. 38	Среднее	
Кварц	4	—	—	—	—	мало
Плагиоклаз	71	40	62	42	48	17
Биотит	—	—	—	—	—	—
Монокл. пироксен	мало	31	33	5	23	9
Роговая обманка	6	11	—	46	19	24
Баркевикит	—	—	—	—	—	—
Томсонит	—	—	—	—	—	—
Сколецит	—	—	—	—	—	—
Хлорит	14	15	—	—	5	18
Пренит	—	—	—	—	—	—
Элидот	5	—	мало	2	мало	—
Кальцит	мало	мало	3	—	1	19
Серпичит	—	—	мало	—	мало	4
Сфен	мало	—	2	мало	1	—
Апатит	мало	мало	мало	—	мало	мало
Рудный минерал	мало	3	—	5	3	9
Сумма в %/‰	100	100	100	100	100	100

вые трахиты и их туфы Ванского района. Андезито-трахиты сел. Аскана.

Над биотитовыми трахитами и их туфами залегают покровы щелочных базальтов. Кроме того кали-базальты левого берега р. Чорохи у сел. Капандиби и тефриты в неясном залегании.

3. Анальцимовые сиениты ущелья р. Супсы.

* * *

Магматическая активность в олигоцене в Аджаро-Триалетского хребта неизвестна.

За вулканическую активность в этом веке говорят пепловые прослои в заведомо олигоценых отложениях. Прослои пеплов известны в олигоцене Кахетии, Гори и других пунктах.

4. Верхний плиоцен

ГУРИЯ

Более поздние вулканические проявления в переходной к грузинской глыбе зоне наблюдаются в районе Гурии. Согласно К. С. Маслову (26), у с. с. Чинати и Беглеби (р. Лесас-цхали) киммерийские отложения прорываются анортоклазовыми трахитами, которые в своих периферических частях повидимому трансгрессивно перекрываются гурийскими слоями, в которых встречается галька трахита. Здесь вулканическая активность ограничена концом киммерия с одной стороны и гурийскими слоями, с другой.

О существовании в Кахетии слоев вулканического пепла в Ачкагельском ярусе указывается в работах ряда авторов (6, 144, 183, 213, 267).

И. А. Кудрявцев (144) по поводу этого замечает: «толще ачкагельских слоев подчинены прослойки обычно белого, реже розового или светлосерого вулканического пепла, из которых некоторые, залегающие около середины ее, отличаются значительным постоянством. В районе

Химический состав верхне-эоценовых интрузий Аджаро-Триалетского хребта

	113	114	115	116
SiO ₂	50,16	47,94	47,61	53,48
TiO ₂	0,76	0,80	0,74	0,90
Al ₂ O ₃	20,56	19,75	13,66	18,49
Fe ₂ O ₃	2,24	3,53	3,65	2,25
FeO	4,47	3,46	5,26	5,89
MnO	0,13	0,14	0,17	0,18
MgO	3,39	4,56	11,29	3,42
CaO	7,43	9,76	10,75	8,17
BaO	0,32	0,13	0,12	следи
Na ₂ O	3,01	2,97	1,91	3,48
K ₂ O	3,70	2,54	1,75	0,77
P ₂ O ₅	—	—	—	0,16
SO ₃	—	—	—	нет
CO ₂	—	—	—	—
Влага	0,92	0,46	0,41	0,16
Потери при прокаливании	3,54	3,84	2,85	2,87
Сумма в %/о	100,63	99,78	100,17	100,14

113, 114. Ортоклазовое габбро р. Балованис-хеви (обр. 257 и 259)

115. Оливиновое

116. Кварц-роговообманковое габбро горы Квиран (обр. 122)

к югу от Чобалдага пеплы достигают иногда огромной мощности до 30 м. Здесь в них местами наблюдается примесь песка в виде больших гнезд и линз, с косою слоистостью. Обычно пеплы рыхлы, но в западной части антиклинали Удабно они довольно крепко сцементированы и даже употребляются в качестве строительного камня.»

Количественно-минералогический состав верхне-эоценовых сиенитовых интрузий Гурии

	1.	2.	3.	4.	5.
Кварц	—	—	2	5	—
Анортоклаз (пертит)	18	75	84	92	67
Санидин	—	—	—	—	—
Плагиоклаз	56	10	8	2	17
Биотит	10	4	мало	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	—
Моноклин, пироксен	13	—	—	—	—
Темные минералы	—	8	5	1	6
Оливин (с хлоритом и биотитом)	—	—	—	—	—
Анальцим	—	—	—	—	10
Цеоцит	—	—	—	—	—
Сфен	—	—	—	—	—
Эпидот	—	—	—	—	—
Апатит	2	незнач.	—	—	—
Рудный минерал	1	3	1	мало	—
Сумма в %/о	100	100	100	100	100
Аог:Pl	24:76	88:12	91:9	98:2	80:20

1. Сиенит-диорит нижней части интрузии р. Супсы
2. Сиенит центральной части интрузии р. Супсы
3. Кв рцевый сиенит вблизи кровли интрузии р. Супсы
4. Кварцевый сиенит-порфир у непосредственного контакта кровли интрузии р. Супсы
5. Анальцимовый сиенит р. Супсы

В верхнем плиоцене Северного Кавказа имеются как эффузивные (липаритовые туфы горы Эльбрус, липаритовые пепел и туфы окрестностей г. Нальчика и трахи-липариты района Минеральных Вод), так и интрузивные (лакколиты Бештау) образования.

А. П. Герасимов (59, 61, 62), описывая лакколиты и дайки Бештау, об их возрасте говорит: «интрузивные тела секут все дислоцированные и слегка метаморфизованные слои палеогена. Близ горы Лысой В. Н. Лодочниковым установлены нарушения, вызванные в чокракских слоях под воздействием интрузии. В окрестностях г. Нальчик липаритовый пепел и туфы налегают на дислоцированные слои акчагыльского конгломерата, ввиду чего их относят к апшеронскому веку. Эти туфы и пепел напоминают липаритовые туфы горы Эльбрус, которые также следует отнести к верхнему плиоцену. Автор считает, что с вулканической деятельностью того времени надлежит связать также трахи-липариты района Минеральных Вод. Под конец он замечает: «Таким образом, эти косвенного порядка данные приводят к выводу о

большой вероятности послеакчагыльского возраста наших интрузий, стимулом для которых могли служить предапшеронские (ронские, роданские) движения, отмеченные в истории геологического развития Кавказа местными несогласиями в залегании акчагыльских и апшеронских толщ» (стр. 5—6).

Химический состав верхне-эоценовых сиенитовых интрузий Гурии

	117	118	119
SiO ₂	53,47	58,30	59,88
TiO ₂	0,64	0,39	0,53
Al ₂ O ₃	18,31	17,34	19,59
Fe ₂ O ₃	7,11	4,74	3,65
FeO	1,78	0,78	1,46
MnO	0,22	0,14	0,18
MgO	7,18	3,37	2,10
CaO	4,79	5,22	2,75
Na ₂ O	2,65	5,17	4,51
K ₂ O	1,72	3,81	4,15
P ₂ O ₅	0,25	0,04	следы
SO ₃	0,11	0,33	0,11
CO ₂	—	—	—
Влага	0,54	0,26	0,73
Потери при прокаливании . .	1,48	0,32	1,28
Сумма в %/о	100,25	100,11	100,92

117. Сиенито-диорит нижней части интрузии р. Супсы.

т. центральная часть интрузии р. Супсы.

119. Анальпимовый сиенит р. Супсы.

Интрузивные породы собственно вершины Бештау в основном представлены щелочными пироксен-амфиболовыми трахи-липаритами темного, временами черного цвета. Их ксенолиты редко встречаются в светлой (кислой) разновидности. Это можно наблюдать на маленьком участке вблизи восточной части вершины, на периферии массива.

Горы Змеевая, Верблюд и Сюроще сложены пироксен-биотитовыми

трахи-липаритами, которые (Змеевая) в контакте с фораминиферовыми мергелями, принимают темносерый, почти черный цвет.

Горы Шелудивая, Острая, Тупая, Медовка, Железная и Развалка состоят из щелочных биотитовых трахи-липаритов светло-серого, беловатого, белого и др. цветов.

Гора Бык состоит из липаритов. Это обнажение отличается от других лейкократовостью и значительным содержанием кварца среди порфировых вкрапленников.

А. П. Герасимов (62) различает четыре этапа (импульса) проникновения интрузий.

1. Бештау (абсолютная высота 1400 м.): санидин, анортотлаз, амфибол, диопсид, сфен.

2. Змеевая (высота 994 м.), Верблюды (886 м.) Сюреше (507 м.): санидин (анортотлаз), биотит, диопсид.

3. Шелудивая (874 м.), Острая (881 м.), Тупая (772 м.), Медовка (721 м.), Железная (879 м.), Развалка (851 м.): санидин, биотит.

4. Бык (818 м.): анортотлаз, альбит, кварц.

Из этих данных, ясно видно, что каждый последующий импульс по сравнению с предыдущим обладает более кислым характером, и только в четвертом импульсе в значительном количестве появляется кварц.

Верхнеплиоценовое магмопроявление для Гурии и Кахетии можно представить следующим образом:

1. Жилы (корни) трахитовых эффузий (анортотлазовый трахит Гурии).

2. Продукты трахитовых эффузий (акчагыльский вулканический пепел Кахетии и др.).

АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКИЙ ХРЕБЕТ

После эффузивной активности основной магмы в верхнем эоцене и окончания магматического цикла этого времени в целом, за исключением олигоценых вулканических пеплов, первые признаки магмопроявления в Аджаро-Триалетской системе встречаются в т. н. гондердзской свите, представленной вулканогенно-континентальной фаццией.

Эта свита развита от водораздела, составленного реками Аджарисцхали и Кваблиани — на западе, до сел. Зазало-цихе — на востоке. В Ахалцихской депрессии эта свита занимает ее центральную часть, где она слагает Бенара-Чихельскую — Тута-джварскую синклинали. На хребте Арсиани и в ущелье р. Кваблиани свита трансгрессивно перекрывает средне- и верхне-эоценовые отложения, а в Бенара-Чихельской полосе налегает на лигнитовый горизонт, который находится над олигоцеными отложениями. Свита эта занимает значительную площадь в ущельях рек Куры, Уравала и Ахалкалак-чай. Из этой же свиты сложены восточный и западный склоны и центральная часть Абул-Самсарского хребта, кроме того, низменность реки Храми-кчия и, видимо, Цалкинское лавовое плато.

И. В. Качарава по наличию общих форм ископаемой фауны проводит параллель между нижними песчаниками и карталинским сакараульским горизонтом, регрессивные лигнитовые слои синхронизирует

с коцахурским горизонтом. Верхние же песчаники по его данным должны отвечать остреевым слоям, т. к. они содержат фауну *ostrea*-Пестроцветную свиту Ахалцихского района автор синхронизирует с чокраком, караганом и конкскими и сарматскими отложениями. Трангрессию годердзской свиты И. В. Качарава связывает с аттической фазой, а свиту относит к верхнему миоцену. В Карталинии осадки, отвечающие годердзской свите, автор считает молоссовые слои.

В кисатибских диатомовых слоях, находящихся в верхних частях вулканогенной годердзской свиты, содержится фауна рыб, птиц и лягушек, на основании чего А. Н. Рябинин (224, 225), В. В. Богачев (37) и Богачева — Шишкина (38) возраст этих слоев определяют плиоценовыми.

Диатомовые кисатибские слои определялись как плиоценовые Б. Ф. Меффертом (194), С. И. Лукашевичем, В. А. Страховым (181) и другими авторами.

На территории Армении известны две разновозрастные диатомовые свиты. Одна связана с олигоценовыми соленосными отложениями, которые ни по литологическому признаку, ни по стратиграфическому положению ничего общего не имеет с кисатибской свитой. Другая свита, которая кроме диатомита содержит туфовый материал, налагает на сармат. Повидимому, синхроничность второй диатомовой свиты Армении с кисатибской диатомовой свитой несомненна.

И. В. Палибин (204), который детально изучил флору собственно годердзской свиты, обнаружил наряду с миоценовыми, также и плиоценовые виды. На основании этого возраст свиты он определил как нижний плиоцен. А. Н. Криштафович (142) на основе изучения флоры годердзской свиты считает возможным ее более ранний возраст.

М. Д. Узнадзе (261), изучившая большую коллекцию ископаемой флоры годердзской свиты, приходит к заключению, что эта флора обнаруживает большую общность с западно-европейской олигоценовой и ниже-миоценовой флорой, чем с ниже-плиоценовой флорой центрального массива Франции, как это думает И. В. Палибин.

Анализируя имеющийся фактический материал, как-то стратиграфическое положение свиты, т. е. налегание ее на лигнитовый горизонт, данные о том что свита моложе олигоцена, данные об ископаемой флоре и, наконец учитывая синхронизацию кисатибских диатомитов с армянскими, мы приходим к заключению о послеверхне-миоценовом возрасте годердзской свиты.

Петрографическая характеристика вулканогенов годердзской свиты дана в отчете Н. И. Схиртладзе (248), поэтому на ней останавливаться не будем. Последовательность излияния лав по данным Н. И. Схиртладзе следующая.

В нижних частях некоторых разрезов рассматриваемой свиты мы имеем основные эффузии — базальты (долериты) и андезито-базальты (первая фаза). Ими являются нижние базальты района Кисатиб-Чобарети (ущелья р. Уравела), нижние долерит-базальты Хизабавра-саро, нижние долериты Цхрацхаро-Гумбати и ущелья р. Куры в пределах Джавахетии, нижние долериты Цалкинской котловины и др.

Затем следуют более кислые извержения (вторая фаза). В Докуз-пунарской горной системе до излияния лав имелись выбросы пепла, лапилли и другого кластического материала андезито-дацитового состава.

Эти вулканические выбросы из центров распространяются на значительное расстояние и расстилаются на основные лавы первого импульса. Исключение составляют окрестности Гумбати-Цалка, где на нижние долериты налегают озерные отложения.

В горной системе Докузпунари и Абул-Самсари за окончанием выбросов андезито-дацитовых пирокластолитов, изливается лава того же состава. Вследствие вязкости лава дает короткие, но мощные потоки, каковыми являются роговообманково-гиперстеновые андезиты и андезито-дациты Зеда-Вардзиа и Абул-Самсарской горной системы. В эту же фазу вулканической активности в удалении от вулканических центров, происходило согласно автору излияние основных лав, что наблюдается в ущельях рек Уравела, Дзиндза, Кция и в Кушш-Ташбашской полосе. Излияния носили трещинный характер. В это время излились, по автору, второй базальтовый покров, наблюдающийся в разрезе по ущелью р. Уравела, андезито-базальтовый покров разреза ущелья р. Дзиндза, лавы Цхра-цхаро, Гумбати, Ташбаши и другие.

К третьей фазе автор относит извержения лав, давших пирокластолиты андезитовых и андезито-дацитовых пород, развитых на хребтах Арсиан-Ерушети и Докузпунари. Затем идут лавы роговообманково-гиперстеновых андезитов, андезито-дацитов и дацитов. К ним относятся покровы ущелий р. Схалта, Мерети, Канабаши, Шавши-цвер-Орчошани, Персати, Ахалцихской депрессии, Акуша-Шабанели, Дигра, дацитовые покровы верхней части Абул-Самсарского хребта и лавы находящиеся восточнее озера Тапаравани, включая весь Кечутский хребет.

К четвертой фазе автор относит черные плотные дацитовые лавы. Центры излияния этих лав в основном совпадают с более древними конусами.

В этой же фазе вне вулканической горной системы, особенно на границе с глыбой, имели место трещинные излияния основной лавы. К ним автор относит лавы Ахалкалакско-Духоборской равнины, лавы ущелья р. Машавера и др.

Излияния лав первой и второй фаз автор относит к верхнему миоцену и нижнему плиоцену, излияния лав третьей фазы — верхнему плиоцену, а четвертой фазы к четвертичному периоду.

В Ахалцихском бассейне цеолитсодержащие породы (тешениты, мончикиты и камптониты) пользуются широким развитием. Их образование мы условно увязываем с послеверхне-миоценовой активностью основной магмы (среди базальтов годердзской свиты имеются цеолитсодержащие разности, например, цеолитсодержащий бовлингитовый базальт сел. Хуро).

Аналогично жильным породам других эффузивных комплексов возможно, некоторые из этих жил не достигали поверхности земли и охлаждались на различной глубине в земной коре в виде жил разной мощности, в результате чего образовались структурно-различные породы.

Не подлежит сомнению, что если не все, то во всяком случае, часть этих жил моложе олигоцена, так как они по данным Б. Ф. Мефферта (193) в районе Сакунети и Копадзе секут верхний эоцен, а севернее г. Ахалцихе — олигоцен. Б. Ф. Мефферт образование этих жил связывал с миоценовой складчатостью (194).

В Гурии К. С. Маслов (26) после палеогена отмечает эффузивную активность основной магмы в нижнем и среднем сармате, а в верхнем сармате описывает ясную картину проявления вулканизма. Так, например, по автору, в верхнем сармате района Ваке, Джумати и Мамати имеются внутриформационные базальтовые покровы, что однако, по данным П. Д. Гамкрелидзе не подтверждается.

В Гурии у с. Акети и в районе Дзиматы в олигоценовых отложениях К. С. Маслов отмечает ряд секущих жил, которые в целом петрографически еще не изучены. В первом пункте жилу слагает санидиновое габбро. Автор условно эти жилы относит к сармату. По данным П. Д. Гамкрелидзе от 1943 года, в сармате Гурии встречаются габброидные породы, часть образцов которых содержит цеолиты.

Повидимому, все эти жилы связаны с послеверхнемиоценовой вулканической активностью и являются корнями эффузий.

Н. И. Схиртладзе (248) в районе Ахалцихе отмечает несколько жил микрогаббро, которые у сел. Элиацминда и хребта Микелцминда — Црути внедряются в средне-миоценовые корбулиновые песчаники. Кроме того, тем же автором, в тех же породах на восточном участке сел. Элиацминда, вдоль дороги, обнаружена жила мончикита, мощность, которой достигает почти одного метра. Эти жилы повидимому также относятся к корням послеверхнемиоценовых эффузивов.

В годердзской свите наблюдались корни (секущие тела) эффузивной активности относящиеся ко времени образования рассматриваемых вулканогенов. Так например, ниже Годердзского перевала, примерно на расстоянии одного километра по направлению к сел. Утхис-убани, в конгломерате обнаружена секущая жила роговообманкового андезита-дацита с $\text{SiO}_2 = 67$ проц. (248).

Ниже приводится количественно-минералогический и химический состав жильных пород, связанных с послеверхнемиоценовой вулканической активностью.

Количественно-минералогический состав санидинового габбро сел. Акети

Санидин	3
Плагиоклаз	53
Моноклиновый пироксен	18
Оливин	13
Цеолит	9
Апатит	мало
Рудный минерал	4
Сумма в %/о	100

В результате летних полевых работ 1946 года, в районе Цалки, в южном крыле Бешташенской синклинали, в которой ныне находится храмгесское озеро, или северном крыле Корсуской антиклинали, разделяющей бешташенскую и цалкинскую синклинали, в озерных (лагунных) отложениях, находящихся под самым поздним лавовым покровом (импульсом) обнаружен зуб слона, который по определению Н. О. Бур-

чака-Абрамовича оказался *Elephas (Archidiscodon) Planifrons Falc. et Cautly* — характерная форма для акчагыла.

22 июня 1946 года Институтом геологии и минералогии была организована экскурсия на место находки *E. planifrons*, во время которой в том же месте были найдены еще несколько фрагментов зубов того же вида слона, и, кроме того, зубы древней лошади *Equus cf. Stenonis Coschi*.

Количественно-минералогический состав верхнеплиоценовых тешенитовых пород Ахалцихского района

	1	2	3
Анортоклаз	—	28	57
Плагиоклаз	17	9	1
Фельдшпатид	20	—	—
Биотит	13	11	следы
Баркевикит	—	следы	12
Моноклинный пироксен	38	9	3
Оливин	7	—	—
Анальдим	—	19	16
Томсенит	—	21	8
Апатит	2	2	следы
Сфен	—	мало	2
Магнетит	3	1	1
Сумма в %/о	100	100	100

1. Камптониты сс. Копадзе, Сакунети и Цниси. Среднее из трех образцов.
2. Тешенит сс. Копадзе, Сакунети и Цниси. Образец № 58.
3. Тешенит-аплит сс. Копадзе, Сакунети и Цниси. Среднее из двух образцов.

На основании этих находок Цалкинский лавовый комплекс мы относим к акчагылу. К тому же возрасту повидимому относится и годердзская свита.

В соответствии с этим верхнеплиоценовое (акчагыльское) магмопроявление Аджаро-Триалетской системы будет иметь следующий вид:

1. Жилы (корни) эффузий вулканогенной годердзской свиты (микрогаббро, тешениты, мончикиты и камптониты) Ахалцихского бассейна, секущие олигоцен и средне-миоценовые корбулиновые песчаники и роговообманковые андезиты-дациты, залгающие в вулканогенах го-

дердзской свиты. Санидиновое габбро сел. Акети, секущее олигоцен и цеолитсодержащие габбровые породы Гурии, секущие сармат.

2. Цалкинский лавовый комплекс, состоящий из базальтов, долеритов и андезито-базальтов, перемежающихся с озерными (лагунными) отложениями и, кроме того, из андезитов и андезито-дацитов.

Вулканогенная годердзская свита, начинающаяся покровами

Химический состав тешенитовых пород Ахал-
цыхского района

	120	121	122
SiO ₂	43,79	45,26	45,58
TiO ₂	1,15	1,60	1,63
Al ₂ O ₃	13,90	15,36	15,80
Fe ₂ O ₃	4,58	3,87	5,99
FeO	4,51	4,46	3,02
MnO	0,15	0,13	0,12
MgO	11,90	7,41	6,99
CaO	12,33	10,93	9,88
BaO	не обн.	0,08	не обн.
Na ₂ O	2,60	3,61	3,22
K ₂ O	2,33	1,72	1,54
P ₂ O ₅	не обн.	0,91	не обн.
SO ₃	не обн.	не обн.	не обн.
CO ₂	—	—	—
Cl	0,02	не обн.	не обн.
Влага	0,50	0,76	1,59
Потери при прокаливании	1,93	3,37	4,68
Сумма в %/о	99,76	99,47	100,04

120. Камптонит сс. Копадзе, Сакунети и Цниси (Образец 49)

121. Тешенит сел. Варенти (Образец 11-Ах.).

122. " " Охера (Образец 335—336).

базальтов, долеритов и андезито-базальтов, перекрывается сначала пирокластолитами роговообманково-гиперстефовых андезито-дацитов, а затем и лав того же состава. А эти лавы сменяются базальтами и андезито-базальтами, которые перекрываются пирокластолитами андезито-дацитов, а затем лавами роговообманково-гиперстефовых андезитов, андезито-дацитов и дацитов. Эти последние в свою очередь перекрываются, опять основными лавами (базальтами, долеритами и андезито-базальтами).

Химический состав верхнеплиоценовых тешенитовых пород
с. с. Копадзе, Сакунети и Цниси

	123	124	125	126	Среднее
	Обр. 58	Обр. 1133	Обр. 1134	Обр. 1140	
SiO ₂	43,98	47,92	46,95	43,59	45,61
TiO ₂	1,50	1,39	0,97	1,75	1,40
Al ₂ O ₃	17,94	19,53	19,78	18,12	18,84
Fe ₂ O ₃	4,77	3,48	3,05	3,33	3,66
FeO	4,51	3,63	4,11	4,94	4,30
MnO	0,17	0,11	0,13	0,14	0,14
MgO	5,56	3,66	4,33	5,95	4,87
CaO	9,87	6,21	7,85	9,61	8,39
BaO	не обн.	0,09	0,01	0,01	0,03
Na ₂ O	2,93	4,18	3,24	3,07	3,35
K ₂ O	3,75	5,53	5,20	4,64	4,78
P ₂ O ₅	не обн.	0,45	0,64	0,72	0,45
SO ₃	не обн.	—	—	—	—
CO ₂	—	0,30	0,53	0,50	0,33
Cl	не обн.	0,02	0,05	0,03	0,02
Влага	0,80	0,19	0,44	0,45	0,47
Потери при прокал. .	3,99	3,06	2,44	2,78	3,07
Сумма в %/о	99,74	99,75	99,72	99,63	99,71

ЮЖНЫЙ СКЛОН ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА

1) Базальты и андезиты-базальты Наманеви,
Чиатура и Сталиниского района

Нами ранее было отмечено, что Наманевский, Чиатурский и южные выходы юго-осетинских покровов повидимому одновозрастны. Мы их относили к верхнемиоценовому — нижнеплиоценовому магматизму (115).

По А. И. Джанелидзе и Б. Ф. Мефферту в районе Зеда-Шавра и Наманеви, если двигаться с юга на север, сначала пересекаются меловые известняки и мергели, а затем, в восходящем разрезе они сменяются слоистыми известняками чокрака. Последние частично перекрыты базальтовым покровом. Чокракские отложения сменяются спаниодонтелловыми глинисто-песчанистыми слоями, частично перекрытыми базальтом. Затем следуют глины и глинисто-песчанистые известняки, фаунистически хорошо охарактеризованного нижнего сармата, также перекрытые базальтовым эффузивом. Таким образом, нижняя возрастная граница указанных эффузивов ограничена нижним сарматом.

Химический состав верхнеплиоценовых тешенит-аплитовых пород
с. с. Копадзе, Сакунети и Цниси

	127	128	Среднее
	Обр. 60	Обр. 1134	
SiO ₂	57,85	57,02	57,43
TiO ₂	0,46	0,75	0,60
Al ₂ O ₃	20,35	19,11	19,73
Fe ₂ O ₃	1,32	1,67	1,49
FeO	1,05	1,66	1,35
MnO	0,11	0,14	0,12
MgO	0,36	1,11	0,74
CaO	1,89	3,06	2,48
BaO	не обнар.	—	—
Na ₂ O	4,92	3,58	4,25
K ₂ O	8,28	9,16	8,72
P ₂ O ₅	не обнар.	—	—
SO ₃	не обнар.	—	—
O ₂	—	—	—
Cl	не обнар.	—	—
Влага	0,32	0,25	0,29
Потери при прокал.	2,92	2,35	2,64
Сумма в %/о	99,83	99,86	99,84

Подробная петрографическая характеристика Наманевского эффузива дана М. Л. Роква (223), поэтому мы на ней останавливаться не будем, в общих же чертах отметим, что порода из этого покрова имеет афировую, иногда порфиловую структуру. В состав основной массы входят, главным образом, лейсты плагиоклаза, моноклинного пироксена, оливина и магнетита. Вкрапленники представлены оливином, авгитом и реже основным плагиоклазом (от № 60 до № 80).

Образцы, взятые в контакте с осадочными породами, характеризуются пористостью. Ввиду трещиноватости и пористости, они оказываются менее устойчивыми против действия атмосферных агентов и поэтому сильнее изменены. Эти породы большей частью являются анальцимовыми базальтами. Анальцим в них заполняет угловатые промежутки между плагиоклазами, в редких случаях поры. Наряду с анальцимом в рассматриваемых базальтах попадает также натролит.

Помимо покровной формы, в сел. Зеда-Шавра встречается ряд параллельных даек базальта, секущих спаниодонтолловые отложения.

Мощная дайка базальта, залегающая в верхнемеловых известняках сел. Хончиори, была обнаружена А. И. Джанелидзе, который считал ее за более древнее образование, чем Наманевский эффузив. М. Л.

Роква повидимому синхронизирует эту дайку с Наманевским базальтом (223).

К корням наманевской эффузии мы относим описанные Н. И. Схиртладзе жилы тешенита у сс. Чквиши, Патара-Они и Кведа-Шавра. Тешенит Патара-Они сечет олигоцен, а остальные два выхода — караганские отложения.

Количественно-минералогический состав верхнеплиоценовых авгит-баркевикитовых тешенитов с. с. Чквиши и Патара-Они

Анортоклаз	11	9
Плагиоклаз	22	26
Биотит	2	2
Роговая обманка	15	12
Титан-авгит	9	16
Анальцим	20	16
Натролит	6	4
Томсонит	4	2
Хлорит	5	6
Апатит	3	2
Рудный минерал	3	5
Сумма в %/о	100	100

Химический состав верхнеплиоценового авгит-баркевикитового тешенита с. с. Чквиши и Патара-Они

	129	130
SiO ₂	46,50	45,10
TiO ₂	1,89	0,58
Al ₂ O ₃	17,15	18,64
Fe ₂ O ₃	3,80	5,69
FeO	5,05	5,03
MnO	0,11	0,24
MgO	3,90	4,10
CeO	8,82	9,94
Na ₂ O	4,34	3,30
K ₂ O	1,89	1,73
P ₂ O ₅	1,12	0,92
SO ₃	1,46	1,03
Влага	0,89	0,98
Потери при прокалив.	2,70	2,78
Сумма в %/о	99,62	100,06

В районе Чиатура, в двух местах, известны базальтовые эффузивы. Первый из них обнажается к северу от сел. Горадзири, где имеются две вершины (конусы), отстоящие друг от друга на расстоянии 300—400 метров. Большая из них (северная) достигает 1112 метров высоты, вторая несколько меньше.

Обе эти вершины состоят из песчаников и песчаных глин нижнего сармата и лишь верхнюю их часть слагают лавы. Западный склон северной вершины также полностью лавовый. Эти лавы, предохранявшие от размыва рыхлые ниже-сарматские осадки, иногда содержат ксенолиты прорываемых ими осадков (131).

Обе вершины представляют собою отдельные малые конусы накопления, а не остатки одного размытого конуса, как это могло показаться с первого взгляда.

Авторы (131) об этих конусах пишут, что «они, повидимому, являются небольшими моногенными вулканами, давшими весьма незначительное количество материала. Лишь по западному склону большого конуса в направлении к верховьям р. Думалы спускается лавовый поток небольшого протяжения, продолжающийся далее в виде россыпи.

Это, как правильно отмечает И. Г. Кузнецов, указывает на то, что рельеф этой местности в основном был намечен уже в момент образования этих вулканов. Т. е. можно думать, что вулкан не только моложе прорываемого лавами нижнего сармата, но относится, повидимому, к совершенно недавнему геологическому прошлому.

Породы обоих конусов представлены свежими лавами оливинных базальтов с гиалопилитовой основной массой и их шлаками».

К корням горадзирского эффузива следует отнести обнаруженный на правом берегу р. Квирилы, немного выше устья ее правого притока Отупис-геле, у дороги в Сачхере-чала, жилу авгит-роговообманкового андезито-базальта, секущего олигоцен (131).

Вторым пунктом выхода базальтов в Чиатурском районе является местность Переvisa. Здесь наблюдаются два тела. Одно, южное имеющее продолговатую форму меридионального направления, длиною в 1500 м., шириною 550 м. и мощностью около 50 метров. Второе, северное находится в пределах развития марганцевого месторождения. Длина базальтового тела — 1700 метров, ширина 1300 м., мощность опять в пределах 50 метров, или несколько меньше.

Ранее эти базальтовые тела считались покровами, теперь же после работ А. Г. Бетехтина (36) они считаются лакколитами, а породы определяются как «интрузивные базальты».

По данным А. Г. Бетехтина южный выход представляет лакколитовое тело секущее конкские и спаниодонтовые слои, северный же выход сечет олигоценные осадки, спонголитовые песчаники, чокракские песчаники и глины и наконец спаниодонтовые слои. Особенно интересным является северная часть данного базальта. Он врезается между осадками верхнего мела и вмещающей марганцевой свитой. Здесь хорошо наблюдаются подводные каналы базальтовой магмы, представленные дайками, секущими верхний мел.

Петрографически перевисские базальты в основном подобны друг

другу. Представлены они серовато-черными, плотными породами, обладающими параллелепипедальной и призматической отдельностью. В контактовой зоне порода пористая. Хорошо наблюдаются признаки гидротермального процесса, что выражено в кальцитизации и цеолитизации. Кальцит и цеолит встречаются в порах. Структура порфировая и гломеропорфировая, иногда же афировая. В тех разностях, где преобладает стекловатая основная масса, структура становится витрофировой. Основная масса базальтов колеблется между политакситовой и интерсертальной.

В состав базальтов, как основной массы, так и порфировых вкрапленников входят оливин, содержащий включения хризотила, шпинель, моноклинный пироксен, плагиоклаз битовнитового ряда, титано-магнетит, апатит, серпентин, кальцит и цеолит.

Базальты контактовой зоны сильно отличаются от базальтов удаленных от контакта. Здесь они сильно стекловаты и миндалекаменны. Оливин полностью серпентинизирован, плагиоклаз (битовнит-анортит) цеолитизирован. У соприкосновения базальта с марганцевой свитой в эндоконтакте наблюдается примесь псиломелана.

Экзоконтактные изменения выражены слабо. В известняках имеются признаки сульфидизации. Из сульфидных минералов можно назвать марказит. Здесь же имеется гранат. В контакте с базальтом олигоценые песчаники становятся стекловатыми, караганские же известковистые породы полностью доломитизированы. Еще сильнее изменены конкские слои, в которых наблюдается остеклование.

Химический состав верхнего и нижнего интрузивных тел оливиновых базальтов местности Перевиса

	131	132
SiO ₂	45,36	45,70
TiO ₂	2,16	1,53
Al ₂ O ₃	14,42	17,70
Fe ₂ O ₃	1,74	1,74
FeO	6,78	6,39
MnO	—	0,12
MgO	9,01	8,77
CaO	10,73	10,06
K ₂ O	1,29	1,61
Na ₂ O	2,25	2,53
Влага	1,63	0,63
Потери при прокалив.	3,12	3,34
Сумма в %	98,49	100,12

* * *

На территории Юго-Осетии молодые эффузивные породы имеют два района концентрации: 1. южный — Ванатско-Квасатальский и 2. северный — Крезско-Кимасский.

В южном районе имеется около 30 самостоятельных выходов. Эффузии эти расположены неравномерно. В западной части, вокруг сел. Квасатали, в полосе распространения эффузивов встречается 10 покровов; восточнее до р. Б. Лиахви лавы отсутствуют. На левом берегу этой реки, на западном склоне г. Кособиант-вели, имеется 6—7 отдельных выходов. В Приси-Эредвском районе, восточнее окрестностей сел. Сарабуки и под Ванатской крепостью выходы лав сопровождаются большим количеством туфов. Восемь выходов отмечаются на участке сел. Сатыкар.

В этой полосе кроме потоков встречаются экструзивные купола. Ими являются, например выходы у сс. Сатыкар и Сарабуки и под Хейтской башней. Отмечается также, что под Ванатской крепостью из одного центра произошло не менее двух излияний.

По данным Б. В. Залесского, В. П. Петрова и Б. П. Беликова (119) Ванатские базальты представляют внутрiformационные покровы в отложениях верхнего сармата. «Потоки эти разделяются лежащими между ними конгломератами и туфовыми лавами. В Юго-западном краю обнажения, ясно видна такая картина. В самом низу залегает обычный надсарматский конгломерат, на него налегает, производя обжиг, лавовый поток, вверху переходящий в туфовые лавы. Выше залегает мощный слой, внешне подобный надсарматскому конгломерату, на который, опять-таки производя обжиг, налегает второй слой лавы, снизу сопровождающийся тонким слоем шлаковых образований». (стр. 114).

То же самое отмечает И. Г. Кузнецов (152). «Из всех 37 выходов Джавского и Сталинирского районов 35 представляют самостоятельные моногенные лавовые вулканы, и только в одном случае (под Ванатской крепостью) наблюдаются два потока, разделенные конгломератом»...

По устному сообщению И. В. Качарава, по его наблюдениям летом 1945 года, в отмеченных пунктах Юго-Осетии в отложениях т. н. миоплиоцена в действительности имеются внутрiformационные покровы базальтов, подвергшиеся складчатости вместе с вмещающими их отложениями.

Названные авторы (118, 119), не делая соответствующего звывода из этого факта, относительно возраста этих эффузивов пишут следующее: «Во всяком случае они совсем молодые; иногда удается наблюдать налегание лавы и обжигание ею одной из новейших террас рр. Лиахвы в окр. Цхинвал и Проне, в окр. Квасатали. Эрозией выходы этого района, так же как и северного, затронуты весьма мало, несмотря на то, что залегают они на таких хорошо размываемых породах, как третичные и четвертичные конгломераты, почти совершенно лишенные цемента». (стр. 112, 126).

Контактовое воздействие на породы, подстилающие лавы выражены хорошо. Конгломерат примерно в 2-х метровой полосе от лавы сильно обожжен. У непосредственного соприкосновения лавы гальки конгломерата обожжены на всю свою толщину.

Хорошо обожженные конгломераты можно наблюдать в выходе Кособиантвели, со стороны сс. Хейти, Ванати под каждым из двух потоков, в окр. Квасатали, Сатикара и т. д.

Как макроскопически, так и микроскопически, авторы выделяют

два типа лав. Первый из них представлен плотными черными породами (базальтами), второй серыми, обычно пористыми породами (андезито-базальтами). Породами первого типа сложены выходы окр. Сталинири, Приси-Эредви, Сарабуки, Ванати и часть Сатикарских. Второй тип лавы слагает Квасатальские, Гликанские и часть Сатикарских выходов.

В базальтах, главную роль играет оливин, как среди вкрапленников, так и в основной массе, которая состоит из микролитов, плагиоклаза № 60—66, моноклинного пироксена, зерен оливина, магнетита, редко ромбического пироксена и энстатита. Вкрапленники представлены оливином и моноклинным пироксеном.

В андезито-базальтах, оливин встречается спорадически, главным образом, в основной массе. Минералы этой массы те-же, что и в первой группе. Микролиты плагиоклаза относятся к № 48—54.

Химический состав базальтов Юго-Осетии

	133	134	135	136
SiO ₂	49,40	55,50	54,40	51,70
TiO ₂	1,95	1,40	1,05	1,60
Al ₂ O ₃	18,00	17,40	17,79	17,62
Fe ₂ O ₃	5,33	4,65	7,72	5,69
FeO	4,28	2,25	0,28	2,47
BaO	—	—	—	0,04
CaO	8,03	6,80	7,05	8,63
MgO	5,09	3,80	4,23	3,63
MnO	0,12	0,12	0,14	0,14
K ₂ O	0,90	2,89	3,32	2,91
Na ₂ O	4,62	4,10	3,32	4,05
Влага	—	—	0,34	—
Потери при прокал. .	1,90	1,21	0,49	1,71
Сумма в %%. .	99,71	100,07	100,03	100,22

* * *

Относительно возраста Наманевских, Чиатурских и южных выходов юго-осетинских базальтовых эффузивов, трудно сказать что либо утвердительное. Но исходя из того, что все эти выходы встречаются примерно в одинаковых геологических условиях и петрографически подобны друг-другу, повидимому их разновозрастность не должна вызывать сомнения. Как уже отмечалось достаточно убедительные факты говорят за их молодой возраст.

Недоумение вызывает наличие под Ванатской крепостью двух внутриформационных базальтовых покровов в надсарматских конгломератах, относимых к миоплиоцену. Но если для рассматриваемых базальтов более правдоподобным является молодой возраст, то, также молодым следует считать и возраст надсарматских отложений.

Естественно напрашивается мысль о возможной синхроничности данных базальтов с верхне-плиоценовыми (акчагыльскими) базальтами Цалкинского района.

2) Андезиты, андезито-дациты и дациты верхней рачи и Крезско-Кимасского района

Восточнее или северо-восточнее Наманевского и севернее Чиатурских эффузивных базальтов на вершине Цители-мта, на правом склоне Чанчахи, выше Шови и в верховьях р. Квайшура, обнажаются андезито-дациты, идеально свежие, лишенные каких-бы то ни было следов изменения (254).

Андезито-дациты Цители-мта микроскопически различны. В зависимости от того, откуда взят образец: с вершины или снизу, близко или далеко от контакта с вмещающими породами, мы имеем то плотные, то пористые породы. Меняется и цвет их — от черного к серому и, наконец, красному. Встречаются и полосатые разности.

Андезито-дациты Цители-мта имеют гиалопилитовую структуру. Основная масса состоит из черного, или бурого, иногда светлого, полупрозрачного стекловатого базиса и микролитов плагиоклаза № 38 и мельчайших зерен рудного минерала. Вкрапленники представлены простыми двойниками плагиоклаза таблетчатой формы с зональной структурой, ромбическим пироксеном и роговой обманкой. Ромбический пироксен образует тонкие призматические кристаллы. Роговая обманка, которая встречается гораздо реже пироксена, представлена кристаллами бурого, вернее коричневого цвета с ясно выраженным плеохроизмом и с высокими цветами интерференции. Ее кристаллы всегда окружены черной опацитовой каймой, сохраняя при этом полный идиоморфизм, даже при полном замещении роговой обманкой. Поры в пористых разностях выполнены цеолитом.

Химический состав лавы с горы
Цители-мта 137

SiO ₂	66,70
TiO ₂	0,52
Al ₂ O ₃	17,14
Fe ₂ O ₃	2,27
FeO	0,97
MnO	0,03
MgO	1,19
CaO	3,60
K ₂ O	3,81
Na ₂ O	3,56
P ₂ O ₅	0,09
Влага	0,41
Потери при прокаливании	0,56
Сумма в %/о	100,83

Химический анализ указывает на принадлежность лав г. Цители-мта к андезито-дацитам, по содержанию SiO₂ близким к дацитам.

Андезит-дациты Квайшура даже макроскопически проявляют полное единообразие. Представлены они черными лавами, на фоне которых резко выступают белые полевошпатовые вкрапленники. Под микроскопом основная масса состоит из полупрозрачного, почти черного стекловатого базиса с микролитами плагиоклаза, по составу отвечающему № 35, зерен лимонита и редких кристаллов апатита.

Вкрапленники представлены частью призматическими, частью таблечкатыми кристаллами плагиоклаза (от № 38 до № 48) — с зональной структурой и с включением основной массы, — ромбическим пироксеном и зеленой роговой обманкой. Они всегда окружены спадитовой каймой. В одних случаях эта кайма образует лишь тонкую оторочку, в других — широкую полосу. Роговая обманка всегда сохраняет свой идиоморфизм.

* * *

В северном Крезско-Кимасском районе насчитывается около восьми изолированных выходов. Наибольшее число их наблюдается на гершине Мтавар-Ангелози, лавы которого спускаются к сс. Чавчин и Джагиат-кау, два выхода имеются в русле р. Кимас и один на правой стороне Лиахвы, на горке около сел. Боргнаси.

Относительно возраста этих эффузий авторы пишут, что «произошли они очень недавно» (118, 119). Для подкрепления данного положения авторы указывают, что Чвривские и Крезские потоки вылились непосредственно на галечник русла р. Кимас. Река не смогла прорезать поток, отклонилась и углубила свой правый берег. Кроме того, поток сел. Джагиат-кау и теперь составляет русло р. Лиахвы, последняя не смогла еще дойти до своего старого русла.

По петрографическому составу породы всех этих потоков близки между собою, что заметно даже макроскопически. Здесь мы имеем главным образом черные плотные стекловатые породы, содержащие крупные включения (ксенолиты) кварца с реакционной каймой. Кроме того, отмечаются серые плотные разности, в которых простым глазом различимы отдельные кристаллы различного цвета, шлаковые, сильно пористые лавы и, наконец, на верхнем окончании Чвривского потока найдены некоторые разности, как-бы представляющие собой куски черной лавы сцементированные флюидной массой, подобные обнаруженным Ф. Ю. Левинсон-Лессингом на склонах Казбека и А. П. Герасимовым на восточном склоне горы Эльбрус.

Минералогический состав пород всех лав более или менее одинаков. Они богаты стеклом, поэтому структура их скорее витрофирная. Вкрапленники отсутствуют. Основная масса состоит главным образом из зонального плагиоклаза, размеры которого более или менее постоянны — около 0,04 мм., в центральной части № 60 — 70, более широкой промежуточной № 47 — 50 и в тонкой краевой — № 30 — 40. Кроме того, в основной массе содержатся ромбический (энстатит) и моноклинный (авгит) пироксены, базальтическая роговая обманка, мелкие зерна оливина, магнетита и, возможно, апатита.

3) Дацитовые интрузии

В рассматриваемом магматическом цикле мы за кислую интрузивную фазу условно принимаем дацитовые массивы, встречающиеся на

южном склоне Кавказского хребта, в полосе развития молодых андезито-дацитов — на горе Кароби, у ледника Киртишо, на горе Цурунгал и др. (112). Они секут полосу надвига древнего кристаллического субстрата на сланцы лейаса и, следовательно, являются более молодыми чем надвиг. Подобно кислым интрузиям батского, средне-эоценового, и верхне-эоценового времени, надо предполагать, что и здесь кислая интрузивная фаза связана с фазой орогенеза.

Химический состав Крезского потока
(андезита) 138

SiO ₂	59,82
TiO ₂	0,97
Al ₂ O ₃	17,44
Fe ₂ O ₃	0,59
FeO	5,16
MnO	0,36
MgO	3,16
CaO	5,50
K ₂ O	1,94
Na ₂ O	4,60
Влага	} 0,57
Потери при прокаливании	

Сумма в %/о 100,09

№ п/п	Минералогический состав	Центральная часть	Промежут. часть	Краевая часть
Основная масса				
1	Кварц	+	+	—
2	Анортоклаз	+	+	—
3	Плагиоклаз	—	+	+
4	Биотит	+	+	+
Парфировые вкрапления				
1	Кварц	+	—	—
2	Платиноклаз	+	+	+
3	Биотит	+	+	+

(+) наличие минерала, (—) отсутствие минерала.

Аналогично рассмотренным выше циклам, и здесь ранняя стадия интрузивной фазы представлена переходными темными разновидностями, в данном случае андезито-дацитами, которые прорываются свет-

лыми дацитами и включены в них в виде угловатых ксенолитов. Переход между разновидностями резкий.

Рассмотрим дацитовые интрузии Верхней Рачи и Нижней Сванетии отдельно.

ВЕРХНЯЯ РАЧА.

Для дацита, обнаженного на северном склоне горы Кароби у ледника Киртишо, Н. Ф. Татришвили (254) дана следующая схема изменения минералогического состава в разных частях массива:

Таблица (см. стр. 145) показывает, что в краевой части основной массы породы массива и в промежуточной и краевой частях порфировых вкрапленников кварц отсутствует.

Химический состав дацитов Верхней Рачи

	139	140	141	142	143	144	Среднее
SiO ₂	65,73	69,22	67,35	69,03	68,03	67,60	67,82
TiO ₂	0,36	0,29	0,25	0,23	0,35	0,38	0,31
Al ₂ O ₃	16,37	15,26	15,21	17,33	17,60	17,40	16,52
Fe ₂ O ₃	0,05	0,25	0,54	0,09	0,38	1,89	0,53
FeO	3,25	2,07	1,64	2,02	2,33	0,92	2,04
MnO	0,03	0,02	0,02	2,03	0,05	0,04	0,37
MgO	1,46	1,10	1,07	0,48	1,08	0,46	0,94
CaO	3,18	0,02	4,33	2,97	2,99	2,30	2,63
BaO	—	—	—	—	—	0,06	0,01
Na ₂ O	5,16	2,88	3,33	4,21	4,20	4,60	4,06
K ₂ O	2,39	3,21	1,64	1,58	1,54	3,17	2,26
P ₂ O ₅	0,15	0,06	0,09	0,16	0,34	0,26	0,18
SO ₃	0,93	0,25	0,03	0,22	0,40	—	0,31
Влага	0,36	0,18	0,52	0,16	0,15	0,18	0,26
Потери при прокал.	0,82	2,28	4,45	1,30	0,75	1,03	1,77
Сумма в %/о	100,24	99,75	100,47	99,81	100,19	100,29	100,12

139. Альбитизированный дацит Кароби

140. " " Рехеба

141. " " Хвреднего

142. Дацит Кароби

143. Дацит Киртишо

144. Дацит р. Сакаура

От центра к периферии несколько меняется и структура породы: порфировидная уступает место типично порфировой, уменьшается и ве-

личина зерен. Наряду с этим порода темнеет и принимает андезитодацитовый облик. Это явление нельзя объяснить ни ассимиляцией базовых пород, т. к. вмещающие породы представляют древние гранитоиды, ни дифференциацией на месте, т. к. видно, что светлая порода массива внедряется в сравнительно более темную.

НИЖНЯЯ СВАНЕТИЯ

Еще более ясную картину мы имеем в интрузии горы Цурунгал, южная часть которой прорывает сланцы лейаса, а северная, пересекая линию надвига, переходит в древние гранитоиды. Как показали наши полевые наблюдения, темная разновидность массива, находящаяся в

Химический состав дацитов Нижней Сванетии

	145	146	147	148	149	150	Средний
SiO ₂	69,46	69,29	69,44	70,52	69,72	68,69	69,52
TiO ₂	0,41	0,21	0,39	0,13	0,13	0,10	0,23
Al ₂ O ₃	16,47	13,50	13,43	15,29	14,09	14,20	14,49
Fe ₂ O ₃	0,23	1,57	1,17	1,62	1,47	1,03	1,18
FeO	1,80	2,16	1,55	2,03	2,17	2,40	2,02
MnO	0,08	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
MgO	0,83	1,08	1,23	1,29	2,09	2,37	1,48
BaO	0,13	—	—	—	—	—	0,02
CaO	2,04	4,20	3,75	2,15	2,46	2,38	2,83
Na ₂ O	2,98	3,93	3,92	3,72	3,22	3,91	3,61
K ₂ O	4,02	2,99	4,49	1,86	3,51	4,32	3,53
P ₂ O ₅	0,43	0,29	0,06	0,17	0,07	0,17	0,20
SO ₃	—	0,10	0,19	0,36	0,03	0,05	0,12
Влага	0,18	0,14	0,24	0,16	0,28	0,54	0,26
Потери при прокал. . .	0,86	0,57	0,19	0,78	0,56	0,04	0,50
Сумма в %/о . . .	99,92	100,08	100,08	100,11	99,83	100,23	100,04

145. Выход горы Цурунгал.

146. Главный выход горы Цурунгал.

147. " " " "

148. Сел. Зесхо, местность Чорохи у ледника.

149. " " " " " другая жила.

150. Сел. Зесхо, юго-восточный склон горы Цурунгал.

основном в периферической части, часто сечется светлой разновидностью, а также нередко встречается в последней в виде угловатых ксенолитов. Эти последние с первого взгляда производят впечатление шли-

ров, в действительности же они несомненно являются ксенолитами ранней основной стадии интрузивной фазы, в затверделом состоянии прорванной импульсами последующей кислой стадии.

Здесь снова подтверждается, что магматическая активность начинается основными эффузиями, которые в связи с орогенетической фазой в определенный момент сменяются кислыми извержениями. Интрузивная фаза начинается активностью кислой магмы, связанной с орогенетической фазой; и имеющей характер скачка. Первые импульсы интрузии, аналогично другим интрузиям, представлены андезито-дацитами, — являющимися связующими звеньями между основной эффузивной и кислой интрузивной фазами.

Таким образом, мы условно относим к четвертичному магматизму дацитовые интрузии горы Цурунгал и окрестностей сел. Зесхо в Нижней Сванетии, альбитизированные дациты горы Кароби, Рехеба и Хврелието; дациты горы Кароби, ледников Киртишо, Ноцари, рек Бокосцхали и Бубас-цхали, водоразделов между последней и Тбилиси и р. Сакаура в Верхней Раче. К тому же возрасту следует отнести породы дацитового и андезито-дацитового типа районов Казбека и Юго-Осетии, а также дациты сел. Бло и сел. Гули, которые обнажаются в истоках р. Пшавская Арагви.

На этом основании верхнеплиоценовый (нижнечетвертичный) вулканизм Главного Кавказского хребта можно представить следующим образом:

1. Жилы (корни) базальтовых и андезито-базальтовых эффузий.

Базальтовые дайки сс. Зеда-Шавра и Хончиори; тешенитовые жилы сс. Чквиши, Патара-Они и Кведа-Шавра; жила андезито-базальта на правом берегу р. Квирилы, у дороги Сачхере-Чала, «интрузивные базальты» Перевисского нагорья; жилы различной мощности андезитов, андезито-дацитов и дацитов в районе распространения однотипных с ними эффузий.

2. Базальтовые и андезито-базальтовые андезитовые, андезито-дацитовые и дацитовые эффузии.

Наманевский базальтовый покров; Горадзирские базальтовые покровы; базальтовые покровы Ванатско-Квасатальского района и туфы Приси-Эредвского участка и под Ванатской крепостью. Вулканический пепел и лавы андезито-базальтов Казбекской области.

Андезито-дацитовые лавы Верхней Рачи (горы Цители-Мта и р. Квайшура); андезитовые и андезито-дацитовые лавы Крезско-Кимасского района Юго-Осетии.

3. Интрузии андезито-дацитов Верхней Рачи, Нижней Сванетии и др. (Ранняя стадия интрузивной фазы).

4. Интрузии дацитов и альбитизированных дацитов Верхней Рачи, Нижней Сванетии и др. (последующая стадия интрузивной фазы).

5. Аплитовые и богатые кремнекислотой, в ряде случаев рудосодержащие, жильные породы.

5. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ЛАВЫ КАЗБЕКСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Для лав Казбекской вулканической области хронологическая последовательность установлена. Для других же частей Грузии, хотя

в них четвертичные эффузии несомненно имеются, относительные периоды их образования еще не определены.

В. П. Ренгартен (217, 218) для Казбекской области дает нижеприводимую схему хронологии вулканических явлений. Для большей наглядности последовательности излияний, в эту схему нами вписаны названия пород соответствующих лав, которые автор по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу и С. П. Соловьеву приводит в тексте цитированных выше работ. С этой же целью нами была использована вышедшая в 1941 г. статья С. П. Соловьева (238).

1. Плиоцен (акчагыл и апшерон). Энергичная вулканическая активность, выбросы в большом количестве пепла и лавы. Девдоракские и Абаносцхальские интрузии. В конце эпохи речная и ледниковая эрозия уничтожает значительную часть этих эффузий.

2. Миндельская ледниковая и последующая межледниковая эпохи. Происходят выбросы вулканического пепла и смыв поверхностных вулканических аппаратов.

3. Рисская ледниковая эпоха. Замирание вулканической активности. Далее начинаются сильные изменения.

4. Рисс-вюрмская межледниковая эпоха. К эффузиям этого времени В. П. Ренгартен относит: излияния (андезито-базальт) вулкана Сакохе-Садзели (район Гудаура, южный поток), образование Кайшаурского потока. Кроме того, сюда входят древние лавы (андезиты) Байдара и Кабарджино, лава которого у сел. Сиони покрывается брекчиями, поток (андезито-дацит) Мна-дона, лавы (андезито-дациты) с. Арша, излияния (андезито-дациты, дациты) Швиди-Дзма или Мепискало и Крестового перевала.

5. Максимальная фаза вюрмского оледенения. Эрозия риссвюрмских лавовых потоков.

6. В периоде между вюрмским максимумом и первой казбекской стадией повторное излияние вулкана Кабарджино (андезит), образование больших казбекских лавовых потоков (андезито-дацит) — Циклаурн или Цдо, Чхери, Арша и др.

7. Стадия отступления ледников (Казбека и Кобис-Чала). Ослабление вулканической активности.

8. Межстадиальное время перед стадией Чаухи. Лавы и пемза (дацит) горы Тхаршети, Пхельшинский поток (дацит), лавы (дацит) Сырхи-сара, Кабарджино, Малой Хури-сара, и Миллионной-Сырхи, лавы (дацит) верховьев р. Нарван-дона, конуса Цители и северный поток Сакохе-Садзели, излияния (липарит-дацит), находящиеся к северу от горы Мепискало (Сырх, верховья р. Арагви).

Лавы (андезито-базальт) современного русла р. Арагви.

По данным Л. А. Вardanянца, эффузивы несомненно четвертичного периода встречаются в Северной Осетии на водоразделе р. Чачи и ледника Девдораки. Относительно этого покрова он (43) замечает: «Заслуживает внимания то, что этот покров лежит повидимому непосредственно на «бараньих лбах» гранитных скал, слагающих верхнюю часть указанного водораздела». (стр. 88).

В районе распространения андезитовых эффузий встречаются разнообразной мощности жилы андезита, которые В. П. Ренгартен (217) считает миндельскими или более ранними.

В ущелье р. Девдораки среди лейасовых сланцев обнажаются жилы андезита, иногда достигающие 200-метровой мощности.

Вдоль левого притока р. Чхери, именуемого Абанос-цхали, замечены 3 жилы андезитовых пород, мощностью 1 — 4 м., в контакте с которыми глинистые сланцы ороговикованы.

Вулкан Кабарджино, образующий правый берег р. Терека между Коби и Сиони, является древним эродированным конусом накопления вулканического материала, южная часть которого должно быть совершенно размыта р. Нарван-дон, остальные же части состоят из туфа, брекчии, лавы, обнаруживающих периклинальное падение. Эти вулканические продукты прорваны красной дацитовой лавой, которая, по мнению Ренгартена, относится к последним излияниям. У оснований северного и восточного склонов конуса, среди глинистых сланцев, обнажаются жилы андезита.

Сопоставление лав Казбекской области и южного склона Главного Кавказского хребта позволяет предположить, что последние эффузивы можно синхронизировать только с теми казбекскими излияниями которые имели место до начала извержений в ресс-вюрмскую межледниковую эпоху. Повидимому, в основном все они относятся к верхне плиоценовому вулканизму. Что касается ресской ледниковой эпохи, когда по В. П. Ренгартену наблюдается замирание вулканической активности, то в это время можно допустить фазу орогенеза, так как именно к замиранию эффузивного вулканизма приурочивается орогенетическая фаза, с которой увязывается образование интрузивов (Дацитовые интрузии Верхней Рачи и Горной Сванетии).

Вулканизм же, начиная с ресс-вюрмской межледниковой эпохи, по всей вероятности, образует уже четвертичный магматический цикл, который имеет своих представителей и в Аджаро-Триалетском хребте.

Сказанное о молодых лавах южного склона Главного Кавказского хребта является условным. Не исключена возможность, что Верхне-Рачинские и северные выходы Юго-осетинских лав принадлежат к одному с Казбекскими лавами, вулканизму.

Четвертичное магмопроявление Казбекской вулканической области (Ресс-вюрм и последующее время) будет иметь следующий вид:

1. Жилы (корни) андезито-базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых эффузий.
2. Эффузии андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов.
3. Еще не обнаженные жилы (корни) андезито-базальтовых эффузий.
4. Эффузии андезито-базальтов.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ГРУЗИИ

1) Домезозойские породы

Из домезозойских пород Грузии в нашем распоряжении имеется только 35 анализов. Они приводятся в тексте при характеристике пород соответствующего возраста и типа.

Для лучшей ориентировки в диаграмме числовые характеристики этих анализов по А. Н. Заварицкому сведены в таблицу, в которой первые 6 номеров отвечают докембрийским основным и ультраосновным породам, а номера от 7 до 21 принадлежат к докембрийским (серым) гранитоидам. Затем идут кембрийские интрузивные породы, которые так же как и докембрийские, начинаются основными и ультраосновными разностями. Последние представлены номерами от 22 до 25. Что касается гранитоидов (красных), которые следуют за предыдущими породами, они отвечают номерам от 26 до 35.

Докембрийские интрузивные образования представлены породами от габбро до серпентинита, поэтому их векторы на диаграмме удалены друг от друга. Примерно в таком же положении находятся векторы, отвечающие кембрийским основным и ультраосновным породам. В нижней части диаграммы, оторванно от всех остальных векторов, на плоскостях проекции ASB и CSB, кучно и почти на самой SB координатной оси расположены 4 пары векторов, 1—1, 2—2, 3—3, и 25—25.

Из приложенной таблицы видно, что мы здесь имеем дело с ультраосновными породами: саксонитом, тремолитизированным перидотитом, и в последних двух случаях — серпентинитом. Длина векторов этих четырех пород примерно одинакова, но они длиннее одновозрастных с ними габбро, располагающихся на диаграмме значительно выше них. Это указывает на сравнительно большое содержание в габбро железа. Но векторы первых идут круче вторых, что подчеркивает богатство последних магnezией.

На проекции CSB векторы докембрийских ультраосновных пород направлены круто, в двух случаях (№№ 1 и 3) даже параллельно фемической координатной оси, в одном случае (№ 2) вектор несколько отклоняется от фемической координатной оси диаграммы. Все это показывает на относительно большее содержание натрия перед калием в алюмосиликатах пород. Кембрийская ультраосновная порода, наоборот, выявляет прямо противоположные свойства. Вектор ее направлен перпендикулярно к координатной оси SB. Это указывает на преобладание калия над натрием.

Векторы габброидных пород занимают среднюю часть роя, как-бы подчеркивая их среднее положение между находящимися ниже ультраосновными и выше, кучно, распределенными гранитоидными породами. Векторы габброидных пород сильно разбросаны (как горизонтально, так и вертикально), что указывает на различный состав этих пород. Это по-видимому вызвано процессами метаморфизации, которой неоднократно подвергались рассматриваемые древние породы, начиная с докембрия и кембрия.

На проекции CSB векторы этих пород наклонены более или менее круто. Это говорит за относительное преобладание натрия над калием.

Векторы гранитоидов обоих возрастов расположены кучно по обе стороны от координатной оси SB , и только докембрийские гранитоиды Локского, Храмского и Дзирульского массивов (N_2N_2 21, 20, 19, 18 17) располагаются ниже кучных векторов, примерно на уровне двух габбро-вых пород, того же возраста (N_2N_2 4 и 5). Это указывает на то, что докембрийские гранитоиды малых массивов Грузии являются более основными, чем одновозрастные с ними породы Главного Кавказского хребта.

На проекции ASB , векторы гранитоидов, за исключением двух докембрийских (N_2N_2 12 и 18), направлены вниз и влево, подчеркивая пересыщенность глиноземом пород, отраженных этими векторами.

Векторы докембрийских гранитоидов, за несколькими исключениями, более короткие, чем векторы кембрийских. Это указывает на относительно большее содержание железа в первых породах.

На проекции CSB большинство начальных точек векторов кембрийских гранитоидов ближе к фемической координатной оси, чем такие же точки векторов докембрийских. Это подчеркивает относительно меньшее содержание кальция в кембрийских гранитоидах.

Векторы гранитоидов обоих возрастов имеют наклон в 30—45 градусов. Более крутой наклон дают векторы лишь нескольких докембрийских гранитоидов (N_2N_2 8, 9, 12 и 15), что указывает на значительное преобладание в породах натрия над калием.

2) Послепалеозойские породы

По послепалеозойским интрузивным породам Грузии нами собраны, по возможности, все имеющиеся на сегодня химические анализы. Анализы же эффузивных пород, за исключением нескольких верхнеплиоценовых, нами не приводятся.

Числовые характеристики всех 150 проанализированных образцов пород приводятся в одной таблице. Из нее видно, что почти половина всех образцов (N_2N_2 1—72) принадлежит к породам среднеюрского возраста. Меловые магматические породы представлены анализами N_2N_2 72—92, среднемеловые — N_2N_2 93—112, верхнеэоценовые — N_2N_2 113—119, верхнеплиоценовые — N_2N_2 120—136, верхнеплиоценово-четвертичные — N_2N_2 137—150.

В каждую возрастную группу входят как гранитоиды, так и породы габбро-диабазового семейства. Начальные точки почти всех векторов пород на проекции ASB располагаются между $a=5$ и 20. За эту полосу выходят лишь несколько начальных точек векторов.

Таблица числовых характеристик домезозойских магматических пород Грузии
по А. Н. Заварицкому

№ по пор.	Место взятия образца	Название породы	Возраст	Числовые характеристики								
				a	c	b	s	a ¹	f ¹	m ¹	c ¹	n
1	Абхазия. Ущ. р. Хецквари	Саксонит	Верхний докембрий	0,2	0,4	62,8	36,6	—	8,6	91,3	0,1	100
2	" "	Тремолитизированный перидотит	"	0,8	0,2	59,2	39,8	—	11,2	85,6	3,2	75
3	" Ущ. р. Гвандры	Сerpентинит	"	1,5	0,1	59,7	38,7	—	15,6	81,9	0,5	100
4	" "	Габбро - амфиболит	"	6,6	10,6	21,5	61,3	—	39,3	45,5	15,2	77
5	Верхняя Сванетия	Габбро	"	8,8	9,7	17,3	64,2	—	40,7	51,3	8,0	70
6	" "	"	"	7,6	5,8	29,1	57,5	—	38,4	37,4	24,2	96,2
7	Абхазия. Клухорский перевал	Гранитоид	"	11,1	1,6	7,3	80	60,7	25	14,3	—	47,3
8	" Марухский перевал	"	"	9,7	1,9	6,6	81,8	55,3	27,6	17,1	—	72,1
9	" " "	"	"	11,2	2	4,6	82,2	36,6	42,2	21,2	—	75,30
10	" " "	"	"	12,8	1,5	4	81,7	53,3	36,7	10	—	58,5
11	Верхняя Сванетия	"	"	12,5	3,4	5,3	78,8	5	60,9	34,1	—	50,7
12	Верхняя Рача	Порфиroidный гранитоид	"	13,4	3,0	4,2	79,4	—	52,4	34,9	12,7	77,7
13	" "	" "	"	14,7	3,6	7	74,7	17,8	51,5	30,7	—	48,6
14	" "	" "	"	12	2,1	5,9	80,0	38,3	37	24,7	—	65,0
15	" "	Кварцевый диорит	"	11,9	4,9	6,5	76,7	4,3	56,3	39,4	—	82,9
16	Дарьяльский массив	Гранитоид	"	12,6	3,8	5,9	77,7	2,4	60,0	37,6	—	58,7

№ по пор.	Место взятия образца	Название породы	Возраст	Числовые характеристики								
				a	c	b	s	a ¹	f ¹	m ¹	c ¹	n
17	Дзирульский массив .	Кварцевый диорит . .	Верхний докембрий	7,6	6,6	11,5	74,3	16,8	47,3	35,9	—	68,2
18	" "	Микроклинизированный кварцевый диорит .	"	10,1	4,4	11,3	74,2	—	56,3	30,3	13,4	67,6
19	" "	" "	"	10,5	4,2	11,2	74,1	25,5	47,1	27,4	—	48,6
20	Храмский массив . .	Кварцево-диоритовый гнейс	"	8,4	2,3	19,8	69,5	53,2	27,5	21,3	—	62,5
21	Локский массив . .	Гранитоид	"	8,2	5,3	15,3	70,7	41,6	27,7	28,1	—	56,6
22	Дзирульский массив, сел. Ломиса	Габбро	Кембрий	6,7	8,2	35,8	49,3	—	42,4	35,3	22,3	77,0
23	Дзирульский массив, сел. Ломиса	"	"	4,8	11,7	32,5	51,0	—	28,9	55,1	16,0	63,6
24	Дзирульский массив, Ущ. р. Рикотис-цхали	"	"	4,8	1,2	40,8	53,2	—	17,9	42,2	39,9	65
25	Дзирульский массив	Серпентинит	"	0,1	—	60,8	39,1	1,9	7,7	90,4	—	0
26	" "	Гранитоид	"	14,3	2,2	5,3	78,2	46,1	41	12,8	—	53,6
27	" "	"	"	10,5	0,7	5,8	83	71,7	16,3	11,9	—	41,7
28	Дзирульский массив, сел. Ревия	"	"	13,3	2,1	5,4	79,2	39,4	38,3	22,3	—	60,4
29	" " "	"	"	12,7	1,1	7,5	78,7	67,2	22,3	10,5	—	60,8
30	" " "	" (жильный)	"	14,5	1,1	5,7	78,7	66,7	25,3	8,0	—	60
31	Храмский массив . .	" биотитовый	"	13,1	2,3	6,6	78	55,1	31,6	13,3	—	66,3
32	" " . .	" "	"	13,5	1,5	8,8	76,2	67,7	24,1	82,7	—	59,4
33	" " . .	" аляскитовый	"	10,5	1,5	5,1	82,9	42,1	47,4	10,5	—	61,2
34	Локский массив	" "	"	11,7	0,6	4	83,7	47,4	12,9	9,7	—	57,1
35	" "	" мусковитовый	"	11,2	0,4	6,4	82	81,6	8,8	5,5	—	47,7

Влево от этой полосы, снизу вверх, выступают №№ 26, 28 и 18. Первым из них является авгит-биотитовое габбро р. Западная Гумиста, вторым — габбро-диабаз Верхней Сванетии, последним — кварцевый габбро-монзонит р. Восточная Гумиста.

Все они являются основными породами, бедными щелочами и богатыми кальцием, причем, как видно из векторов на проекции CSB , в этих породах натрия преобладает над калием. Наиболее основной из этих трех образцов является порода, отвечающая точке 26, которая занимает самую нижнюю часть диаграммы. Числовая ее характеристика $b=4$.

Вправо от полосы между $a=5$ и 20 выступают две начальные точки векторов (№№ 104 и 128). Это наиболее щелочные породы. Первая из них — сиенито-монзонит Гурии, а вторая — тешенит-аплит района сс. Копадзе, Сакунети и Цниси. Судя по векторам на проекции CSB в первой породе кальция больше, чем во второй. Вектор с отметкой 104 имеет примерно 45-ти градусный наклон, что говорит за одинаковое содержание калия и натрия ($Na_2O = 5,66$ проц., а $K_2O = 5,64$ проц.). Вектор с отметкой 128 обнаруживает пологое наклонение, указывающее на преобладание калия над натрием.

Всю полосу роя векторов в вертикальном направлении между $a=5$ и 20 условно можно разделить на три зоны. Центральная зона, находящаяся между $a=10$ и 15, где скопление начальных точек векторов наиболее густое, и две краевые зоны, где эти точки более редки, причем часть векторов, располагающихся в этих зонах начинается в центральной зоне. Левая зона, находится между $a=5$ и 10, а границами правой зоны являются $a=15$ и 20. Разница между краевыми зонами заключается в том, что в левой векторы расположены гуще, чем в правой.

Отмеченная зональность в нижней части роя сходит на нет. Здесь располагаются лишь несколько векторов, из которых ни один не имеет своего начала в правой зоне. Небольшая часть векторов лежит в центральной зоне, часть же тяготеет к самой левой границе центральной зоны. Все остальные лежат в левой, т. е. в относительно бедной щелочами, зоне.

Все породы нижней части роя являются сравнительно основными. Так, например, начальная точка № 35, находящаяся в центральной зоне, отвечает среднеюрским кварцевым монзонитам Верхней Сванетии. Поблизости в той-же зоне располагаются точки №№ 90 и 92, представляющие тешениты туронского возраста. Относительно более богатый щелочами тешенит тех-же группы и возраста находится несколько выше и правее, в правой краевой зоне (№ 91). Находящиеся в центральной зоне точки (№№ 89, 121 и 122), отвечают также тешенитовым породам. Первая из них туронского возраста, а две последние — верхне-плиоценового.

В центральной зоне, несколько выше перечисленных пород, опять располагаются тешенитовые породы (№№ 81, 82, 83, 84, 93, 123, 126, 128 и 130). Следовательно, в этой части роя векторов мы имеем скопление тешенитовых пород.

В нижнем окончании левой зоны находятся начальные точки векторов уже упомянутых основных пород (№№ 26 и 28), и кроме того,

среднеюрского габбро Нижней Сванетии, (№ 40), верхнеэоценового оливинового габбро Аджаро-Триалетского хребта (№ 115) и находящиеся правее всех точки, отвечающие верхнеплиоценовому камптониту Ахалдихского района — № 120 и оливиновому базальту Чиатурского района — № 131.

В самой нижней части роя правой зоны, если идти снизу вверх, мы имеем точку № 91, о которой речь шла выше. Затем идут точки №№ 87, 39, 125 и 79, опять отвечающие тешенитовым породам. Чем выше начальная точка вектора, тем больше в соответствующей породе кремнекислоты.

Все остальные номера этой зоны также отвечают щелочным породам, но уже более кислым, а именно: кварцевым монцонитам, кварцевым сиенит-диоритам и им подобным породам.

Таким образом, правая зона полностью, а в центральной зоне нижняя часть представлены щелочными породами. В нижней части правой, а особенно центральной зоны, мы имеем более основные тешенитовые породы. Выше кислотность постепенно увеличивается, что приводит нас, в самой верхней части, к кварцевым монцонитам и кварцевым сиенит-диоритам. Следует упомянуть, что породы, характерные для данной зоны, временами встречаются также и в правой части центральной зоны.

Левая зона в том-же направлении, т. е. снизу вверх, начинается основными породами. Точка № 40 отвечает габбро, № 120 камптониту, № 15 — оливиновому габбро, №№ 131 и 132 — оливиновым базальтам № 43 — диабазу. Выше появляются относительно кислые породы. Точка № 20 отвечает оливиновому кварцевому габбро-сиениту, № 117 — сиенит-диориту, № 102 — габбро-сиениту, № 101 — сиенито-монцониту, № 27 — кварцевому габбро и т. д. Затем в рое начальных точек, отвечающих кварцевым монцонитам, временами появляются точки гранитоидов с низким содержанием SiO_2 . Точка № 51 представляет альбитофир, № 68 — кварцевый монцонит, № 22 — анортоклазовое кварцевое габбро, № 2 — гранодиорит и № 6 — банатит. В рое этих точек встречаются силицифицированные и альбитизированные порфириды и диабазы. После чего начинается господство гранитоидов (№№ 68, 8, 71, 16 и 76). На вертикальной линии $a = 10$ располагается точка № 141, отвечающая дациту.

Нижняя часть центральной зоны, как уже отмечалось, представлена в основном тешенитовыми породами. Затем появляются кварцевые габбро-монцонитовые породы, которые располагаются до уровня точки № 69, отвечающей кварцевому габбро-монцониту. Рядом с ней находится точка № 138, представляющая андезит. Передвигаясь постепенно снизу вверх мы встречаем следующие точки: № 12, отвечающую банатиту, № 45 — кварцевому порфириду, № 54 — альбитофиру, № 96 — кварцевому монцониту, №№ 60 и 11 — гранитоидам, №№ 148, 143 и 142 — дацитам, № 64 — гранитоиду, № 98 — кварцевому сиенито-диориту, №№ 145, 146, 147, 149, 115, 137, 144 и 139 — дацитам, № 35 — кварцевому монцониту, № 109 — сиенито-монцониту, а самая верхняя часть представлена уже только гранитоидами.

Направление векторов на проекции ASB показывает, что для рассматриваемых пород, за исключением тешенитовых, пересыщенность глиноземом, является обычным явлением. В основных породах она по-

видимому объясняется альбитизацией их плагиоклаза. В результате этого процесса, освобожденная часть Al_2O_3 остается в породе в виде глинистого вещества, что хорошо наблюдается под микроскопом.

На проекции CSB векторы этих пород наклонены круто, что указывает на значительное преобладание в породах натрия над калием. Лишь в единичных случаях угол векторов составляет 45° с небольшим отклонением в ту или другую сторону.

Таким образом, все мезозойские и кайнозойские интрузивные породы характеризуются известково-натриевой природой.

№ п. п.	Место взятия образца	Название породы	Возраст	Числовые характеристики									
				a	c	b	s	a ^t	f ^t	m ^t	c ^t	n	
1	Абхазия, р. Вост. Гумиста	гранодиорит	Средн. юра	12,6	2,0	7,8	77,6	—	71,5	2,6	26,4	67,9	
2	" р. Келасури	"	" "	7,9	4,6	13,3	74,2	—	34,90	18,05	47,60	55,17	
3	" "	"	" "	11,4	3,1	7,4	78,1	41,44	38,73	19,82	—	55,29	
4	" "	"	" "	12,7	3,1	5,7	78,5	38,09	44,04	17,85	—	47,31	
5	" Малый Схач	банатит	" "	11,5	4,2	7,4	76,9	20,75	52,83	26,41	—	61,44	
6	" Больш. Схач	"	" "	8,9	2,9	12,9	75,3	64,02	25,77	10,30	—	58,33	
7	" Сел. Земокеласури	"	" "	11,7	0,7	5,2	82,4	33,33	26,92	39,74	—	40,45	
8	" р. Ахупач	"	" "	9,4	4,8	10,0	75,8	31,29	44,89	23,80	—	63,76	
9	" р. Схач	гранитовд	" "	12,0	0,6	6,4	81,0	81,31	15,68	—	—	47,39	
10	" гора Лыхта	банатит	" "	12,4	3,4	6,1	78,1	13,14	57,60	29,44	—	42,86	
11	" р. Лыхта	гранодиоритпорфир	" "	10,6	6,4	9,8	73,1	4,44	64,44	31,11	—	47,09	
12	" гора Лыхта	банатит	" "	13,5	4,6	10,1	71,8	1,36	51,70	46,89	—	66,32	
13	" гора Гораб	"	" "	12,9	3,5	7,3	76,3	—	56,47	19,17	24,35	56,99	
14	" "	гранодиорит	" "	19,1	4,3	4,9	77,9	4,16	61,11	34,72	4,16	60,26	
15	" "	банатит-аплит	" "	14,4	1,0	1,1	83,5	—	65	25	—	54,54	
16	" перев. Аланге	гранитоид	" "	8,4	1,1	8,2	82,3	—	21,70	11,62	—	72,0	
17	" Кардывач	"	" "	11,1	2,1	6,6	80,2	53,47	29,70	16,83	—	80,00	
18	" р. Вост. Гумиста	кварцевый габбро-сиенит	" "	4,2	12,3	19,2	64,3	18,43	51,37	30,58	—	74,07	
19	" гора Чумкузба	кварцевый монцит	" "	12,6	5,8	14,4	67,2	—	48,79	35,75	15,46	69,72	
20	" "	оливиновый кварцевый габбро-сиенит	" "	6,3	7,9	25,6	60,2	—	35,61	42,74	21,64	35,55	
21	" р. Амтхел	кварцевый габбро-сиенит	" "	10,1	8,9	21,0	60,0	—	50,69	39,81	9,97	65,21	
22	" местность Баргана	анортоклазовое кварцевое габбро	" "	9,0	8,0	13,0	70,0	2,19	51,64	47,70	2,19	50,79	
23	" гора Жургия	анортоклазовый кварц. габбро-диабаз	" "	9,5	10,4	15,8	64,3	—	52,38	35,71	11,90	69,84	
24	" гора Гораб	анортоклазовое кварцевое габбро	" "	9,7	7,4	15,8	67,1	—	46,84	37,39	15,76	86,18	
25	" р. Зима	кварцевый габбро-сиенит	" "	9,1	10,3	16,4	64,2	—	49,32	47,06	36,15	65,7	
26	" р. Зап. Гумиста	авгит-биотитовое габбро	" "	3,2	4,8	41,2	50,8	—	21,02	54,51	23,98	64	
27	" "	"	" "	8,0	9,0	20,0	63,6	—	46,12	40,14	13,73	67,23	

№№ п. п.	Место взятия образца	Название породы	Возраст	Числовые характеристики								
				a	c	b	s	a ¹	f ¹	m ¹	c ¹	n
55	Юго-Ос. р. Суатиси-дон	Кварцевый диорит . . .	Средн. юра	11,7	5,0	13,4	69,9	—	37,75	47,95	14,25	75,63
56	Массив Чаухи	Диабаз	" "	6,7	15,2	17,3	60,8	—	41,17	35,98	22,89	82,80
57	Хевис-Джвар. интрузия	Гранитоид	" "	12,6	3,1	3,0	80,7	—	62,06	33,33	37,03	48,38
58	" "	"	" "	10,2	3,8	5,3	80,7	15,19	44,30	40,50	—	74,66
59	" "	"	" "	10,8	1,7	6,3	81,2	—	48,91	48,91	45,65	74,10
60	" "	"	" "	10,8	3,8	10,0	75,4	—	26,62	11,04	16,88	77,37
61	" "	"	" "	12,4	3,0	4,6	80,0	—	30,88	17,64	51,47	66,30
62	" "	"	" "	8,6	6,8	11,2	73,4	19,75	45,05	35,18	—	67,74
63	" "	"	" "	8,7	6,1	11,8	73,4	—	48,52	32,49	37,87	69,84
64	" "	"	" "	10,3	4,6	9,0	76,1	—	44,36	37,59	18,04	67,10
65	" "	"	" "	11,3	4,7	6,0	78,0	—	55,17	42,53	1,14	69,51
66	" "	Кварцевые монзониты и кварцевые габбро . . .	" "	6,1	9,5	16,2	68,2	16,07	42,85	41,07	—	73,80
67	" "	"	" "	8,0	8,9	15,2	67,9	—	50,71	42,18	7,10	79,46
68	" "	"	" "	8,5	7,4	14,1	70,0	—	49,74	38,69	11,55	78,33
69	" "	"	" "	12,7	6,2	12,6	68,5	—	54,80	44,19	0,55	73,33
70	Чалванская, интрузия	Гранитоид	" "	13,1	1,5	5,3	80,1	55,55	24,69	18,51	—	68,31
71	" "	"	" "	8,8	4,3	9,4	77,5	42,85	34,29	22,85	—	70,77
72	" "	"	" "	7,4	4,2	12,2	76,2	56,04	29,12	14,83	—	49,04
73	Храмский массив	Кварцпорфир	Верх. мел	14,5	0,7	3,2	81,6	16,66	77,08	6,25	—	69,09
74	" "	"	" "	15,1	—	3,0	81,9	—	63,04	15,22	21,74	73,04
75	" "	"	" "	11,2	1,1	7,0	80,7	62,96	25,00	12,03	—	52,90
76	" "	Гранитоид	" "	10,7	0,6	4,1	84,6	—	67,74	24,19	8,06	62,19
77	" "	Кварцпорфир	" "	13,8	1,2	4,2	80,8	25,39	63,49	11,11	—	62,50
78	" "	Дациит	" "	10,7	4,2	7,1	78,0	15,6	12,84	—	—	79,52
79	Зап. Грузия, р-н Кутаиси	Тешенитовые породы .	Турон	15,2	5,7	17,0	62,1	—	58,33	21,93	19,73	80,19
80	" "	"	" "	12,6	6,4	20,4	60,6	—	56,68	10,83	36,10	80,23
81	" "	"	" "	11,9	5,5	25,0	57,6	—	43,09	20,28	36,62	83,53
82	" "	"	" "	12,0	5,6	25,0	57,4	—	43,30	34,77	20,18	81,92
83	" "	"	" "	10,9	5,7	25,9	57,5	—	48,63	22,67	28,41	84,42
84	" "	"	" "	10,8	5,6	24,7	58,9	—	43,32	35,31	21,36	71,23
85	" "	"	" "	10,9	4,8	34,7	49,6	—	31,75	49,69	18,55	82,89

№ п. п.	Место взятия образца	Название породы	Возраст	Числовые характеристики										
				a	c	b	s	a ¹	f ¹	m ¹	c ¹	n		
86	Зап. Грузия, р-н Кутаиси . .	Тешенитовые породы . .	Турон	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
87	" " " . . .	" " . . .	"	15,6	3,5	21,7	59,2	—	41,30	26,39	—	32,60	—	79,31
88	" " " . . .	" " . . .	"	10,4	4,1	17,6	67,9	45,60	38,40	16,00	—	—	—	70,27
89	" " " . . .	" " . . .	"	11,3	5,3	29,2	54,2	—	35,00	46,50	18,50	—	—	77,92
90	" " " . . .	" " . . .	"	10,1	5,8	33,6	50,5	—	39,15	43,42	17,44	—	—	52,82
91	Вост. Грузия, р. Иори . . .	Тешенит	"	16,8	1,4	25,8	56,0	—	45,80	24,36	29,27	—	—	89,17
92	" " " . . .	" "	"	11,9	5,0	32,8	50,3	—	40,99	35,14	23,85	—	—	94,05
93	Сел. Гвердзинети	Цеолитовое габбро . . .	Средний эоцен	11,1	6,1	25,3	57,5	—	33,52	40,55	21,12	—	—	78,20
94	Аджария, сел. Мериси . . .	Кварцевый сиенито-диорит	"	15,4	1,5	12,5	70,6	—	36,56	27,95	28,99	—	—	55,21
95	" " " . . .	Кварцевое габбро . . .	"	12,3	6,4	18,0	63,3	43,30	37,01	22,05	—	—	—	51,73
96	" " " . . .	Кварцевый монцонит . . .	"	12,2	6,1	9,7	72,0	—	55,55	42,96	1,48	—	—	55,29
97	" " " . . .	" "	"	10,5	6,5	14,2	68,8	36,81	43,28	19,90	—	—	—	45,94
98	" " " . . .	Кварцевый сиенито-диорит	"	10,3	4,9	8,6	76,2	46,28	40,49	13,22	—	—	—	46,57
99	" " " . . .	Сиенито-монцонит	"	11,7	6,6	19,5	62,2	—	43,01	36,39	16,91	—	—	63,41
100	" " " . . .	" "	"	13,7	6,5	1,8	58,0	—	49,99	18,79	32,21	—	—	51,61
101	" " " . . .	" "	"	6,1	10,6	22,1	61,2	—	70,61	29,73	10,07	—	—	70,11
102	" " " . . .	Габбро-сиенит	"	9,7	6,2	26,8	57,3	—	40,32	35,28	24,40	—	—	50,00
103	" " " . . .	" "	"	15,0	0,6	2,9	81,5	50,00	38,63	11,36	—	—	—	48,24
104	Гурия, с. Вакис-Джвари и Гоми	Сиенито-монцонит	"	21,1	3,2	4,6	71,0	24,61	55,38	20,00	—	—	—	60,40
105	" " "	" "	"	15,6	4,3	9,9	70,2	32,85	52,86	14,28	—	—	—	52,72
106	" " "	" "	"	12,7	3,0	15,6	68,7	70,95	16,88	12,07	—	—	—	47,87
107	" " "	" "	"	10,4	9,2	16,9	63,5	33,33	35,04	31,62	—	—	—	51,39
108	" " "	" "	"	10,9	2,3	15,3	71,5	64,31	24,65	11,01	—	—	—	51,85
109	" " "	" "	"	13,1	6,3	5,2	74,7	34,81	43,23	22,22	—	—	—	51,64
110	" " "	" "	"	10,6	2,3	18,1	69,0	74,37	10,95	15,32	—	—	—	53,74
111	Локекий массив, сел. Ахкерпи	Банатит-порфир	"	11,7	2,1	3,9	82,3	10,34	74,14	13,79	—	—	—	73,56
112	" " "	Кварцевый диоритовый порфирит	"	9,1	4,8	16,3	69,8	60,25	16,32	23,48	—	—	—	47,76
113	Аджаро-Триалетс. хр. р. Бадванис-хеви	Ортоклазовое габбро . . .	Верх. эоцен	12,8	4,5	20,5	62,2	37,85	32,50	29,67	—	—	—	54,59

№№ п. п.	Место взятия образца	Название породы	Возраст	Числовые характеристики									
				a	c	b	s	a ¹	t ¹	m ¹	c ¹	n	
114	Аджаро-Триалетс хр., р. Балованис-хеви	Ортоклазовое габбро .	Верх. Эоцен	11,1	8,8	19,7	60,4	—	35,60	42,80	21,59	63,51	
115	"	Оливиновое габбро .	" "	6,6	5,6	34,0	53,8	—	23,52	55,12	21,11	63,26	
116	Аджаро-Триалетс хр., гора Квиран	Кварц-роговообм. габбро	" "	9,0	8,2	19,5	63,3	—	59,85	30,11	10,03	87,50	
117	Гурия, р. Супса	Сиенито-днорит	" "	8,2	5,8	24,7	61,3	10,55	31,92	49,66	—	70,00	
118	"	Сиенит	" "	16,7	3,3	13,5	66,5	—	35,35	41,92	23,23	67,21	
119	"	Анальцимовый сиенит .	" "	16,0	3,4	11,7	68,9	29,41	40,00	30,57	—	58,12	
120	Ахалцихский район	Камптонит	Верх. плиоцен	8,7	4,6	37,5	49,0	—	21,32	52,03	26,26	63,63	
121	"	Тешенит	"	11,0	5,3	29,2	54,5	—	27,75	45,29	29,70	76,31	
122	"	"	"	10,0	6,3	27,2	56,5	—	31,12	45,74	23,40	76,45	
123	С. с. Копадзе, Сакунети и Цниси	Тешенитовые породы	"	12,7	6,6	25,5	55,2	—	35,36	39,71	24,63	54,63	
124	"	"	"	18,2	4,8	17,8	59,5	—	39,70	37,24	23,01	53,60	
125	"	"	"	16,0	6,4	18,3	59,3	—	39,47	47,56	17,07	53,27	
126	"	"	"	14,3	5,8	25,5	54,4	—	32,0	42,0	26,0	50,0	
127	"	Тешенит-аплит	"	24,2	2,4	2,8	70,6	—	79,49	20,51	—	47,59	
128	"	"	"	22,2	2,4	6,6	68,8	—	48,38	29,03	22,58	37,01	
129	Рача, с. с. Чквиши и Патара Они	Тешенит	"	13,1	4,3	24,1	58,5	—	40,36	29,51	29,97	77,52	
130	"	"	"	10,7	8,4	23,6	57,3	—	46,67	32,58	21,08	74,64	
131	Чиатура, местность Перевиса	Оливиновый базальт .	"	7,1	6,4	31,1	55,4	—	26,25	50,91	22,83	72,00	
132	"	"	"	8,2	8,3	27,8	55,7	—	31,30	55,64	15,65	70,17	

№ п. п.	Место взятия образца	Название породы	Возраст	Числовые характеристики									
				a	c	b	z	a ¹	f ¹	m ¹	c ¹	п	
133	Юго-Осетия, Ванатско-Квасатальский р-н	Базальт	Верх. плиоцен Верх. плиоцен-Квартер										
134	" "	Андезито-базальт		11,8	6,5	21,3	60,2	-	41,86	41,52	16,61	88,03	
135	" "	" "		13,3	5,2	15,9	65,4	—	39,13	40,87	20,00	68,75	
136	" "	Базальт		12,3	6,1	17,1	64,5	—	41,76	42,62	15,58	60,22	
137	Верхняя Рача, гора Цители-Мта	Базальт	"	13,5	5,4	19,1	62,0	—	39,11	31,53	28,04	67,70	
138	Юго-Осетия, сел. Крезо	Андезито-дацит	"	13,1	4,3	7,0	75,5	32,69	39,43	27,88	—	58,76	
139	Верхняя Рача, Кароби	Андезит	"	13,0	5,3	12,5	69,2	—	45,90	42,62	11,47	78,78	
140	" Рехеба	Альбитиз. дацит	"	14,8	3,7	5,8	75,7	—	53,57	42,97	3,53	77,56	
141	" Хврелието	" "	"	10,6	—	12,9	76,5	70,76	15,38	13,84	—	57,50	
142	" Кароби	" "	"	10,0	5,5	4,0	80,5	71,42	50,00	46,43	—	75,71	
143	" Киртишо	Дацит	"	11,3	3,5	8,8	76,4	48,12	37,59	8,26	—	8,0	
144	" р. Сакаура	"	"	11,2	3,6	9,1	76,1	52,95	27,94	19,11	—	80,95	
145	Ниж. Сванетия, гора Цурунгал	"	"	14,5	2,8	6,3	76,4	50,53	38,71	11,82	—	69,15	
146	" "	"	"	12,0	2,4	8,0	77,6	60,50	22,69	16,72	—	52,80	
147	" "	"	"	12,7	2,5	7,5	77,3	—	42,85	23,21	33,92	65,91	
148	" "	"	"	14,7	1,3	7,4	76,6	—	31,25	26,78	41,94	56,75	
149	Ниж. Сванетия, Чорохи	"	"	10,4	2,5	9,5	77,6	45,52	33,10	21,38	—	75,95	
149	" " "	"	"	11,9	2,9	7,4	77,8	10,81	43,24	45,94	—	52,80	
150	Ниж. Сванетия, Цурунгал	"	"	14,6	2,0	7,0	76,4	—	33,38	55,25	11,42	57,79	

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение магмопроявлений на территории Грузии и отчасти всего Кавказа, начиная с древнейших геологических времен до нашей эры (квартера) приводит нас к заключению, что, исходя из современной стадии изученности этой области, все магмопроявления можно свести к 18 отдельным магматическим этапам (циклам). Подобная периодизация нами рассматривается как первая приближенная схема установления закономерности эффузивного и интрузивного вулканизма, в связи с геотектоникой этой интересной области.

Для наглядности здесь мы приводим все изученные нами магматические проявления.

I. Первое докембрийское

1. Жилы (корни) эффузивов, повидимому представляющие собою диабазовые, габбро-диабазовые, габбровые и близкие к ним породы, метаморфизованные в амфиболиты (полевошпатовые амфиболиты рр. Баксана и Б. Лабы).

2. Эффузивные и вулканогенные породы габбро-диабазового состава, метаморфизованные в амфиболиты и роговообманковые сланцы.

3. Кислые эффузивные породы и их жильные фации.

4. Кислая интрузивная фаза. Огнейсованные слюдяные и слюдяно-роговообманковые породы восточного подножья вершины Ваза-хох, лейкократовые ортогнейсы рр. Чегема и Баксана; тектониты (катаклазиты) р. Аксаута; ортогнейсы Дзирульского массива, встречающиеся среди кристаллических сланцев.

5. Аплитовая фаза: мелкозернистые давленные порфиры верховьев рр. Б. и М. Зеленчуков и лейкократовые ортогнейсы Кабардино-Балкарии.

II. Второе докембрийское

1. Жилы (корни) эффузивов, повидимому представляющие собою диабазовые, габбро-диабазовые, габбровые и близкие к ним породы, метаморфизованные в амфиболиты и роговообманковые сланцы.

2. Эффузивные и вулканогенные основные породы, метаморфизованные в амфиболиты, и роговообманковые сланцы.

3. Основные и ультраосновные интрузивные породы зоны Главного хребта и малых массивов Грузии (габбро, горнблендиты, роговообманковые и роговообманково-пироксеновые перидотиты Кабардино-Бал-

жарии, Карачая и др.), ультраосновные породы (перидотиты, дуниты, серпентиниты и др.) Абхазии; амфиболиты Рачи и габбро-амфиболиты Дзирульского массива.

4. Кислая интрузивная фаза: серые гранитоиды или гранитоиды Главного хребта.

5. Аплитово-пегматитовая фаза: аплиты и пегматиты, связанные с серыми гранитоидами или гранитоидами Главного хребта.

III. Нижне - палеозойское (кембрийское).

1. Жилы (корни) метаморфизованных основных эффузивов — порфиритов, диабазов, реже кварцевых порфиритов, порфирит-диабазов и габбро-диабазов Дзирульского массива.

2. Эффузивные и вулканогенные метаморфизованные основные породы: порфириты, диабазы, туфогены, реже кварцевые порфириты рр. Лабы, Хасаута, Мушта и Малки, порфирит-диабазы и габбро-диабазы Дзирульского массива. Основные эффузивы, метаморфизованные в роговообманковые сланцы и амфиболиты (над известняковой свитой в бассейне р. Лабы).

3. Основные и ультраосновные интрузивные породы: серпентиниты рр. Уруштена, Армокви, Маркопиджа, Блыба, Б. и М. Лабы и др.; северные серпентиниты; оливниное, пироксен-амфиболовое габбро, ультраосновное габбро р. Рикотис-цхали, габбро-амфиболиты и серпентиниты Дзирульского массива; древние основные породы Локского и Храмского массивов.

4. Кислая интрузивная фаза: кварцевые диориты рр. М. Лабы, Маркопиджа и Уруштена; красные или северные гранитоиды Северного Кавказа, Дзирульского, Храмского и Локского массивов, Рквийский порфировидный гранитоид.

5. Аплитово-пегматитовая фаза: лампрофировые породы, аплиты и пегматиты, связанные с кварцевыми диоритами рр. М. Лабы, Маркопиджа и Уруштена. Аплитовые и пегматитовые жилы, связанные с красными или северными гранитоидами.

IV. Девонское

1. Жилы (корни) кислых эффузивов — кварцевых порфиритов и альбитофинов (интрузивная залежь кварцевых порфиров балки Никитиной).

2. Эффузивные и вулканогенные рассланцованные кислые породы: кварцевые порфириты, альбитофиры и кварцпорфиритовые туфы, чередующиеся со сланцами, туфопесчаниками и конгломератами, обнажающимися по рр. Кубани, Маруху, Б. Зеленчуку и верховьям Кяфара.

3. Кислая интрузивная фаза: Чиликские гранитоиды — роговообманковые и биотит-роговообманковые граниты и роговообманковые кварцевые диориты.

V. Турнейское

1. Жилы (корни) основных и кислых эффузивов — порфиритов, габбро-диабазов (габбро-диабазы рр. Кяфара и Теберды, миндалекамен-

ных порфиритов и кислых пород, жилы метаморфизованных габбро и диабазов Нижней и Верхней Сванетии).

2. Эффузивные основные и кислые породы: порфириты и диабазы, обнажающиеся к западу от р. Кубани, миндалекаменные порфириты и кислые породы верховьев р. Кяфара. Сильно метаморфизованные (рассланцованные) альбитовые порфириты и микробрекчи из десской свиты Нижней и Верхней Сванетии.

VI. Визейское

1. Жилы (корни) основных эффузивов — порфиритов и др.

2. Эффузивные и вулканогенные основные породы: порфириты, спилиты, вулканические туфы и др., развитые между рр. Баксан и Малка.

3. Ультраосновные интрузивные породы: пироксениты и перидотиты.

4. Кислая интрузивная фаза: кварцевые диориты и гранодиориты, залегающие в Тырнаузской свите.

VII. Намюрское

1. Жилы (корни) основных эффузивов — порфиритов и др.

2. Эффузивные и вулканогенные основные породы: порфириты и их туфы, развитые от Тырнауза до левобережья р. Кубани.

3. Ультраосновные интрузивные породы: серпентиниты зоны Передового хребта.

4. Кислая интрузивная фаза: габбро-диориты зоны Передового хребта (ранняя стадия интрузивной фазы); сиенит-диориты и сиениты зоны Передового хребта (последующая стадия интрузивной фазы).

6. VIII. Средне- и верхне-карбонэвое

1. Жилы (корни) эффузивов — порфиритов, кварцевых порфиров (кварцевые порфиры рр. Кубани и Худеса) и ортофинов.

2. Эффузивные и вулканогенные породы: миндалекаменные порфириты, кварцевые порфиры и их туфы и ортофиры р. Лабы.

7. IX. Нижне - пермское

1. Жилы (корни) основных и кислых эффузивов (кварцевые кератофиры района рудника Эльбрус).

2. Эффузивные и вулканогенные основные и средние породы, развитые от р. Кубани до р. Аксаута.

3. Интрузивный комплекс горы Ятыргварта: амфиболовые эвкриты, лейкократовые габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, адамеллиты, гранодиориты и граниты.

8. X. Нижне - лейасское

1. Жилы (корни) основных эффузивов, диабаз-порфиритов и других пород.

Моисево Зав.

2. Эффузивные диабаз-порфиритовые и другие породы районов сел. Шроша и ущелья р. Квирила.

3. Жилы (корни) кислых эффузивов (жилы кварцевых порфиров окрестностей г. Чиатура и др.).

4. Эффузивные кварцевые порфиры, кварцевые альбитофиры и их туфы районов Дзирульского и Храмского массивов.

9. XI. Средне-юрское

1. Жилы (корни) эффузий различных порфиритов, диабазов, габбро-дибазов и отчасти габбро в байосской вулканогенной толще и лейасских флишевых отложениях.

2. Вулканогенная осадочная порфиритовая серия и лавы (спилиты, роговообманковые, плагиоклазовые и авгитовые порфириты и диабазы).

3. Кварцевые порфиритовые покровы (сел. Голатубани и др.).

4. Кварцевые габбро-монцитонитовые породы (ранняя стадия интрузивной фазы).

5. Гранитоиды (последующая стадия интрузивной фазы).

6. Аплиты, пегматиты и богатые кремнекислотой, в ряде случаев рудосодержащие, жильные породы.

XII. Кимериджское

1. Жилы (корни) эффузий оливиновых базальтов (долеритов) и оливин-авгитовых андезитов-базальтов.

2. Эффузии оливиновых базальтов и оливин-авгитовых андезитов-базальтов.

3. Жилы (корни) эффузий оливиновых трахи-базальтов и анортотраховых трахитов (жила оливинового трахи-базальта Сатаплиа и эссекситовая пластовая жила сел. Гумати).

4. Эффузии оливиновых трахи-базальтов с санидином и анортотраховых трахитов.

10. XIII. Меловое

А. Аджаро-Триалетская складчатая система (верхний апт, альб, сеноман и нижний турон),

1. Жилы (корни) эффузий спилитовых (альбитизированных) порфиритов.

2. Эффузии спилитовых (альбитизированных) порфиритов и их туфы.

3. Жилы (корни) эффузий авгит-андезиновых (или лабрадоровых), роговообманково-андезиновых (или лабрадоровых) и реже авгит-роговообманковых порфиритов.

4. Эффузии авгит-андезиновых (или лабрадоровых) и реже роговообманково-андезиновых (или лабрадоровых), авгит-роговообманковых порфиритов и их туфы.

Б. Сомхитская глыба (альб, сеноман, турон).

1. Жилы (корни) эффузий кварцевых и безкварцевых альбитофи-ров, кварцевых порфиров, (многочисленные жилы и небольших размеров

интрузивные тела кварцевых и безкварцевых альбитофиров, кварцевых порфиров и дацитов ущелий рр. Дамблуд, Локи и Пиназаури Дманисского и Болнисского районов).

2. Эффузии кварцевых и безкварцевых альбитофиров и их туфы.

3. Кварцево-монцонитовые и гранитоидные породы — интрузивная фаза (интрузия сел. Бардадзори).

4. Жилы (корни) эффузий базальтов и авгит-лабрадорových порфиритов и их туфов.

5. Эффузии базальтов и авгит-лабрадорových порфиритов и их туфы.

В. Грузинская глыба (турон и кониак)

1. Жилы (корни) эффузий цеолитовых и титан-авгитовых оливиновых базальтов, пикрит-базальтов (жилы оливиновых базальтов Цхалтубо и др., тешенитовые жилы Кутаисского района и ущелья р. Иори).

2. Эффузии цеолитовых и титан-авгитовых базальтов и их туфы.

3. Жилы (корни) эффузий трахи-базальтов и фонолитов (жила санидинового трахибазальта сел. Нагареви).

4. Эффузии трахи-базальтов, фонолитов и их туфы.

XIV. Палеоцен - нижнеоценовое

1. Жилы (корни) эффузий андезито-дацитов.

2. Эффузии андезито-дацитов, их туфы и туфобрекчии.

XV. Средне-эоценовое

1. Жилы (корни) эффузий в вулканогенном или пирокластическом флише и вулканогенно-лаваовой толще Аджаро-Триалетского хребта. (Авгит-лабрадоровые, альбитизированные и цеолитизированные габбро и диабазы, напр., цеолитовое габбро сел. Гвердзинети; цеолитизированный сколецитизированный андезит — сколецитит и др.). Пластовая жила монцо-диабазы.

2. Вулканогенный или пирокластический флиш, состоящий из чередующихся между собою псефитовых, псаммитовых, редко пелитовых туфов с анальцимом, иногда с авгит-лабрадоровыми (в Боржомском и Маяковском районах — альбитовыми, олигоклазовыми и андезиновыми) порфиритовыми покровами.

Вулканогенно-лаваовая толща Аджаро-Триалетской системы, состоящая из туфов и туфобрекчий. Среди них встречаются богатые плагиооклазом и бедные авгитовыми фенокристаллами порфириты андезитового состава (приуроченные к нижним горизонтам) с незначительным содержанием цеолита. В них же встречаются богатые авгитовыми фенокристаллами порфириты базальтового состава (приуроченные к верхним горизонтам) со значительным содержанием цеолита.

3. Кислые эффузивные породы: андезито-дациты и дациты.

4. Кварцевые габбро-монцонитовые породы Аджарии и Гурии, (ранняя стадия интрузивной фазы).

5. Сиенит-диоритовые породы Аджарии и Гурии (последующая стадия интрузивной фазы).

6. Аплиты, пегматиты и богатые кремнекислотой, в ряде случаев рудосодержащие, жильные породы.

XVI. Верхнеэоценовое

А. Аджаро-Триалетская складчатая система

1. Жилы (корни) эффузий вулканогенной адигенской и авгитовой свит и некоторые габбро-диабазовые породы.

2. Вулканогенная адигенская свита, сложенная из андезитов, андезито-базальтов, базальтов и их туфов. В пределах Гурии и Аджарии в той же зоне имеется, т. н. авгитовая свита, представляющая собой основные порфириты с хорошо развитыми многочисленными фенокристаллами авгита.

3. Габбро-диоритовые интрузии горы Квиран, Зекарского перевала и др.

Б. Грузинская глыба

1. Жилы (корни) эффузий биотитовых, биотит-анальцимовых и санидиновых трахитов. Жилы щелочных базальтов, кали-базальтов и по видимому тефритов.

2. Мергелисто-глинистая вулканогенная толща Гурии, среди которой имеются биотитовые трахиты с туфами и авгит-биотитовые андезито-базальты, так же с туфами. Биотитовые, анальцимовые и санидиновые трахиты и их туфы Ванского района, андезито-трахиты сел. Аскана.

Над биотитовыми трахитами и их туфами залегают покровы щелочных базальтов. Кроме того, кали-базальты левого берега р. Чорохи у сел. Капандиби и тефриты в неясном залегании.

3. Анальцимовые сиениты ущелья р. Супсы.

XVII. Верхне-плиоценовое

А. Гурия и Кахетия

1. Жилы (корни) трахитовых эффузий (анортотлазовый трахит Гурии).

2. Продукты трахитовых эффузий (акчагыльский вулканический пепел Кахетии и др.).

Б. Аджаро-Триалетский хребет

1. Жилы (корни) эффузий вулканогенной гондердзской свиты (микро-габбро, тешениты, мончикиты и камптониты) Ахалцихского бассейна, секущие олигоцен и средне-миоценовые корбулиновые песчаники и роговообманковые андезито-дациты, залегающие в вулканогенах гондердзской свиты. Санидиновое габбро сел. Акети, секущее олигоцен и неолитсодержащие габбровые породы Гурии, секущие сармат.

2. Цалкинский лавовый комплекс, состоящий из базальтов, доле-

ритов и андезито-базальтов, перемежающихся с озерными (лагунными) отложениями, кроме того, из андезитов и андезито-дацитов.

Вулканогенная гондвудская свита, начинающаяся покровами базальтов, долеритов и андезито-базальтов, перекрывается сначала пирокластолитами роговообманково-гиперстеновых андезито-дацитов; а затем и лав того же состава. А эти лавы сменяются базальтами и андезито-базальтами, которые перекрываются пирокластолитами андезито-дацитов, а затем лавами роговообманково-гиперстеновых андезитов, андезито-дацитов и дацитов. Эти последние в свою очередь перекрываются, опять основными лавами (базальтами, долеритами и андезито-базальтами).

В. Южный склон Главного Кавказского хребта

1. Жилы (корни) базальтовых и андезито-базальтовых эффузий.

Базальтовые дайки с.с. Зеда-Шавра и Хончиори; тешенитовые жилы с.с. Чквиши, Патара-Они и Кведа-Шавра; жила андезито-базальта на правом берегу р. Квирилы у дороги Сачхере-Чала, «интрузивные базальты» Перевисского нагорья; жилы различной мощности андезитов, андезито-дацитов и дацитов в районе распространения однотипных с ними эффузий.

2. Базальтовые и андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые и дацитовые эффузии.

Наманевский базальтовый покров; Горадзирские базальтовые покровы; базальтовые покровы Ванатско-Квасатальского района и туфы Приси-Эредвского участка и под Ванатской крепостью.

Вулканический пепел и лавы андезито-базальтов Казбекской области.

Андезито-дацитовые лавы Верхней Рачи (горы Цители-Мта и р. Квайшүра); андезитовые и андезито-дацитовые лавы Крезско-Кимаского района Юго-Осетии.

3. Интрузии андезито-дацитов Верхней Рачи, Нижней Сванетии и др. (Ранняя стадия интрузивной фазы).

4. Интрузии дацитов и альбитизированных дацитов Верхней Рачи, Нижней Сванетии и др. (последующая стадия интрузивной фазы).

5. Аплитовые и богатые кремнекислотой, в ряде случаев рудосодержащие, жильные породы.

XVIII. Четвертичное (казбекская вулканическая область)

1. Жилы (корни) андезито-базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых эффузий.

2. Эффузии андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов.

3. Еще не обнаженные жилы (корни) андезито-базальтовых эффузий.

4. Эффузии андезито-базальтов.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ниже рассматриваются рудные полезные ископаемые в связи с интрузиями того или иного возраста. Характеристика месторождений дана по отдельным географическим районам, где имеются выходы интрузии определенного типа и возраста.

Такими районами мы наметили: Абхазию, Верхнюю Сванетию, Нижнюю Сванетию, Верхнюю Рачу, район Казбека и Юго-Осетии, ущелья рр. Пшавская Арагви и Хевсурская Арагви, Кахетию, Дзиркульский массив, Локский массив, Храмский массив, ущелья р. Дзама, Ахалцихе, Аджария и Гурия.

1. Абхазия. По мнению инженера-геолога Г. Р. Чхотуа (276), ни одно из известных в Абхазии месторождений не может быть связано с древними интрузиями, за исключением незначительных вкрапленников пирита, халькопирита и пирротина, а также Санчарского магнетит-пирротинового месторождения. Последнее, по определению экспедиции Академии наук и С. Дегтского в 1911 г. связано с контактом амфиболитов, слюдяных кварцитов и мраморов. В 1936 г. аналогичные месторождения обнаружены в истоках р. Белая партией Геологического управления Грузии.

Пирротиновые месторождения встречаются также в контакте диабазов с аспидными сланцами, образуя линзообразные и жилородные тела. В таких случаях диабазы особенно сильно видоизменены. Их плагиоклаз — альбитизирован, авгит — хлоритизирован, иногда появляется и кварц.

На площади распространения юрских кислых интрузий, в шлихах встречается значительное количество касситерита и шеелита. И в шлихе и в коренных породах (пегматитах) встречается молибденит. Молибденит найден также по стенкам открытых трещин гранитоидов.

В контактной полосе Келасурской интрузии, в кварц-мусковит-турмалиновых жилах правого притока р. Джампала (р. Лыхта), мощность которых достигает 5 см. обнаружены ассоциации высокотемпературных минералов.

В некоторых шлихах найден также касситерит в виде единичных зерен. Эта часть Келасурской интрузии сильно видоизменена, с образованием турмалин-кордиеритовых роговиков.

Совершенно другого рода парагенезис мы имеем в кварц-арсенопиритовых жилах. Здесь, помимо арсенопирита, встречаются пирит, сфалерит, халькопирит и галенит. В шлихах найдено 2—3 зерна золота.

Барит большей частью встречается в среднеюрской свите, за исключением одного-двух случаев, когда он обнаружен в верхне-юрских осадках. (276).

Вопрос об одновозрастности полиметаллического оруденения пока не решен. Ясно выделены две зоны оруденений третичного возраста: северная — зона распространения аспидных сланцев, и южная — зона юрских и меловых складчатых осадков.

В северной зоне оруденения встречаются в следующих местах: 1) р.р. Беште и Белая, 2) перевал Аданге, 3) р. Чхалта и 4) Гора Гвагва.

В этой зоне проявления оруденений сконцентрированы в полосе главного надвига. Из молодых интрузий, помимо диабазов, здесь встречаются альбитофиры и гранитпорфиры, с которыми, повидимому, связано третичное оруденение.

В 1936 г. в филлитизированных сланцах и роговиках была найдена киноварь в виде мелких вкрапленников. Шлиховой анализ обнаружил широкое распространение киновари в районе Санчарского перевала. Здесь, наряду с киноварью, встречаются реалгар и аурипигмент. В 1939 г. инженером геологом П. Авалишвили найден коренной выход киновари на р. Амхел. Широко распространена киноварь также на р. Чхалта. Все эти месторождения связаны со структурами нарушения (162, 275).

Сложнее обстоит дело с южной зоной, так как связь рудопроявления этой зоны с юрскими интрузиями является не ясной. Можно говорить о том, что они связаны с тектоническими нарушениями. В этой зоне известны следующие месторождения: 1) горы Хицма, 2) горы Лыхта, 3) горы Схапач, 4) р. Джампал, 5) Доукверское, 6) Дзишринское и наконец, незначительное месторождение на р. Бзыби.

Оруденение горы Хицма связано с зоной сброса, в результате которого верхнеюрская пестроцветная свита опустилась и пришла в соприкосновение с байосом. Рудные жилы не переходят в пестроцветную свиту, должно быть, вследствие рыхлого строения последней, препятствующего образованию зияющих трещин и циркуляции рудоносных растворов. Так как сброс считают третичным, то и оруденение относят к тому же периоду.

Месторождение горы Лыхта связано с зоной нарушения проходящей в порфиритовой свите.

Оруденение горы Схапач находится в юрской интрузии. Полосу оруденения связывают также с зоной третичного нарушения.

Месторождения Джампала и Доуквери представляют мелкие скопления рудных минералов.

Дзишринское месторождение, находящееся в верхнеюрских доломитизированных известняках, связано с трещинами нарушения третичного периода (162).

Кроме названных руд, в южной полосе (реки Аргуна, Зима и Вост. Гумиста), также в связи с тектоническими нарушениями встречается киноварь.

В шлихах р. Бзыби и частично р. Чхалта, повидимому связанных с зоной пиритизации перевала Аданге, содержится золото.

Во всех полиметаллических рудах химическим анализом установлено серебро.

Итак, все или почти все рудопроявления Абхазии связаны с полосами нарушения третичного периода. По всей вероятности, рудоносные гидротермальные растворы выносились из лежащих в глубине, еще не обнаженных третичных интрузий.

Вопрос о связи оруденений с юрскими интрузиями пока не выяснен и требует дополнительного исследования.

2. Верхняя Сванетия. Металлогения Верхней Сванетии довольно разнообразна. На участке интрузий сел. Дси в жилах светлого цвета, содержащих наряду с кварцем часто плагиоклаз, изредка гра-

нат и тремолит, встречаются пирит, пирротин, халькопирит, галенит и молибденит.

Южнее перевала Бак, вблизи контакта Эцерской интрузии, имеет место рудопоявление антимонита в виде кварцево-антимонитовых жил и линз.

Вдоль оруденелой полосы под воздействием гидротермальных растворов интрузия сильно видоизменена — каолинизирована и пиритизирована.

Помимо этого месторождения, в контактном ореоле интрузии встречаются также и другие более мелкие месторождения; среди них: Кинское антимонитовое, Супское медное и Пакнерское шеелитовое (установлен только в шлихе) и, кроме того, Цирниарская пиритизированная зона. И, наконец, шлиховым анализом установлено содержание киновари, арсенопирита, касситерита и вольфрама.

Р. Ингури и ее притоки (Дола-цхали, Мушури, Ласила, Аршира, Хумпрери и др.) дают россыпное золото, связанное с секущими сланцы кварцевыми жилами, так как в этих секущих лейас, жилах, иногда обнаруживаются вкрапления золота (Андреанский хребет, ущелье р. Ласиль и др.).

Те же кварцевые жилы содержат и шеелит. Исследование обнаженных в ущельях р.р. Мушури и Ласиль кварцевых жил показало наличие шеелита (107).

Трудно решить вопрос, связаны ли верхне-сванетские золото — и шеелитосные кварцевые жилы с юрскими или же с третичными интрузиями. В пользу связи шеелитового оруденения с интрузиями эцерского типа говорит нахождение этого минерала в окрестностях Эцери. В месторождениях, связанных с третичными интрузиями, например в Ноцарском, вольфрамовая руда в основном представлен ферберитом.

С другой стороны, в связанном с Цурунгальской третичной интрузий месторождении арсенопирита встречается также золото. В ассоциации же с золотом и арсенопиритом в кварцевых жилах р.р. Мушури и Ласиль находится также шеелит.

От окончательного решения вопроса на основании изложенного мы воздерживаемся: условно же, связываем шеелитовое оруденение с третичными интрузиями.

Помимо названных месторождений, в восточной части Верхней Сванетии, в окрестностях с.с. Зесхо и Халде, известны медно-пиритовые месторождения, промышленное значение которых еще не выяснено. Они интересны примесью кобальтовых минералов.

3. Нижняя Сванетия. В ней интересным является Цурунгальское арсенопиритовое месторождение.

Интрузия горы Цурунгал, а также боковые породы (ороговикованные сланцы лейаса) во многих местах прорезаны кварцевыми жилами. Некоторые из них рудоносны. Ведущим рудным минералом является арсенопирит, который образует скопление промышленного значения. В тех же кварцевых жилах встречаются антимонит, вольфрамит, молибденит и золото. Россыпное золото старатели промывают на р. Цхенис-Цхали и некоторых ее притоках. Хотя и в отношении добычи золота Нижняя Сванетия заметно уступает Верхней. Следует отметить, что в россыпях, наряду с золотом, старатели находят также шеелит.

В контактовом ореоле Бабильской диабазовой интрузии имеются кварцевые жилы, содержащие пирит, халькопирит, сфалерит и галенит.

В Рцхмелурском интрузивном теле вкраплены галенит, сфалерит, пирит и халькопирит. Такое же оруденение встречается вблизи интрузии, в кварцевых жилах, секущих сланцы лейаса.

В верховьях ущелья правого притока р. Цхенис-Цхали, в местности Дабнери, в нижнелейасовых сланцах имеется свинцово-цинковое месторождение. Кварцевые рудные жилы содержат галенит, сфалерит, пирит и халькопирит.

Такие, и еще менее значительные полиметаллические месторождения встречаются и в других местах Нижней Сванетии.

4. **Верхняя Рача.** В металлогенетическом отношении Верхняя Рача представляет один из наиболее интересных районов южного склона Кавказского хребта не только по разнообразию металлогенетических типов, но и по практическому значению большей части месторождений.

В Верхней Раче и в восточной части Верхней Сванетии К. И. Чичинадзе (271) выделяет следующие группы:

1. Молибден-вольфрамовую (пневматолитовую).
2. Медно-пирротиновую.
3. Арсенопиритовую.
4. Сульфидно-оловяную.
5. Ферберито-антимонитовую.
6. Ртутную.
7. Реальгар-аурипигментовую.

Каробское молибденовое месторождение находится на южном склоне хребта Кароби. Месторождение имеет промышленный характер, кроме того, оно интересно своей явной связью с дацитами.

В даците наблюдается окварцевание в виде мелких извивающихся инъекций. Кварцевые жилки являются носителями чешуйчатого молибдена и иголочек фторапатита, что указывает на пневматолитовый процесс оруденения.

Каробское медно-пирротиновое месторождение расположено в гребневой части каробского хребта выше молибденового месторождения. Гранитоидные породы раздроблены и в результате циркуляции гидротермальных растворов окварцованы и каолинизированы с образованием арсенопиритовых жил; все это в ряде мест дает скарновые образования. Жильные скарны содержат вкрапления пирротина и халькопирита.

О генезисе скарнов и руд К. И. Чичинадзе говорит, что здесь имеет место не контактовое скарнообразование, а процесс отложения из высокотемпературных гидротермальных растворов. Рудообразовательный процесс увязывается с дацитами Каробского типа.

Во многих пунктах Верхней Рачи — на Мамисоне, Моцанцаре, Ноцаре, Штале, Сагеби и Зопхито — известны антимонитовые месторождения, залегающие в лейсе. Эти месторождения увязываются с интрузиями андезито-дацитов.

Среди ртутных месторождений Горной Рачи можно назвать Талахиани, Моцанцара, Боко и Мамисони. По К. И. Чичинадзе, формирование ртутных месторождений способствовали: тектоника, литология

вмещающей толщи (Талахианского горизонта) и наличие андезито-дацитовых интрузивов, давших начало ртутному оруденению.

Подобные интрузии и зоны сжатия имеют широкое развитие и в других частях Горной Рачи и Верхней Сванетии, но тем не менее здесь концентрация ртути отсутствует. На основании этого главную роль в концентрации ртути приписывают литологическому фактору.

Реальгаро-аурипигментовые месторождения (жилы, гнезда, линзы и пр.) следующие: Лухумское (в нижнем мелу), Уравское (в верхнем лейасе), Сакауруское (в байосе), Уцерское и Кодис-Дзирское (в верхней карбонатовой толще). Все эти месторождения обнаруживают генетическую связь с дацитами ущелья р. Сакаура и горы Купри.

Главным фактором образования промышленной концентрации мышьяка рассматриваются вмещающие породы. Такими благоприятными породами являются вертикально поставленные известняки, чередующиеся с глинистыми сланцами (нижний лейас), как это имеет место в богатом Лухумском месторождении.

Исходя из парагенетических соотношений и характера изменений боковых пород, рассмотренные месторождения относятся к эпитермаль-ному типу.

5. Район Казбега и Юго-Осетии. В секущих глинистые сланцы кварцевых жилах во многих местах известны полиметаллические оруденения незначительной величины. Часто оруденение приурочено к зальбандам диабазовых жил. Рудоносные жилы, помимо кварца иногда содержат кальцит. В них вкраплены пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит.

В этом отношении представляет интерес месторождение Джерахи, не имеющее промышленного значения.

В Девдоракском районе известно более крупное месторождение, пока нерентабельное.

Помимо этих известны также месторождения Богуми и горы Шишно, также приуроченные к зальбандам диабазовых жил.

Из месторождений другого типа следует отметить антимонитовое Элиас-мта (сел. Сиони и Артхмо) и Джимарайское медно-мышьяковое.

О пространственной связи полиметаллических месторождений с диабазами В. П. Ренгартен (217) замечает: «Наблюдения однако показывают, что готовые диабазовые дайки послужили лишь удобными путями для под'ема растворов в более позднее время» (стр. 63).

Сурьмяные и мышьяковые месторождения по аналогии с Верхней Рачой должны быть связаны с молодыми интрузиями.

В Юго-Осетии, в Верхней Квайсе и восточнее нее, на участке Квайса-хох-Надарваз (Джавский район), расположенных на южном склоне Главного Кавказского хребта, в бассейне р. Джджоры известно промышленного значения свинцово-цинковое месторождение, которое повидимому генетически связано с дайками дацитов и кварцевых альбитофиоров, залегающих в порфиритовой серии байоса. Мощность даек 2—5 метров, простираение большей частью северо-восточное. По всей вероятности отмеченные дацитовые интрузии синхроничны с дацитами Верхней Рачи и Сванетии.

За связь с молодым интрузивым вулканизмом Квайсинского свинцово-цинкового месторождения говорит также геология района, кото-

рая дается нами по данным В. Н. Думбадзе (86). В геологическом отношении в районе выделяются две зоны, северная и южная. Северная сложена ниже-меловыми песчаниками и глинистыми сланцами а также верхнемеловыми известняками и мергелисто-глинистыми сланцами флишевого характера. Северная зона от южной отделяется разрывом (надвигом) с брекчиевой полосой северо-западного простирания. Возраст надвига датируется постсарматским. Южную зону характеризуют интенсивно сжатые складки. Из разрывных дислокаций следует отметить крутопадающий сброс широтного простирания, проходящий по северному склону горы Квайса-хох, к которому пространственно приурочено верхне-квайсинское месторождение. Южнее горы Квайса-хох через хребет Надарваз проходит другой крутопадающий сброс, к которому приурочена окисленная зона участка Квайса-хох-Надарваз.

Верхне-квайсинское полиметаллическое месторождение эпитеpmальное. В минералогическом отношении интересным является метаколлоидные образования сульфидов (сфалерита, галенита и пирита), которые так хорошо как здесь, ни в одном месторождении Кавказа не представлены.

В месторождении отмечаются четыре стадии минерализации. Во вторую стадию образовались все промышленные скопления свинцово-цинковых руд.

Из редких элементов руда содержит кадмий и серебро, кроме того кобальт, германий и некоторые другие (216).

6. Район ущелий р.р. Пшавская-Арагви и Хевсурская-Арагви (84) весьма беден полезными ископаемыми. Г. Дзодендзе и В. Крестниковым обнаружено несколько мелких полиметаллических жил, не имеющих практического значения.

Выход р. Дикашури (сел. Укан-хаду) связан с всячим боком диабазовой жилы. Представлен он молочно-белым кварцем, в котором заметны неправильные скопления пирита и мелкие жилы галенита, сфалерита и кальцита.

Полиметаллические руды р. Акушос-цхали и р. Салокис-хеви приурочены к сети секущих песчаники кварцевых жил, в которые скудно вкраплены пирит, галенит и, более редко, сфалерит.

В шлихах борздовых проб, взятых из всех полиметаллических жил, обнаружен халькопирит.

В шлихах таких-же проб, взятых из на-глаз нерудоносных крупных кварцевых жил, определены галенит, редко сфалерит и еще реже халькопирит.

В шлихах из кварцевых жил перевалов Главного Кавказского хребта: Садзвелис-геле и Коговачис-геле, а также сел. Укан-хаду определены, наряду с киноварью, галенит, сфалерит, халькопирит и пирит.

В результате детального шлихового опробования русел рек, киноварь обнаружена лишь в реках Иглиа и Саберце и в одном из маленьких притоков р. Ликоки. Шлихи-же остальных рек содержат по одному или двум зернам — галенит, сфалерит, халькопирит и пирит.

7. Кахетия. На южном склоне Кавказского хребта, в пределах Кахетии, встречаются во многих местах гипотермальные и мезотермальные месторождения, практическое значение которых до сих пор оценивалось отрицательно.

Гипотермальные жилы описаны на одном из правых притоков р. Сингис-цхали (Сачурети). Здесь среди сильно окварцеванных сланцев встречаются мелкие жилы, содержащие актинолит, эпидот, пирротин, халькопирит и иногда пироксен.

В другом месте, на левом склоне Сачуретского оврага, сланцы секутся жилой мощностью 1—1,5 м содержащей актинолит, пироксен, пирротин и халькопирит.

Аналогичную картину мы имеем в ущельи р. Сиптис-цхали. В глинистых сланцах залегает пластовая жила мощностью 5—8 см, которая состоит из кварца и кальцита, и в виде примеси содержит эпидот, пирротин и халькопирит.

У р. Ахотис-цхали, близ так называемой Кузничной штольни и частично в самой штольне, выходят кварцевые жилы мощностью в 1 м, содержащие в большом количестве крупные кристаллы клиноцоизита, и рудные жилы, состоящие преимущественно из пирротина и частично из халькопирита, а также включающие клиноцоизит.

К мезотермальным месторождениям относится целый ряд кварцевых жил, содержащих халькопирит и пирит, а также кварцево-кальцитовых жил, содержащих пирит. В качестве примера может быть названа рудная жила, обнаженная в Английской штольне.

Л. А. Варданянц (11) увязывает оруденения Кахетии с существующей на глубине и, возможно, пока еще не обнаженной третичной гранитоидной интрузией. Автор отмечает, что среди материала, вынесенного р. Сепорой, Н. В. Вассоевичем подобраны породы, напоминающие третичные гранитоидные интрузии Кавказского хребта.

8. Район Дзирульского массива. Металлогеническое значение Хевис-Джварской интрузии пока что расценивается отрицательно.

В ороговикованной полосе порфиритовой свиты иногда встречаются вкрапленники пирита.

А. А. Твалчрелидзе обнаружены в районе Хуневи, на одном из левых притоков р. Дзирула, пироморфит, церуссит, пирит и галенит.

За пределами Хевис-Джварской интрузии, на южной периферии Дзирульского массива известно Марелиское гематитсодержащее магнетитовое месторождение, а также Марелиское, Гоголадзеебийское и Ваханское полиметаллическое месторождения. В них рудные минералы представлены галенитом и сфалеритом, которые содержат в виде примеси пирит и халькопирит.

Оруденение этих месторождений И. Г. Магакян относит к типу третичных полиметаллических месторождений Аджарии и Гурии (182). Кутаисские, Рачинские и Хаишские баритовые месторождения, которые в Советском Союзе являются наиболее крупными, связываются с батскими гранитоидными интрузиями хевисджварского типа (82).

9. Район Локского массива в металлогеническом отношении является весьма интересным. Здесь мы встречаем полиметаллы, молибден, железо, барит, золото и др. Эти месторождения связаны с послепалеозойскими интрузиями. Ими являются секущие байос кварцевые диориты и гранит-порфиры и секущие вулканогенный мел дациты и альбитофиры.

Полиметаллические месторождения известны в окрестностях с. с. Камышло, Джараер и Укангори. В двух последних пунктах имеются старые горноэксплоатационные выработки.

Названные месторождения генетически ошибочно связывают с гранитоидами Локского массива, какими являются мусковитовые гранитоиды р. Дамблуд, аплитовидные гранитоиды р. Джандар-чай и др. которым приписывают молодой послепалеозойский возраст.

За генетическую связь полиметаллического орудия ущелья р. Дамблуд (сел. Укангори) с секущими юрские осадки кварцевыми диоритами говорят оруденения в сильно сульфидизированной и окварцованной зоне порфиритовой серии байоса в соприкосновении с жилой кварцевого диорита, что хорошо наблюдается в существующей разведочной канаве. Помимо этого, изучение шлифов из керн выявило наличие на глубине интрузивных пород, подобных кварцевому диориту.

Молибден встречается в пиритизированных и окварцованных зонах полиметаллических месторождений. Так, анализ образца из 10-метровой пиритизированной зоны Цицвианис-геле (приток р. Дамблуд) показал содержание молибдена 0,13 проц., свинца — 0,1 проц. и цинка — 1,6 проц. Генетическая связь молибдена с теми же интрузиями не должна вызывать сомнения.

Месторождения барита встречаются в Болнисском районе. Большинство их сосредоточено в районе сел. Казрети, там они залегают в меловых отложениях, где развиты интрузии дацитов и альбитофиров. Это указывает на генетическую связь жил барита с дацитовыми интрузиями.

Присутствие золота в баритовых месторождениях Болнисского района придает им еще большее значение.

Чатахское железное месторождение также связано с вулканогенным мелом и находится в ореоле дацитовых интрузий. Одно из месторождений Чатаха залегают непосредственно в альбитизированном даците, что не осталось незамеченным и старыми исследователями. Иванцкий отмечает, что месторождение железа залегают в жиле порфира, Г. Литовский в 1869 г. указывал, что богатая железом чатахская жила, мощность которой достигает 6 мет. залегают в диоритовом порфире. Таким образом, генетическая связь Чатахского гематитового месторождения с дацитовыми интрузиями не вызывает сомнений. К. Е. Габуния по этому поводу пишет (47): «Рудоносные участки обнаруживают в своем распределении определенное тяготение к дайкам кварцевого альбитофира. Вообще наиболее интенсивное оруденение наблюдается в частях района с наибольшим распространением кварцевых альбитофиров. Особенно показательны в этом отношении месторождения Демурсу, Большой Гюней, Багдад, Балидара и Ташкясан. Окружающие породы на рудоносных участках сильно обесцвечены, каолинизированы, хлоритизированы и эпидотизированы» (стр. 225).

Далее автор отмечает: «Изучение распределения рудных проявлений и постепенных изменений в окружающих породах устанавливает связь рудообразования с поствулканическими процессами последних фаз экструзивных извержений. Следы интенсивной каолинизации и большое повсеместное распространение в пределах вмещающих и окружающих рудные скопления, хлорита, эпидота, селадонита, кварца и

карбонатов, а равно наличие местами актинолита и более или менее закономерное развитие сульфидов, преимущественно пирита (и халькопирита, Г. З. и Н. Ф.), в сравнительно глубоких горизонтах оруденелых участков, свидетельствуют о гидротермальной сущности процессов рудообразования» (стр. 225).

В. Грушевой (71), исходя из указаний Линдгрена, Бутлера, Эммонса и других, отмечает, что как дацитовые породы, так и несущие руду растворы должны быть связаны с необнаженными в данном участке гранитоидными интрузиями, которые возможно обнажены в соседнем районе. Таковыми автор считает Аллавердские (ущелья р. р. Уч-килиса и Дебеда-чай) гранитоидные интрузии, которые находятся в 5—6 км. от Аллавердского месторождения. Как видно из описания, эти гранитоиды бедны кали-шпатом, ввиду чего они больше приближаются к банатитам и кварцевым диоритам. Вкрапленность пирита и хлоритизированной роговой обманки, сильное изменение полевых шпатов дает основание для предположения об их синхроничности с молодыми кварцевыми диоритами р. Дамблуд. Кали-шпат в изученных нами двух образцах не обнаружен, но не исключена возможность, что в небольшом количестве он имеется. О синхроничности молодых кварцевых диоритов ущелья р. Дамблуд с дацитами, говорит присутствие в шлихах этой реки гематита, а в Чатахском гематитовом месторождении свинца. С другой стороны, об одновозрастности этих месторождений с Аллавердскими медными рудами и их материнскими интрузиями, говорит присутствие в Аллавердском месторождении, наряду с халькопиритом и пиритом, также сфалерита, галенита, барита, золота и других рудных минералов.

П. Д. Гамкрелидзе (50) в Локском массиве, и в частности на северной его периферии, выделяет три золотоносные зоны.

Первая зона территориально не выходит за пределы массива. Ее существование определяется секущими массив золотоносными кварцевыми жилами. Автор отмечает, что «кварцевые жилы по своему происхождению разного возраста. Они связаны как с древними, так и с молодыми гранитоидными интрузиями. Сульфидизированные участки генетически связываются с более молодыми гранитоидными интрузиями. К сожалению, пока что не удается разграничить разновозрастные золотоносные коренные месторождения этой зоны. Для этого требуется очень детальная и кропотливая работа.

Если все это сопоставить с общими геологическими данными, получается, что здесь (в первой зоне) имеется золото трех генераций: нижне-палеозойской, средне-или верхне-юрской и третичной» (стр. 45).

Так как сульфидизация среднеюрских осадков связана с послепалеозойскими интрузиями, то более естественно допустить, что сульфидизация подстилающего юрские осадки древнего кристаллического массива связана также с тем же интрузивным процессом. С другой стороны пока не будет возможно разграничить секущие массив разновозрастные золотоносные кварцевые жилы, нет основания говорить о существовании золотоносных кварцевых жил, связанных с палеозойскими интрузиями. Поэтому нам кажется, что выделение первой зоны преждевременно. На том же основании мы не вправе говорить о трех возрастных золотоносных типах в первой зоне.

Как следует из работы И. Барканова (8), секущие массив золотоносные кварцевые жилы связаны с послепалеозойскими интрузиями. В штуфе из окварцованной и пиритизированной зоны правого берега р. Джандар-чай оказалось 0,01 гр./т. золота и 1,5 гр./т. серебра. По тому же автору в двухметровой сложной пиритизированной зоне, ниже сел. Камышло, оказалось 0,1 гр./т. золота и 5,8 гр./т. серебра. В полиметаллическом месторождении Камышло отмечается также присутствие PbS и ZnS .

Таким образом, о существовании палеозойского золота мы можем говорить только теоретически. Не доказано также наличие средне- и верхне-юрского золота, так как существование юрских интрузий в районе Локского массива допускается только из общих соображений. Кроме того, не доказано наличие третичных интрузий, хотя их существование более вероятно.

Залегающие в верхнем меле широко распространенные в районе дациты и альбитофиры повидимому являются корнями эффузивной активности кислой магмы, одновременными с вулканогенной свитой верхнего мела, некоторые же из них может быть являются членами интрузивной фазы мелового магматического цикла. Типичной интрузивной фацией рассматриваемого вулканизма считают Бардадзорский гранитоидный массив (82).

Вторую золотоносную зону автор связывает с сульфидизированной зоной юрских осадков. Сульфидизацию пород или гидротермальное их изменение (пиритизация и силицификация) приписывают к средне — или верхне-юрской интрузивной деятельности, существование которой как уже было отмечено, пока не обосновано.

Сульфидизированная зона нередко рудоносна. По данным Ю. Назарова, в штуфах сульфидизированной зоны, в результате химического анализа оказалось $Zn = 0,99$ проц., $Fe = 9,43$ проц., Pb — следы, Cu — нет, $Mo = 0,06$ проц., Ni — нет, $Ag = 2,4$ гр./т., $Au = 0,3$ гр./т.

П. Д. Гамкрелидзе (50) пишет: «Шлихи проб сульфидизированной зоны установили незначительное содержание галенита, халькопирита и, в одной пробе, серебра». (стр. 48).

Третью золотоносную зону автор (50) выделяет севернее второй. В этой зоне золото определено связано с окварцованными верхне-меловыми вулканогенными породами и секущими их жилами барита, генетическая связь которого с интрузиями дацитов и альбитофиров несомненна.

На основании всего этого можно заключить что:

1. Золото встречается во всех породах района от древнейших до самых молодых, если они секутся жилами кварца или в них имеются гидротермально измененные зоны.

2. О существовании палеозойского золота мы можем говорить только теоретически.

3. Не доказано также наличие средне- и верхне-юрского золота, так как существование юрских интрузий в районе Локского массива допускается из общих соображений. Кроме того, не доказано наличие третичных интрузий, хотя их существование более вероятно.

Исходя из вышесказанного, не будет ли более естественным большую часть золота связать с одним возрастным типом, а именно с

дацитами, альбитофирами и вероятно одновозрастными с ними кварцевыми диоритами.

Всюду, где циркулировали генетически связанные с данными интрузиями золотоносные гидротермы, образовывались кварцевые жилы и гидротермально измененные участки.

В соседнем с Локским массивом районе известен ряд, подчас, однотипных месторождений, повидимому связанных с одновозрастными локскими интрузиями.

В этом отношении наиболее интересны Аллавердское и Шамлугское медные месторождения, находящиеся вблизи гранитоидных массивов. Данные месторождения принадлежат к переходным от мезо—к эпitherмальному типу.

Здесь же следует назвать месторождения: Агвское, Мецдзорское, Полан-Такаянское, Спасакарское, Дзехское и Медной горы.

Из полиметаллических месторождений интересны: Ахталинское месторождение (сфалерит с примесью барита, халькопирит, пирит и др.) и месторождение р. Бабаджан.

Барит, встречающийся с медью и полиметаллами, связан с альбитофирами. Промышленное значение имеют Урч-килисинское, Ахталинское и Акоринское месторождения.

Железорудные месторождения имеют тяготение к кулпинской интрузии; образуют гипо-мезотермальные жилы с гематитом и магнетитом.

Медные месторождения (Медная гора, Черемша, Ачкеркути-глух) оруденели в среднеэоценовых туфо-песчаниках:

В восточной части района имеются мелкие пиролузитовые месторождения.

Следует отметить высокое содержание в медных и полиметаллических рудах золота, платины и палладия и небольшое содержание кадмия и мышьяка, в некоторых же случаях (Аллаверды, Шамлут, Мецдзор) — олова и висмута, а в Агвской руде — молибдена.

В окрестностях Акстафы известно коренное месторождение золота, представляющее пиритсодержащие кварцевые жилы, где на глаз различаются вкрапленники золота. Указанные жилы приурочены к сиенитпорфиру.

В Аллавердском районе И. Г. Магакян (182) выделяет следующие формации оруденений: пиритовую, гематитовую, медно-пиритовую, сульфидно-оловяную, полиметаллическую, свинцово-серебряную, борнитовую и нерудную (барит, кальцит, гипс), рассматривая их, как результат единого длительного и последовательного процесса оруденений.

10. Район Храмовского массива. В Храмовском и Локском районах известны месторождения железа, марганца, меди, свинца, цинка, барита, пирита, золота, вольфрама (шеелита), касситерита, ртути и кадмия. Последний совместно с мышьяком установлен в виде примеси в полиметаллических рудах, тогда как золото, шеелит, касситерит и ртуть содержатся преимущественно в россыпях.

Месторождения генетически связывают с верхнемеловыми интрузиями.

Вмещающие породы оруденений представляют древние гранитоид-

ды и кристаллические сланцы, лейасовые и байосские свиты, чаще меловые и среднеэоценовые вулканогенные отложения.

Оруденения железа имеют тяготение к дайкам альбитофиров, меди—к кварцевым диоритовым порфирирам, полиметаллов и барита—к дацитам.

Чатахское и ему подобные железорудные месторождения (Маднисцкаро, Фахрало) оруденели в верхнемеловых туфобрекчиях и пространственно связаны с альбитофирами. Железная руда представлена высокосортным гематитом.

В Маднис-серском месторождении мы имеем гематит—пирролюзит. Оруденение находится в верхнемеловых туфобрекчиях.

Патара-Тонетское, Вархунское и Дагетское марганцевые месторождения находятся в верхнем меле, когда как Тетрицкаройское, Маднис-серское, Чхикветское и Самебское марганцевые месторождения — в палеоцене.

В Храмском массиве (Молотово, Цхнари, Гомарети, Мамуласопели, Дамирло и др.) с молодыми интрузиями связаны борнит-халькопиритовые руды, которым сопутствует барит.

Образование россыпного золота связано с разрушением золотоносных кварцевых жил, содержащих пирит, медь, полиметаллы и барит.

Шеелит, обнаруженный в шлихе, по мнению И. Г. Магакяна, возможно связан с кварцевыми и аплитовыми жилами контактного ореола верхнеэоценовых интрузий.

11. Район ущелья р. Дзама. В металлогеническом отношении наиболее интересно Дзамское контактнометаморфическое железорудное месторождение, образующее в известняках линзы и гнезда магнетита.

Оруденение находится в контактной (скарновой) полосе Квиранской интрузии и верхнемеловых известняках.

Практического значения Дзамское месторождение не имеет.

Других достопримечательных месторождений в данном районе пока не известно.

12. Район Ахалцихе. Металлогения ахалцихских цеолитосодержащих основных пород пока не выяснена.

Думается, они не должны иметь никакого металлогенического значения. По нашим представлениям, названные породы являются корнями и не достигающими иногда поверхности жилами эффузивной активности недифференцированной основной магмы.

С эффузиями же месторождения обычно не связаны.

13. Аджария. Изучение аджарских месторождений начато И. Ф. Григорьевым (70), затем систематическое исследование производилось инженером-геологом В. Р. Надирадзе (197, 198) и позже В. И. Орбеладзе, в результате чего практическое значение некоторых Аджарских месторождений (Канли-Кави, Обола) в настоящее время не вызывает сомнений.

Месторождения мерисского типа группируются главным образом в окварцеванных и видоизмененных под воздействием интрузии среднеэоценовых андезитах.

В меньшем количестве они встречаются вблизи маленьких интрузий (реки: Маджахелис-цхали, Тбети, Схалта и др.).

Из рудных минералов в Аджарии наиболее распространенные и значительные скопления дает медь. Цинк и свинец встречаются в медной руде в виде примесей, редко образуют самостоятельные скопления.

В окрестностях Намонастреви обнаружено самостоятельное молибденовое месторождение. Кроме того, в Цабланском и Учампском медном и пиритовом месторождениях молибден встречается в виде примеси.

Аджарские месторождения в основном мезотермальные, менее распространены переходные мезо-гипотермальные (Учампо, Цаблана, Байрам-оглы, Намонастреви) и, наконец, мезоэпитермальные полиметаллические месторождения.

Во всех месторождениях содержание золота и серебра низкое.

В шлихах обнаружен касситерит и киноварь.

Мерисские месторождения характеризуются зональным распределением рудных минералов. В эндоконтакте мы имеем молибденовые и медно-мышьяковые (энаргитовые) руды, вблизи интрузии развита пирит-халькопиритовая зона, а в экзоконтакте находятся полиметаллические месторождения.

14. Гурия. Связь полезных ископаемых с Гурийскими интрузиями хорошо наблюдается в пределах ущелья р. Натанеби. В первую очередь здесь можно назвать пегматитовую жилу Вакис-Джвари, мощность ее — 3—4 м., длина по простиранию 15—20 м.

Эта жила состоит, главным образом, из крупных кристаллов актинолитовой роговой обманки. Второстепенную роль играют биотит, анортотлаз, магнетит, пирит и апатит.

Зона более мощных пегматитовых жил обнажается в верховьях р. Чачуас-геле, где магнетит образует более крупные скопления. В результате проведенной в 1932 г. П. И. Авалишвили разведки данного месторождения установлено, что оно не имеет практического значения.

В этой жиле или в системе мелких жил магнетит образует в актинолите местные скопления. В большом количестве содержится апатит, длина каждого достигает 1 см. Нередко в породе встречаются пустоты, содержащие хорошо развитые октаэдры магнетита и мелкие кристаллы сфена.

С Вакио-Джварской интрузией связан ряд мелких мезогипотермальных полиметаллических месторождений. Эта связь хорошо выражена в районах Корис-буде, Учхеба и Пампалети, где в контактных породах наблюдаются зоны пиритизации, обогащенные иногда цинком и медью.

В медных месторождениях главные рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом с примесью сфалерита и галенита, а в высоко-температурном типе (Саарчиво, Корисбуде) — гематитом, магнетитом и борнитом. Жильные минералы: кварц, кальцит, редко борнит.

В полиметаллических месторождениях наблюдаются в основном сфалерит и галенит.

В пегматитах Чхиква определен молибденит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агалин Г. П. — Краткий геологический очерк центральной части Большого Карагачая. — Изв. Геол. ком., т. 48, № 4, 1929.
2. Агалин Г. П. — Годовой отчет о геологических исследованиях в Сванетии и Абхазии. — Фонды Груз. Геол. управления 1932.
3. Агалин Г. П. — Некоторые данные по неонтузиям Абхазии и Сванетии. — Жур. «Геология на фронте индустриализации», № 11, 1935.
4. Акентьев С. — Гидрогеологические обследования Горийской долины, 1929.
5. Алелков Ф. А. — Месторождение асбеста в Карагачаевской Автономной области. — Жур. «Минеральное сырье и его переработка», № 7—8, 1927.
5. Алелков Ф. А. — Месторождение асбеста в Карагачаевской Автономной области. — Жур. «Минеральное сырье и его переработка», № 7—8, 1927.
6. Аляев С. Е. — Геологические исследования в южной части планшета XXVIII — 39 Южной Кахетии. — Сборник геологических исследований в Южной Кахетии. Труды нефтяного геол. - разв. инст. СССР, вып. 12, 1939.
7. Арвадзе В. Л. — Геология и полиметаллическое оруденение верховьев рр. Амтхела и Джамшала. (Предварительный отчет) по работам 1939. — Фонды Груз. Геол. управления.
8. Барканов И. — Очерк геологии и рудных месторождений северной части Степанованского района ССР Армении и Башкичетского района ССР Грузии, — Фонды Груз. Геол. управления, 1935.
9. Бацевич Л. — Геологические исследования в бывшей Батумской области. — Мат. для геологии Кавказа. Сер. 1, кн. 12., 1884.
10. Бацевич Л. — Геологическое описание Батумского и Артвинского округов. — Мат. для геологии Кавказа. Сер. 2, кн. 1, 1887.
11. Безбородко Н. И. — Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Мийкопском отд. Кубанской области (Северный Кавказ). Изв. Алексеевского Донск. Политехн. института, т. 2, отд. 2, 1913.
12. Беликов Б. П. — Изверженные породы северо-восточного склона Триалетского хребта. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, серия Закавказская, вып. 15, 1935.
13. Беликов Б. П. — Эффузивные породы Аджаристана. — Мат. по геологии и петрографии ГССР. Труды СОПС Акад. Наук СССР, вып. 14, 1935.
14. Беликов Б. П. — Розенбергский (Александрсгильфский) кристаллический массив. — Мат. по геологии и петрографии ССР Грузии. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, серия Закавказья, вып. 20, 1936.
15. Беликов Б. П. — К петрографии тешенитовых пород Кутаисского района Грузии. — Рукопись геологич. инст. АН СССР, 1940.
16. Беликов Б. П. и Кузнецов С. С. — О габбровой интрузии на северо-восточных склонах Триалетского хребта (Закавказье). — Труды петрографического института Акад. Наук СССР, вып. 1934.
17. Беликов Б. П. и Кузнецов С. С. — Геолого-петрографическое строение южных склонов Триалетского хребта. — Матер. по геологии и петрографии ССР Грузии. — Труды СОПС Акад. Наук, серия Закавказская, вып. 20, 1936.
18. Белянкин Д. С. — Об альбитовом диабазе из Красной Поляны и о контакте его со сланцами. — Изв. СПб Политех. инст. т. 15, 1911.
19. Белянкин Д. С. — Тешениты из Курсеба и его положение в системе горных пород. — Изв. Петерб. Политех. Инст., т. 17, вып. 1. Петербург, 1912.

20. **Белянкин Д. С.** — Ортоклазовый диабаз с р. Геналь-дон. — Изв. СПб. Политех. Инст. т. 21, вып. 2, 1914.
21. **Белянкин Д. С.** — 1. К петрографии Архотского тоннеля. 2. Геологическая карта по линии Архотского тоннеля. В книге: Геологич. исслед. в области перевальной железн. дороги через Глав. Кавказ. хребет, СПб. 1914.
22. **Белянкин Д. С.** — К изучению новейших изверженных горных пород Казбека и его окрестностей. — Известия С. Петербургского Политех. института, т. 21, вып. I, 1914.
23. **Белянкин Д. С.** — Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-су в Центральном Кавказе. — Изв. Петроградск. политехнич. инст. императора Петра Великого, т. 23, вып. 2, 1915.
24. **Белянкин Д. С.** — Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Труды Петрограф. инст. Акад. Наук СССР, вып. 6, 1934.
25. **Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П., Фаворская М. А.** — О неонитрузиях Бакского (эзерского) типа на Кавказе. — Записки Всероссийского минералог. общества, вторая серия, ч. 72, вып. 3—4, 1943.
26. **Белянкин Д. С., Маслов К. С., Петров В. П.** — Магматические проявления в сев. зап. части Грузии. — Труды Петрографич. инст. Акад. наук СССР, вып. 14, 1939.
27. **Белянкин Д. С. и Петров В. П.** — Гишнит Грузии. — Доклады АН СССР. Новая серия, т. 24, № 4, Москва, 1939.
28. **Белянкин Д. С. и Петров В. П.** — История исследования и некоторые новые данные по тешенитам и родственным с ними цеолит-содержащим породам на территории Грузии. — Записки Всероссийск. Минер. О-ва, ч. 59, № 2—3, Москва, 1940.
29. **Белянкин Д. С. и Петров В. П.** — Заключительные замечания к неонитрузиям Сванетии и Абхазии. — Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. Труды СОПС Акад. Наук СССР, серия Закавказья, вып. 24, 1940.
30. **Белянкин Д. С. и Петров В. П.** — Тешенито-кампитонито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалциха. — Труды института геологических наук Акад. Наук СССР, вып. 21, петрографич. серия (№ 7), 1940.
31. **Белянкин Д. С. и Петров В. П.** — Петрография Грузии. Петрография СССР, сер. 1, региональная петрография, вып. 11, изд. Акад. Наук СССР, 1945.
32. **Белянкин Д. С., Петров В. П., Еремеев В. П.** — Неонитрузии Аджаристана и Грузии. — Материалы по геологии и петрографии СССР. Труды СОПС Акад. Наук СССР, вып. 14, 1935.
33. **Бенделиани А. Е.** — Цецское (Сурунгальское) месторождение мышьяка в Верхней Сванетии — журн. «Разведка недр», № 2, 1937.
34. **Бессонов И. И.** — Геолого-петрографический очерк области верховьев Б. и М. Зеленчуков в Карагачае. — Труды по геол. и полез. ископ. Северного Кавказа, т. 1, 1938.
35. **Бессонов И. И.** — Некоторые данные по петрографии семейства габбровых пород Западного Карачая (Северный Кавказ). Труды по геологии и полез. ископ. Северного Кавказа, т. 2, 1938.
36. **Бетехтин А. Р.** — Перевисское нагорье Чиатурского марганцевого месторождения. — Фолды Груз. Геол. управления, 1936.
37. **Богачев В. В.** — Фауна отложений диатомита в Ахалцихском бассейне. — Изв. Азерб. гос. унив., вып. 1, 1927.
38. **Богачева-Шинкина А.** — Отложения диатомита в Ахалцихском третичном бассейне. — Изв. Азерб. гос. унив., 1927.
39. **Варданияц Л. А.** — К геолого-петрографич. характеристике Горной Осетии (Садонский рудный район). — Труды Сев.-Кавк. ассоциации науч. исслед. инст., вып. 6, 1926.
40. **Варданияц Л. А.** — Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа. — Труды Глав. геол.-разв. управ., вып. 22, 1931.
41. **Варданияц Л. А.** — Очерк геологии ущелья реки Дидихеви в Кахетии (предварительный отчет). — Изв. ВГРО, вып. 98, 1932.
42. **Варданияц Л. А.** — О металлогении Кавказа. — Изв. Акад. наук СССР, № 8, 1933.
43. **Варданияц Л. А.** — Горная Осетия в системе центрального Кавказа. — Труды ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.

44. Варданияц Л. А. — Материалы по петрографии Северо-западного Кавказа (бассейн реки Белой, Сочи, Мзымты. Большой и Малой Лабы). — Труды Азово-Черномор. геол. треста, 1935.
45. Вассоевич Н. Б. — Геологические исследования в районе (Сабунинского месторождения кровельных сланцев (левобережье Алазани, Кахетия). — Труды нефтяного геолого-разведочного института, серия А, вып. 20, 1932.
46. Вачнадзе Н. Д. и Табагари В. И. — Месторождение гумбринина. — Труды Груз. отд. ВИМС, вып. 2, 1938.
47. Габуния К. Е. — Железо. Минеральные ресурсы Грузии. — Изд. Техника და შრომა, 1933.
48. Габуния и Гамкрелидзе — (კ. გამბუნია და პ. გამკრელიძე). ბორჩალოს რაიონის სამხრეთი ნაწილის გეოლოგია. საქართველოს სსრ მეცნ. აკად. გამომცემა, გეოლოგიური სერია, ტ. 1 (6)₁, 1946.
49. Гамкрелидзе П. Д. — Геологическое строение северо-западной части Тriaлетского хребта. — Булл. геол. инст. Грузии, вып. 3, 1937.
50. Гамкрелидзе П. Д. — Окончательный отчет по геолого-поисковым и разведочным работам Дамблуд-Пинаяурской партии за 1942 год. — Фонды комбината «Груззолото».
51. Гамкрелидзе П. Д., Заридзе Г. М. и Чичинадзе К. И. — Отчет Абхазской геолого-поисковой партии Закавказского отделения союзредразведки. — Фонды Закредметразведки. Тбилиси, 1937.
52. Гамкрелидзе П. Д. и Канделаки Н. А. — Геологическое описание западной части Аджаро-Тriaлетской складчатой системы. Листы К-38—XXIX (Ахалцихе) и К-37—XXIV (Батуми). — Фонды Груз. геол. управления, 1944.
53. Гамкрелидзе П. Д. и Эдилашвили В. Я. — Геологическое описание листа К-38-XXI (Тбилиси). — Фонды Груз. геол. управления, 1940.
54. Гамкрелидзе П. Д. и Эдилашвили В. Я. — Геологическое описание листа К-38-XX (Боржоми). — Фонды Груз. геол. управления, 1941.
55. Герасимов А. П. — История поверхности земли. — Жур. «Природа», № 9—10, 1926.
56. Герасимов А. П. — К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. — Изв. Госл. ком., т. 48, № 7, 1929.
57. Герасимов А. П. — Радиоактивные процессы и основные вопросы геологии. — Труды Третьего Всесоюзного съезда геологов 20—26 сент. 1928 года. — Изд. Средне-Азиат. отд. Геолкома, 1930.
58. Герасимов А. П. — Тектоника, вулканические циклы и металлогения Северного Кавказа. — Жур. «Геология на фронте индустриализации», № 7—9, 1939.
60. Герасимов А. П. — Эссекситовая интрузия в Ахалцихском бассейне. — К 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова. ОНТИ, 1937.
61. Герасимов А. П. — Лакколиты Пятигорья и восточный склон Бештау. — Экскурсия по Кавказу, международ. геологич. конгресс, 17 сессия, 1937.
62. Герасимов А. П. — Геологическое строение Минераловодского района. — Труды ЦНИГРИ, вып. 93, 1937.
63. Герасимов А. П. — Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рр. Малки и Кумы. — Труды ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
64. Герасимов А. П. и Янишевский М. О. — О верхне-силурийских осадках в окрестностях Кисловодска на Кавказе. — Изв. геол. ком., т. 35, 1916.
65. Гинзберг А. С. — Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья озера Гокча. Бассейн озера Севан (Гокча). — т. I. Научные результаты экспедиции 1927 года. — Акад. наук СССР, 1929.
66. Гинзберг А. С. — Офиолиты Альпо-Апеннин и Закавказья. — Труды Геологического музея Акад. Наук СССР, VII, 1930.
67. Гинзберг А. С. — Геолого-петрографическое описание правобережья реки Занга к западу от селения Комедзор до долины реки Маман. — Бассейн озера Севан (Гокча). — Тр. СОПС Акад. Наук СССР, т. 3, вып. 2, 1933.
68. Гинзберг А. С. — Геолого-петрографическое описание восточной части Севанского бассейна. Бассейн озера Севан (Гокча). — Труды СОПС. Акад. Наук СССР, т. 3, вып. 2, 1933.

69. Гинзберг А. С. — Петрография республики Армении. — Петрография СССР, региональная петрография, серия 1, вып. 2, Петрографич. инст. Акад. Наук СССР, 1954.
70. Григорьев И. Ф. — Медные и свинцово-цинковые месторождения района сел. Мериси и Вайо в Аджаристане. — Изв. Геодкома 58, № 1, 1929.
71. Грушевой В. Г. — Алавердское медное месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис) — Труды Гл. геол.-разв. управ. вып. 1, 1930.
72. Грушевой В. Г. — Геологический очерк с.-з. части Алавердского района ССР Армении и части Борчалинского района ССР Грузии. — Фонды Груз. геол. управления, 1935.
73. Грушевой В. Г. — Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР (Меграинский, Кафанский и Ордубадский районы). — Труды Груз. геол. управления, вып. 2, интрузивы Закавказья, 1941.
74. Грушевой В. Г. — Интрузивные породы (Армянской ССР (Северная часть Армении и соседний район Грузии). — Труды Груз. геол. управ., вып. 2, интрузивы Закавказья, 1941.
75. Гуцадзе В. Н. — Диориты и тешениты. — Минеральные ресурсы ГССР, 1933.
76. Дели Р. О. — Изверженные породы и глубины земли. — ОНТИ НКПТ СССР, 1936.
77. Джанелидзе А. И. — (ა. ჯანელიძე). მასალები რაჭის გეოლოგიისათვის. თბილისის სახელმწ. უნივერსიტ. მოამბე. ტ. 6, 1926.
78. Джанелидзе А. И. — Геологические наблюдения в Окрибе. — Бюллетень геологического института Акад. Наук ГССР, т. 5, 1941.
79. Джанелидзе А. И. — (ა. ჯანელიძე). მთების წარმოშობის საკითხისათვის. საქართველოს მეც. აკად. მოამბე, ტ. 4, № 5, 1943.
80. Дзвеля М. Ф. — Геологическое строение Багдадского нефтеносного района. — Фонды Грузнефти, 1938.
81. Дзоценидзе Г. С. (გ. ძოწენიძე). მასალები პორფირიტული წყების პატროგრაფიისათვის (ხეშთ რაჭა და სამხრეთი ოსეთი). საქართველო. ინსტ. მოამბე ტ. 3, ნაკვ. 3, 1938.
82. Дзоценидзе Г. С. — Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. — Фонды инст. геологии и минералогии Акад. наук ГССР, 1947.
83. Дзоценидзе Г. С. (გ. ძოწენიძე). ჭაუხის დიამაზების ასაკის საკითხისათვის. საქართველოს მეცნ. აკად. მოამბე. ტ. 2, № 1, 1943.
84. Дзоценидзе Г. С., Крестников В. Н. — Геолого-петрографический очерк южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Хевсуретии. — Материалы по петрографии ГССР. — Труды Груз. геол. управления, вып. 5, 1941.
85. Дюдин А. Л. — Интрузивные породы бассейна р. Кили-чай. — Труды Груз. геол. управления, вып. 2, интрузивы Закавказья, 1941.
86. Думбадзе В. Н. — Отчет Квайсинской геолого-разведочной партии за 1945 год. — Фонды Грузцветметразведки.
87. Еремеев В. П. — Петрографическое описание неонтрузии (Верхней Сванетии). — Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии, вып. 5, 1936. (Рукопись).
88. Еремеев В. П. — Петрографическое исследование цеолитового габбро из района сел. Гвердзинети в Грузии. — Труды института геологических наук Акад. Наук СССР, вып. 36, петрографич. серия (№ 11), 1940.
89. Еремеев В. П. и Петров Р. П. — Петрографическая характеристика неонтрузии горы Квиран (Грузинская ССР). — Труды института геологич. наук Акад. Наук СССР, вып. 36, петрографическая серия (№ 10), 1940.
90. Еремеев В. П. и Петров В. П. — Петрографическое описание неонтрузий, входящих в бассейне Кодора. — (Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Ч. 2. — Труды СОПС Акад. Наук СССР. Серия Закавказская, вып. 24, 1940.
91. Еремеев В. П. и Петров В. П. — Неонтрузии Сванетии. В. Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, серия Закавказская, вып. 24, 1940.

92. Ефремов Г. М. — К вопросу о возрасте некоторых неонитрузий (Северо-западного Кавказа. Материалы Азово-Черном. геол. управ. по геол. и полез. ископаемым, сборник 3, 1938.
93. Ефремов Н. Е. — О зональности и распространении ультрабазитов Кавказского хребта. — Доклады Акад. Наук СССР, т. 24, № 5, 1939.
94. Ефремов Н. Е. — К вопросу о возрасте серпентинитов Кавказского хребта. — Доклады Акад. Наук СССР, т. 25, № 5, 1939.
95. Ефремов Н. Е. — Гипербазитовая формация Северного Кавказа. Жур. «Советская геология», № 10, 1940.
96. Ершов А. Ф. — Рудоносность Верхней Рачи и Сванетии. Жур. «Советская геология», № 8, 1940.
97. Заридзе Г. М. — Неогранит сел. Пона. — Фонды ИМС и Груз. геол. управления, 1933.
98. Заридзе Г. М. — Неонитрузия в Дзирульском кристаллическом массиве (кандидатская диссертационная работа). — Фонды петрографич. инст. Акад. Наук СССР, 1936.
99. Заридзе Г. М. — Краткий обзор горных пород Дзирульского кристаллического массива. — Изв. Груз. индустр. института им. Кирова, книга 7, 1938.
100. Заридзе Г. М. — Хевская неонитрузия в Дзирульском массиве. — Бюллетень геологич. института Грузии, т. 4, вып. 1, 1938.
101. Заридзе Г. М. — Петрографическая часть окончательного отчета Абхазской п/р партии Зак. Отделения союзредметразведки. Фонды Закредметразведки, 1938.
102. Заридзе Г. М. — Генезис магматических пород. — Изд. Тб. гос. университета им. Сталина.
103. Заридзе Г. М. — Габбро-диоритовая неонитрузия по Военно-Сухумской дороге у устья р. Зима. — Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, серия Закавказья, вып. 24, 1940.
104. Заридзе Г. М. — Бабильская диабазовая интрузия в Нижней Сванетии. — Сообщ. Акад. Наук СССР, т. 2, № 6, 1941.
105. Заридзе Г. М. — Кислые жильные породы района селений Рцхмелури и Циплакаки (ущ. реки Цхенис-цхали) в Н. Сванетии. — Сообщ. Акад. Наук СССР, т. 2, № 7, 1941.
106. Заридзе Г. М. — Основные жильные породы района селений Рцхмелури и Циплакаки (ущелье р. Цхенис-цхали) в Нижней Сванетии. — Сообщ. Акад. Наук СССР, т. 2, № 9, 1941.
107. Заридзе Г. М. — Окончательный отчет В/Сванетской поисково-разведочной партии комбината Груззолото. — Фонды комб. «Груззолото», 1943.
108. Заридзе Г. М. — К классификации по количественно-минералогическому составу пород гранитоидного и кварцево-монзонитового ряда. — Сообщ. Акад. Наук СССР, т. 4, № 6, 1943.
109. Заридзе Г. М. — Среднеюрский магматический цикл в Грузии. — Сообщ. Акад. Наук Грузии, т. 5, № 2, 1944.
110. Заридзе Г. М. — Два магматических цикла в палеогене Малого Кавказа. — Сообщ. Акад. Наук Грузии, т. 5, № 4, 1944.
111. Заридзе Г. М. — Магматический цикл верхнего миоцена-плиоцена в Грузии. — Сообщ. Акад. Наук Грузии, т. 5, № 6, 1944.
112. Заридзе Г. М. — Магматические циклы четвертичного периода в Грузии. — Сообщ. Акад. Наук Грузии, т. 5, № 9, 1944.
113. Заридзе Г. М. — Мезозойские и кайнозойские интрузии Грузии, их связь с соответствующими магматическими циклами и условия их образования. — Фонды Груз. Геол. управления, 1945.
114. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. — Петрографический очерк Локского кристаллического массива. Фонды инстит. геологии и минерологии Акад. Наук Грузии, 1946.
115. Заридзе Г. М. — Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. — Издательство «Техника да шрома», 1947.
116. Заридзе Г. М. и Чичинадзе К. И. — Эцерская неонитрузия на Кавказе. — Труды Инст. геолог. наук АН СССР, вып. 44, петрографич. серия (№ 14), 1940.
117. Залесский Б. В. и Петров В. П. — Горные породы района Цхинвали—Джава. — Изв. Юго-Осетинского Н. И. инстит. Краеведения, вып. 1, 1933.

118. Залесский Б. В. и Петров В. П.—Мелкие моногенные эффузии центральной части Юго-Осетии.—Труды Петр. Инст. Акад. Наук СССР, вып. 6, 1934.
119. Залесский Б. В., Петров В. П. и Беликов Б. П.—Горные породы и строительные материалы центральной части Юго-Осетии.—Труды СОПС и петрографич. инст. Акад. Наук СССР, серия Закавказья, вып. 13, 1936.
120. Игнатъев Н. А.—Геолого-петрографический очерк р. М. Лабы и ее притоков Маркопиджа и Уруштени (Черной) на Северном Кавказе.—Сбор. «Северо-Кавказская петрографическая экспедиция 1933 г.»—Изд. Акад. Наук СССР, 1936.
121. Ильин С. И.—Геологическое исследование проектируемых гидросооружений на р. Храм.—Жур. «Техника и строительство», № 2—3, 1930.
122. Ициксоп М. И.—К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Северный Кавказ).—Запис. Всерос. минералог. О-ва, сер. 2, ч. 69, № 2—3, 1940.
123. Казахшвили Т. Г.—Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива.—Мат. по петрографии ГССР, труды Геол. Управления, вып. 5, 1941.
124. Казахшвили Т. Г.—Петрографическое изучение Джандарского кристаллического массива (Западная часть).—Фонды Груз. Геол. управления, 1941.
125. Казахшвили Т. Г. и Лоладзе Г. Н.—Геолого-петрографический очерк западной части Храмской кристаллической плиты.—Фонды Груз. Геол. управления, 1936.
126. Казахшвили Т. Г. и Лоладзе Г. Н.—Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива в связи с поисками и изучением оруденелых кварцитов в Цалкинском, Башкитском и Агбулакском районах.—Фонды Груз. Геол. управления, 1937.
127. Казахшвили Т. Г. и Роква М. Л.—О лейцитовых породах Гурии. Зап. Всерос. Минер. Общ. 2 серия, ч. 74, вып. 4, 1945.
128. Казахшвили Т. Г. и Топурия П. А.—Неоштрузии устья реки Супсы (Восточная Гурия).—Труды Груз. Отдел. ВНИИ Мин. сырья, вып. 2, 1938.
129. Канделаки Н. А.—Геологическое описание листа К—37—XVIII (Поти).—Фонды Груз. Геол. управления, 1946.
130. Карк И. М.—К геологии долин Пшавской и Хевсурской Арагви. В книге: Геолог. исслед. в области перевальной железной дороги через Глав. Кавк. хребет, СПб., 1914.
131. Кахадзе И. Р. и Канделаки Н. А.—Отчет Юго-Осетинской геолого-съемочной партии по работам 1939 г.—Фонды Груз. Геол. управления, 1940.
132. Кахадзе И. Р. и Канделаки Н. А.—Геологическое описание листа К—38—XIV (Чиатура).—Фонды Груз. Геол. управления, 1941.
133. Киласония П. Ф.—Петрографическое строение юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива (басс. р. Черат-хеви).—Фонды института геологии и минералогии Акад. Наук ГССР, 1940.
134. Кобилев А. Г.—Геолого-петрографический очерк верховьев Большой Лабы (область перевалов). Сборник «Северокавказская петрографическая экспедиция 1933 года» Под редакцией Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.—Изд. Ак. Наук СССР, 1936.
135. Кобилев А. Г.—Амфиболиты р. Б. Лабы (Северный Кавказ). Материалы Азово-Черноморского Геологического Управления по геологии и полезным ископаемым. Сборник 5, 1938.
136. Колодяжный А. П.—Результаты асбестовых экспедиций в верховьях р.р. Кубани и Б. Лабы. Жур. «Минеральное сырье», № 10—11, 1926.
137. Коношевский Л. К.—Материалы для геологии Кавказа, сер. 4, кн. 2, 1914.
140. Котляр В. Н.—О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа.—Записки Всерос. Минер. общества, ч. 69, № 2—3, 1940.
141. Котляр В. Н.—Интрузивные породы центральной части Армянской ССР.—Труды Груз. Геол. управ., вып. 2, интрузивы Закавказья, 1941.
142. Криштафович А. Н.—К истории растительности бассейна Северной Двины и Закавказья.—«Ботанич. журнал», т. 24, № 5—6, 1939.
143. Кржековский А.—Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении (бассейн среднего течения р. Восточного Арпа-чая).—Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 136, 1930.

144. Кудрявцев Н. А. — Геологический очерк нефтяного района Южной Кахетии. — Фонды Нефтяного геолого-разведочного института и Геолого-поисковой конторы Грузнефти, 1938.
145. Кузнецова Е. В. — Схема классификации докембрийских гранитных пегматитов Горной Балкарии. — Записки Всерос. Минералог. Общ., ч. 65, № 2, 1936.
146. Кузнецов И. Г. — Геолого-петрографический очерк о генезисе Карачаевского серебро-свинцово-цинкового месторождения. — Матер. по общ. и приклад. геологии, вып. 2, 1924.
147. Кузнецов И. Г. — Геологическое строение района курорта Шови (бассейн Чанчахи в Центральном Кавказе). — Труды Всесоюз. Геол. развед. об'ед. ВСНХ СССР, вып. 151, 1931.
148. Кузнецов И. Г. — Рудные месторождения верхнего течения Риона. — Изв. Глав. Геол. — развед. управления, вып. 20, 1931.
149. Кузнецов И. Г. — Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Чвешуры в Центральном Кавказе. — Материалы ЦНИГРИ. Региональная геология и гидрогеология. Сборник 1, 1933.
150. Кузнецов И. Г. — Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. — Запис. Всерос. Минерал. Общ., ч. 69, № 2—3, 1940.
151. Кузнецов И. Г. — Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. — Запис. Всерос. Минерал. Общ., ч. 69, № 2—3, 1940.
152. Кузнецов И. Г. — Четвертичные эффузии в Юго-Осетии, Верхней Раче и Дзгиркульском массиве. — Геология СССР, т. 10, ч. 1. Комитет по делам геологии при СНК СССР, 1941.
153. Кузнецов И. Г. — Неогитрузии южного склона Большого Кавказа. — Геология СССР, т. 10, ч. 11, Комитет по делам геологии при СНК СССР, 1941.
154. Кузнецов И. Г. — Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. (Докторская диссертационная работа). — Фонды института геологии и минералогии Акад. Наук Груз. ССР, 1942.
155. Кузнецов С. С. — Геологический очерк северо-восточных склонов Тriaлетского хребта. — Мат. по геологии и петрогр. СССР, вып. 2, 1935.
156. Кузнецов С. С. — Геологический очерк Аджаристана. — Мат. по геолог. и петрогр. СССР. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, вып. 14, 1935.
157. Кузнецов С. С. — Аджаро-Тriaлетская складчатая система. Мат. по геологии и петрографии Грузии, вып. 4. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, серия Закавказья, вып. 22, 1937.
158. Кузьмин С. А. — Изверженные породы Главного Кавказского хребта в Сванетии. — Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии, вып. 5, 1936. (Рукопись).
159. Кузьмин С. А. — Кристаллический комплекс В/Сванетии. — Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 12. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, серия Закавказья, вып. 24, 1940.
160. Куплетский Б. М. — Обзор современных взглядов на происхождение гранитов. — Изв. Акад. Наук СССР, серия геологич. № 3, 1942.
161. Курочкин В. Н. — Отчет Куреевской тешенитовой партии о разведочных работах полевого периода 1931 года. — Фонды Груз. Геол. управления.
162. Курочкин В. Н. — Очерк геологического строения части Гагринского и Гудаутского районов АССР Абхазии и предварительное сообщение о геотектоническом строении южного склона Большого Кавказа в пределах последней (отчет за 1940 г.). — Фонды Груз. Геол. управления.
163. Лебедев П. И. — Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными и минеральными источниками. — Труды Сев.-Кав. Ассоц. НИИ, № 75, вып. 15, 1930.
164. Лебедев П. И. — Вулкан Алагез и его лавы. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, т. 1, серия Закавказская, вып. 3, 1931.
165. Лебедев П. И. — Эффузии Алагеза — Геология СССР, т. 10, ч. 1, Комитет по делам геологии при СНК СССР, 1941.
166. Левинсон-Лесинг Ф. Ю. — Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. — Труды Императорского СПб Общества естествоиспытателей, т. 26, вып. 5, 1898.
167. Левинсон-Лесинг Ф. Ю. — Об основных проблемах петрогенезиса. Изв. СПб, Политех. инст. 1910.

168. Левинсон-Лесинг Ф. Ю. — Вулканическая область Центрального Кавказа, между перевалами Рокским и Архотским. — Геолог. исследования в области перевальной жел. дороги через Кавказский хребет, 1914.
169. Левинсон-Лесинг Ф. Ю. — Несколько мыслей о дифференциации и о природе магмы. — Изв. Петроград. политех. инст. т. 23, вып. 2, 1915.
170. Левинсон-Лесинг Ф. Ю. — К вопросу о генезисе изверженных пород. — Труды Минер. музея Акад. Наук СССР, т. 3, 1928.
171. Левинсон-Лесинг Ф. Ю. — Петрография. — Горно-Геол. нефт. издат., 1933.
172. Левинсон-Лесинг Ф. Ю. — Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. — Изд. Акад. Наук СССР, 1934
173. Левинсон-Лесинг Ф. Ю. — Проблемы магмы (статья первая). Ученые записки ЛГУ, т. 3, № 17, 1937.
174. Левинсон-Лесинг Ф. Ю. — Проблемы магмы (статья вторая). — Изв. Акад. Наук СССР, серия геологическая, 1939.
175. Левченко С. В. — О литологии флишевых отложений северо-восточных склонов Триалетского хребта. — Мат. по геол. и петрографии Грузии, вып. 2. Труды СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавказья, вып. 15, 1935.
176. Левченко С. В. — Геолого-петрографическое строение северо-восточных склонов Триалетского хребта и литологическая характеристика палеогена Триалетия. — Мат. по геол. и петрографии Грузии, вып. 3. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавказья, вып. 20, 1936.
177. Левченко С. В. — Осадочные породы Сванетии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. — Мат. по геол. и петрогр. Грузии, ч. 2. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, сер. Закавказья, вып. 24, 1940.
178. Личков Б. Л. — К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза, ч. 1. — Труды СОПС Акад. Наук СССР, т. 1, серия Закавказская, вып. 3, 1931.
179. Лоладзе Г. Н. — Отчет по теме «Петрография Казбекского района». — Фонды Груз. Геол. управления, 1940.
180. Лоладзе Г. Н. и Казахашвили Т. Г. — Геолого-петрографическое изучение Храмской кристаллической плиты. — Фонды Груз. Геол. управления, 1938.
181. Лукашевич С. и Страхов В. — Гидрогеологический очерк долины Верхней Куры. — Мат. к общей схеме использ. водных ресурсов Кура-Аракс. (бассейна, вып. 5, 1933.
182. Магакьян И. Г. — Металлогения северной части Малого Кавказа. (Объяснительная записка к металлогенической карте масштаба 1:500.000). — Фонды СОПС Акад. Наук СССР, 1947.
183. Маймин З. Л. — Геологические исследования в районе степи Малые Ширази летом 1930 г. — Сборник — Геолог. исследов. в Южной Кахетии. — Труды Нефтяного геол.-раз. инст. Серия Б. Вып. 12, 1932.
184. Марголиус А. М. — Главнейшие результаты геологического исследования Артинского округа, Батумской области, 1915.
185. Маркозия И. А. — Отчет В/Сванетской геологической партии на редкие металлы по работам 1940 г. — Фонды Груз. Геол. управления.
186. Мефферт Б. Ф. — Геологическое исследование в Кутанском и Ахалцихском уездах в 1923 году. — Изв. Геол. Ком., т. 18, № 7, 1924.
187. Мефферт Б. Ф. — Заметки по геологии окрестности Батума. — Изв. Геол. Ком., т. 57, № 4, 1929.
188. Мефферт Б. Ф. — Юрские отложения Имеретии. — Изв. Геол. Ком., т. 19, № 1, 1930.
189. Мефферт Б. Ф. — Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии. — Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 140, 1930.
190. Мефферт Б. Ф. — Геологический очерк бассейна р. Куры с геол. картой маш. 1:210.000. — Изд. Вакводхоза Управ. по общ. схем. использ. водн. ресурсов. Кура-Аракс. басс., 1930.
191. Мефферт Б. Ф. — Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте (Багдадский район Зап. Грузии), 1932.
192. Мефферт Б. Ф. — Геологические исследования в области Северного Аджаристана и Южной Гурии. (Предварительный отчет о работах 1932 и 1933 г.г.). — Фонды Груз. Геол. управления.

193. Мефферт Б. Ф. — Геологический очерк бассейна Верхней Куры. — Изд. Зак. Гос. треста по изыск. и проектиров. водохозяйств. сооружений «Закгидро-провод», вып. 5, 1933.
194. Мефферт Б. Ф. — Геологич. очерк области Боржома и Бакуриани между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. — Труды ВГРО НКТП СССР, вып. 303, 1933.
195. Мефферт Б. Ф. — Геологический очерк области проектируемых мощных гидроэлектростанций Грузии в бассейнах Ингури, Шхенис-цхали, Риона и Куры. — Труды ВГРО НКТП СССР, вып. 349, 1934.
196. Мефферт Б. Ф. — Мезозойский, третичный и послетретичный вулканизм Западного Закавказья. — Геология СССР, т. 10, ч. 1, Ком. по дел. геологии при СНК СССР, 1941.
197. Надирадзе В. Р. — Интрузивные породы западной части Грузинской ССР (Аджария и Гурия). Кн. «Интрузивы Закавказья». — Труды Груз. Геол. Управления, вып. 11, 1941.
198. Надирадзе В. Р. — Интрузии и рудные проявления Аджаро-Имеретинского хребта. (Диссерт. работа на соискание ученой степени кандидата наук). — Фонды Груз. Политехнич. инстит. им. Кирова, 1941.
199. Надирадзе В. Р. и Гвалчрелидзе Г. А. — Ноцарское вольфрамовое месторождение. — Жур. «Советская геология», № 4, 1940.
200. Назаров Ю. И. и Аленикова В. А. — Отчет Дамблудской поисково-разведочной партии за 1940 год. — Фонды Груз. Геол. управления.
201. Обручев С. В. — Новые данные по геологии Боржома. — Жур. «Геологический Вестник», № 4, 1916.
202. Обручев С. В. — Геологический очерк Боржома. — Труды Инст. Прик. мин. и петр., вып. 1, 1923.
203. Пазюк Л. И. — Материалы по петрографии метаморфических сланцев района рек Мушта и Хасаута на Северном Кавказе. — Ученые запис. Гос. Унив., вып. 10.
204. Палибин И. В. — Ископаемая флора Годердзского (перевала). — Труды Ботанич. инст. АН СССР, вып. 4, 1937.
205. Паффенгольц К. Н. — Гранаты Малки и Мушта. — Изв. Геол. Ком., т. 43, вып. 10, 1924.
206. Паффенгольц К. Н. — Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района. — Изв. Геол. Ком., т. 58, вып. 3, 1929.
207. Паффенгольц К. Н. — Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. — Записки Росс. минер. общества, ч. 50, № 2, 1931.
208. Паффенгольц К. Н. — Интрузивные породы бассейнов озера Севан и р. Вердичай, Даралагеза и Нахкрая. — Труды Груз. Геол. управления, вып. 2, Интрузивы Закавказья, 1941.
209. Паффенгольц К. Н. — Четвертичные эффузии Азербайджана и Восточной Армении. — Геология СССР, т. 10, ч. 1, Комитет по делам геологии при СНК СССР, 1941.
210. Паффенгольц К. Н. — Третичные эффузии Восточного Закавказья. — Геология СССР, т. 10, ч. 1, Комитет по делам геологии при СНК СССР, 1941.
211. Паффенгольц К. Н. — Третичные неинтрузии Восточного Закавказья. — Геология СССР, т. 10, ч. 1, Комитет по делам геологии при СНК СССР, 1941.
212. Петров В. П. — Жильные породы Аджаристана. — Мат. по геол. и петрограф. ГССР. Труды СОПС Акад. Наук СССР, вып. 14, 1935.
213. Петров Л. С. — Геологические исследования в районе нефтяного месторождения Кила-Купра в Южной Кахетии летом 1930 г. — Сборник геологич. исследов. в Южной Кахетии. Труды Нефтяного геол.-разв. инст. сер. Б, вып. 12, 1932.
214. Попов И. В. — Геолого-петрографический очерк месторождений асбеста в Верховьях Кубани. — Труды Сев.-Кав. промыш. научно-исследов. инст. вып. 61, 1928.
215. Попов И. В. — Заметки о связи линии герцинских дислокаций с выходами габбро-пироксенитовых пород на Северном Кавказе. — Труды Кубанского сел.хоз. института, т. 8, 1929.

216. Прокопенко Н. М. и Панков В. П. — Минералогическое изучение Верхне-Квайсинского месторождения. Южная Осетия (Предварительный отчет по работам 1926 г.) — Фонды Грузцветметразведки 1947.
217. Ренгартен В. П. — Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. ВГРО, ВСНХ СССР, вып. 148, 1932.
218. Ренгартен В. П. — Военно-Грузинская дорога — экскурсия по Кавказу (Ростов — Тбилиси). Международный геологич. конгресс, 17 сессия, 1937.
219. Робинсон В. Н. — Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. — Труды Всесоюз. геол.-раз. об'ед. вып. 226, 1932.
220. Робинсон В. Н. — Через Главный Кавказский хребет и Кавказский Государственный заповедник. Междунар. 17 геол. конгресс. Экскурсия по Кавказу. Главный хребет, «Заповедник», 1937.
221. Робинсон В. Н. — Геологический очерк района средних течений рек Аксаута и Маруха. Труды по геологии и полез. ископаемым Северного Кавказа, вып. 1, 1938.
222. Робинсон В. Н. — Материалы к познанию палеозоя Кавказского хребта. Кавк. Комплекс. экспедиц. Акад. Наук СССР — Фонды СОПС Акад. Наук СССР, 1940.
223. Роква М. Л. — Наманевский базальт. — Изв. Грузинского индустр. Инст. № 11.
224. Робинсон А. Н. — Заметки об ископаемых птицах из верхне-третичных отложений Закавказья. — Зап. Мин. общ. т. 60, № 2, 1931.
225. Рябинин А. Н. — Ископаемая лягушка из Закавказья. — Ежедневник русск. палеонтологич. общ. т. 7, 1927.
226. Саргин А. Н. — Отчет о Дзамском месторождении. — Фонды СОПС Акад. Наук СССР, 1932.
227. Сердюченко Д. П. — Минералого-петрографический очерк серпентинитов реки Малки. Ученые записки Рост. Гос. Университета, вып. 3, 1935.
228. Сердюченко Д. П. — Геологический возраст гранитов и серпентинитов Сев.-Зап. Кавказа. Ученые записки Рост. Гос. Универ., вып. 3, 1935.
229. Симонович С. Г. — Геологические наблюдения в бассейне верхнего течения реки Риона. — Материалы геологии Кавказа. Сер. 1, 3, книга 9. 1879.
230. Симонович С. Г. — Геологические наблюдения на северо-восточном склоне Триалетского хребта. — Материалы по геологии Кавказа сер. 1, кн. 8, 1887.
231. Симонович С. и Бацевич. — Геологическое описание части Кутаисского уезда Кут. губ., известная под именем Окриба. — Мат. для геологии Кавказа, сер. 1, кн. 4, 1873.
232. Симонович С., Бацевич и Соркин. — Геологическое описание частей Кутаисского, Лечхумского, Сенакского и Зугдидского уездов Кут. губернии. — Матер. для геологии Кавказа, 1875.
233. Ситковский И. Н. — Интрузивные породы северо-восточной части Азербайджанской ССР. — Труды Груз. Геол. управления вып. 2, интрузивы Закавказья, 1941.
234. Смирнов Г. М. — Геологическое описание части Рачинского уезда. Кут. губ. — Мат. для геологии Кавказа, серия 3, кн. 7. 1909.
235. Смирнов Г. М. и Заридзе Г. М. — Неинтрузия в Дзирульском кристаллическом массиве. — Доклады Акад. Наук СССР, т. 2, (11) № 1 (78), 1936.
236. Смирнов Г. М., Тагришвили Н. Ф., Казахавили Т. Г. — Геолого-петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива. — Труды, петрографич. Инст. Акад. Наук СССР, вып. 11, 1937.
237. Соловьев С. П. — Четвертичные эффузии Казбекского и Кельского районов. Геология СССР, т. 10, Комитет по делам геологии при СНК СССР, 1941.
239. Соловкин А. Н. — О диоритовых интрузиях в АОНК. — Изв. АКНИ, № 7 (13), 1935.
240. Соловкин А. Н. — Возрастные соотношения магматических образований АЗ. ССР. — Изв. Азербайджанского филиала Акад. Наук СССР, № 1, 1940.
241. Соловкин А. Н. — Интрузивные породы юго-восточной части Азербайджанской ССР. (Курдистана, Карабаха и Талыша). — Труды Груз. Геол. управления. вып. 2, Интрузивы Закавказья, 1941.

242. Сорокин А. и Симонвич С. — Краткий очерк геологических явлений в Ахалцихском третичном бассейне (по исследованиям 1881 и 1882 годов). — Матер. для геологии Кавказа.
243. Степанов В. Я. — Микроскопическое описание туфогенов Аджаристана. — Мат. по геол. и петр. СССР. Труды СОПС Акад. Наук СССР, вып. 14, 1935.
244. Степанов В. Я. — Кислые и основные интрузии центральной части Абхазской АССР. — Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2, Труды СОПС Акад. Наук СССР, серия Закавказья, вып. 24, 1940.
245. Схиртладзе Н. И. — Камптонит-мончикитовые жильные породы Кутаисского и Ткибульского районов. — Сообщ. Акад. Наук СССР, т. 3, № 3, 1942.
246. Схиртладзе Н. И. — (ბ. სიბრტლადე). დასავლეთ საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის შიდა საქართველო სსრ მეცნიერებათა აკად. მოამბე ტ. 3, № 10, 19 2.
247. Схиртладзе Н. И. — (ბ. სიბრტლადე). დასავლეთ საქართველოს ტექნიკური ფორმაცია. საქართველო სსრ მეცნიერებათა აკად. გეოლოგიის ინსტ. შრომები მიწათმოქმედების მეცნიერებათა დარგში, ტ. 1, 1943.
248. Схиртладзе Н. И. — (ბ. სიბრტლადე). პალეოგენის შემდგომი ვულკანოგენური კონტინენტური წყობა და ფიქციები სამხრეთ საქართველოს ტერიტორიაზე. საქართველო სსრ მეცნიერებათა აკად. გეოლოგიისა და მინერალოგიის ინსტიტუტის ფონდები, 1946.
249. Табагари В. И. — Отчет по изучению неинтрузии в Абхазии — Фонды Груз. Геол. управления, 1938.
250. Табагари В. И. — Тешениты Баноджа и Мелури (Кутаисского района СССР). — Труды Груз. Геол. управления вып. 5, 1941.
251. Талдыкин С. И. — О генезисе Малкинского железо-хромоникелевого месторождения. — Журн. «Геология на фронте индустриализации». № 7—9, 1933.
252. Татарнинов П. М. — Месторождения хризотил-асбеста в верховьях р. Кубани на Северном Кавказе. Вест. Геол. Ком., 1927.
253. Татришвили Н. Ф. — Диабазы Верхней Рачи. — Труды Тбил. Гос. Университета им. Сталина, т. 13, 1940.
254. Татришвили Н. Ф. — К петрографии южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Верхней Рачи. — Труды Груз. Геол. управления, вып. 5, 1941.
255. Татришвили Н. Ф. — Основные черты петрографии Верхней Рачи (Южный склон Глав. Кавк. хребта). Сообщ. АН СССР, т. 2, № 4, 1941.
256. Татришвили Н. Ф. — Неинтрузии Верхней Рачи. — Сообщ. АН СССР, т. 2, № 7, 1941.
257. Татришвили Н. Ф. — О возрасте древних основных и ультраосновных пород Грузии. — Сообщ. Акад. Наук Груз. ССР, т. 5, № 2.
258. Татришвили Н. Ф. — О возрасте древних гранитоидов Грузии. — Сообщ. Акад. Наук Груз. ССР, т. 5, № 1, 1944.
259. Тимофеев К. — Породы Мамиссонского медника. — Ежегодник по геологии и минералогии России, т. 13, 1911.
260. Топурия П. А. — Рквийский интрузив порфириовидного гранита в Дзирульском массиве. — Бюлл. Геол. инст. Грузии, т. 3 вып. 4, 1938.
261. Уznaдзе М. Д. — Флора Годердзской свиты. Изв. АН СССР, т. 7, № 7, 1946.
262. Устиев Е. К. — Интрузия палеозойских гранитов в Борчалинском районе Грузии. — Труды петрографического института Акад. Наук СССР, вып. 7—8, 1936.
263. Флоренский А. А. и Барсанов Г. — Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанис-цхали в Юго-Осетии. Труды СОПС Акад. Наук СССР, серия Закавказская, вып. 13, 1936.
264. Харашвили Г. И. — Геолого-петрографический очерк Каробского месторождения и условия его формирования. — Изв. АН СССР, серия геологическая, 1939.
265. Хеладзе И. Е. — Тешениты из Эрцо-Тианети ССР Грузии. — Бюлл. Зак. ОНИВХ, № 1.
266. Хрущев Н. А. — Каробское месторождение молибденита в Западной Грузии. — Журн. «Редкие металлы», № 1, 1933.
267. Хучуа М. Ф. — К петрографии Ширакской толщи Южной Кахетии. — Фонды Грузнефтеразведки, 1939.

268. Цулукидзе Г. — Геологическое исследование в области речных долин Алгети и Храма. — Мат. для геологии Кавказа, сер. 2, кн. 2, 1887.
269. Чихелидзе С. С. — (ს. ჩხელიძე). ძირული მასის სამხრეთ — აღმოსავლეთი ნაწილის გეოლოგიური აგებულება საქართვე. სსრ მეცნ. აკად. გეოლოგიის და მინერალოგიის ინსტიტუტის ფონდები, 1944.
270. Чихладзе Д., Табагари В., Горбаченко А., Чипашвили М., Абдушелишвили З., Аревадзе В. — Отчет Келасурской, Амтхелской и Лихтинской геолого-разведочных партий, 1941. — Фонды Груз. Геол. управления. Глава «Геолого-петрографический очерк и полезные ископаемые бассейна р. Джемал». — В. Л. Аревадзе.
271. Чичинадзе К. И. — Отчет о работах вольфрамово-молибденового отряда Кавказской экспедиции АН СССР за 1939 г., Вольфрамовые месторождения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области, ч. 2 — Фонды инст. геологич. наук. АН СССР, 1940.
272. Чхиквишвили З. И. — Окончательный отчет Корисбудской г. р. партии за 1932 год. — Фонды Груз. Геол. управления.
273. Чхотуа Г. Р. — Отчет Абхазской геосъемочной партии за 1936 г. — Фонды Груз. Геол. управления.
274. Чхотуа Г. Р. — К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев реки Кодора в Абхазии. — Бюлл. геологич. института Грузии, т. 3, вып. 1, 1938.
275. Чхотуа Г. Р. — Интрузивы Абхазии. — Сборник «Интрузивы Закавказья». — Труды Груз. ГРУ вып. 11, 1941.
276. Чхотуа Г. Р. и Эдилашвили В. Я. — Отчет Абхазской г/с. партии за 1937 год. — Фонды Груз. Геол. управления. Петрографическая часть — В. Я. Эдилашвили.
277. Чхотуа Г. Р., Кикиани А. Д. и Рубинштейн М. М. — Отчет Чхалтинской геосъемочной и поисково-разведочной партии за 1939 г. — Глава отчета «Изверженные породы бассейна р. р. Чхалты и Кодора» А. Д. Кикиани. Глава «Юрские неинтрузии бассейнов рек. Джемала и Зны» — М. М. Рубинштейна.
278. Шония Н. Ф. — Отчет Сванетской геолого-поисковой партии за 1936 г. — Фонды Союзветметразведки.
279. Шония Н. Ф. — Сакурская неинтрузия в Верхней Раче. — Труды Института геолог. наук АН СССР, вып. 44, петрографич. серия (№ 14), 1940.
280. Эдилашвили В. Я. — Отчет тбилисской геологосъемочной партии по работе 1938 г. — Фонды Груз. Геол. управления. Геоморфологическая часть отчета. — В. Г. Чикоидзе.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	стр. 5
-----------------------	-----------

Глава I

Магматическая деятельность на Кавказе в допалеозое и палеозое	6
Введение	6
<u>Допалеозой</u>	6
<u>А. Осадочные породы, метаморфизованные в кристаллические сланцы</u>	6
1. Нижнедокембрийский комплекс кристаллических сланцев	7
2. Верхнедокембрийский комплекс кристаллических сланцев	7
<u>Б. Магматические породы</u>	13
<u>1. Нижний докембрий</u>	13
а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования	13
б. Интрузивные образования	13
1) Палеошпатовые амфиболиты р. р. Баксана и Б. Лабы	13
2) Огнейсованные слюдяные и слюдяно-роговообманковые породы восточного подножия вершины Ваза-хох	14
3) Лейкократовые ортогнейсы р. р. Чегема и Баксана	14
4) Тектониты (катаклазиты) р. Аксаута	14
<u>2. Верхний докембрий</u>	15
а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования	15
б. Интрузивные образования	16
1) Основные и ультраосновные породы зоны Главного хребта и малых массивов Грузии	16
Абхазия	16
Верхняя Сванетия	21
Верхняя Рача	22
Дзирульский массив	22
2) Серые гранитоиды или гранитоиды зоны Главного хребта	22
Абхазия	26
Верхняя Сванетия	28
Верхняя Рача	29
Дарьяльский и Гвилетский массивы	31
Кахетия	31
Дзирульский массив	32
Храмский массив	33
Локский массив	34
<u>Палеозойе</u>	35
<u>А. Осадочные породы</u>	35
<u>1. Нижний палеозой</u>	35
Кембрий	35
<u>2. Средний палеозой</u>	36
Силур	36
Девон	37
Нижний карбон	37
<u>3. Верхний палеозой</u>	38
Средний и верхний карбон	38
Пермь	39
<u>Б. Магматические породы</u>	41
<u>1. Нижний палеозой</u>	41
Кембрий	41
а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования	41
б. Интрузивные образования	41
1) Серпентиниты р. р. Уруштена, Армоквы, Маркопиджа, Блыба, Б. и М. Лабы и др.	42

	стр.
2) Северные серпентиниты	43
Дзирульский массив	44
Храмский массив	47
Локский массив	48
3) Кварцевые диориты р. р. М. Лабы, Маркопиджа и Уруштена	48
2) Красные или северные гранитоиды	49
Дзирульский массив	51
Храмский массив	54
Локский массив	55
2. Средний палеозой	57
Девон	57
а. <u>Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования</u>	57
б. Интрузивные образования	57
1) Интрузивная залежь кварцевых порфиров балки Никитиной	58
2) Чиликские гранитоиды	58
Нижний карбон	58
Турмейский ярус	58
а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования	58
б. Интрузивные образования	50
1) Габбро-диабазы р. р. Кяфара и Теберды	60
2) Метаморфизованные диабазы Прохоровской скалы	60
3) Жилы габбро р. р. Ласкадура и Луори	61
Визейский ярус	64
а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования	64
б. Интрузивные образования	65
Намюрский ярус	65
а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования	65
б. Интрузивные образования	65
1) Серпентиниты зоны Передового хребта	67
2) Габбро-диориты зоны Передового хребта	67
3) Сиенито-диориты и сиениты зоны Передового хребта	68
3. <u>Верхний палеозой</u>	68
Средний и верхний карбон	68
а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования	68
б. Интрузивные образования	68
1) Кварцевые порфиры р. р. Кубани и Худеса	69
Пермь	69
а. Осадочно-вулканогенные и эффузивные образования	69
б. Интрузивные образования	69
1) Кварцевые кератофиры района рудника Эльбрус	69
2) Интрузивный комплекс горы Ятыргварта	70

Глава II

Магматическая деятельность на Кавказе в мезозое и кайнозое	71
Введение	71
<u>Мезозой</u>	71
1. <u>Нижний лйас</u>	72
2. <u>Средняя юра</u>	74
Абхазия	80
Верхняя Сванетия	84
Нижняя Сванетия	86
Дзирульский массив	93
3. <u>Кимеридж</u>	94
4. <u>Мел</u>	105
<u>Кайнозой</u>	105
1. <u>Палеоцен-нижний эоцен</u>	105
2. <u>Средний эоцен</u>	109
Аджария	112
Гурия	120
3. <u>Верхний эоцен</u>	123
Гурия	123

	стр.
<u>4. Верхний плиоцен</u>	127
Гурия	127
Аджаро-Триалетский хребет	130
Южный склон Главного Кавказского хребта	136
1) Базальты и андезито-базальты Наманеви, Чиатура и Сталинирского района	136
2) Андезиты, андезито-дациты Верхней Рачи и Крезско-Кимасского района	143
3) Дацитовые интрузии	144
Верхняя Рача	146
Нижняя Сванетия	147
<u>5. Четвертичные лавы Казбекской вулканической области</u>	148
Химическая характеристика магматических пород Грузии	151
1) Домезозойские породы	151
2) Послепалеозойские породы	152
<u>З а к л ю ч е н и е</u>	164
<u>Полезные ископаемые</u>	171
Литература	184

П р и л о ж е н и я:

- Диаграмма химических анализов домезозойских интрузивных пород Грузии по А. Н. Заварицкому.
 Диаграмма химических анализов послепалеозойских интрузивных пород Грузии по А. Н. Заварицкому.

Отв. редактор проф. Г. М. ЗАРИДЗЕ

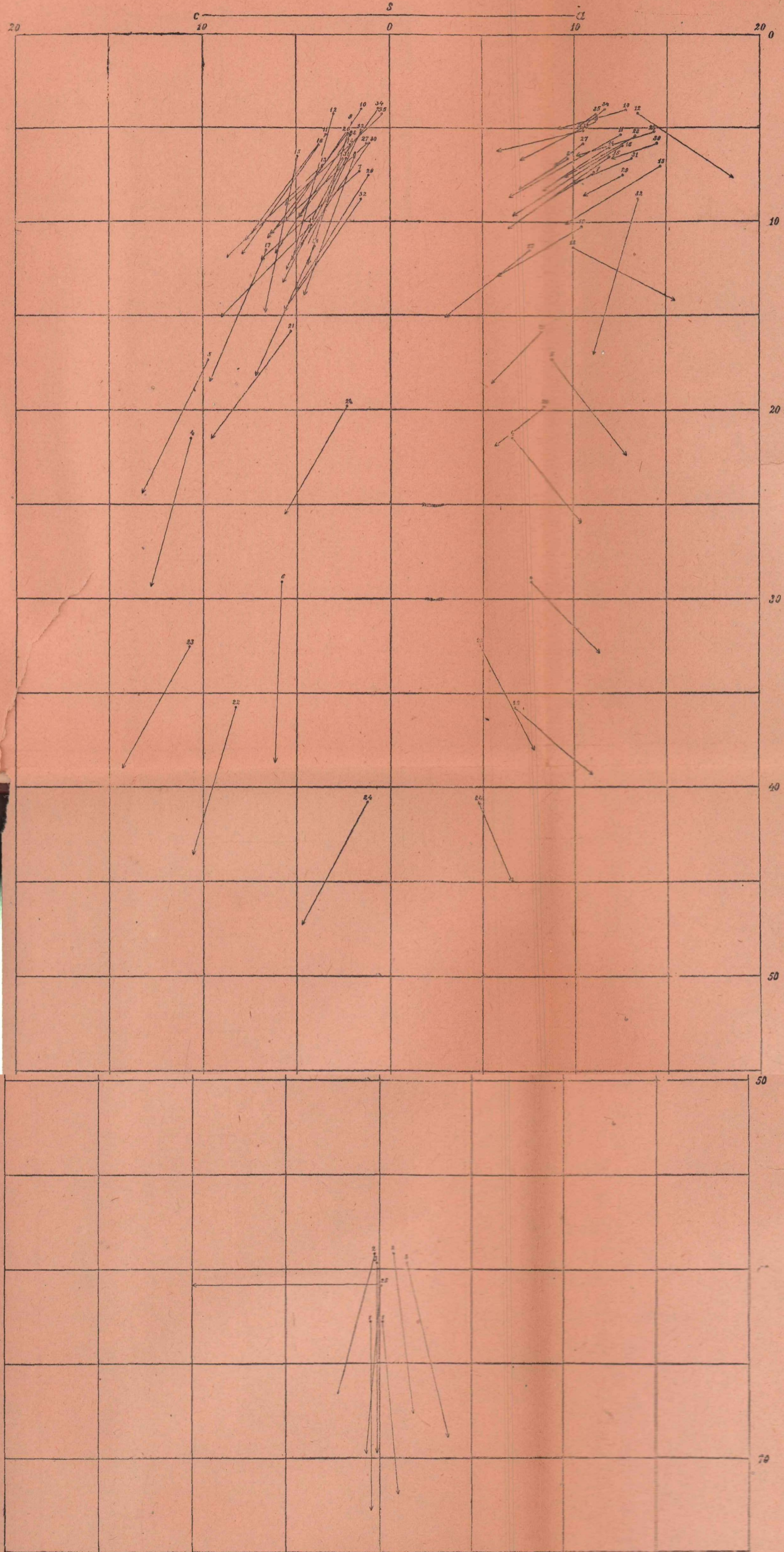
Заказ № 2701

Тираж 2000

УЭ 13080

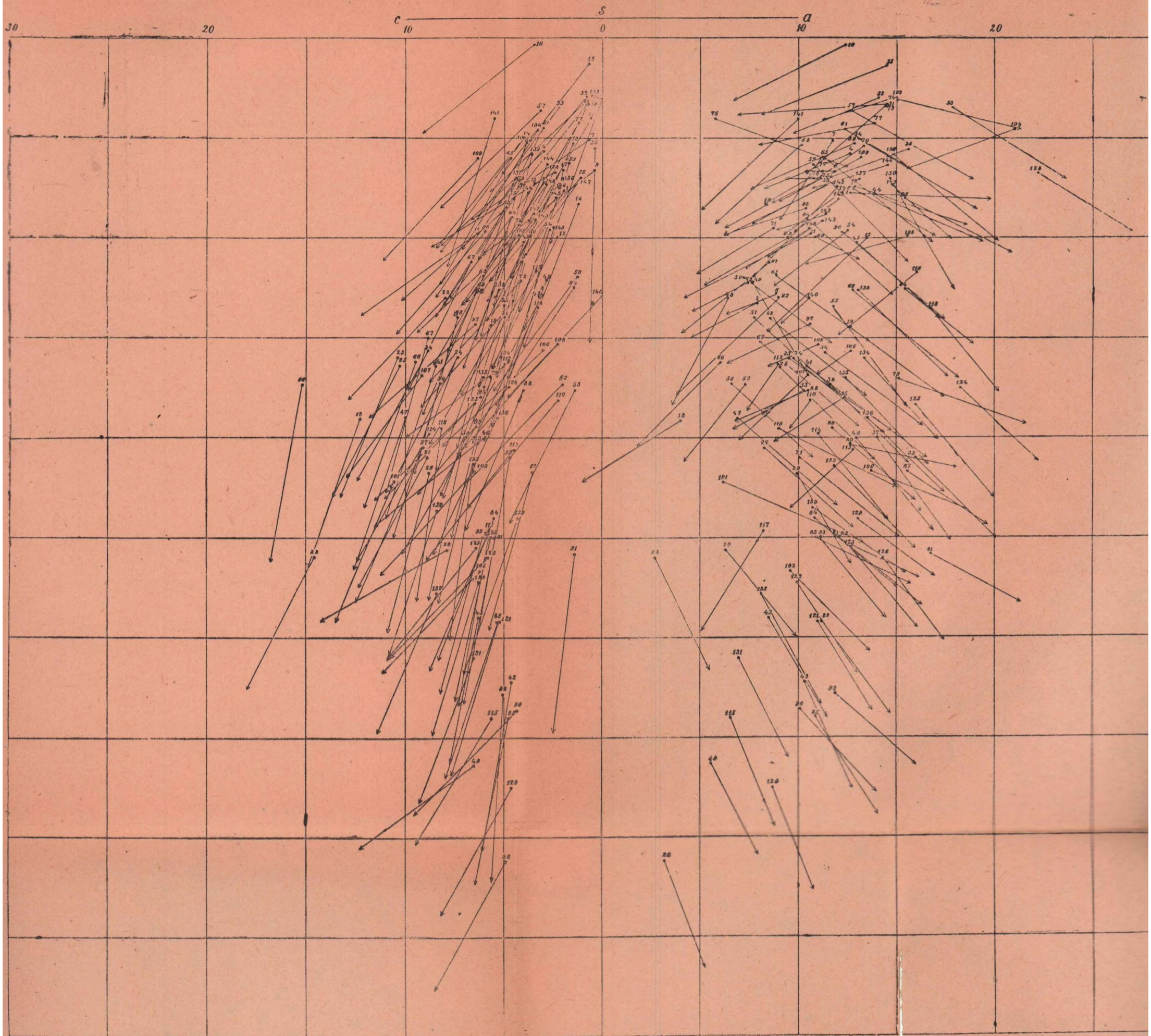
Типография „Заря Востока“ им. А. Ф. Мясникова, Тбилиси, пр. Руставели, № 42

ДИАГРАММА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ГРУЗИИ ПО ЗАВАРИЦКОМУ



1-6 ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОСНОВНЫЕ И
УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ.
7-21 ДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ
(СЕРЫЕ ГРАНИТОИДЫ)
22-25 КЕМБРИЙСКИЕ ОСНОВНЫЕ И
УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ.
26-35 КЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ
(КРАСНЫЕ ГРАНИТОИДЫ)

ДИАГРАММА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПОСЛЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ГРУЗИИ ПО ЗАВАРИЦКОМУ

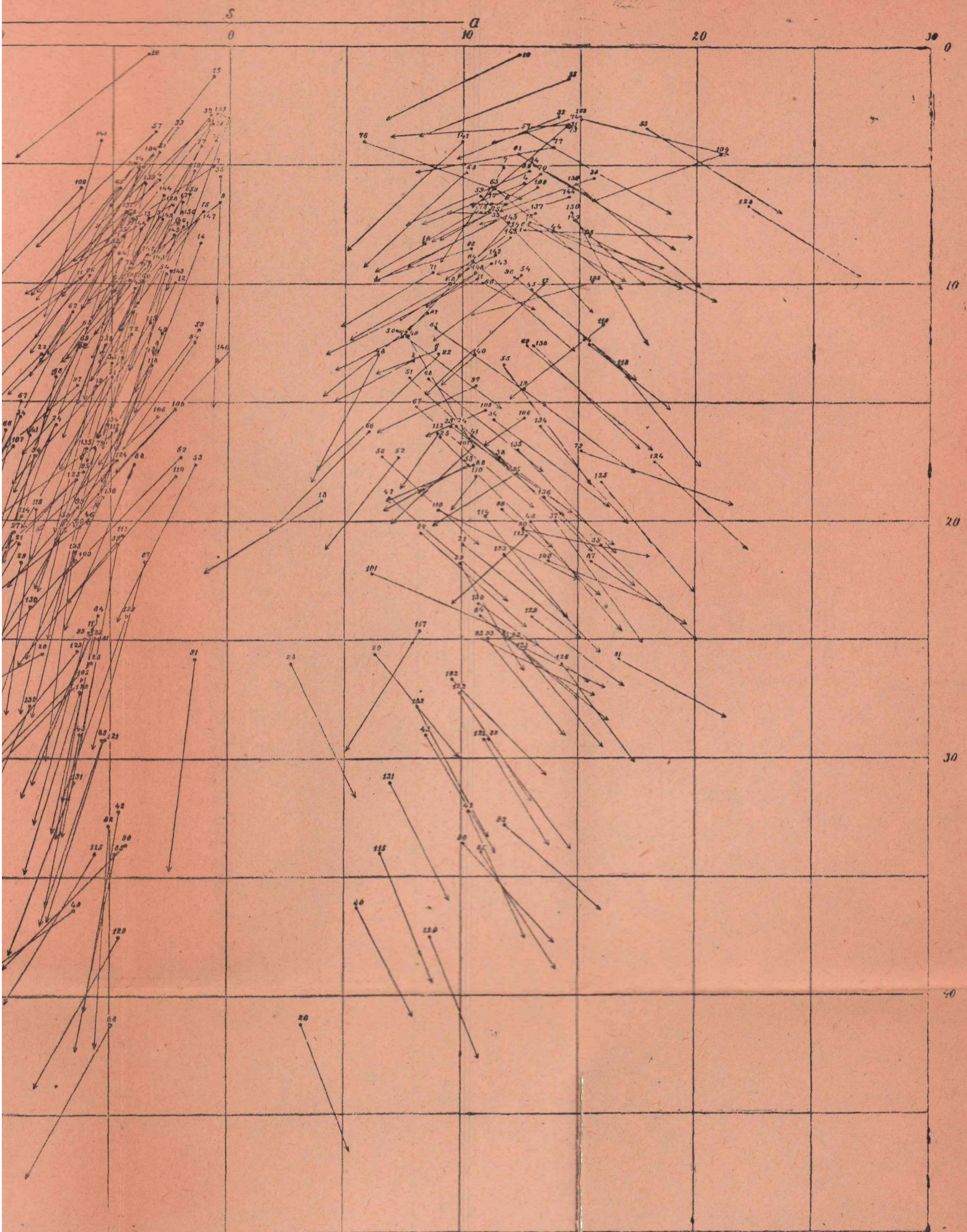


Среднеюрские породы.
 1-17 Гранитоиды (Абхазия).
 18-29 Кварцевые габбро-монзониты, кварцевые габбро-сиениты, габбро и габбро-диабазы (Абхазия и Верхняя Сванетия).
 30-33 Гранитоиды (Верхняя Сванетия).
 34-35 Кварцевые монзониты (Верхняя Сванетия).
 36 Кварцевый диоритовый аплит (Верхняя Сванетия).
 37-43 Порфириды и диабазы (Нижняя Сванетия).
 44-45 Кварцевые порфириды (Нижняя Сванетия).
 46-50 Силицифицированные и альбитизированные диабазы и порфириды (Район Казбека и Юго-Осетии).
 51-54 Альбитофиры (Район Казбека и Юго-Осетии).
 55 Кварцевый дискрит (Ущелье р. Суатиси-дон).
 56 Диабаз (Массив Чаузи).
 57-63 Гранитоиды (Хевис-Джварская интрузия).
 64-69 Кварцевые габбро-монзониты (Хевис-Джварская интрузия).

70-72 Гранитоиды (Чалванская интрузия).
 Верхнемеловые породы.
 73-78 Кварцпорфиры, гранитоид (№76) и дацит (№78).
 79-90 Тешенитовые породы (Район Кутаиси).
 91-92 Тешенитовые породы (Ущелье р. Иори).
 Среднезоеновые породы.
 93-103 Кварцевое габбро, кварцевые сиенит-диориты, сиенито-монзониты и габбро-сиениты (Аджария).
 104-110 Сиенито-монзониты (Гурия).
 111-112 Банатит-порфиры и кварцевый диоритовый порфиры (Локский массив).
 Верхнезоеновые породы.
 113-116 Габбровые породы (Аджаро-Триалетский хребет).
 117-119 Сиенитовые породы (Гурия).
 Верхнеплиоценовые породы.
 120-122 Камптониты и тешениты (Ахалцихский район).
 123-130 Тешенитовые породы (район селений Копадзе, Сакунети и Циси).

131-132 Оливиновые базальты (Местности...)
 133-136 Базальты и андезито-базальты (Верхнеплиоценово-четвертичные по...)
 137 Андезито-дацит (Верхняя Рача, Цитли-мта).
 138 Андезит (Юго-Осетия, сел. Кресо).
 139-144 Альбитизированные дациты и дациты (Верхняя Рача).
 145-150 Дациты (Нижняя Сванетия горы...)

АНАЛИЗ ПОСЛЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ГРУЗИИ ПО ЗАВАРИЦКОМУ



- 70-72 Гранитоиды (Чалванская интрузия).
Верхнемеловые породы.
- 73-78 Кварцпорфиры, гранитоид (мгт) и дацит (мгт).
- 79-80 Тешенитовые породы (Район Кутаиси).
- 91-92 Тешенитовые породы (Ущелье р. Иори).
Среднеэоценовые породы.
- 93-103 Кварцевое габбро, кварцевые сиенит-диориты,
сиенито-монцититы и габбро-сиениты (Аджария).
- 104-110 Сиенито-монцититы (Гурия).
- 111-112 Банатит-порфиры и кварцевый диоритовый
порфиры (Локский массив).
Верхнеэоценовые породы.
- 113-116 Габбровые породы (Аджара-Триалетский
хребет).
- 117-119 Сиенитовые породы (Гурия).
Верхнеплиоценовые породы.
- 120-122 Кампаниты и тешениты (Ахалцхский
район).
- 123-130 Тешенитовые породы (район селений Коларзе,
Сакунати и Цхиси).

- 131-132 Оливиновые базальты (Местности Перебиса).
- 133-136 Базальты и андезито-базальты (Юго-Осетия).
Верхнеплиоценово-четвертичные породы.
- 137 Гидезито-дацит (Верхняя Рача, гора
Цхтели-мта).
- 138 Андезит (Юго-Осетия, сел. Крезю).
- 139-144 Яльбитизированные дациты и дациты
(Верхняя Рача).
- 145-150 Дациты (Нижняя Сванетия гора Цурунгал).

289