

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 131. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 52). 1951

И. Г. КУЗНЕЦОВ

**ТЕКТОНИКА, ВУЛКАНИЗМ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ
СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

И. Г. КУЗНЕЦОВ**ТЕКТОНИКА, ВУЛКАНИЗМ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ
СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА¹****ВВЕДЕНИЕ**

Осуществление в широких масштабах за последние двадцать пять лет геолого-съёмочных, поисковых и разведочных работ на Кавказе привело к накоплению весьма существенных данных по вопросам геологии и месторождений разнообразных полезных ископаемых. Естественно, что уже с самого начала таких исследований возникла необходимость в работах по обобщению этих материалов, систематизации старых и новых данных, составлению руководящих схем, дающих представление о развитии тех или иных процессов в общем ходе геологической истории Кавказа.

Уже в 1926 г. В. П. Ренгартен разработал схему тектонического районирования Кавказа, повторенную им затем с некоторыми дополнениями в 1928 г. и значительно развитую в 1937 г. Еще раньше, в 1922 г., А. П. Герасимов обобщил накопленные за предыдущий период сведения по вулканизму Северного Кавказа, увязав и сопоставив во времени проявления вулканизма с крупными периодами тектонического развития области, с каледонской, герцинской и альпийской складчатостью. Та же тема послужила предметом моей работы 1940 г., в которой, на основе новых данных, проявления вулканизма в интрузивной и эффузивной фациях прослежены в течение всей геологической истории — от докембрия до четвертичного периода; при этом названные проявления были увязаны во многих случаях с отдельными тектоническими фазами или их группами. В 1930 г. Л. А. Варданянц составил первую схему металлогении Большого Кавказа, сыгравшую большую роль в развитии наших представлений по данному вопросу. В дальнейшем эта схема была уточнена и исправлена в работах А. П. Герасимова, Г. М. Ефремова, И. Г. Кузнецова, Е. В. Кузнецовой, С. И. Талдыкина и др.

¹ И. Г. Кузнецов, умерший в 1946 г., был одним из лучших знатоков геологии Кавказа. В этой работе подведены итоги его многолетних исследований в центральной части Кавказского хребта; она была им закончена в 1942 г. и в более полном виде защищена в качестве докторской диссертации. В ней изложены взгляды автора о вулканизме и представлении о развитии Центрального Кавказа, что и составляет основную ценность работы; однако следует отметить, что выводы автора во многом являются оригинальными и иногда отличаются от выводов и представлений других геологов, изучавших Центральный Кавказ.—*Ред.*

В последние годы В. В. Белоусов провел большую работу по анализу истории геотектонического развития Большого Кавказа, итоги которой опубликованы в трехтомном труде ученого и в ряде статей. В. В. Белоусов дал картину общего развития крупных структур Большого Кавказа, особенно обстоятельно обосновав общий ход колебательных движений земной коры в этой области и затронув теоретические вопросы геотектогенеза.

В последнее время выполнены сводки, иногда со значительными обобщениями, по структуре и геологической истории отдельных крупных районов Кавказа (работа В. И. Курочкина для Абхазии, работа А. И. Джанелидзе по Окрибе, охватывающая также и более общие вопросы геологической истории), по стратиграфии палеозойских отложений (В. Н. Робинсон), по ультраосновным породам (Н. Е. Ефремов), по древним гранитоидам (Н. И. Соустов, Г. Д. Афанасьев), по неоинтрузиям (Д. С. Белянкин и группа сотрудников Академии Наук СССР), по месторождениям полезных ископаемых (Д. И. Щербakov и др.).

В настоящей работе охвачена в основном территория центральной части Северного Кавказа, между Терекom и меридианом Эльбруса, причем в одних случаях, например при рассмотрении метаморфических пород и интрузий, она выходит далеко за указанные пределы, а в других (стратиграфия юрских отложений) ограничивается более узким районом — между рр. Баксан и Урух, так как юрские породы более восточного участка между Урухом и Терекom специально изучались С. С. Кузнецовым.

В работе, по личным наблюдениям и по данным многих других исследователей, рассматриваются кратко осадочные и более подробно вулканические и метаморфические формации, и затем тектоническое строение указанной части Центрального Кавказа. На этой основе прослеживаются в течение всей геологической истории этапы в развитии взаимосвязанных тектонических движений и вулканических явлений, в совокупности определивших современную структуру области и обусловивших создание месторождений полезных (для данного участка Кавказа преимущественно рудных) ископаемых.

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ¹ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ СТРУКТУРЫ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

В пределах полосы центральной части Северного Кавказа, между Скалистым известняковым и Главным Кавказским хребтами, развиты многочисленные геологические формации. В настоящей работе мы ограничиваемся краткой характеристикой этих формаций в порядке их хронологии, останавливаясь подробнее на докембрийских и юрских.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ФОРМАЦИИ

Древнейшие отложения Северного Кавказа, обобщаемые под названием «докембрийские», обнажаются исключительно в центральной части Главного хребта (в широком смысле), представляющей область наибольшего поднятия. Они вместе с древними гранитами слагают тот жесткий кристаллический фундамент, на котором отлагались осадки палеозоя и мезозоя и который в результате альпийской складчатости и последо-

¹ В согласии с М. А. Усовым, отложения (нормальные осадки или вулканические образования), отделенные перерывами от более древних и более молодых, обозначаются термином «формация».

вавшей за ней эрозии вскрыт в настоящее время в упомянутой области наибольшего поднятия. По направлению к северу, т. е. в области предгорий и на предкавказской равнине, этот фундамент скрывается под мезозойскими и кайнозойскими осадками. В глубоких промоинах рек в зоне предгорий древнейшие свиты дают еще несколько отрывочных выходов, но вслед за тем погружаются значительно ниже поверхности. На предкавказской равнине они залегают местами уже на очень большой глубине, местами же подходят, повидимому, довольно близко к поверхности, о чем можно судить на основании тектонических и палеогеографических соображений и построений, а также по ксенолитам в лакколитах Бештау и других.

К югу от осевой части Главного хребта докембрийские отложения обрываются по крупному разрыву, вследствие чего сразу же оказываются на большой глубине, под мощным комплексом флишевых свит юры и мела зоны южного склона Главного хребта. И только в более южных частях Закавказья, в Дзирульском и Сомхетском массивах, они снова появляются на поверхности.

Жесткий кристаллический фундамент, в состав которого входят докембрийские отложения, обнажается с местными перерывами от вершины Фишт на западе (верховья рр. Белой и Пшехи) до Дарьяльского ущелья по Тереку на востоке. В Дарьяльском ущелье на коротком протяжении выходят лишь древние граниты, над которыми не сохранились кристаллические сланцы. Последние появляются к западу только в бассейне р. Фиаг-дон, где образуют значительные выходы.

Далее к западу, в бассейнах Ардона и Уруха докембрийские отложения встречаются местами среди преобладающих гранитов, но затем, начиная с бассейна р. Черема, они приобретают все большее и большее развитие, выдвигаясь наиболее далеко в область предгорий на север в долине р. Малки и занимая наибольшие площади на пространстве между Кубанью и Большой Лабой. На крайнем северо-западе между Лабой и Белой вследствие исключительно сложной тектоники они снова выходят разрозненными островками среди верхнепалеозойских, триасовых и юрских отложений.

Докембрийские отложения представлены на Кавказе различными кристаллическими сланцами, разнообразными гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами, кварцитами, мраморами, слюдисто-хлоритовыми сланцами и т. п. Это — в разной степени метаморфизованные осадочные и отчасти изверженные породы. Они изучены еще очень слабо, несравненно слабее каких бы то ни было остальных формаций Кавказа. Отрывочность их выходов в условиях сложнейшей тектоники, контактное воздействие на них гранитных интрузий, трудность, а иногда и полная невозможность выделения среди глубоко метаморфизованного комплекса характерных горизонтов — все это обуславливает необходимость самых тщательных исследований для расчленения данного комплекса на отдельные серии или свиты с целью установления стратиграфических их взаимоотношений и их геологического возраста.

Необходимо добавить, что одной из причин слабой изученности кавказского докембрия является то, что значительная часть его выходов приурочена к самой высокогорной, трудно доступной области, требующей для изучения громадного физического напряжения.

Прежде чем перейти к характеристике докембрийских отложений разных районов Северного Кавказа, необходимо остановиться на вопросе, почему именно названные кристаллические сланцы относятся к докембрию, и затем дать общую характеристику их тектонического положения.

Различные кристаллические сланцы Большого Кавказа еще со времени первых исследователей его относились к докембрию и притом исключительно.

потому, что эти породы глубоко метаморфизованы. Никаких других доводов и тем более прямых доказательств никем не приводилось. Если же принять во внимание, что эти породы всегда находятся в тесной геологической связи с крупными гранитными телами, возраст которых долго не был установлен, то, естественно, можно было поставить вопрос: не являются ли кристаллические сланцы палеозойскими осадками, метаморфизованными под влиянием гранитных интрузий? Только с тех пор как на Северном Кавказе и в аналогичных условиях в Закавказье были открыты и более или менее изучены древнепалеозойские отложения (Вас-соевич, 1937; И. Г. Кузнецов, 1931₁), оказалось возможным сопоставить их с кристаллическими сланцами. Одновременное изучение вопроса о воздействии гранитов на кристаллические сланцы дало возможность более уверенно проводить упомянутое сравнение и сопоставление. Прежде всего надо указать, что гальки кристаллических сланцев (и древних гранитов) содержатся в конгломератах всех отложений, начиная с девона, а может быть даже и с верхнего силура. Значит, речь могла бы идти только о том, не представляют ли кристаллические сланцы Большого Кавказа метаморфизованные отложения нижнего палеозоя. Нижнепалеозойские отложения на Кавказе известны и имеют довольно широкое распространение. Конгломератов среди них пока еще не обнаружено, непосредственного налегания их на кристаллические сланцы не наблюдалось, поэтому при обосновании возраста последних приходится идти побочным путем и прибегать к некоторым предположениям. Во всех тех случаях, когда имеются основания относить к нижнему палеозою те или иные отложения, последние представлены метаморфическими сланцами, в которых без особого затруднения распознаются измененные песчано-глинистые породы с подчиненными кислыми и основными эффузивами и мраморизованными известняками.

Кристаллические сланцы Кавказа в настоящее время можно разделять на две серии. Первая серия представлена глубокометаморфизованными породами — гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами, мигматитами; метаморфизм этой серии происходил на большой глубине и связан с интрузией или интрузиями древних гранитов. Вторая серия по степени метаморфизма занимает промежуточное положение между первой серией, с одной стороны, и свитой метаморфических сланцев нижнего палеозоя, с другой.

Сопоставление серии глубоко метаморфизованных кристаллических сланцев с нижнепалеозойскими само по себе еще не дает полной уверенности в допалеозойском возрасте первых. Но иногда эти породы находятся в непосредственной близости, так что возможность отождествления их по возрасту отпадает. На Северном Кавказе такие соотношения можно наблюдать чаще всего вдоль границы зоны Передового хребта, сложенной палеозоем, и зоны Главного хребта, где почти исключительно развит комплекс глубоко метаморфизованных кристаллических сланцев и древних гранитов. На восточной окраине Дзирульского массива, в котором развиты те же кристаллические сланцы и граниты, что и в Главном хребте, обнажаются слабо метаморфизованные сланцы с пачками мраморов, охарактеризованных нижнекембрийскими археоциатами. Имеются основания считать, что нижнекембрийские отложения не метаморфизованы до состояния там же развитых кристаллических сланцев, потому что они отложились после того, как сформировалась интрузия древних гранитов. Значит, последние внедрялись в какие-то более древние, т. е. докембрийские породы, представленные ныне кристаллическими сланцами.

Труднее обстоит дело с обоснованием докембрийского возраста второй из упомянутых серий кристаллических сланцев. Эта серия широко рас-

пространена по рр. Чегему, Баксану, Малке и Кубани, к северу от полосы развития средне- и верхнепалеозойских отложений. Она находится вне видимой связи с древними гранитами. Со значительной долей вероятности эта серия условно относится мною к верхнему докембрию.

Данный комплекс пород, более слабо метаморфизованных по сравнению с рассмотренным древнейшим комплексом, был впервые выделен как верхнедокембрийский А. П. Герасимовым в 1929 г. К нему были отнесены метаморфические породы, распространенные к северу от промытой рр. Малкой и Муштом интрузии красных гранитов. Они отличаются достаточно резко по степени метаморфизации от нижнепалеозойских отложений по Малке к северу от Хасаута. Однако в последнее время именно эти, впервые выделенные как верхнедокембрийские, сланцы стали относить к нижнему палеозою, в данном случае метаморфизованному интрузией красных гранитов и поэтому отличающемуся от нижнего палеозоя, развитием непосредственно севернее. Тем не менее, произведенное А. П. Герасимовым деление древнейших свит на два комплекса — верхний и нижний докембрий — остается в силе. Упомянутые метаморфические породы, развитые по рр. Чегему, Баксану, Малке и Кубани к северу от полосы палеозоя, так же резко отличаются по литологическому составу и степени метаморфизма от нижнего палеозоя, как и от нижнего докембрия; поэтому они должны быть обособлены и от тех и от других. Пока никаких иных данных и соображений в пользу верхнедокембрийского возраста этого комплекса мы привести не можем и, следовательно, должны отметить совершенную условность такого определения его возраста.

Докембрийские отложения, как это само собой понятно, подвергались всем тем тектоническим процессам, которые развивались с древнейших времен и продолжают в настоящее время. Дифференцированный же характер колебательных движений земной коры обуславливал различную интенсивность эрозии, которая на одних участках уничтожила значительную часть (или даже нацело) отложившихся ранее осадков и продолжала разрушать также их субстрат, а на других лишь в незначительной мере затрагивала или даже совсем не затрагивала осадочные толщи. В конечном итоге из сложного комплекса докембрийских (также и палеозойских и отчасти мезозойских) отложений мы наблюдаем теперь только отрывочно сохранившиеся свиты. Это станет особенно ясным, если учесть ту отрывочность, какая имеется в распространении на Кавказе кембрия, силура, нижнего карбона, перми, триаса. В докембрийских осадках, несомненно, должны были происходить и фациальные изменения, аналогичные таковым, например, в триасовых и юрских отложениях на Северном Кавказе. Тектоническими движениями и связанными с ними глубинными магматическими процессами объясняется и различная в разных зонах метаморфизация докембрийских отложений регионального и контактового характера.

Учитывая всю сложность процессов, сказавшихся на геологических условиях нахождения докембрийских отложений и на их петрографических свойствах, и принимая во внимание недостаточную изученность докембрия на Северном Кавказе, необходимо признать трудность или даже невозможность создания в настоящее время строго обоснованной схемы стратиграфии докембрия. Имеется лишь некоторое количество данных, допускающих расчленение как древнего, так и более молодого комплекса на отдельные свиты, параллелизация которых для различных районов Кавказа все еще невозможна.

В комплексе кристаллических сланцев Кабардинской АССР, где они изучены лучше, чем в других местах Кавказа, можно выделить шесть свит, отличающихся по своему литологическому составу и по степени метаморфизации (И. Г. Кузнецов, 1939_{1,2}; Герасимов, 1939).

Свита слюдяных гнейсов с пачками мраморов. Гнейсы представляют мелко- или среднезернистые породы, обычно тонкополосчатые и сланцеватые, но нередко лишенные этих текстурных признаков. Только параллельное расположение темноцветных минералов отмечает в таких случаях их гнейсовую текстуру. Кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит и мусковит, а иногда и роговая обманка определяют в основном состав этих пород. Гранат, силлиманит, андалузит, иногда кордиерит характеризуют новообразования под влиянием контактово-метаморфического воздействия интрузий древних гранитов на гнейсы.

Вместе с биотитовыми гнейсами встречаются мелкозернистые, светлые, почти белые породы, по внешнему виду напоминающие кварцитовые сланцы. Они состоят из кварца, микроклина, плагиоклаза, иногда в незначительном количестве мусковита и граната и могут быть определены как гранулитовые гнейсы. Весьма редко среди этой свиты встречаются тонкие залежи амфиболитов, представляющих, повидимому, продукт метаморфизации основных магматических пород. Подчиненные гнейсам мраморы залегают слоями толщиной от 0,5 до 5—7 м. Они характеризуют, вероятно, один какой-то горизонт. Некоторые различия в первоначальном составе известняков и различная степень их изменения под влиянием гранитной интрузии обуславливают большое разнообразие конечных продуктов метаморфизма: чистые средне- или мелкозернистые мраморы, мраморы с чешуйками графита и флогопита, мраморы с графитом и прожилками скарных силикатовых образований и, наконец, разнообразные скарны (гранатовые, гранато-везувияновые, пироксеновые, роговообманковые и др.), в которых крупнозернистый кальцит, сохранившийся лишь в небольших количествах, свидетельствует о первоначальном составе замещенных пород.

Охарактеризованная свита гнейсов встречена в верховьях Черекон и в верховьях бассейна р. Чегема. Под действием гранитной интрузии в породах часто наблюдается образование таких минералов, как силлиманит, кордиерит, гранат, что обуславливает в общем довольно значительное количество разновидностей слюдяных гнейсов.

Свита слюдяных сланцев и гнейсов без мраморов. Свита слюдяных сланцев и гнейсов не содержит мраморов, но включает пачки амфиболитовых сланцев. Она характеризуется ясной слоистостью и резко выраженной полосчатостью, подчеркиваемой здесь линзовидными, мощностью до 10 мм и более, послойными скоплениями кварца. Часто породы этой свиты состоят в основном из слюды (биотита и мусковита) и кварца и являются слюдяными сланцами; в других случаях полевые шпаты (плагиоклаз и микроклин, особенно первый) приобретают значительное развитие и обуславливают необходимость отнесения пород к гнейсам (парасланцы). Встречаемый часто в этих породах хлорит представляет, как оказывается, вторичное, более молодое образование. Весьма характерной особенностью свиты является часто встречающийся здесь андалузит, роль которого иногда настолько велика, что породы могут быть отнесены к андалузито-слюдяным сланцам. Амфиболитовые сланцы в виде пачек мощностью до нескольких десятков метров подчинены слюдяным сланцам. Это — темнозеленые, мелкозернистые, обычно с линейнопараллельной текстурой породы, состоящие из обыкновенной роговой обманки с подчиненным количеством плагиоклаза и кварца.

Свита слюдяных (и андалузито-слюдяных) сланцев вытягивается севернее гнейсов. Появление в наиболее низких горизонтах этих сланцев мигматитов указывает, что на глубине под ними залегают граниты.

Обе охарактеризованные свиты древнее серых гранитов; последние во многих местах их прорывают, причем инъекция гранитов в свиту гней-

сов часто влечет за собой возникновение зон мигматитов. Широко развита турмалинизация кристаллических сланцев. Часто встречающиеся здесь пегматитовые жилы, а также жилы кварца подтверждают более древний возраст обеих свит по сравнению с гранитами.

Стратиграфическое соотношение свиты гнейсов, с одной стороны, и слюдяных сланцев, с другой, в поле не наблюдалось. Литологический их состав и петрографические особенности указывают, что здесь мы имеем действительно две свиты. Предположительно можно считать гнейсы древнее слюдяных сланцев.

С в и т а а м ф и б о л и т о в. Лабардинская свита амфиболитов выступает в значительно более северной зоне, что не позволяет установить ее отношения к двум предыдущим. Она не однородна и состоит из пачек роговообманковых сланцев, типичных амфиболитов, гранатовых амфиболитов и слюдяных сланцев с переходами в гнейсы. В общем все эти породы настолько глубоко метаморфизованы, что могут быть отнесены к катазоне, подобно двум предыдущим свитам. Первоначально это были преимущественно изверженные породы основной магмы. Эта свита выходит только в бассейне Чегема. Она трансгрессивно покрывается нижнеюрскими осадками, которые и скрывают ее выходы к востоку и западу.

Л е й к о к р а т о в ы е о р т о г н е й с ы. Гнейсы представлены ясно полосчатыми средне- или крупнозернистыми, часто с очковой текстурой, светлосерыми и розоватыми породами гранитного состава. Главные составные части: микроклин, кислый плагиоклаз, кварц; заметную роль играет светлая слюда, иногда хлорит; акцессории обычные для гранитов. Под микроскопом обнаруживается резко катакластическая структура. Очковая текстура обусловлена обильными линзовидными зернами полевого шпата (обычно микроклина), обтекаемыми мелкозернистым агрегатом кварца и светлой слюды. Исходными для этих пород послужили граниты. Более мелкозернистые разновидности рассматриваемых пород иногда лишены или почти лишены гнейсовой текстуры и определяются в поле как граниты. По характеру отдельностей породы в скалах также напоминают граниты.

Лейкократовые ортогнейсы обнажаются на небольшом протяжении между Чегемом и Баксаном. Сюга, запада и севера эта полоса ограничена разрывами, на востоке она выклинивается. Сюга она граничит с древними гранитами зоны Главного хребта, а с севера примыкает к зоне палеозоя. Ортогнейсы и лабардинская свита амфиболитов занимают одно и то же тектоническое положение и лежат на продолжении друг друга. Их разделяют местные тектонические нарушения (поперечные), а на поверхности — выходы несогласно залегающих толщ нижней юры и новейших эффузивов. Надо полагать, что ортогнейсы, так же как и лабардинские амфиболиты, древнее гранитов Главного хребта. В то же время они, повидимому, близки (конечно, относительно) по возрасту между собой и представляют остатки разных формаций какого-то одного из древнейших магматических циклов.

С в и т а к в а р ц и т о в. В самой северной зоне выходов древних пород в бассейне Чегема обнажаются две свиты, из которых свита кварцитов более древняя. Это белые или розоватые, то массивные, то яснослоистые породы, состоящие почти или даже нацело из кварца и имеющие типичную кварцитовую структуру. Чем подстилаются эти кварциты — неизвестно, так как они выступают в антиклинальной зоне.

С в и т а с л ю д и с т о - к в а р ц и т о в ы х и х л о р и т о - с л ю д и с т о - к в а р ц и т о в ы х с л а н ц е в. Свита слюдисто-кварцитовых сланцев залегает согласно на кварцитах и обнаруживает плавные переходы в них. Породы этой свиты яснослоисты, тонкополосчаты и тонкосланцеваты; кварц является их главной составной частью. Биотит или амфибол имеют обычно подчиненное развитие, а серицит и хлорит часто играют

главную роль в породе. Будучи собраны в сложную систему складок, усложненных второстепенными складками, переходящими в слойчатость, породы этой свиты трансгрессивно перекрыты то нижней пермью, то лейкасом. К западу же эти сланцы распространяются через ущелье Баксана и оттуда прослеживаются в бассейн р. Малки. На юге эти породы по разрыву сменяются отложениями среднего и верхнего палеозоя, а на севере погружаются под верхнеюрскую песчаниково-сланцевую свиту. Они собраны здесь в сложную систему складок, вследствие чего некоторые горизонты свиты повторяются, а в ядрах синклиналей возможно ожидать появления и более молодых нижнепалеозойских свит. Что же касается кристаллических сланцев, развитых непосредственно севернее малкинской гранитной интрузии, то их, как уже упомянуто выше, с большой вероятностью можно относить к нижнему палеозою.

Распространение и стратиграфия докембрийских образований. Охарактеризованные шесть свит кристаллических сланцев, развитых в Кабарде, отнюдь не исчерпывают всего разнообразия докембрийских отложений Кавказа. Как будет видно из дальнейшего, в других районах Северного Кавказа наблюдаются такие свиты кристаллических сланцев, которые не могут быть вполне сопоставлены с уже охарактеризованными.

В Северной Осетии докембрийские образования распространены в бассейнах рр. Уруха, Ардона и Фиаг-дона на более или менее значительных площадях и встречаются также в виде пачек и ксенолитов в гранитах по некоторым притокам этих рек. Ни в петрографическом отношении, ни в отношении тектонического положения докембрийские отложения Северной Осетии не изучены.

К западу от долины Уруха докембрийские отложения выходят полосой на северном склоне Баксано-Дигорского хребта, контактируя на юге с древними гранитами, которые их подстилают, а на севере уходя при погружении под юрские отложения. Комплекс кристаллических сланцев представлен здесь разнообразными породами; сопоставить их со свитами других районов пока нельзя. На вершинах Ваза и Буровчик докембрийские образования покрываются непосредственно верхнеюрскими отложениями, тогда как на склонах этих вершин к западу и к востоку между отложениями верхней юры и докембрийскими — появляются породы средней и нижней юры, достигающие большой мощности.

Значительную площадь слагают кристаллические сланцы и на водоразделе между Урухом и его притоком Биляги-дон. Это тоже остатки кровли гранитной интрузии, представленные в основном слюдяными гнейсами.

Кристаллические сланцы в бассейне Ардона представлены буронской свитой роговообманковых сланцев и гнейсов, в которые внедряются граничащие с ними с юга кассарские граниты. На основании того, что буронская свита древнее гранитов, она может быть отнесена к докембрию.

К югу граниты снова сменяются кристаллическими сланцами довольно пестрого состава. В эту свиту входят, повидимому, и докембрийские и частью нижнепалеозойские отложения. Соотношения тех и других остаются невыясненными из-за сложности тектонических условий. Имеются указания, что граниты на западном продолжении Кассарского массива дают интрузивные контакты с кристаллическими сланцами (В. Н. Соловьев, 1935). С другой стороны, имеются данные (И. Г. Кузнецов, 1937₂), что мраморы, относимые с большой уверенностью к палеозою, через посредство конгломератов налегают на граниты. И, наконец, имеются основания предполагать наличие в Кассарском массиве двух древних интрузий гранитов.

Вследствие вытекающей из сказанного сложности геологического строения рассматриваемых выходов древних кристаллических пород и недо-

статочной исследованности района вопрос о возрасте этих кристаллических сланцев не может считаться решенным. Надо, кроме того, указать, что эту свиту не удастся сопоставить ни с одной из других метаморфических свит Кавказа.

На восточном продолжении Садонского гранитного массива в сложных тектонических условиях развиты слюдяные сланцы и гнейсы нижнего докембрия.

Самый восточный выход кристаллических сланцев докембрия находится в долине Фиаг-дона, где они сохранились в кровле гранитной интрузии и прикрыты нижнеюрскими породами (И. Г. Кузнецов, 1926, Варданянц, 1927, 1929).

В верховьях Кубани намечаются две полосы кристаллических сланцев. Первая, наиболее широкая, совпадает с Главным хребтом в собственном смысле. Здесь развиты слюдяные гнейсы с подчиненными амфиболитами. Эти породы прорываются серыми гранитами Главного хребта и представляют глубоко метаморфизованные породы, относимые нами к нижнему докембрию. Гнейсы переходят на южный склон Главного хребта, где они по разрыву надвинуты на нижнеюрские и среднепалеозойские осадки. С севера они вместе с подчиненными им гранитами ограничены также крупным разрывом, вернее — целой зоной разрывов. На севере, между зоной Главного хребта, сложенной древнейшими кристаллическими сланцами и гранитами, и зоной Передового хребта, сложенной палеозойскими свитами, расположена промежуточная полоса. Вместе с древними кристаллическими породами здесь в виде узких клиньев зажаты нижнепалеозойские метаморфические сланцы и малоизмененные осадочные породы верхнего палеозоя. Встречающиеся участками докембрийские кристаллические сланцы представляют тектонические клинья того же комплекса, который слагает зону Главного хребта.

В верховьях Большого и Малого Зеленчуков древнейший комплекс представлен, как и по Кубани, свитой слюдяных сланцев и гнейсов, а в высокогорной области обособляется, кроме того, отдельная свита амфиболитов, приобретающая особенно большое развитие еще далее к западу — в верховьях Большой Лабы (Кобилев, 1936, 1938₂; Баранов, 1937; Бессонов, 1938).

Кроме слюдяных сланцев и гнейсов, встречаются подчиненные им пачки роговообманково-слюдяных гнейсов, амфиболитов и весьма редкие пачки кварцитов. Отмечаются также тонкие, по 5—10 см, линзовидные прослои мраморов. Эта свита развита в южной подзоне и по краям северной подзоны Главного хребта. В первой из них устанавливаются (Бессонов, 1938_{1,2,3}) две полосы «тектонитов» или «катаклазитов». «Тектониты» иногда образуют массивы шириной до 1—1,5 км, имея «массивную, гранитной формы, отдельность» (Бессонов, 1938). Микроскопически они часто представляют очковые гнейсы. По Бессонову, «слюдяные „тектониты“ являются представителями наиболее древних кислых интрузий Кавказа, современные структуры и облик которых обусловлены теми глубокими процессами динамометаморфизма, которые им пришлось претерпеть». У западного окончания южной полосы «тектонитов», в ущелье Санчаро, среди свиты слюдяных сланцев и гнейсов появляются рассланцованные диориты. Надо отметить, что, повидимому, и в других местах полосы «тектониты» не всегда представлены кислыми метаморфизованными интрузивами. Так, по химическим анализам, приводимым Кобилевым (1938), там имеются и основные породы габбро-диабазовой группы. В общем же во многих случаях «тектониты» Бессонова можно сопоставлять с лейкократовыми ортогнейсами.

Полевые микроскопические и химические исследования амфиболитов (Баранов, 1937; Кобилев, 1936, 1938₂) приводят к заключению, что в

подавляющем большинстве случаев они представляют метаморфизованные изверженные породы габбро-диабазового семейства; иногда в них можно видеть метаморфизованные гипербазиты типа горнблендитов. Имеются указания, что в верховьях Большой Лабы можно наблюдать и интрузивные контакты с более древними залегающими над ними парасланцами и включения обломков последних в амфиболитах. Сами амфиболиты представляют то крупно-, то мелкозернистые с ясной параллельной текстурой породы, состоящие в основном из плагиоклаза, обыкновенной роговой обманки (зеленой, реже бурой), магнетита и ильменита; иногда в них содержится кварц. Сильная рассланцованность амфиболитов с одновременным обогащением бесцветными составными частями (плагиоклазом и кварцем) приводят к образованию амфиболовых плагиогнейсов.

В составе свиты амфиболитов заметную роль играют также и первоначально-осадочные породы. Здесь, помимо роговообманковых сланцев, первичная осадочная природа которых вскрывается химическими анализами, отмечаются также кварциты и, что особенно интересно, мраморы. Мощность их пачки иногда достигает 350—400 м.

Обе упомянутые свиты кристаллических сланцев прорваны древними гранитами и гранодиоритами и испытали их контактово-метаморфизирующее воздействие. Кроме того, они прорваны дайками и мелкими штокообразными телами значительно более молодых, в большей своей части, вероятно, юрских габбро-диабазов, диабазов и порфиров.

Вторая полоса кристаллических сланцев протягивается по бассейну Кубани севернее Передового хребта и является западным продолжением кристаллических сланцев, которые вскрыты под нижнеюрскими осадками реками Чегемом, Баксаном и Малкой к северу от зоны палеозоя.

Эти кристаллические сланцы представляют чрезвычайно сложный комплекс пород, который подвергся лишь частичному расчленению в верховьях Кубани. Здесь развиты не особенно глубоко метаморфизованные, но сильно рассланцованные осадочные породы, которым были подчинены породы магматические. К числу первых относятся самые разнообразные кварциты и столь же разнообразные роговообманковые и кварцево-слюдисто-хлоритовые сланцы. Эти породы имеют весьма пестрый минералогический состав. Кварцитовые сланцы в качестве второстепенных составных частей содержат ортоклаз, микроклин, альбит, магнетит, мусковит, графит, карбонаты; в роговообманковых сланцах содержатся плагиоклазы, эпидот, цоизит, магнетит, хлорит, кварц, карбонаты и др. Из первоначально-магматических пород по составу и реликтовым структурам и притом только под микроскопом удается установить кварцево-слюдястые диориты и более основные породы габбро-диоритового ряда. Кроме того этой свите подчинены сильно измененные и рассланцованные, но все же определимые в поле заведомо палеозойские сиениты, диориты, диабазы, серпентины. Неметаморфизованные кварцевые кератофиры и андезиты прорывают во многих местах этот сложнейший комплекс пород.

В первой стадии исследований (И. Г. Кузнецов) кристаллические сланцы рассматриваемой полосы были отнесены к палеозою. Позже А. П. Герасимов отнес их к комплексу верхнего докембрия, выделенному на основании сравнительного микроскопического исследования древних метаморфических пород среднего течения Малки к северу от интрузии красных гранитов. Хотя все упомянутые метаморфические породы среднего течения Малки в настоящее время должны быть отнесены к нижнему палеозою, кристаллические сланцы рассматриваемой более южной полосы следует оставить в составе верхнедокембрийского комплекса¹. Эта мощ-

¹ По мнению В. Н. Робинсона, Д. С. Кизевальтера и других исследователей, эти метаморфические сланцы также должны быть отнесены к древнему палеозою. — *Ред.*

ная толща более глубоко метаморфизованных пород вместе с тем не содержит известняков, характерных для нижнего палеозоя обоих склонов Кавказа. Так как эта толща весьма сложно дислоцирована, то возможно, что в пределах полосы ее развития по Кубани (и по Баксану) местами могут встретиться и нижнепалеозойские отложения, что может быть установлено лишь специальными исследованиями.

К западу от Кубани рассматриваемые кристаллические сланцы или очень быстро погружаются, или оборваны разрывом, а на их продолжении выходят преимущественно среднепалеозойские и отчасти нижне- и верхнепалеозойские отложения. Западнее рассматриваемый комплекс, повидимому, нигде на Северном Кавказе не вскрыт эрозией.

К западу от Большой Лабы в верховьях Малой Лабы и Белой определенно прослеживается только древнейший комплекс кристаллических сланцев. Он выходит здесь на поверхность в трех тектонических зонах (Робинсон, 1932): в зоне Главного хребта (I), в зоне Бамбака (II) и в зоне Передового хребта (III), разграниченных крупными продольными разрывами. Всюду, и особенно в зонах I и II, в них внедряются древнейшие граниты и палеозойские сиениты и диориты. Среди гнейсов местами (II) сохраняются слабее метаморфизованные свиты нижнего палеозоя, но большей частью непосредственно на них залегают то нижнеюрские отложения (I), то карбон (II), то триас (III); это указывает на сложные тектонические движения дифференциального характера и на сопровождавшие их процессы эрозии, которым подвергалась страна на протяжении нескольких геологических периодов.

По сообщению В. Н. Робинсона, в некоторых местах бассейна Большой Лабы и Белой появляются в сложных тектонических условиях кристаллические сланцы, значительно глубже метаморфизованные, чем нижняя свита кембрия, но все же не идентичные гнейсам. Возможно, что мы здесь имеем аналоги пород верхнедокембрийского комплекса.

На Предкавказской равнине докембрийские отложения залегают, повидимому, неглубоко под покровом третичных и меловых отложений. Об этом можно судить по ксенолитам гнейсов в лакколитах Пятигорья.

Имеющиеся, хотя все еще весьма недостаточные, фактические данные по докембрийским отложениям Северного Кавказа позволяют пока только в грубых чертах сделать некоторые сопоставления и наметить общую стратиграфическую схему.

Охарактеризованные свиты объединяются в два комплекса — нижний и верхний.

а) Нижний докембрий А₁. Сюда включаются глубоко метаморфизованные древнейшие осадочные и подчиненные им изверженные породы с гнейсовой текстурой, а также две мощные формации ортогнейсов, образовавшихся вследствие метаморфизации древнейших интрузивов — основных (и отчасти ультраосновных), давших амфиболиты, и кислых, давших лейкократовые ортогнейсы.

Древнейший комплекс кристаллических сланцев Кабарды (т. е. свиты слюдяных гнейсов с мраморами), гранулитовых гнейсов и слюдяных сланцев, можно в целом сопоставлять со свитой слюдяных сланцев и гнейсов области верховьев Большого и Малого Зеленчуков и Большой Лабы. Лабарданскую свиту амфиболитов со значительной долей вероятности можно сопоставлять с амфиболитами более западной области. И в том и в другом случае для этой свиты характерно существенное участие основных интрузивов, послуживших исходным материалом для амфиболитов. Вместе с тем в обоих случаях устанавливается и участие первоначально осадочных слоистых пород. Среди амфиболитов на протяжении всей полосы, от верховьев Аксаута и до верховьев Большой Лабы включительно, установлены мраморы, неизвестные в лабарданской свите. С лейкократо-

выми ортогнейсами можно сопоставлять «тектониты» бассейна Зеленчуков, 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. Надо подчеркнуть, что амфиболиты и лейкократовые ортогнейсы приурочены к северной окраине или даже границе зоны Главного хребта. Эта граница представляет зону разлома, вдоль которой создаются особенно благоприятные условия для образования тектонических клиньев. Последние, будучи сложены очковыми гнейсами или их аналогами, отмечаются в верховьях Зеленчуков даже среди юрских осадков, приведенных тектонически в соприкосновение с докембрием Главного хребта вдоль упомянутой зоны разлома.

Все перечисленные образования заведомо древнее гранитов Главного хребта.

б) Верхний докембрий A_2 . Сюда включаются кристаллические сланцы, развитые к северу от зоны распространения палеозойских отложений — зоны Передового хребта (по Робинсону). Наиболее древние члены верхнего докембрия обнажаются, вероятно, по Кубани. Самые молодые члены представлены, повидимому, чегемской свитой кварцитов и вышележащих кварцево-слюдисто-хлоритовых сланцев. Это — в основном осадочные и в незначительной мере изверженные породы, занимающие по степени метаморфизма промежуточное положение между древним комплексом и нижнепалеозойской метаморфической свитой. Данный сложный комплекс принимается в целом тоже как более древний по сравнению с гранитоидами Главного хребта. 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, этот комплекс подвергся метаморфизму со стороны красных палеозойских гранитов, а также карбоновых сиенитов и диоритов. Еще более местного характера воздействия оказали на него верхнепалеозойские и юрские интрузии кислой и средней магмы. В наиболее метаморфизованной части породы верхнего комплекса приближаются к некоторым разностям пород древнего комплекса. Менее метаморфизованные породы приближаются к метаморфическим сланцам нижнего палеозоя и не всегда легко отличаются от них.

Все изложенное можно свести в следующую таблицу:

A_2	Протерозой	A_2^2 . Чегемская свита кварцитов и слюдисто-хлоритовых сланцев
		A_2^1 . Слюдистые сланцы, железистые кварциты, роговообманковые и другие сланцы Западной Кабарды и бассейна Кубани
A_1	Архезой	A_1^3 . Лейкократовые ортогнейсы Кестанты, очковые гнейсы („тектониты“) Большого и Малого Зеленчуков, рассланцованные диориты Санчаро
		A_1^2 . Амфиболиты лабарданской свиты и Большой Лабы
		A_1^1 . Слюдяные сланцы с пачками амфиболитов и кварцитов
		Гранулитовые гнейсы. Слюдяные гнейсы с мраморами и амфиболитами

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ

В рассматриваемой части Центрального Кавказа нижнепалеозойские отложения развиты отрывочно и представлены неполно. Если в северо-западной части Кавказа хорошо выделяются три свиты, — две песчаниково-сланцевые и разделяющая их известняковая, то на территории к востоку от Эльбруса мы имеем, повидимому, лишь обрывки нижней свиты. Это — осадочные породы, метаморфизованные в слюдисто-хлоритовые и слюдисто-хлоритово-кварцитовые сланцы и кварциты. По степени метаморфизма они резко отличаются не только от древнейшего, но и от протерозойского комплекса кристаллических сланцев. Их первоначальная осадочная природа всегда выступает весьма отчетливо: они ясно слоисты, часто с первичной полосчатостью, имеют характерные структуры кластических пород. Дислокационный метаморфизм обусловил их рассланцованность, перекристаллизацию пелитового цемента, разрушение первоначальных полевых шпатов, с образованием вторичных альбита, реже микроклина и в значительном количестве серицитовой слюдки и хлорита. Подчиненные осадочным породам эффузивы и вулканогенные образования также рассланцованы, но легко распознаются по сохранившимся в полной мере структурам, текстурам и своему составу.

Воздействие последующих интрузий привело местами к образованию контактовых роговиков с биотитом; нередко породы испещрены кварцевыми и кварцево-карбонатными прожилками и жилами. Иногда устанавливается турмалинизация пород, вплоть до образования кварцево-турмалиновых жил. Но все эти явления локализованы в местах проявления более поздних интрузий.

Нижнепалеозойские отложения выходят, как сказано, в промежутке между полосами нижнего докембрия и среднего палеозоя по южному склону Передового хребта от Чегема до Эльбруса и далее к западу. Кроме того, совсем обособленный их выход расположен по рр. Малке, Хасауту и Мушту к северу от интрузии красных гранитов.

Непосредственных соотношений между нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами и докембрийскими кристаллическими сланцами наблюдать пока еще не удалось. Однако резко различная степень метаморфизации тех и других пород, обнажающихся в непосредственной близости, дает основание считать наличие перерыва в отложении осадков между протерозоем и нижним палеозоем и выделять описываемую свиту в отдельную геологическую формацию.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ

Среднепалеозойские отложения к востоку от Эльбруса представлены верхнесилурийскими морскими осадками и нижнекаменноугольными морскими и вулканогенными образованиями, расчлененными на несколько свит.

Верхнесилурийские отложения выходят только в одном месте — по среднему течению р. Малки, где они оказываются обособленными от остальных выходов среднего палеозоя. Они представлены мощной (Герасимов, 1940₂; Герасимов и Янишевский, 1916) пачкой слоистых кварцитов и иных песчаников и более мощной свитой темных филлитизированных глинистых сланцев с несколькими тонкими горизонтами известняков. Известняки содержат богатую фауну ортоцератитов, брахиопод и трилобитов, указывающую на принадлежность включающих ее слоев к верхним горизонтам силура и частью к переходным горизонтам от силура к девону.

Верхняя свита обнажается лишь частично из-под трансгрессивно на ней лежащих юрских отложений, так что аналоги тех девонских отложений, которые так широко развиты и представлены мощными свитами по Кубани и западнее, здесь скрыты. Что же касается более глубоких горизонтов верхнего силура, то о них можно говорить лишь предположительно, так как с юго-западной стороны пачка верхнесилурийских пород ограничена сбросом и приведена в соприкосновение с толщей кварцхлоритовых сланцев древнего палеозоя. Аналоги охарактеризованных верхнесилурийских отложений ни в какой другой части Кавказа не известны.

К верхнему силуру, но к более низким, если не самым низким его горизонтам, можно относить свиту песчанистых пород с признаками конгломератов в основании, налегающую с некоторым несогласием на метаморфические сланцы нижнего палеозоя, составляющие северное обрамление малкинской интрузии красных гранитов.

Все сказанное позволяет выделять верхнесилурийские отложения Малки в отдельную формацию.

Нижнекарбоновые отложения прослеживаются непрерывной почти широтной полосой на запад от р. Чегема, принимая участие в строении так называемого Передового высокогорного хребта; в последний включаются хребет Тырнауза на левобережье р. Баксана и Кызыл-кольская гряда к северу от Эльбруса и другие хребты. Основания нижнекарбоновых отложений в данных сложных тектонических условиях не видно, так что для суждения о присутствии или отсутствии здесь девонских отложений недостаточно данных. Судя по тому, что в хребте Тырнауз среди выходов нижнего карбона появляются отрывочные мелкие выходы докембрия, можно предполагать, что по крайней мере в восточной части рассматриваемой полосы девон отсутствует.

Нижнекарбоновые отложения расчленяются на три свиты: центральную, тырнаузскую и верхнюю. Ни в одном случае не удается наблюдать стратиграфических соотношений между этими свитами, — выходы их отделены разрывами. В более западных районах Кавказа устанавливается, что верхняя свита относится к верхней части нижнего карбона; из этих трех свит она, следовательно, наиболее молодая. Что же касается двух остальных свит, то относительное их стратиграфическое положение остается невыясненным. Больше оснований имеется считать тырнаузскую свиту моложе центральной. Обе они относятся к визе.

Центральная свита распадается на две мощные подсвиты: нижнюю — известняковую и верхнюю — песчаниково-сланцевую. Известняки то ясно слоистые, то массивные, рифового характера. Песчаниково-сланцевая подсвита сложена преимущественно слоистыми песчаниками и глинисто-песчаными сланцами; первые преобладают. Некоторую роль играют здесь также эффузивы — кислые и средние. Среди песчаников часты невыдерживающиеся прослои конгломератов. Под воздействием молодых мезозойских кислых интрузий все породы центральной свиты в хребте Тырнауз глубоко метаморфизованы, превращены в скарны, скарновые мраморы, роговики. Все это вместе со сложными тектоническими условиями затрудняет установление точных взаимоотношений между названными подсвитами; несомненно лишь, что резкая фациальная разница между ними, усугубляемая наличием конгломератов, является следствием крупного скачка в колебательных движениях земной коры на грани отложения обеих подсвит.

Тырнаузская свита представляет еще более сложное образование. В ее составе принимают участие: 1) пестроцветные филлиты и глинистые сланцы, 2) кварциты и песчаники, 3) конгломераты, 4) яшмы и яшмовид-

ные породы, 5) кремнистые породы (лидиты) и глинисто-кремнистые сланцы, 6) вулканические туфы и кластопорфиroidы, 7) спилиты и различные порфириды. Первоначальные алевролитовые породы метаморфизованы в филлиты, содержащие серицит, хлорит, кварц, альбит, карбонат, непрозрачные минералы, редко также апатит. Конгломераты свит содержат гальку кварца, докембрийских кристаллических сланцев, ортогнейсов, гранитоидов типа гранитов Главного хребта и др.

В прослоях кремнистых сланцев А. В. Хабаковым установлены радиолярии: *Lytharium* sp., *Staurostylus* sp., *Staurostylus caucasicus*.

Кроме эффузивов и вулканогенных образований, одновременных с накоплением свиты, в последней содержатся и интрузивы гипабиссальной и дайковой фаций, варьирующие по составу от кислых (фельзофиры, порфиры, гранодиориты, кварцевые диориты) до ультраосновных (пироксениты, периодотиты). Некоторые интрузивы, повидимому, представляют в общем одновременные с накоплением свиты в целом образования, другие — несколько более поздние, но все же еще нижнекарбоновые.

Приведенный состав тырныузской свиты резко отличает ее от центральной свиты. Подобного рода, да притом еще мощные (около 500 м) образования, содержащие как типично морские осадки, отлагавшиеся если не на больших глубинах, то во всяком случае в некотором удалении от береговой линии, так и грубообломочные континентальные и прибрежные отложения, а также и эффузивы и вулканогенные образования, частично наземного, частично подводного (pillow-lavas) происхождения, могли накопиться в условиях напряженных тектонических движений, происходивших и в области накопления свиты и в смежной области сноса.

Верхняя свита, мощность которой превышает 2000 м, распадается на четыре неравных горизонта:

1) темноцветные глинистые сланцы с подчиненными песчаниковыми прослоями;

2) эффузивы порфиритов и порфиритовые туфы; первые характеризуются часто шаровой отдельностью и миндалекаменным сложением;

3) темные глинистые сланцы, переслаивающиеся с зеленоватыми полимиктовыми песчаниками с прослоями радиолярита 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; это признак начавшегося размыва древних метаморфических формаций — нижнего палеозоя или докембрия.

По наблюдениям В. Н. Робинсона, верхняя свита характеризуется значительно более слабой степенью метаморфизации, что дает основание признать наличие тектонической фазы перед ее отложением и, соответственно, перерыва в накоплении осадков.

Приведенный состав верхней свиты указывает на то, что она отлагалась в условиях резкой локализации зон отложения и размыва, причем в зоне размыва непосредственно рядом с зоной накопления происходило интенсивное поднятие, обусловившее снос громадных толщ среднего палеозоя и вскрытие под конец метаморфических досреднепалеозойских формаций.

Суммируя сказанное о нижнекарбонových отложениях, можно отметить, что обоснованно выделяются две формации: первая из них включает центральную и тырныузскую свиты, вторая — верхнюю свиту. Первая обширная серия отложений в свою очередь может быть расчленена

на две или даже три формации, отложению каждой из которых предшествовали скачкообразные напряженные тектонические движения, создание в той или иной мере складчатой структуры и последующее явно или скрыто несогласное отложение новых формаций.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ

Если стратиграфические соотношения между свитами нижнего карбона нельзя непосредственно наблюдать, то отношение верхнего палеозоя к среднему всюду выступает с исключительной отчетливостью. Перед отложением среднего карбона отмечается крупный стратиграфический перерыв; средний карбон лежит несогласно на всех более древних отложениях; отложения всего верхнего палеозоя представлены нормальными не метаморфизованными осадками, тогда как все более древние, в том числе и верхняя свита нижнего карбона обнаруживают ту или иную степень метаморфизации.

В. Н. Робинсон рассматривает отложения среднего и верхнего карбона как единую толщу, сложенную в основном песчаниково-сланцевыми отложениями со значительной ролью конгломератов и эффузивов, и указывает на согласное без перерыва отложение верхнекарбоновых осадков на среднекарбоновых. Большое распространение в отложениях стефанского яруса крупных конгломератов с валунами кварцевых порфиров, характеризующих свиту среднего карбона, должно быть истолковано как показатель крупных тектонических движений в начале верхнего карбона, сопровождавшихся интенсивным размывом и переотложением части продуктивной свиты. Несомненно, в данном случае мы имеем дело опять-таки с локализацией зон накопления и сноса, обусловленной тектоническими движениями крупного масштаба, происходившими во второй половине периода накопления продуктивной толщи.

Если в области нынешнего распространения продуктивной толщи мы имеем указание на резко выраженный скачок в развитии тектонических движений в самом начале среднего карбона и последующее резко несогласное отложение среднего карбона на всех более древних отложениях, то такого же рода соотношение между верхним карбоном и более древними формациями мы имели бы возможность наблюдать в смежной зоне, если бы эрозия не уничтожила там соответствующие геологические документы. О них мы получаем теперь представление при сравнительном изучении состава верхнекарбоновых отложений в зоне их нынешнего распространения.

Пермские отложения расчленяются на три свиты, каждую из которых следует рассматривать как самостоятельную геологическую формацию.

Красноцветная толща нижней перми, представляющая в основном континентальные и прибрежные отложения, начинается глинистыми красными и отчасти зеленоватыми сланцами с пропластками известняков и песчаников. В западных частях Центрального Кавказа эта подсвита, мощностью около 800 м, сменяет без видимого несогласия верхнекарбоновые серые песчаники и конгломераты (верхние горизонты продуктивной свиты). Однако по Чегему нижняя подсвита красноцветной толщи налегает на метаморфические сланцы верхнего докембрия, имея в основании горизонт конгломератов. Если учесть также резкую смену фаций на границе нижней перми, то выделение верхнекарбоновых отложений в самостоятельную формацию от нижнепермских не должно вызывать сомнений.

Вторая подсвита красноцветной толщи состоит существенно из краснобурых слоистых конгломератов, часто крупных, с окатанными и неокатанными валунами самых разнообразных пород от верхнего карбона до докембрия. Выше появляются слоистые песчаники того же цвета с рас-

сеянной галькой. Эта толща трансгрессивно налегает на все более древние формации. Крупные тектонические движения перед отложением верхней подсвиты нижней перми представляют собой резко выраженный скачок в истории развития структуры Кавказа и нашли свое выражение как в составе рассматриваемой подсвиты, являющейся резко обособленной формацией, так и в отношении последней ко всем более древним геологическим образованиям.

Последнюю из палеозойских формаций представляет верхнепермская свита морских отложений — известняков с фауной брахиопод и пластинчатожаберных, имеющих в основании пачку глинистых сланцев, песчаников и базальный конгломерат. Отложению ее предшествовали крупные тектонические движения, вызвавшие перерыв в отложении осадков, размыв значительных толщ и затем резкое изменение режима на современной территории Кавказа; континентальные и лагунные отложения верхней палеозоя сменяются в конце пермского периода осадками открытого морского бассейна.

Верхнепалеозойские формации развиты в той же зоне Передового высокогорного хребта, где основную роль играют отложения среднего палеозоя. Кроме того, они распространены южнее и севернее, за пределами названного хребта, где находятся в иных геотектонических условиях. Так, южнее полосы среднепалеозойских отложений породы, повидимому, верхнего карбона и верхнепермские известняки частично сохранились в верховьях рр. Гизель-дона и Генал-дона, а так же в Дарьяльской антиклинали по Тереку. К западу от меридиана Эльбруса верхнепалеозойские формации принимают участие в строении области к северу от Передового хребта.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИИ

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На описываемой территории совершенно отсутствуют отложения триаса. Но возможность, что они здесь были, как и в более западных районах Северного Кавказа, не исключена. В начале юрского периода триасовые и верхнепермские морские осадки на данной территории были уничтожены эрозией вследствие происходивших в это время напряженных тектонических движений.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Юрские отложения слагают обширные площади на рассматриваемой части Кавказа. Во многих случаях именно по ним представляется возможность устанавливать те или иные формы дислокаций и определять последних. Они помогают расшифровывать и структуру как обширных участков Центрального Кавказа, так и отдельных более мелких тектонических форм, существенную роль в строении которых играют породы кристаллического комплекса, являющиеся неблагоприятной средой для установления форм и времени тектонических нарушений. Ниже приводится главнейший фактический материал, касающийся стратиграфии юрских отложений северного склона Кавказа в пределах Кабарды, а затем дается краткая характеристика юрских формаций как основа для тектонического анализа всего Центрального Кавказа.

Юрские отложения расчленяются на три толщи. Две нижние представлены в песчано-глинистых фациях, верхняя — в карбонатных. Отличительной особенностью самой нижней толщи является присутствие в ней

вулканогенных образований, эффузивов и гиабиссальных интрузивов, кислых и средних по составу. Средняя толща, по литологическому составу мало чем отличающаяся от нижней, лишена указанных выше характерных для последней образований. Третья толща представлена известняками и доломитами; она относится к верхнему отделу юрской системы, тогда как две нижние представляют собой отложения нижнего и среднего отделов той же системы.

Толща с эффузивами

Нижний горизонт — средний и частью нижний лейас. Нижнюю толщу будем называть в дальнейшем для краткости толщей с эффузивами. В восточной Кабарде она имеет ограниченное распространение. От Чегема она прослеживается на восток до Череха.

К востоку эта толща в пределах Кабарды больше не появляется. Также отсутствует она и западнее р. Чегем по долинам Баксана и Малки, и только по Кубани мы снова встречаем ее аналоги. Толща с эффузивами может быть разбита на два горизонта; нижний горизонт в пределах Кабарды представляется конгломератами и слюдистыми песчаниками, кверху переходящими в чередование песчаников и глинистых пород. Они залегают непосредственно на кристаллические сланцы докембрия.

Мощность и состав нижних горизонтов толщи быстро изменяется вкрест простиранию. Это изменение идет в направлении увеличения мощности конгломератов и песчаников с севера на юг и увеличения в том же направлении размеров галек и обломков, слагающих конгломераты.

На крайнем юге, у подножья Баксано-Дигорского хребта развиты весьма грубые, глыбовые конгломераты и брекчии, перемежающиеся с грубозернистыми песчаниками. Здесь сохранились только самые низы рассматриваемых горизонтов, но и они достигают мощности по крайней мере в несколько десятков метров.

Севернее развита толща песчаников с подчиненными конгломератами из окатанной гальки кристаллических сланцев и кварца. Вся мощность этих горизонтов измеряется 250—300 м.

Еще севернее мощность снижается до 30—40 м. Преобладают песчаники; конгломераты образуют тонкие прослои и состоят большей частью из мелкой гальки кварца. Наконец, еще на 1,5 км севернее лишь в самом основании имеется непостоянный слой конгломерата, не превышающий 0,5 м; мощность всего нижнего горизонта толщи не превышает 5,5 м.

На основании изменений такого характера можно сделать заключение, что по крайней мере в течение первого времени накопления толщи с эффузивами снос материала происходил с юга, с нынешней подзоны Баксано-Дигорского хребта. Большая мощность и весьма грубый характер конгломератов, переходящих в грубые брекчии, указывают, что область сноса резко возвышалась над зоной накопления и, повидимому, все еще находилась в состоянии поднятия, тогда как расположенная севернее область испытывала уже быстрое погружение.

Чередование песчаников и грубых конгломератов на юге представляет результат колебательных движений с резко выраженными скачками, происходившими на фоне преобладавшего поднятия южной зоны. Повидимому, частично подвергались размыванию и только что или ранее отложенные юрские осадки, на что указывает присутствие в конгломератах иногда галек из конкреций сферосидеритов.

Выше песчаников залегают глинистые сланцы с прослоями известковистого песчаника и сидерита, чередующиеся с пачками массивных и

грубослоистых песчаников. Они достигают мощности от нескольких сот метров до 1300 м.

В сланцево-песчаниковых породах нижнего горизонта толщи бассейна Черка собраны ископаемые: *Aequipecten priscus* Schloth., *Aeq. cf. priscus* Schloth., *Camptonectes* sp., *Protocardia cf. cucullata* Phill., *Posidonia* sp. n., *Nucula inflexa* Roem., *N. aff. inflata* Ziet., *Oxytoma* ex. gr. *inaequivalve* Sow., *Astarte* sp., *Modiola* sp., *Opis cf. numismalis* Opp., *Lima (Plagiostoma) cf. acuticosta* Goldf., *Pleuromya* sp. indet.

Комплекс приведенной фауны указывает на ниже- или среднелейасовый возраст включающих ее слоев.

Тот же самый комплекс фауны среднего или нижнего лейаса встречен в сланцах и песчаниках на левом берегу р. Кардан, правого притока р. Чегема.

Надо указать еще на находку фауны среднего лейаса, сделанную В. П. Ренгартеном в 1909 г. на правобережье Черка Безингиевского, по балке Кючме-су. В мергелистом прослое среди глинистых сланцев В. П. Ренгартеном были собраны: *Amaltheus margaritatus* Montf. (определение А. А. Борисяка) и пластинчатожаберные (определение В. Ф. Пчелинцева) *Leda (Dacryomya) graphica* Tate, *Palaeoneilo palmae* Sow., *Protocardia subtruncata* d'Orb. — формы, характерные для среднего лейаса Франции и Германии, а также *Pecten (Chlamys) ex. gr. substriatus* Roem., *Pecten (Entolium) ex. gr. demissum* Phill.

Приведенные данные указывают, что самые нижние слои юрских отложений, налегающие на древний комплекс и находящиеся в основании толщи с эффузивами, могут быть по найденной в них фауне отнесены к среднему или к нижнему лейасу. Эти слои могут быть сопоставлены с нижними горизонтами толщи аспидных сланцев, обнажающимися в Куртатинском ущелье Осетии. Там в основании толщи залегает горизонт с флорой и фауной, обнаруженной мною еще в 1916 г. В свое время эта фауна была определена предварительно П. Казанским как лейасовая. В настоящее время несколько экземпляров из тех ископаемых были изучены Г. Т. Петровой, определившей следующие формы: *Aequipecten priscus* Schloth., *Lima (Plagiostoma) acuticosta* Goldf., *Leda graphica* Tate.

Остается невыясненным, характеризует ли приведенная фауна также горизонты, соответствующие толще с эффузивами, или же какие-то еще более древние горизонты лейаса. Сланцевая толща среднего и, может быть, частично нижнего лейаса заполняет Штулу-Харесскую депрессию и протягивается полосой южнее Садона. В Передовом хребте в бассейне Баксана к среднему лейасу относится, по данным Д. С. Кизевальтера, мукуланская свита.

Верхний горизонт — нижний то ар. Сланцево-песчаниковые нижние слои сменяются верхним горизонтом толщи, состоящим из глинистых сланцев и песчаников с прослоями туфопесчаников, порфиров и порфиритов. Во многих местах эти отложения пересечены интрузивными залежами порфирита, которые часто залегают согласно с вмещающими их песчаниково-сланцевыми отложениями или косо пересекают слои. Встречаются и секущие тела порфиритов, подобные дайкам.

Наиболее крупное тело изверженных пород, подчиненных рассматриваемой свите глинистых сланцев, вскрыто по берегам Черка Безингиевского. Здесь мы имеем мощную интрузивную залежь или покров красноватых порфиров. Верхний и нижний контакты этого тела падают согласно с вмещающими его глинистыми сланцами на север под углом в среднем около 20°. Они местами имеют шаровую отдельность с радиально-лучистым строением. По правобережью Черка имеется горизонт, состоящий из глыб порфиритов, погруженных в рыхлую туфогенную массу и представляющий, повидимому, вулканогенные накопления.

В бассейне Чегема глинистые сланцы с эффузивами залегают над слоями, содержащими *Aequipecten priscus* Schloth. и других ископаемых нижнего и среднего лейаса, отделяясь от них горизонтом желтовато-серых среднеслоистых песчаников мощностью около 10 м.

Глинистые сланцы мощностью до 600 м почти без прослоев песчаников содержат четыре горизонта светлых, почти белых эффузивов липаритового и трахилипаритового состава, а выше горизонт зеленых порфиров (андезитов). В этой свите, в пачке глинистых сланцев собрана фауна пластинчатожаберных резко иного состава: *Posidonia bouchi* Roem., *Mytiloides amygdaloides* (Goldf.), *Mytiloides quenstedti* Pčel. *Nucula* sp. indet. Эти формы пластинчатожаберных характеризуют обычно верхнелейасовые отложения Кавказа.

Проведенные наблюдения показывают, что там, где это более или менее хорошо видно, горизонт глинистых сланцев с *Aequipecten priscus* перекрывается мощной толщей песчаников, иногда еще с прослоями конгломератов. Выше этого горизонта песчаников ни в одном случае пока не найдены какие-либо формы, характерные для горизонта *Aequipecten priscus*. Фауна из более высоких горизонтов представлена даже иным комплексом, позволяющим с большим основанием говорить о верхнелейасовом ее возрасте.

Во многих местах в бассейне р. Черка Безингиевского в глинистых сланцах между горизонтами порфиров собраны *Mytiloides quenstedti* Pčel., *Pseudomelania* cf. *dumortieri* Pčel., *Astarte* cf. *aalensis* Ag., *Trigonia pulchella* Ag., *Variamussium personatum* Ziehl., *Camptonectes* sp. indet., *Oxytoma* ex gr. *inaequivalve* Sow. Последняя особенно широко распространена.

Найденная в ряде других мест в толще с эффузивами фауна пластинчатожаберных оказалась плохой сохранности и не поддавалась определению. Дальнейшее уточнение вопроса о возрасте толщи с эффузивами должно базироваться на анализе стратиграфических соотношений, наблюдаемых в ближайших окрестностях ее развития. Следует отметить, что в северных районах области распространения лейаса наблюдалось наложение верхнего горизонта толщи с эффузивами непосредственно на кристаллические древние породы.

Мощные горизонты как типичных эффузивов, так и гипабиссальных интрузивов, подчиненных толще глинистых и глинистопесчанистых отложений, развиты вдоль северной границы полосы ее распространения. Все эти образования совершенно отсутствуют непосредственно севернее, за сбросом, который ограничивает толщу с эффузивами. Там развита мощная толща песчаниково-сланцевых пород, содержащих фауну тоара, аалена и отчасти доггера, перекрытых келловеем. Аналогов толщи с эффузивами к северу от упомянутого сброса не имеется.

Отложения среднего и верхнего тоара и ааленского яруса

В более северной полосе, на Чегеме и Черке Безингиевском, верхне-тоарские отложения налегают непосредственно на кристаллические сланцы докембрия. Последние выходят здесь в ядре антиклинали, оба крыла которой сложены верхним лейасом. Отложения последнего начинаются ясно- и среднеслоистыми песчаниками и прослоями конгломератов. Мощность этого горизонта измеряется несколькими десятками метров. Стратиграфически выше на южном крыле залегает пачка слоев, представленных перемежающимися песчаниками и глинистыми сланцами. В породах этой пачки найдены аммониты: *Dactylioceras arcus* Buckm., *D. attenuatus* Simps., *D. commune* Sow., *Hildoceras mercati* Haug., указывающие на среднетоарский возраст включающих их слоев. Это единственное

место, где обнаружена среднетоарская фауна аммонитов. Отсюда же определены пластинчатожаберные: *Leda cf. rostrata* Chemn., *Oxytoma* ex gr. *inaequivalves* Sow.

В лежащей выше толще зеленовато-черных глинистых сланцев, чередующихся с песчаниками, в пачке оолитовых железистых пород, подчиненных глинисто-песчаным отложениям, найден *Pseudogrammoceras* ex. gr. *fallaciosum* Bayle, указывающий на верхнетоарский возраст, и пластинчатожаберные *Variamussium personatum* Ziehl, *Entolium* cf. *demissum* Phill., *Pleuromya uniodes* Roem., *Pl. cf. goldfussi* Roll., *Trigonia* sp. indet. В этой же толще, в более низких горизонтах, найдены только пластинчатожаберные: *Protocardia striata* Phill., *Modiola gregaria* Ziehl., *Modiola* sp. indet., *Leda rostrata* Chemn., *Nucula* sp. indet., *Variamussium personatum* Ziehl., *Astarte opalina* Quenst., *Mytilus* sp. indet., *Cucullaea inaequivalves* Goldf., *Cucullaea* sp. indet., *Goniomya* sp., *Amberleya* sp.

Указанная фауна обнажений характеризует, повидимому, также верхнетоарские отложения.

На северном крыле антиклиналя на амфиболиты докембрия налегают конгломераты из окатанных галек кварца, переходящие выше в грубозернистые кварцевые песчаники. Эти последние переходят через песчано-глинистые сланцы в вышележащую свиту глинистых сланцев с прослоями песчаников. Из пластинчатожаберных в них найдены: *Mytiloides amygdaloides* Goldf., *M. dubius* Sow., *Modiola* sp. indet. Указанные слои перекрыты слоистыми желтовато-серыми песчаниками, которые начинают ааленский ярус.

Выше залегают глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников и тонкими прослойками и конкрециями глинистого сидерита. Наличие белемнитов плохой сохранности дает возможность отнести эти глинистые породы к ааленскому — байосскому ярусам.

Таким образом, песчаниково-сланцевая толща, слагающая оба крыла антиклиналя, севернее полосы развития толщи с эффузивами включает в себе осадочные породы, начинающиеся только от среднего тоара и продолжающиеся до средней юры. Мощность их до 400 м.

На Черке Безингиевском в толще песчаниково-сланцевых отложений без эффузивов удалось найти белемнитов, представленных, по определению Г. Я. Крымгольца, следующими видами: *Mesoteuthis quenstedti* Opp., *M. cf. quenstedti* Opp., *M. dorsalis* Phill., *M. cf. dorsalis* Phill., *M. aff. simpsoni* Mayer, *Belemnites* sp. Первая из приведенных форм характерна для нижней части ааленского яруса, остальные — тоарские формы. Учитывая незначительную мощность слоев, можно заключить, что последние представляют отложения верхов тоара и самых низов аалена.

Восточнее развита мощная (порядка 1000 м) свита глинистых сланцев, имеющих в основании горизонт песчаников мощностью в несколько десятков метров и базальных конгломератов в несколько метров.

В 200—300 м от основания свиты в прослое известковистого песчаника собрана обильная фауна пластинчатожаберных, по определению В. Ф. Пчелинцева, представленных следующими формами: *Pinna opalina* Quenst., *Entolium demissum* Phill., *Variamussium personatum* Ziehl., *Chlamis* sp. ex gr. *textoria* Schloth., *Protocardia subtruncata* d'Orb., *Plesiocyprina acutangula* Phill., *Pl. rostralis* (Pčel.), *Pl. cf. brevis* Wright, *Pleuromya goldfussi* Roll., *Pl. sp. indet.*, *Pholadomya (Flabellomys) voltzi* Agass., *Ph. sp. indet.*

Большинство приведенных форм встречается в ааленском ярусе Франции, Англии и Германии, причем часть из них распространяется и в байос; некоторые встречаются и в тоарском ярусе. Имеются основания предполагать, что нижняя часть свиты (конгломерат, песчаники и частью глинистые сланцы) представляет отложения верхнего тоара.

Стратиграфически выше еще на 250—300 м, в однообразной свите глинистых сланцев собрана фауна, в которой гастроподы преобладают над пластинчатожаберными. Отсюда В. Ф. Пчелинцевым определены: *Entolium demissum* Phill., *Pleurotomaria subdecorata* Münster., *Pl. cf. phyllocles* d'Orb., *Pl. sp. indet.*, *Pl. elongata* Sow., *Pl. amynthas* d'Orb., *Pl. fastigata* Sieb., *Pl. grandis* Sieb., *Pl. fasciata* Sow. var. *siebereri* (Pčel.), *Pl. monticulus* Desl., *Amberleya ornata* Sow., *Amb. ovalis* Pčel., *Cryptaulax armata* Goldf., *Cr. armata* Goldf. var. *ornata* Pčel., *Neritopsis sp. indet.*, *Amberleya densinodosa* Hudl., *Cirrus calisto* d'Orb., *Phasianella elegans* Morr. of Lyc.

В этой же толще найдены многочисленные белемниты, из которых определимы лишь отдельные экземпляры, это: *Mesoteuthis rhenana* Opp., *M. quenstedti* Opp., *M. pl. sp. indet.* И белемниты и гастроподы указывают на принадлежность включающих их слоев к ааленскому ярусу. Граница между тоаром и ааленом даже литологически не выражена. По Черему Безингиевскому на севере и по Чегему в низах аалена имеется мощный горизонт песчаников, но ни перерыва, ни признаков углового несогласия не заметно.

Верхний лейас бассейна р. Кестанты был изучен С. П. Соловьевым (1938). Однако в приведенную им колонку нужно внести исправление в том отношении, что средняя часть относимой к тоару свиты представлена не песчаниками с тремя горизонтами сланцев, а сланцами с тремя горизонтами грубоосистых песчаников. В статье С. П. Соловьева приводится следующий список аммонитов из тоарских отложений района: *Grammoceras cf. radians* Rein., *Gr. toarciense* d'Orb., *Harpoceras aff. subplanus* Opp.

В наших сборах из бассейна р. Кестанты оказались: *Pseudogrammoceras ex. gr. fallaciosum* Bayle, *Ps. cf. fallaciosum* Bayle, *Ps. fallaciosum* Bayle, *Polyplectus cf. sublanatum* Opp., *Grammoceras quadratum* Haug, *Gr. toarciense* d'Orb. Все эти формы характерны для верхнего тоара.

Верхнетоарские отложения Кестанты (и Баксана) содержат обильную (по количеству экземпляров) фауну пластинчатожаберных. С. П. Соловьев приводит такой список: *Goniomya cf. knorri* Ag., *Entolium demissum* Phill., *Trigonia sp. indet.*

Из наших сборов определены: *Variammussium personatum* Ziehl., наиболее распространенная форма, в изобилии встречающаяся от самых нижних до самых верхних слоев; *Entolium demissum* Phill. встречена во всех слоях; *Nucula acuminata* Goldf. встречена только в нижних слоях; остальные формы распространены sporadически: *Pseudomonotis elegans* Goldf., *Modiola aff. gregaria* Ziehl., *Posidonia cf. bouchi* Roem., *Astarte voltzi* Goldf., *Pleuromya sp.*, *Cucullaea sp. indet.*, *Tancredia sp.*, *Pecten sp.*, *Pinna opalina* Quenst., *Goniomya proboscidea* Ag., *Goniomya sp. indet.*, *Trigonia cf. pulchella* Ag., *Cyprina sp. indet.*, *Chlamys torulosi* Quenst., *Macrodon sp. indet.*, *Pholladomya sp. indet.*, *Corbula sp.*, *Mytiloides sp. indet.* Здесь также верхнетоарские отложения без перерыва и без фациального скачка сменяются глинистыми ааленскими. В них С. П. Соловьевым собрана фауна головоногих ааленского возраста: *Harpoceras opalinum* Rein., *H. ex gr. aalense*, *Ludwigia murchisonae* Sow., *Homaloteuthis breviformis* Voltz и брюхоногих: *Natica pelops* d'Orb., *Pseudomelania dumortieri* Pčel., *Ps. kouznetsovi* Pčel., *Pleurotomaria granulata* Sow., *Amberleya capitanae* Münster.

В вышележащей пачке песчаников определимой фауны не встречено.

Выше без перерыва залегает свита глинистых сланцев, охарактеризованных фауной средней юры.

Из приведенных данных, относящихся к литологическому составу, стратиграфическим соотношениям и фаунистической характеристике ниж-

неюрских отложений, видно, что: 1) нижняя часть толщи с эффузивами относится к средне- или нижнелейасовым отложениям; 2) верхняя часть толщи с эффузивами содержит фауну верхнего лейаса; 3) местами она налегает непосредственно на докембрийский кристаллический комплекс; 4) по своему составу (и большой мощности) она резко отличается от средне- и верхнетоарских и ааленских отложений, развитых в непосредственном соседстве с нею севернее, и не имеет среди них никаких аналогов; 5) верхнелейасовые отложения в песчаниково-сланцевой фации лежат на севере трансгрессивно на докембрии и начинаются всюду осадками верхнего и лишь в одном случае среднего тоара, 6) ааленские отложения, так же как и средне- и верхнетоарские, лишены признаков эффузивов и залегают в данном районе без перерыва на верхнем тоаре; 7) отложения доггера залегают без перерыва на ааленских отложениях и представлены в той же песчанисто-глинистой фации.

Напрашивается единственный возможный вывод о том, что верхний горизонт толщи с эффузивами древнее верхне- и среднетоарских отложений, т. е. что он относится к нижнему тоару.

Доверхнетоарский возраст толщи с эффузивами согласуется с присутствием в конгломератах верхнего лейаса по Черку обломков и валунов порфиров, кварцевых порфиров и сидеритов, могущих происходить только из толщи с эффузивами. Одновременно в этих конгломератах присутствуют валуны и глыбы гранитов и кристаллических сланцев, имеющие до нескольких метров в поперечнике.

Аналогами верхнего горизонта толщи с эффузивами Кабарды являются вулканогенная свита (неправильно называемая кератофировым горизонтом) Садонско-Дигорского района Осетии и толща с эффузивами Кубани-Подкумка (маринская свита). Нижнетоарский возраст верхов толщи с эффузивами делает понятным давнишнее наблюдение, что вулканогенная свита Садонского района всегда залегает непосредственно под тоарскими (очевидно, верхнетоарскими) отложениями; в промежутке между этими двумя формациями никогда и нигде не были обнаружены аналоги среднего лейаса. Весьма мощная свита аспидных сланцев среднего лейаса имеет широкое развитие непосредственно южнее полосы развития вулканогенной свиты Садона, залегающей на древнем кристаллическом комплексе. Внимание на это уже обращали А. П. Лебедев, Г. Д. Ажгирей и др.

Среднеюрские отложения

Отсутствие разницы в литологическом составе доггера и верхнего лейаса, недостаточность фауны в доггере, резко выраженный предкелловейский размыв и трансгрессивное залегание келловоя на более древних отложениях (до докембрия включительно) создают затруднения при установлении остатков отложений доггера. В долинах рр. Хызы-су, Сукан, Черек отложения доггера, по всем данным, полностью отсутствуют.

По материалам В. П. Ренгартена (1912, 1914) по Баксану к байосу может быть отнесена свита глинистых сланцев, а к бату (условно) — вышележащая пачка песчаников со сланцами. На Чегеме условно батская пачка исчезает, а по Черку Безингиевскому — сокращается (за счет верхних горизонтов) и свита сланцев байоса.

По данным С. П. Соловьева, по Баксану свита глинистых сланцев содержит аммониты байоса (определение Н. С. Воронец и Г. Я. Крымгольца): *Stephanoceras humphriesianum* Sow., *St. linguiferum* d'Orb., *Phylloceras mediterraneum* Neum., *Phylloceras* sp., *Cylindroteuthis* cf. *blainwilli* Voltz. В сферосидеритовых конкрециях встречаются и пластинчатожаберные.

По направлению к северо-западу, к Малке, мощность доггера сильно уменьшается вследствие срезания верхних горизонтов верхнеюрскими отложениями.

Верхнеюрские отложения

Из верхнеюрских отложений наибольшее внимание привлекают келловейские, так как по их составу и отношению к более древним формациям можно уяснить роль предкелловейских движений.

Келловейские отложения обнажаются в основании Скалистого хребта и, следовательно, относятся к его зоне. По Чегему и Кестанты они сохранились в северной депрессии, рассматриваемой в качестве подзоны зоны Главного хребта, а в районе вершины Ваза-хох они сохранились на Баксано-Дигорском выступе древнего кристаллического комплекса.

Наиболее типичный характер имеют келловейские отложения в бассейне Череха. Здесь, в основании верхнеюрских пород, лежит слой криноидного известняка. Юго-восточнее этот горизонт представлен пачкой мощностью до 5 м слабо песчаных известняков. В нем найден *Cadoceras elatmae* Nik., а по Череху Безингиевскому — *Chamoussetia chamousseti* d'Orb. — характерные формы нижнего келловоя. Известняки сменяются глинистыми сланцами темносерого цвета, иногда слегка слюдистыми. Мощность их колеблется от нескольких метров до 15 м.

Далее следуют оолитовые красные железняки с *Macrocephallites* и слоистые криноидные известняки, переполненные фауной среднего келловоя.

Приведем общий список фауны келловоя, имея в виду, что две названные нижнекелловейские формы и притом только они, встречены в нижнем слое известняка под пачкой глинистых сланцев. Вся остальная фауна собрана выше этой пачки.

Cephallopoda: Phylloceras flabellatum Neum., *Phylloceras* sp., *Hecticoceras lunuloides* Kil., *H. laubei* Neum., *H. metomphallum* Bonar., *H. metomphallum* Bonar. var. *bonarelli* Tschich., *H. pseudopunctatum* Lah., *H. pseudopunctatum* Lah. var. *involuta* Tschich., *Hecticoceras* sp., *Chamoussetia chamousseti* d'Orb., *Stephanoceras* cf. *jason* Rein., *St. coronatum* Brug. (d'Orb.), *St.* cf. *banksii* Sow. (d'Ord.), *Macrocephalites typicus* Blacke, *M. tumidus* (Rein) Waag., *Macrocephalites* sp., *Cadoceras elatmae* Nik., *Quenstedticeras* cf. *henrici* Douv., *Q. henrici* var. *brasili* Douv., *Q. praelamberti* Douv., *Cosmoceras castor* Rein., *Hibolites* cf. *semihaustus* Bl.

Brachiopoda: Rhynchonella caucasica Uhl., *Rh.* cf. *armata* Roll. sp., *Terebratulina tschegemensis* Moiss., *T. excavata* Roll., *T. subcanaliculata*, *Aulacothyris pala* Buch.

Echinodermata: Holectipus depressus Des., *Nucleolites latiporus* Ag., *Nucleolites* sp., *Collyrites elliptica* Des., *C. ringens* Des.—Moul., *Hyboclypeus giberrulus* Ag.

Среди пластинчатожаберных существенно преобладают *Pholadomya*, из брюхоногих — *Pleurotomaria*. Кроме того, часто встречаются мшанки, а под микроскопом обнаруживаются фораминиферы.

Вообще келловейские отложения Северного Кавказа чрезвычайно богаты фауной как по количеству экземпляров, так и по количеству установленных здесь видов. По данным В. П. Рентгартена, в келловее Чегема установлено 180 видов.

Между Черехом и Чегемом разрез келловоя отличается от приведенных значительной ролью кластического материала. Здесь в основании келловоя присутствует конгломерат, состоящий из мелкой гальки кварца с глинистым цементом. Верхние горизонты представлены песчанистыми известняками с плохо сохранившейся фауной.

Келловей подстилается мощной свитой глинистых сланцев, которая является верхней частью толщи с эффузивами, т. е. относится к нижним горизонтам тоара. Таким образом, перерыв между ними несомненен, хотя угловое несогласие не наблюдается. Западнее угловое несогласие между сланцами нижней юры и келловеем также не обнаруживается, хотя отложения последнего перекрывают там незначительные остатки первой и с них переходят на древние метаморфические породы.

Сводя все имеющиеся наблюдения по характеру распространения и условиям залегания келловейских отложений, можно установить, что в составе их увеличивается количество терригенного материала в направлении с севера на юг. В наиболее южных выходах карбонатные осадки сходят на-нет и близ их основания появляются грубообломочные породы, конгломераты и брекчии. При этом келловейские отложения по направлению к югу от Скалистого хребта ложатся на все более древние формации, на доггер, верхние горизонты верхнего лейаса, нижний тоар — средний лейас, нижний палеозой и докембрий. В наиболее юго-западном районе келловей залегает на докембрийских кристаллических сланцах.

Начиная с оксфорда, верхнеюрские отложения приобретают карбонатный характер и сохраняют его до конца системы. В толще верхнеюрских отложений намечаются временные перерывы в накоплении осадков, сопровождаемые размывом и переотложением накопленных ранее образований. Таков перерыв на грани между лузитаном и кимериджем, сопровождавшийся размыванием лузитанских доломитов и отложением в начале кимериджа битуминозных известняков в Дигории.

Титонские отложения в восточной части Центрального Кавказа имеют тот же карбонатный характер, хотя по своей структуре резко отличаются от остальных верхнеюрских осадков; в западной части рассматриваемого сектора Кавказа (к западу от Чегема) они распадаются на две свиты, нижнюю — пестроцветную, со штоками и прослоями алебаstra, и верхнюю, существенно карбонатную. В карбонатной толще титона всего Центрального Кавказа существенную роль играют грубообломочные брекчии, сложенные глыбами верхнеюрских (дотитонских) известняков до оксфорда и кимериджа включительно. Большую роль в титонских известняках (и брекчиях) играет также песчанистый материал.

Упомянутые особенности титона свидетельствуют об изменении физико-географических условий в конце кимериджа, что является следствием тектонических движений. Значение этих движений, по видимому, недооценивалось в геологической литературе.

В Скалистом хребте отложения титона налегают согласно на более древние, кимериджские. Однако во всех случаях, где возраст последних обоснован фауной, оказывается, что мы имеем дело с нижним кимериджем (Герасимов, 1933); верхний кимеридж фаунистически не доказан и, по видимому, отсутствует. Налегание же титона (и притом вероятнее всего верхнего) в районе Кисловодска (по Аликоновке и в Кисловодске) на древние кристаллические и метаморфические формации указывает, что в промежутке между Скалистым хребтом и зоной предгорий титон должен залегать на разных по возрасту горизонтах подстилающих отложений, т. е. что он там в общем залегает несогласно. Состав титонских брекчий свидетельствует о том же.

Формации юрских отложений

На основании приведенных данных по стратиграфии юрских отложений их можно расчленить на следующие формации:

Н и ж н я я и с р е д н я я ю р а. 1. Среднелейасовая толща глинистых сланцев, сохранивших на северном склоне Баксано-Дигорского

хребта в бассейнах Безингиевского Черека и Чегема нормальный облик. В основании ее лежат конгломераты и песчаники. В Дигории и Осетии в зоне Главного хребта, а также в Штулу-Харесской депрессии между Главным и Передовым хребтами эта толща, включающая, возможно, и верхи нижнего лейаса, метаморфизована до состояния аспидных сланцев. В основании нижнего конгломерата в Осетии устанавливается горизонт вулканогенных образований. Мощность толщи на востоке и в Штулухаресской депрессии превышает 1000 м, а в Восточной Кабарде измеряется десятками метров.

2. Нижнетоарская (частично включающая, возможно, и верхи среднего лейаса) толща глинистых сланцев с эффузивами и параллелизуемая с нею вулканогенная толща Садоно-Дигорской полосы Северной Осетии.

В восточной Кабарде толща, достигающая мощности порядка 1500—2000 м, состоит существенно из глинистых сланцев, которым подчинены кислые и основные эффузивы, вулканогенные образования и гипабиссальные интрузии средних и частично основных пород до габбро-диабазов включительно. В Дигории и Осетии мощность толщи колеблется в пределах сотен метров, достигая иногда (Садонский район, Ногкау) 700 м. Здесь нормальные осадочные породы — песчаники и глинистые сланцы — играют весьма подчиненную роль по сравнению с эффузивными и вулканогенными образованиями. Начинаясь конгломератами, толща местами трансгрессивно переходит на более древние формации, до докембрия включительно.

В бассейне верховьев р. Подкумка и по среднему течению Кубани с этой формацией параллелизуется маринская угленосная свита, сложенная в основном песчано-глинистыми отложениями, которым подчинены вулканогенные образования и эффузивы, слагающие ряд мощных горизонтов, среди которых имеются и гипабиссальные интрузивы, описанные, в частности, в бассейне Хасаута и Эшкакона М. В. Муратовым (1945). Возможно, что циклаурская свита В. П. Ренгартена (1932) по Военно-Грузинской дороге представляет аналог этой же формации.

3. Верхнетоарские отложения, представляющие типичную трансгрессивную серию, которая начинается горизонтом базального конгломерата, сменяющегося выше мощными песчаниками, переходящими затем в свиту глинистых сланцев с прослоями песчаников и со сферосидеритами. Мощность верхнего тоара измеряется сотнями метров. Вулканогенных образований не имеется. Верхнетоарская толща залегает в подавляющем большинстве случаев на древнейших формациях Кавказа: на докембрийском кристаллическом комплексе в Главном хребте, на протерозое и нижнем палеозое между Передовым высокогорным и Скалистым хребтами западнее р. Чегема и на среднелейасовых сланцах в Осетии.

Верхнетоарские отложения выделяются в самостоятельную геологическую формацию как отражающие собой определенный исторический этап развития структуры области, этап, начавшийся после чрезвычайно напряженных тектонических движений и прерванный такими же движениями, хотя и не всюду столь напряженными. Эту формацию можно рассматривать как недоразвившуюся. Прогрессировавшее погружение привело к накоплению мощной толщи пелитовых осадков, но не дошло до условий накопления известняков. Процесс был прерван новым скачкообразным движением, ограничившим накопление этой формации и повлекшим накопление новой трансгрессивной серии — ааленской.

4. Ааленские отложения в Северной Осетии и на западе, повторяющие картину тоарских. Это трансгрессивная серия песчаников, переходящих выше в глинистые сланцы и часто имеющих в основании горизонт базальных конгломератов. Глинистые сланцы верхнего аалена связаны непрерывными переходами с глинистыми сланцами доггера, составляющего,

следовательно, вместе с ааленом одну формацию. В Кабарде трансгрессивный характер ааленских отложений менее отчетливо выражен; нижние горизонты аалена связаны непрерывными переходами с верхнетоарскими и представлены пачкой глинистых сланцев с подчиненными прослоями песчаников. Выше в аалене появляется мощный горизонт песчаников. Время их отложения соответствует нижним трансгрессивным горизонтам аалена в Осетии и на Кубани.

В Дигории и в Северной Осетии ааленские отложения подстилаются разными горизонтами сильно размытого тоара, южнее — средним лейасом, а восточнее, по данным С. С. Кузнецова, аален лежит трансгрессивно на докембрийском кристаллическом комплексе.

По Кубани аален, имея в основании конгломератовый горизонт, перекрывает то верхнетоарские, то нижнетоарские — среднелейасовые песчано-сланцевые отложения; в конгломератах (базальных) содержится галька нижнетоарских эффузивов и гипабиссальных интрузий. Общая мощность формации, включающей отложения аалена и доггера, измеряется многими сотнями метров.

Верхняя юра. По верхнеюрским отложениям за последние годы накоплены фактические данные, позволяющие наметить важные исторические этапы в развитии структуры Большого Кавказа.

В конце среднеюрской эпохи намечается резкий скачок в формировании осадочных толщ. Келловейскими отложениями начинается новая формация, отделенная перерывом и несогласием от средне- и нижнеюрских осадков. В разных местах нашей области келловейские отложения, часто имеющие в основании горизонт конгломератов или песчаников, перекрывают то среднеюрские, то лейасовые осадки, а местами и нижнепалеозойские (между Чегемом и Кестанты) и докембрийские метаморфические и кристаллические формации.

Вместе с тем келловейские отложения начинают собой серию очень мощных карбонатных осадков, накопившихся в условиях быстрого погружения нынешнего северного склона Кавказского хребта. Уже келловейские осадки быстро становятся карбонатными, и затем такой характер сохраняется для отложений оксфорда, лузитана и кимериджа. Всю эту толщу осадков можно было бы рассматривать как верхнюю часть трансгрессивной серии, отложение которой началось еще в лейасе, но резко выраженный скачок в процессе отложения, сопровождавшийся складчатостью, поднятием, размывом и последующим перекрытием келловеем разных по возрасту структур, дает основание рассматривать карбонатную толщу верхнеюрских осадков как независимую, самостоятельную формацию. Она отлагалась, как сказано, в условиях погружения и, кроме того, в удалении от прибрежной линии. Карбонатный характер верхнеюрских осадков не только на Северном Кавказе, но и по южному склону Главного хребта, а также еще южнее, в зоне Корта, указывает на отсутствие зон интенсивного размыва в верхнеюрское время.

Кратковременные и небольшие по амплитуде колебательные движения земной коры на фоне общего погружения обусловили местные перемены в толще рассматриваемых осадков; такой перерыв наблюдался на грани лузитана и кимериджа, когда лузитанские доломиты были частично размыты и в лагунных условиях в нижнем кимеридже отлагались битуминозные известняки.

Верхней границей карбонатной верхнеюрской формации надо считать низы титонских отложений.

Характерной особенностью титонских отложений Северного Кавказа является широкое распространение двух своеобразных фаций: лагунной и обломочно-известняковой. Лагунные отложения представлены красноватыми и пестроцветными глинами с линзами и штоками зернистого

гипса. Вторая фация представлена грубыми известняковыми брекчиями, где глыбы размером от мелких до 1—2 м в поперечнике представлены преимущественно плотными известняками кимериджа и в меньшей мере доломитами лузитана и даже кремнистыми известняками оксфорда. Характер брекчий изменяется по направлению с севера на юг: к югу мощность брекчий и размеры глыб уменьшаются, а в наиболее южных выходах титона брекчий совсем исчезают, заменяясь известняками.

Теснейшим образом связанные с титонскими известняками отложения валанжина представлены мергелями и известняками и составляют как бы единое целое, единую формацию с титоном.

Таким образом, верхнеюрские отложения Центрального Кавказа расчленяются на две формации: одна включает отложения от келловоя до кимериджа, другая — титано-валанжинские осадки.

Меловые и третичные отложения будут рассматриваться нами попутно при рассмотрении тектонических движений и проявлений вулканизма, так как непосредственно в пределах высокогорной части Центрального Кавказа они не развиты.

Глава II

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

Если мы сталкиваемся с рядом затруднений при рассмотрении стратиграфии не только докембрийских, но и ниже- и даже среднепалеозойских отложений Кавказа, то тем более трудностей представляет решение вопросов о возрасте интрузивных пород этой области. В большинстве случаев нет прямых данных для установления возраста интрузивов с желательной точностью. Поэтому приходится прибегать к косвенным данным и соображениям, что не гарантирует от ошибок. Чтобы сохранить стройность изложения и не затушевывать исторического развития магматических явлений, ниже приводится описание эффузий и интрузий в той возрастной последовательности, которая в соответствии с нашими знаниями может считаться в настоящее время наиболее вероятной. Соответствующие оговорки и возможные иные решения неясных и спорных вопросов приводятся в каждом отдельном случае.

ДОКЕМБРИЙ

Эффузивные породы

Среди кристаллических сланцев докембрия, представляющих результат метаморфизации песчано-глинистых и мергельных отложений и частично известняков, заметно распространены резко отличающиеся от них в химико-минералогическом отношении амфиболиты и некоторые рогово-обманковые сланцы. Они слагают пачки мощностью от нескольких метров до десятков и даже 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 собой 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 р. Белой на западе.

Надо полагать, что кроме упомянутых основных древнейших эффузивов в течение докембрия происходили 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.

Интрузивные породы

Среди интрузивных пород, относимых к докембрию, устанавливаются две резко различающиеся группы. К первой принадлежат древнейшие, сильно измененные, огнейсованные, ко второй — более молодые, сохранившие свой нормальный облик породы. В обеих группах представлены основные и ультраосновные породы, с одной стороны, и кислые — с другой.

Первая группа пород относится нами условно к концу археозоя, вторая — к концу протерозоя.

Древнейшие интрузивные породы метаморфизованы в кристаллические сланцы, которые кратко охарактеризованы в стратиграфической части настоящей работы как амфиболиты и лейкократовые ортогнейсы.

Древнейшие основные породы

Метаморфизованные до амфиболитов древнейшие основные интрузивы установлены во многих местах Северного Кавказа. Они развиты по правобережью р. Чегема, указываются в виде небольших выходов в верховьях Баксана и Кубани, заметно распространены в верховьях Большого и Малого Зеленчуков и в верховьях Большой Лабы.

По Чегему рассматриваемые породы то грубослоисты (по несколько метров), то массивны и распадаются по трещинам на параллелепипедальную отдельность. По составу это — полевошпатовые амфиболиты, местами обогащенные крупными кристаллами гранита, иногда содержащие только биотит и переходящие в слюдяно-роговообманковые гнейсы. 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 — все это указывает на более древний возраст основных интрузивов по сравнению с гранитами Главного хребта и на существенную роль последних в процессе метаморфизации первых в амфиболиты.

В верховьях Баксана и в бассейне Лабы указываются наблюдавшиеся случаи текущего положения амфиболитов по отношению к слюдяным сланцам и гнейсам нижнего докембрия. Полевые, микроскопические и химические исследования амфиболитов верховьев Большой Лабы приводят к заключению, что это — в большинстве случаев изверженные породы габбро-диабазового семейства (Баранов, 1937; Кобилев, 1936, 1938₂); иногда в них можно видеть метаморфизованные гипербазиты типа горнблендитов (Кобилев, 1938₂). Имеются указания (Баранов, 1937) на значительно более древний возраст основных метаморфизованных в амфиболиты интрузивов Большой Лабы по сравнению с гранитами Главного хребта и на интрузивные контакты амфиболитов с древнейшими парасланцами.

Устанавливая первоначальную интрузивную природу довольно разнообразных и широко развитых на Большом Кавказе амфиболитов, мы лишены возможности расчленить их по химико-минералогическим признакам и по возрасту, и объединяем их в одну древнейшую из известных на Кавказе формацию основных интрузий.

Древнейшие кислые интрузии

Метаморфизованные в ортогнейсы и подобные им образования древнейшие кислые интрузивы устанавливаются теперь также во многих местах той части Большого Кавказа, где тектоническими движениями поднят и вскрыт эрозией докембрийский субстрат.

В Северной Осетии сюда должны быть отнесены огнейсованные меланократовые (слюдяные и слюдяно-роговообманковые) породы восточного подножья вершины Ваза-хох, как будто обнаруживающие, по некоторым сведениям, интрузивные контакты со слюдяными сланцами и гнейсами (парасланцами) того же района. Вместе с тем весь комплекс упомянутых пород служит кровлей интрузии древних серых гранитоидов (гранитов Главного хребта) и прорывается ими, как и их пегматитами.

В Кабардинской автономной республике древнейшие кислые интрузивы встречаются во многих местах, но наибольшую площадь слагают на пространстве между Чегемом и Баксаном, где они пересекаются притоками последнего. Развитые здесь лейкократовые ортогнейсы представляют то яснополосчатые, то массивные средне- и крупнозернистые, часто с очковой текстурой, светлосерые и розоватые породы гранитного состава. Главные составные части: микроклин, кислый плагиоклаз, кварц, светлая слюда, иногда хлорит; обычные для гранитов аксессуарии — апатит и др. По характеру отдельности в скалистых выходах породы напоминают также граниты. Некоторые мелкозернистые разности, лишенные или почти лишенные гнейсовой текстуры, определяются в поле тоже как граниты.

Прослеживаясь полосой с запада на восток, рассматриваемые породы ограничены разрывами, которыми они зажаты между гранитами Главного хребта на юге и палеозойскими отложениями на севере. Тектонически они занимают такое же положение, как и описанные выше амфиболиты Чегема, развитые непосредственно восточнее. Соотношение между теми и другими породами наблюдать не удастся. Повидимому, здесь мы имеем дело с остатками разных формаций какого-то одного древнейшего комплекса.

В верховьях рр. Сукан и Хызы-су типичные ортогнейсы наблюдались (Е. В. Кузнецова, 1936) в виде ксенолитов в гипербазитах более древних, чем граниты Главного хребта.

Породы, аналогичные лейкократовым гнейсам Кестанты, известны в верховьях Большого и Малого Зеленчуков и Большой Лабы, где они описаны И. И. Бессоновым (1938₂). Среди свиты слюдяных сланцев и гнейсов, по его описанию, прослеживаются выходы в виде двух упомянутых выше полос тектонитов или катаклазитов. К юго-востоку они, возможно, продолжают в ледниковую область верховьев Теберды. По Бессонову, слюдяные «тектониты» являются представителями наиболее древних кислых интрузий Кавказа, современные структуры и облик которых обусловлены теми глубокими процессами динамометаморфизма, которые им пришлось претерпеть. В пределах указанных полос рассматриваемые породы образуют иногда (в бассейне Большой Лабы) массивы шириной до 1—1,5 км, имея «массивную гранитной формы отдельность». В верховьях Зеленчуков иногда наблюдаются «целые хребтики, сложенные этими породами с параллелепипедальной формой отдельности, как у гранитов, в других случаях — лишь отдельные, различной мощности пакки, внедренные среди обычных гнейсов докембрия». Макроскопически это темносерые, сланцеватые или массивного облика неравномернозернистые, часто обогащенные биотитом породы, по существу являющиеся точковыми гнейсами. Развальцованные ксенобласты полевых шпатов (плагио-глаза и реже микроклина) достигают иногда 1,5 — 2 см в длину. В верховьях Зеленчуков среди тектонитов имеются и более тонко рассланцованные светлые зеленовато-серые и средне- и мелкозернистые породы облика 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. В данном случае нас интересуют типичные очковые гнейсы как продукт метаморфизации древнейших гранитоидов.

У западного окончания южной ветви тектонитов, именно на водоразделе между рр. Санчаро и Лабой установлены неправильной формы довольно крупные тела развильцованных роговообманково-биотитовых гранодиоритов (иногда они просто называются диоритами); эти породы слабают интрузии, которые подчинены свите слюдяных сланцев. Гранитоиды представляют крупнозернистые темносерые, довольно интенсивно рассланцованные породы с полиэдрической отдельностью; под микроскопом они имеют аллотриоморфную или гранобластическую структуру; резко выражен катаклаз. По минералогическому составу (разложенный плагиоклаз, зеленая роговая обманка в таблитчатых зернах, иногда биотит в более или менее правильных таблицах и небольшое количество кварца, а также акцессорные — апатит и рудный минерал) они близки к палеозойским диоритам Санчаро и Лаштрака, но отличаются от них своей рассланцованностью.

Протерозойские ультраосновные и основные породы

В зоне Главного хребта в пределах выходов древнего кристаллического фундамента довольно широко распространены в форме сравнительно мелких тел породы габбро-диоритового ряда. Многочисленные совершенно точные наблюдения показывают, что эти породы также древнее гранитов Главного хребта. Вместе с тем они сохраняют нормальный облик массивных горных пород, резко отличаются от охарактеризованных выше амфиболитов и оказываются моложе всех древнейших кислых и основных интрузивов, превращенных в ортогнейсы и амфиболиты.

Рассматриваемая формация представлена роговообманковыми и роговообманково-пироксеновыми перидотитами, пироксенитами, горнблендитами, роговообманковыми габбро и отчасти даже диоритами. Перечисленные породы иногда встречаются одновременно в одних и тех же обнажениях и обнаруживают между собой всевозможные переходы.

Наиболее крупные выходы их, занимающие площадь до 0,5—1,0 кв. км, установлены в Кабардинской АССР.

Более мелкие выходы пород этой формации теперь уже не представляя редкости и встречаются, повидимому, по всей той площади Центрального Кавказа, где обнажен древний кристаллический фундамент.

Самый восточный из известных выходов располагается на южном склоне Баксано-Дигорского хребта в Северной Осетии. Выходы в Кабарде также располагаются в пределах Баксано-Дигорского выступа докембрийского субстрата.

Рассматриваемые гипербазиты известны на западе в верховьях р. Кубани, затем в верховьях р. Даута, в бассейне рр. Теберды и Большой Лабы.

К рассматриваемой формации не относятся приходящиеся на ту же зону Главного хребта породы семейства габбро, описанные И. И. Бессоновым из верховьев рр. Большого и Малого Зеленчуков. Равным образом, сюда же относятся и подчиненные другой тектонической зоне и более молодые по возрасту выходы Кизылчук-Кяфар-Агурские и Зеленчук-Гидам-Хати-пара.

Взаимоотношения гипербазитов с другими геологическими формациями наиболее отчетливо наблюдаются в Восточной Кабарде (Е. В. Кузнецова, 1936). Здесь среди преобладающего развития древних серых гранитов сохранились остатки гнейсов нижнего докембрия, которым и подчинены выходы пород габбро-перидотитового ряда. Последние образуют

дайки и некрупные штоки среди гнейсов и содержат их ксенолиты. Вместе с тем большое количество наблюдений совершенно не оставляет сомнений в том, что основные породы пересекаются дайками серых биотитовых микроклиновых гранитов и жилами гранитных пегматитов. Очевидно, здесь мы имеем дело лишь с крупными глыбами того кристаллического комплекса, в который внедрялись граниты Главного хребта, а в этих глыбах наблюдаем остатки интрузий пород габбро-перидотитового ряда. Такие же соотношения между гипербазитами и центральными гранитами наблюдали И. Г. Кузнецов и Е. В. Кузнецова в скалах Зукка-кая и в выходах Уллу-аузу, а также А. А. Медведюк в верховьях р. Даута.

На левом склоне р. Черек значительный выход перидотитов подчинен гранитам (И. Г. Кузнецов). Кристаллические сланцы здесь не отмечены; непосредственных контактов между перидотитами и гранитами тоже не удалось наблюдать. Вопрос о том, образуют ли перидотиты дайку или нэк в гранитах, или же представляют своего рода ксенолит в гранитах, остается пока открытым. В первом случае неизбежен был бы вывод, что среди гранитов Главного хребта имеются и более молодые, и более древние по сравнению с перидотитами интрузии.

Второй случай невыясненного взаимоотношения между перидотитами и гранитами встречен на левом склоне рч. Чайнашки. Выход точно таких же, как и на Черке, перидотитов среди гранитов обнаружили И. Г. Кузнецов совместно с С. И. Талдыкиным. Здесь черный роговообманковый перидотит слагает дайкообразное тело мощностью 5—6 м. Непосредственно наблюдается только один контакт; он резкий, и здесь перидотит имеет карбонатно-флогопитовую оторочку, вероятно как следствие воздействия гранитов на перидотит, а не наоборот.

По наблюдениям Е. В. Кузнецовой (1936), гранитные пегматиты, пересекающие ультраосновные породы, испытывают эндоконтактные изменения, в результате чего получают контактовые и мигматические пегматиты основного характера; некоторые из них содержат роговые обманки в кристаллах длиной до 20 см. Эндоконтактные воздействия гранитных пегматитов на гипербазиты сказываются также в образовании флогопитовых оторочек.

Перидотиты рассматриваемой формации представляют крупнозернистые породы, состоящие из роговой обманки и оливина. Среди роговой обманки местами сохранились островки моноклинного пироксена; в качестве второстепенных минералов содержатся бурая слюда, пикотит и рудные минералы.

Роговые обманки, изометрические зерна которых иногда достигают 15 см в поперечнике (обычно 2—3 см), переполнены мелкими, легко различимыми простым глазом пойкилитовыми включениями оливина. Уменьшение количества оливина до полного его исчезновения приводит к образованию горнблендитов, а появление и основных плагиоклазов и увеличение количества последних обуславливает переходы от типичных горнблендитов к типичным роговообманковым габбро.

Породы рассматриваемой формации отличаются свежестью. Они, в противоположность нацело серпентинизированным палеозойским гипербазитам, обычно слабо серпентинизированы и, как правило, слабо хлоритизированы.

Из многих химических анализов вытекает, что магма является глиноземной: содержание Al_2O_3 доходит до 7—8%, а CaO в среднем около 2%.

При метаморфизации этих пород возникают не обычные, а алюминий-содержащие серпентиниты.

Под таким названием давно уже объединяются те древние гранитоиды, которые играют основную роль в строении зоны Главного хребта на протяжении более 400 км — от р. Терека на востоке до верховьев р. Пшехи на западе. В кавказской геологической литературе они часто называются также серыми гранитами, а иногда и центральными гранитами.

Надо сразу же указать, что в данном случае из рассмотрения исключаются развитые в той же зоне и играющие в ее строении подчиненную роль заведомо мезо-кайнозойские кислые интрузивы, а также те палеозойские или предположительно палеозойские интрузивы, которые легко, или во всяком случае бесспорно, выделяются среди преобладающих здесь пород по своему составу и по достаточно определенному геологическому положению.

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 однородно-массивные. Устанавливаются и заметные колебания состава — от типичных гранитов до кварцевых диоритов. Наконец, в последнее время в ряде случаев и притом в разных участках зоны Главного хребта наблюдались интрузивные контакты между различными по структуре и текстуре гранитоидами, ксенолиты одних разновидностей в других и т. п.

При всем том рассматриваемые гранитоиды имеют и много общего. Каликатовый полевой шпат представлен в них всегда микроклином, имеющим обычно ясно выраженную двойниковую решетку, и редко без нее. Анортоклазы здесь отсутствуют, а ортоклаз устанавливается в исключительно редких случаях в зоне контакта гранитоидов с вмещающими породами. Цветной минерал — биотит, то свежий, то хлоритизированный. Ни пироксенов, ни роговых обманок в древних гранитах нет. Даже в тех случаях, когда появляются более основные дифференциаты — кварцевые диориты, они оказываются слюдяными. Только в немногих случаях в зоне контактов древних гранитоидов с роговообманковыми сланцами, амфиболитами или гипербазитами наблюдалось появление в первых роговой обманки.

Гнейсовая текстура свойственна древним гранитоидам, но далеко не обязательна. Вместе с тем нельзя назвать ни одной структурной разновидности, которая никогда не обнаруживала бы гнейсовой текстуры. Даже, повидимому, наиболее молодые из рассматриваемых пород, так называемые граниты типа Уллу-кам, обычно мелкозернистые и свежие, нередко оказываются гнейсовидными.

Наконец, надо отметить, что все структурные разновидности встречаются совместно, характеризуют одни и те же интрузивные массивы, не образуя последних самостоятельно, распространены в одной и той же тектонической зоне и оказываются интродуцированными в один и тот же комплекс кристаллических сланцев, относимый нами в основном к нижнему докембрию.

Д а р ь я л ь с к и е г р а н и т ы. В Дарьяльском ущелье по р. Тереку мы имеем крайний восточный выход гранитов Главного хребта, образующий два более крупных массива — Дарьяльский и Гвилетский и три совсем небольших. Эти массивы представляют тектонические глыбы, разобленные по поверхности нижнеюрскими песчаниково-сланцевыми отложениями вместе с незначительными остатками палеозойских метаморфических пород (сланцы с оттрелитом).

Выходы дарьяльских гранитов в целом надо рассматривать (Варданянц, 1932₁, 1940₂; Ренгартен, 1932, 1940) как раздробленное горстообразное поднятие в ядре Центрально-Кавказского сложного веерообразного антиклинория. С севера и с юга Дарьяльский массив ограничен разрывами, подвижки по которым, по мнению Л. А. Варданянца (1932₁), происходят и в настоящее время и сказываются в землетрясениях.

Остатки метаморфизованных пород палеозоя обнаруживают, повидимому, признаки трансгрессивного залегания на гранитах; их метаморфизм не связан с дарьяльским гранитом. Кистинская свита нижнего лейаса (Ренгартен, 1932) посредством конгломератов и песчаников трансгрессивно налегает на граниты и на палеозой.

По данным Д. С. Белянкина (1914), впервые детально исследовавшего граниты, и по последующим наблюдениям В. П. Ренгартена (1932), Л. А. Варданянца и И. Г. Кузнецова, граниты Дарьяла оказываются раздробленными и милонитизированными. Сколько-нибудь нормальных свежих и не раздробленных гранитов здесь почти не наблюдается. Типичные же милониты представляют исключительно широко распространенное явление. Выходы гранитов пересечены почти по широтным, крутопадающим трещинам дайками диоритово-диабазовых пород, обнаруживающих также интенсивную милонитизацию (Белянкин, 1914; Ренгартен, 1932, 1940).

Вследствие общего погружения антиклинория Главного хребта к востоку, выходы древних, доюрских, формаций в этом направлении более не обнаруживаются на поверхности. К западу же дарьяльские граниты скрываются под сплошным полем нижнеюрских осадков. Является ли это следствием местного погружения антиклинория на запад или же обусловлено поперечным сбросом с опущенным западным крылом, не вполне ясно.

Граниты Куртатинского ущелья. В бассейне верховьев р. Фиаг-дон снова выступают серые граниты Главного хребта. Над ними частично сохранились и гнейсы докембрия — остатки кровли гранитной интрузии. Те и другие породы покрыты грубыми конгломератами с гальками гранитов и гнейсов, сменяющимися выше песчаниками и глинистыми сланцами лейаса (И. Г. Кузнецов, 1926; Варданянц, 1929). Граниты Фиаг-дона выходят также в куполообразном или горстообразном поднятии, ограниченном с севера и с юга разрывами (Варданянц, 1929).

Унальский, Архонский и Садонский гранитные массивы. Из трех более западных массивов самый крупный — Садонский. Они вместе составляют восточное окончание выхода древнего кристаллического субстрата в ядре антиклинальной структуры Баксано-Дигорского хребта. Эта структура располагается параллельно антиклинорию Главного хребта, севернее его, и тоже погружается к востоку. Унальские выходы древних гранитов и гнейсов являются крайними восточными в этой зоне. В Унальском массиве над гранитами частично сохранилась кровля из кристаллических сланцев — гнейсов докембрия (Варданянц, 1929).

Граниты Садонского массива перекрыты на севере мощными вулканогенными образованиями («кератофировый горизонт») и конгломератами, подстилающими верхнеюрскую песчаниково-сланцевую свиту, перекрытую в свою очередь песчаниками нижнего аалена. На юге садонские граниты перекрыты глинистыми сланцами верхнего лейаса. Еще южнее вся антиклинальная структура с садонским гранитом в ядре приведена в соприкосновение по разрыву с опрокинутым на север средним лейасом, входящим в состав северного крыла антиклинория Главного хребта. Продольный разрыв отмечает и северную границу того выступа жесткого фундамента, к которому приурочены отмеченные выходы гранитов.

Дизъюнктивные нарушения второстепенного порядка, обуславливающие распадение Садонского массива на систему мелких глыб, проявляются в виде многочисленных зон дробления и отчасти в виде тектонически зажатых в гранитах лейкасовых осадков. К одному из таких нарушений северо-восточного направления приурочена кварц-карбонатная жила, образование которой связывается с предкелловейскими движениями и проявлениями глубинного вулканизма.

Граниты Нузала и Кассарского ущелья расположены в верховьях бассейна р. Ардона. Нузальский выход гранитов представляет глыбу древнего фундамента, несомненно продолжающуюся в той или иной мере под поверхностью к западу и к востоку. Кассарские граниты¹ в восточном направлении скрываются под юрскими осадками, а в западном приобретают все большее и большее развитие в пределах Главного хребта в водораздельной части между бассейнами рр. Череха и Риона.

Они имеют интрузивный контакт с буронской свитой кристаллических сланцев. Ряд апофиз гранита, дайки гранит-аплита и пегматита в сланцах в зоне контакта не оставляют сомнений в более молодом возрасте гранитов по отношению к буронской свите. С юга граниты сменяются свитой метаморфических пород, возраст которых определяется ориентировочно как верхнедокембрийский — нижнепалеозойский. По наблюдениям В. Н. Соловьева, Л. А. Варданянца и Е. В. Кузнецовой, контакт между метаморфической свитой и гранитами — тектонический.

Граниты западной части Осетии, Дигории и Верхней Рачи. К западу от долины р. Ардона прослеживаются две полосы выходов древнего фундамента, в которых граниты играют особенно большую роль. Обе эти полосы представляют зоны поднятия, разделенные зоной погружения, в которой сохранились зажатые среди пород древнего фундамента нижнеюрские глинистые сланцы. Северная полоса входит в состав Баксано-Дигорского хребта, а южная составляет Главный хребет в собственном смысле (Ициксон, 1940, 1941; И. Г. Кузнецов, 1926; Левинсон-Лессинг, 1913; Савич-Заблоцкий, 1927; В. Н. Соловьев, 1935; Татришвили, 1941₁).

Граниты Баксано-Дигорского хребта представляют продолжение Садонского массива, с которым они на глубине, вероятно, соединяются, тогда как на поверхности они разделены породами нижней юры, заполняющими, повидимому, поперечную зону погружения. С юга они ограничены одним из крупнейших на Кавказе разрывов, по которому они подняты и несколько надвинуты с севера на юг на глинистые сланцы нижней юры. С севера они трансгрессивно перекрыты осадками нижней юры, под которыми скрываются при погружении, обусловленном рядом продольных разрывов.

На северном крыле этого поднятия на гранитах под юрой сохранились остатки кровли — кристаллические сланцы.

Граниты Главного хребта до границы Осетии и Кабарды представляют типичный обломок древнего фундамента, ограниченный с севера и с юга продольными разрывами весьма крупной амплитуды (И. Г. Кузнецов, 1931₂, 1933₂).

На гранитах здесь в очень слабой степени сохранилась их кровля — кристаллические сланцы. Последние встречаются главным образом в форме отдельных пачек и ксенолитов.

Среди гранитов Северной Осетии имеется несколько разновидностей, отличающихся главным образом по структуре и отчасти по количественно-

¹ П. П. Пятницкий (1928) называет их гнейсами, полемизируя со всеми геологами и петрографами, называющими их гранитами.

минералогическому составу. Имеются указания и на интрузивные контакты между отдельными структурными разновидностями гранитов.

В Кассарском ущелье граниты, обогащенные темноцветным минералом, прорываются, по моим и Е. В. Кузнецовой наблюдениям, более светлыми гранитами. В бассейне р. Ардона, в конгломератах палеозоя (нижнего или среднего?) имеются гальки гранитов, но сами конгломераты прорываются дайками гранита древнего облика.

В бассейне р. Айгамуги-дон М. И. Ициксон (1940) различает: 1) порфировидные биотитовые гранодиориты с крупными выделениями микроклин-пертита и плагиоклаза, кстати сказать — зонального (от № 17 до № 27); 2) равномернозернистые двуслюдяные граниты, содержащие ксенолиты порфировидных гранодиоритов; 3) биотито-роговообманковые кварцевые диориты, явственно более молодые по сравнению с двумя первыми; 4) хлоритизированные фаснальские граниты, сопоставляемые Ициксоном со вторыми — равномернозернистыми двуслюдяными гранитами, хотя по структуре они не отличимы от первых — порфировидных гранодиоритов. Мною биотито-роговообманковые кварцевые диориты выделяются из гранитов Главного хребта и рассматриваются вместе с нижекарбовыми основными и средними интрузивами (см. ниже). Так как фаснальские граниты не представляют ни в структурном, ни в минералогическом отношении самостоятельной группы, то среди гранитов Главного хребта Северной Осетии можно выделять только две первые группы, из которых двуслюдяные равномернозернистые являются относительно более молодыми.

На южном склоне Главного хребта устанавливаются (Татришвили, 1941₁) также две структурные разновидности гранитоидов — порфировидные граниты и равномернозернистые кварцевые диориты (плагиограниты), из которых последние, по данным Н. Ф. Татришвили (1941₁), — более молодые.

Все граниты прорываются юрскими диабазами и более молодыми, неинтрузивными гранодиоритами, альбитофирами, дацитами и андезитами. Особенно крупные выходы молодых (третичных?) изверженных пород наблюдаются в верховьях р. Сангути-дон, также по р. Цейдон и в массиве Лабода, а на южном склоне Главного хребта — в верховьях Бубис-Цхали, на хребте Кароби и на склонах горы Эдена.

Граниты Кабарды верховьев бассейна р. Кубани и Верхней Сванетии. В пределах Кабарды выходы древних кристаллических пород достигают наибольшей ширины. Расширение происходит за счет выступающих из-под юрских осадков все более и более северных зон, которые продолжают к востоку, но залегают здесь ниже уровня эрозии, под мезозоем. В связи с этим в Кабарде наблюдается и увеличение количества тех зон, в которых выступают древние граниты.

В зоне Главного хребта граниты с зажатými в них пачками и ксенолитами гнейсов прослеживаются полосой от верховий Черема до Эльбруса. Эта глыба гранитного фундамента наиболее размыта еще в доюрское время (И. Г. Кузнецов, 1933₁) и размывалась и размывается усиленно в течение всего периода альпийской складчатости. Здесь не сохранилась кровля интрузии и только отдельные, часто многочисленные и разных размеров ксенолиты гнейсов являются остатками тех пород, в которые внедрялись граниты. Однако пегматитовые жилы встречаются здесь довольно часто. Вся глыба расположена в области больших высот, ледников и снегов, что является причиной ее малой изученности. Она прорывается неинтрузией в районе ледника Айлама (Белянкин, 1915₂).

Зона Баксано-Дигорского хребта, гораздо более широкая, представляет прямое продолжение такой же зоны в Дигории. Вследствие сложной тектоники она разбита здесь на систему более мелких глыб. В неко-

торых из них над гранитами сохранилась кровля из кристаллических сланцев.

Другие глыбы подверглись еще во время палеозоя и мезозоя настолько интенсивному размыву, что в них наблюдаются обнаженные глубокие горизонты интрузии.

Среди гранитов в Кабарде устанавливаются по внешнему виду две разновидности: средне- и крупнозернистые порфировидные породы, с одной стороны, и мелко- и равномернозернистые, с другой. Те и другие оказываются слюдяными микроклиново-плагиоклазовыми гранитами.

Представляют ли они продукты дифференциации одной и той же интрузии, или относятся к различным интрузивным породам, остается невыясненным.

К северу от Баксано-Дигорского хребта среди юрских пород имеются еще два выхода гранитов. Они представляют вскрытые эрозией более северные глыбы, ограниченные продольными разрывами. На граниты и здесь налегает лейас, причем кристаллические сланцы кровли интрузии в одном из них были уничтожены еще в доюрское время, тогда как в другом массиве, где наблюдаются многочисленные пластовые и секущие отпрыски гранитов, кровля сохранилась.

Западнее (массивы Чегет-Джора и Мыстикям) появляется и третья, еще более северная, зона, также ограниченная с юга разрывом. Дюрские тектонические нарушения обуславливают в этой зоне налегание лейаса непосредственно на граниты в районе массива Мыстикям и сохранение мощной покрывки кристаллических сланцев на продолжении того же массива к востоку от долины.

Еще западнее по р. Чегему вследствие особых тектонических причин юрские отложения распространяются значительно южнее и скрывают древний фундамент, так что здесь граниты упомянутых северных зон не обнажаются.

К западу от р. Кестанты отдельные глыбы фундамента сливаются в одну широкую зону. Лишь на основании соотношений гранитов и кристаллических сланцев здесь можно судить о его строении. Здесь намечаются три полосы выходов гранита: первая вдоль осевой части Главного хребта, входящая частью в пределы Сванетии, вторая — южнее Эльбруса, а третья в долине Баксана.

Средняя полоса ограничена с обеих сторон разрывами и представляет горстоподобное поднятие. Граниты северной полосы распространяются далее к западу в верховьях р. Малки и на северный склон Эльбруса (Герасимов, 1911).

Среди гранитов Главного хребта Кабарды и отчасти Дигории П. С. Саакян выделяет порфировидные, которые считаются наиболее древними, затем серые равномернозернистые и самые молодые из древнего комплекса — красные граниты. По наблюдениям некоторых геологов (И. Г. Кузнецова, Н. И. Соустова и др.), красная окраска отдельных древних гранитоидов не может считаться признаком, характерным для гранитов того или иного возраста; переходы между серыми и изредка встречающимися красными гранитами обычно постепенные, без резких интрузивных контактов. Интрузивные же контакты между мелкозернистыми и в то же время обычно равномернозернистыми гранитами, с одной стороны, и порфировидными гранитами, с другой, наблюдал в Кабарде и Н. И. Соустов.

Граниты Горной Кабарды в некоторых местах пересекаются многочисленными дайками диабазов и порфиритов; повидимому, юрского возраста.

В бассейне притоков Кубани граниты выходят на поверхность в зоне Главного хребта — по Кубани, Теберде, Аксауту, Маруху, Зеленчуку

и Б. Лабе (Кобилев, 1936; Баранов, 1937; Бессонов, 1938). Вмещающие породы, преимущественно слюдяные гнейсы, весьма значительно распространены в южной подзоне Главного хребта; граниты слагают здесь лишь ряд относительно небольших интрузивных массивов. Северная подзона, отделенная от южной грабенom, заполненным нижнеюрскими осадками, сложена почти нацело гранитами; кристаллические сланцы в основном уже удалены эрозией. С севера граниты этой подзоны обрезаются крутым разрывом, по которому они приведены в соприкосновение с отложениями палеозоя (нижнего, среднего и верхнего) и с протерозойскими кристаллическими сланцами. На гранитах и кристаллических сланцах здесь не сохранилось никаких осадочных пород, и только в бассейне р. Аксаута на них имеются незначительные остатки лейаса.

Граниты и кристаллические сланцы прорываются палеозойскими интрузиями пород семейства габбро и дайками диабазов и порфириров, повидимому, мезозойского возраста.

Структурные и текстурные разновидности гранитов представлены так же, как и в других районах Главного Кавказского хребта. Здесь выделяются (Кобилев, 1936; Бессонов, 1938₁): 1) крупнозернистые двуслюдяные или биотитовые огнейсованные граниты, 2) порфировидные граниты того же состава, 3) существенно микроклиновые (щелочные) граниты и 4) мелкозернистые двуслюдяные граниты типа Уллу-кам. Первые три группы обнаруживают общее свойство — огнейсованность, проявляющуюся в разных местах в различной степени. Несколько особняком в этом отношении стоят граниты типа Уллу-кам, образующие значительное количество то относительно крупных (верховья Кубани), то мелких тел среди преобладающе развитых остальных гранитов: они не огнейсованы, хотя иногда также обнаруживают признаки параллельной текстуры.

По составу эти граниты не отличаются от остальных, но плагиоклаз здесь обычно имеет зональную структуру — от № 37 в ядре до № 18 по периферии зерен, а биотит бывает слабее разложен, чем в других разновидностях.

Граниты типа Уллу-кам считаются более молодыми по сравнению с остальными.

В последнее время в разных местах Северного Кавказа удалось наблюдать (Н. И. Соустов) интрузивные контакты мелкозернистых гранитов типа Уллу-кам с гранитами других типов. Сопоставление данных, полученных в Дигории, Кабарде и верховьях Кубани, приводит к заключению, что среди гранитов Главного хребта определенно наметился один тип мелкозернистых, относительно свежих гранитов, более молодых, чем остальные граниты этой зоны. Вместе с тем на основании анализа имеющихся данных о геологических условиях нахождения гранитов типа Уллу-кам, можно прийти к заключению, что последние являются лишь составной частью единого комплекса гранитов Главного хребта.

Граниты типа Уллу-кам или какие-либо иные их аналоги еще нигде не установлены внутри формаций более молодых, чем докембрийские. В своем распространении они не выходят за те пределы, которыми ограничивается распространение остальных гранитов Главного хребта.

Выходы гранитов типа Уллу-кам теснейшим образом связаны с выходами других разновидностей древних гранитов. Из шести выходов гранитов типа Уллу-кам в верховьях р. Большой Лабы (Бессонов, 1938₁) пять приурочены к обособленным массивам не этого типа, и только один расположен среди кристаллических сланцев, являющихся кровлей для всех разновидностей древних гранитов. Геологические профили показывают, что в верховьях р. Большой Лабы мы имеем один лишь массив гранитов, едва затронутый эрозией. Вскрыты лишь сателлиты этого массива, в которых граниты типа Уллу-кам являются составной частью наравне с другими типами гранитов Главного хребта.

Столь же наглядная картина получается и для бассейнов верхнего течения рр. Большого и Малого Зеленчуков. И. И. Бессоновым (1938) указаны 17 выходов гранитов уллукамского типа, из них 14 связаны с выходами «огнейсованных» гранитов, а три остальных, весьма незначительных, подчинены свите слюдяных сланцев и гнейсов и находятся вне видимой связи с другими гранитами. Но геологические разрезы (Белянкин, 1914) и здесь показывают, что мы имеем единый гранитный массив, составными частями которого среди других разновидностей являются и граниты типа Уллу-кам.

В верховьях рр. Малой Лабы и Белой древние граниты выходят в зонах Главного хребта и Бамбака (Робинсон, 1932); в последней они лишь незначительно развиты на водораздельном пространстве между рр. Уруштеном и Кишой. В зоне Главного хребта они принимают участие в строении нескольких обломков, обособленных сложной системой продольных разрывов. В верховьях рр. Уруштена, Киши и Белой граниты имеют интрузивные контакты с докембрийскими кристаллическими сланцами. С отложениями нижнего карбона, а во многих случаях и с нижней юрой они находятся в тектонических контактах. Чаше нижнеюрские отложения перекрывают их трансгрессивно. Такое же отношение к ним и нижнеюрских осадков в зоне Бамбака. В верховьях р. Уруштена можно наблюдать и трансгрессивное налегание нижнего карбона на граниты, которые, вероятнее всего, тоже относятся к гранитам Главного хребта. Крайний западный выход гранитов Главного хребта на Кавказе находится в верховьях р. Пшехи, где они вскрыты эрозией из-под нижнеюрских отложений.

Движения по разрывам, обусловившие распадение интрузии древних гранитов на крайнем северо-западе, происходили, по меньшей мере, с начала карбона и продолжались до конца альпийской складчатости.

В о з р а с т г р а н и т о в Г л а в н о г о х р е б т а. Приведенные данные о геологических условиях нахождения древних гранитов, об установленных среди них структурных и количественно-минералогических разновидностях и взаимоотношениях последних можно кратко представить в следующем виде.

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 установлено не было. Указания на наличие интрузивных контактов гранитов с кристаллическими сланцами Кассарского массива в бассейне р. Ардона (В. Н. Соловьев, 1935) не могут быть истолкованы как доказательство контакта гранитов Главного хребта с нижним палеозоем, во-первых, потому, что нижнепалеозойский возраст даже части этих сланцев не доказан, и, во-вторых, потому, что мраморы Кассара, палеозойский возраст которых можно допускать, налегают на гранитные дайки в кристаллических сланцах, отделяясь от них конгломератом. Метаморфические сланцы нижнего палеозоя, находящиеся в тектонических контактах 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 подверглись воздействию интрузии последних.

Гальки гранитов и кристаллических сланцев содержатся в конгломератах девона.

В тектонических зонах к северу от зоны Главного хребта, где эрозией вскрыты метаморфические и подчиненные им интрузивные породы, имеются

гранитоиды, которые с достаточными основаниями относятся к нижнему палеозою, но которые не могут быть сопоставлены с гранитами Главного хребта:

Все вместе дает основание считать граниты Главного хребта докембрийскими образованиями. Мною (1940₂) они относились в последнее время к нижнему докембрию. Теперь я отношу их к концу протерозоя и считаю, что их интрузией завершается второй докембрийский геологический цикл. К концу же первого цикла относятся подчиненные кристаллическим сланцам нижнего докембрия огнейсованные, превращенные в очковые гнейсы и другие ортогнейсы, древнейшие на Кавказе кислые гранитоиды¹.

Рассматривая граниты Главного хребта как протерозойские, я полагаю вместе с тем, что совокупность данных позволяет наметить здесь не один, а по меньшей мере два интрузивных периода, и отношу ко второму из них формирование гранитов типа Уллу-кам. Если провести сравнение протерозоя с палеозоем и учесть, что в течение палеозоя было по крайней мере четыре интрузивных периода и что по своей длительности протерозой, вероятно, превышает палеозойскую эру, то заключение о протерозойском возрасте гранитов Главного хребта не покажется находящимся в противоречии с данными о наличии интрузивных контактов одних разновидностей древних гранитоидов с другими. Вместе с тем не исключена возможность, что в отдельных местах среди протерозойских гранитоидов имеются выходы и более молодых палеозойских пород, по составу близких к первым. Достаточно указать, что в Северной Осетии, Кабарде и на Кубани среди гранитов Главного хребта устанавливаются палеозойские (нижнекарбоновые) интрузии габбро-диоритов, аналоги тех пород, которые широко развиты среди палеозойских отложений зоны Передового хребта (см. ниже). А габбро-диориты зоны Передового хребта представляют лишь звено в дифференционном ряду, крайними членами которого являются гипербазиты, с одной стороны, и сиебито-диориты и гранодиориты — с другой. У последних даже при тщательных петрографических исследованиях зачастую не обнаруживается особенностей, которые позволили бы с уверенностью отличать их от гранитоидов Главного хребта, представленных большей частью тоже гранодиоритами.

ПАЛЕЗОЙ

Эффузивные породы

Возрастное положение палеозойских эффузивов Северного Кавказа устанавливается большей частью достаточно или даже весьма точно благодаря тому, что стратиграфия палеозоя, особенно среднего и верхнего, подробно разработана в последнее время (Робинсон, 1932, 1937).

В петрографическом отношении палеозойские эффузивы Северного Кавказа еще недостаточно исследованы. В настоящее время можно считать установленным, что на протяжении всего палеозоя, за исключением силурийского периода, на нынешней территории Северного Кавказа происходили вулканические извержения, приведшие к накоплению как кислых, так и основных излившихся пород и вулканогенных образований. Отложения силура и притом только самых верхов его, известны лишь в одном месте, так что история вулканических явлений в силурийский период остается, по существу, неизвестной. В верхней части метамор-

¹ Г. Д. Афанасьев оценивает возраст комплекса гранитоидов Главного хребта как послекаледонский, но допермский. Д. С. Кизевальтер считает их каледонскими. — *Ред.*

фической толщи нижнего палеозоя, относимой предположительно к нижнему силуру, эффузивные породы встречаются.

Нижний палеозой

Наиболее древние из палеозойских эффузивов мы находим в нижней свите метаморфических сланцев, т. е. той, которая залегает в бассейне р. Лабы ниже свиты известняков со среднекембрийской фауной и может быть отнесена к нижнему кембрию. Здесь имеются метаморфизованные; еще мало изученные порфиристы, 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, повидимому, продукт метаморфизации основных эффузивов или же мелких пластовых интрузий.

По р. Хасауту, а также по р. Малке среди метаморфических сланцев, относимых теперь к нижнему палеозою, по наблюдениям многих исследователей (А. П. Герасимов, И. Г. Кузнецов, Л. И. Пазюк, В. Н. Робинсон), изобилуют рассланцованные основные и отчасти кислые эффузивы: сланцеватые кварцевые порфиристы, альбитофиры, измененные породы типа диабазов, палеотипные аналоги андезито-базальтов, плагиоклазиты.

Средний палеозой

Девон. Мощная (до 2000 м) девонская толща, прослеживаемая от Эльбруса до истоков р. Кяфара, изобилует эффузивными и вулканогенными породами. Особенно мощно представлены последние в свите, относимой В. Н. Робинсоном к верхам нижнего и низам среднего девона. Наиболее низкие части этой свиты, мощность которой превышает 1000 м, представлены рассланцованными зелеными кварцевыми порфирами, альбитофирами и кварцпорфиритовыми туфами. Выше кварцпорфировые и альбитофировые туфы чередуются со сланцами, туфопесчаниками, конгломератами; туфогенный материал содержится и в цементе конгломератов.

Вышележащие две свиты, относимые частью к среднему и к низам верхнего девона, вместе с глинистыми сланцами, известняками, песчаниками и конгломератами содержат горизонты вулканических туфов; песчаники имеют туфогенный характер. Туфогенный материал имеется и в самых верхних горизонтах девона, подстилающих этренские слои.

Нижний карбон. В верховьях р. Кяфара, в верхней части той свиты метаморфизованных песчаниково-сланцевых отложений (с прослоями известняков), которую В. Н. Робинсон сопоставляет с турнейским ярусом, имеются горизонты миндалекаменных порфиритов. Аналогичные же основные породы — порфиристы и габбро-диабазы, широко распространенные к западу от р. Кубани, залегают глубже в той же свите и представляются, повидимому, гипабиссальные образования того же времени.

В тырнуауской свите нижнего карбона, развитой между рр. Баксаном и Малкой, существенную роль играют порфиритовые туфы, слагающие мощные горизонты среди кварцитов, филлитов и яшмовидных пород. Кроме того, в этой свите отмечаются различные порфиры, фельзофиры, порфиристы.

Еще большую роль приобретают эффузивы в свите, представляющей верхний ярус нижнего карбона. Эта свита содержит в средней своей части порфирито-туфогенный горизонт мощностью до 400 м, местами со спилитами (подушкообразные лавы), который и подстилается и покрывается осадками, содержащими туфовый материал. Такой характер свита сохраняет во всей полосе Передового хребта до левобережья р. Кубани.

Подводя итоги, можно сказать, что вулканические извержения в течение среднего палеозоя были весьма напряженными и привели к накоплению самых мощных в Большом Кавказе толщ эффузивов и вулканогенных продуктов.

Верхний палеозой

Средний и верхний карбон. В основании среднего карбона (в зоне Бамбака) или в нижних конгломератах, подстилающих угленосные отложения вестфальского яруса (в более северной зоне по р. Лабе), залегают эффузивы, представленные то миндалевидными порфиритами, то кварцевыми порфирами. Стратиграфически выше снова появляются ортофиры и их туфы, кварцевые порфиры и кварцевопорфировые туфы; чередуясь с терригенными осадками, они подстилают и покрывают угленосную свиту верхов вестфальского яруса. Еще выше, местами в верхах стефанского яруса, над горизонтом конгломератов снова появляются порфириты с шаровой отдельностью.

Пермь. Основные и средние по составу эффузивы и вулканогенные отложения характеризуют и нижний отдел пермской системы. Играя подчиненную роль среди грубокластических отложений, эффузивы прослеживаются (Робинсон, 1932; Агалин, Лебедев) на площади выходов нижней перми от Кубани до Аксаута; к западу и к востоку отсюда они не были установлены.

Интрузивные породы

Олигоклаз-альбитовые кварцевые диориты Уруштена, Малой Лабы и Маркопиджа

В тесной ассоциации с серпентинитами (см. ниже) южной подзоны Передового хребта в бассейне р. Малой Лабы находятся гранитоиды, называемые в литературе то гранитами (Н. Е. Ефремов, 1938, 1939₂; Сердюченко, 1936), то кварцевыми диоритами (Игнатьев, 1936). Приведенное Н. А. Игнатьевым петрографическое описание дает основание называть их кварцевыми диоритами.

Кварцевые диориты образуют интрузии линзовидной формы среди кристаллических сланцев докембрия, слагающих в основе упомянутую подзону. Они вытянуты согласно с простиранием сланцев. Во многих случаях линзы кварцевых диоритов располагаются рядом с такими же линзами серпентинитов. Так же часто они прорывают серпентиниты, образуя внутри интрузий последних еще более мелкие линзовидные тела, ориентированные обычно в том же направлении. Контактное воздействие кварцевых диоритов на серпентиниты сказывается весьма отчетливо и описано многими исследователями (Игнатьев, 1936; Сердюченко, 1936; Безбородько, 1913, и др.). Все вместе не оставляет сомнений в более молодом возрасте кварцевых диоритов по сравнению с серпентинитами.

Вместе с тем кварцевые диориты, как и серпентиниты, оказываются обычно сильно метаморфизованными, огнейсованными, вследствие чего их нередко относили к ортогнейсам (Дьяконова-Савельева, 1936; Залеский, 1915).

По описанию Н. А. Игнатьева, кварцевые диориты представляют средне-, реже крупнозернистые (до 1—1,5 см), равномернозернистые породы, состоящие из кислого (в среднем № 12) плагиоклаза (до 70% по

объему), кварца (16%), мусковита, реже биотита, роговой обманки¹ и аксессуаров — апатита, магнетита, турмалина, иногда гематита. В эндо-контактных зонах появляются обыкновенная роговая обманка, эпидот, хлорит, реже актинолит. Характерно отсутствие калиевых полевых шпатов.

С кварцевыми диоритами генетически связаны лампрофировые породы, адлиты и пегматиты.

Лампрофиры образуют дайки мощностью 10—30 см в кристаллических сланцах и змеевиках. Это — мелко- и равномернозернистые породы, состоящие из плагиоклаза и обыкновенной роговой обманки или из плагиоклаза и пироксена и второстепенных кварца и мусковита. Новообразования представлены биотитом (за счет амфибола), эпидотом и роговой обманкой типа уралита. Характерны закономерные эвтектические прорастания пироксена и амфибола с плагиоклазами.

Контактное воздействие кварцевых диоритов на серпентиниты сказалось в возникновении амфиболово-сланцевых оторочек. Кроме того, в кварцевых диоритах встречаются отторженцы серпентинитов, названные в свое время Н. Безбородько «бомбами» за их эллипсоидальную форму. Состав их близок или даже тождествен экзоконтактным зонам серпентинитов. Из роговых обманок в образованиях такого рода присутствуют обыкновенно роговая обманка, актинолит и тремолит. Эти роговые обманки встречаются раздельно друг от друга вместе с серпентином, тальком и карбонатом. Кроме того, совместно с амфиболами широко развиты биотит, апатит, частично кварц, полевой шпат, эпидот, сфен.

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 горы Ятыргварты, но и от среднепалеозойских основных и средних пород смежного района верховьев р. Кыяра. Все это дало основание Д. П. Сердюченко (1935) отнести рассматриваемые породы к докембрию. Указание В. Н. Робинсона о наличии дайки серпентинитов в среднем кембрии между рр. Большой и Малой Лабой и допущение им возможности отнесения некоторой части кристаллических сланцев района среднего течения р. Малой Лабы к самым низам кембрия дает основание отнести кварцевые диориты и ассоциирующиеся с ними серпентиниты к нижнему палеозою и ставить их формирование в связь с каледонскими тектоническими движениями.

Северные граниты

Название «северные граниты», примененное вначале (Г. П. Агагин) к небольшим выходам по правым притокам верхнего течения р. Кубани, было затем отнесено ко всем гранитам, обнаженным в самой северной зоне, где из-под мезозойских (чаще всего нижеюрских) отложений вскрывается древний субстрат. Одновременно в кавказской геологической литературе получило широкое применение название «красные граниты» по преобладающей окраске этих пород. Однако северные граниты часто имеют и серый цвет, так что термин «красные граниты» является неудачным и не должен применяться. В этом тем более ощущается необходимость,

¹ Следует отметить, что Н. А. Игнатьев дал общее описание кварцевых диоритов и пород хребта Магишо, которые, по новым данным, должны быть выделены в комплекс горы Ятыргварты, значительно более молодого возраста. Возможно, что приводимое описание в некоторой своей части не относится к рассматриваемым кварцевым диоритам.

что во многих случаях и среди гранитов Главного хребта встречаются породы красного цвета, которые по одному этому, не имеющему геологического значения, признаку нередко сопоставляют или даже пытаются отождествлять с северными гранитами.

В последнее время к северным гранитам относят следующие массивы: 1) по рч. Тызыл, левому притоку р. Баксан; 2) по р. Малке к югу от устья р. Хасаута и по правому притоку последней рч. Мушт; 3, 4 и 5) по правым притокам р. Кубани, к юго-востоку от г. Клухори; 6) по р. Большой Лабе у устья рч. Бескес; 7) по рч. Сахрай, правому притоку р. Белой; 8) по р. Белой к югу от ст. Даховской; 9) по рч. Эшкакону (Уч-кекен) и 10) по рч. Аликоновке, правым притокам р. Подкумка. Первые восемь выходов приходятся в продольной депрессии к югу от Скалистого известнякового хребта, а последние два располагаются уже в зоне предгорий, где широко развиты титонские и нижнемеловые отложения.

Все перечисленные выходы, как уже сказано, обнажены отрывочно в глубоких промоинах некоторых рек. Надо полагать, что площадь подземного распространения северных гранитов обширна. Повидимому, они распространяются под поверхностью и еще севернее, в области Предкавказской равнины, о чем можно судить, например, по ксенолитам древних гранитов, найденным А. П. Герасимовым в трахитах горы Сюерше, к северу от станции Минеральные Воды.

Самым крупным выходом северных гранитов является выход по рр. Малке и Мушту, который вместе с тем оказывается и единственным хорошо изученным. Геологические исследования проведены здесь А. П. Герасимовым (1940₂); краткая сводка наблюдений А. П. Герасимова и петрографическое описание гранитов выполнены К. Н. Паффенгольцем (1924).

Граниты по рр. Малке и Мушту относятся к одному массиву, лишь тонкой покрывкой нижней юры разделенному на два выхода¹. Вмещающими породами являются на юге кристаллические сланцы протерозоя, а на севере — метаморфические сланцы, относимые теперь с большей вероятностью к нижнему палеозою (И. Г. Кузнецов, 1940₂; Герасимов, 1940₂; Пазюк, 1937; Муратов).

Метаморфические сланцы северного контакта падают пологоволнисто под граниты и слагают постель интрузии. Кроме того, они встречаются в виде многочисленных, часто весьма крупных пачек в самой интрузии. Сланцы местами пересечены многочисленными апофизами гранитов, а иногда и тонко инъецированы ими. Контактowo-метаморфические изменения сланцев проявляются в образовании разнообразных роговиков, но не распространяются далеко от гранитов. Такого же рода контакты наблюдаются по р. Малке вдоль южной границы массива, где граниты уходят под сланцы. На всей остальной площади граниты и кристаллические сланцы трансгрессивно перекрыты породами нижней юры. Вся совокупность данных позволяет заключить, что граниты рр. Малки и Мушта подверглись интенсивной эрозии еще в доюрское и частью в нижнеюрское время, в результате чего от интрузии сохранились только более глубокие горизонты, а в северной и северо-западной частях — лишь остатки ее основания.

Редкие жилы аплитов и пегматитов в гранитах и сеть кварцевых и кварцево-карбонатных жил в кристаллических сланцах являются дериватами интрузии. Вместе с уничтожением кровли интрузии и верхних ее частей в доюрское время, повидимому, уничтожен в основном и ареал связанных с интрузией рудных жил.

¹ Небольшой выход гранитов, составляющих продолжение Малкинско-Муштинского массива на запад, установил в 1940 г. М. В. Муратов в одном из притоков к югу от Хасаута.

Породы рассматриваемой интрузии розового или красного цвета, равномерного средне- или крупнозернистого сложения. По составу это — мусковитовые и двуслюдистые микроклиновые гранитоиды, которые по преобладанию плагиоклаза над калинатовым полевым шпатом приближаются к плагиоклазам и гранитам, или к гранодиоритам. Вместе с типичным микроклином здесь отмечается присутствие полевых шпатов, близких к анортоклазу.

В бассейне Баксана, к юго-востоку от Малкинской интрузии, граниты, по геологическим условиям, структуре и составу близки к гранитам Малки. Они залегают среди метаморфических сланцев, вероятнее всего нижнепалеозойского возраста, дают с ними интрузивные контакты и оказывают на них метаморфизирующее воздействие. На размытой поверхности гранитов и сланцев залегает трансгрессивная свита песчаниково-сланцевых пород тоарского яруса. Породы красного или даже мясо-красного цвета, состоят из микроклина (40%), кислого (около № 30) плагиоклаза (25%), кварца (28%), слюды (6%) и аксессуаров (1%). По составу это настоящие граниты.

Три совсем небольших выхода гранитов, то красного, то серого цвета, обнажаются по правым верхним притокам Кубани. Они подчинены сланцам верхнего докембрия, с которыми имеют нормальные интрузивные контакты с юго-западной стороны; с северо-востока же они обрезаны сбросом, по которому приведены в соприкосновение с нижнеюрскими осадками. В этих выходах мы наблюдаем лишь едва вскрытую притоками Кубани южную часть древней (доюрской) интрузии. Продолжение гранитов под юрскими осадками севернее сброса не вызывает сомнений. В эффузивах и гипабиссальных интрузивах нижнего тоара (?) в районе г. Клухори часто встречаются ксенолиты красных гранитов.

Граниты р. Кубани аналогичны гранитам р. Малки, но здесь обнаружены и различия с роговой обманкой.

Следующий на северо-запад массив гранитов расположен по рр. Большой Лабе и Бескесу (Робинсон, 1932; Сердюченко, 1936) при их слиянии. С юга граниты соприкасаются с серпентинитами, а с севера — с рассланцованными гранитоидами, лишь едва выступающими у русла рек из-под нижнеюрских отложений. Последние покрывают также трансгрессивно и граниты и серпентиниты.

По наблюдениям П. М. Татарина и Д. П. Сердюченко (1936, 1935₂), дайки гранитов, гранит-аплитов и лампрофиров пересекают серпентиниты. Последние, кроме того, образуют включения («бомбы») в гранитах; в контактах гранитов с серпентинитами наблюдаются характерные контакт-метаморфические новообразования. Все это свидетельствует о более молодом возрасте гранитов. Вместе с тем граниты сильно смяты, местами раздроблены и метаморфизованы, что особенно ясно из их микроскопического изучения. На многих участках они производят общее впечатление гранито-гнейсов вследствие своей рассланцованности и чередования неясно ограниченных полос разной окраски и структуры.

Породы состоят, по данным Д. П. Сердюченко, из кварца (до 38%), кислого (№ 6) плагиоклаза (38%), микроклина (13%), слюды (4%), моноклинного пироксена (2%), эпидота и цоизита (4%), пирита и других (1%). По некоторым данным, в них содержится также роговая обманка, ортоклаз. По составу породы определяются как гранодиориты с избыточным содержанием SiO_2 . Комплекс интрузивных пород — серпентинитов и гранитов — ограничен с юга сбросом, по которому серпентиниты соприкасаются с средним палеозоем.

Следующий, Шибабинский выход по р. Сахраю (Робинсон, 1932; Вялов, Никшич, 1928) представлен красными гранитами, иногда

сероватыми, по структуре и составу тождественными гранитам рр. Кубани и Большой Лабы.

Шибабинский выход ограничен с юга и востока разрывами, по которым граниты приведены в соприкосновение с осадками нижнего триаса. С северо-запада граниты трансгрессивно перекрываются нижним триасом.

Таким образом, здесь мы получаем ясное указание не только на доюрский, но и на дотриасовый возраст северных гранитов.

По р. Белой располагается самый западный выход северных гранитов. Здесь вместе с гранитами выходят и кристаллические докембрийские (?) сланцы. Непосредственно на граниты с запада налегают трансгрессивно осадки келловея, а с юго-востока и северо-востока — осадки верхнего триаса, среди которых характерно присутствие конгломератов с галькой гранитов (Вялов и Никшич, 1928). С севера к гранитам примыкает небольшой выход серпентинитов.

Охарактеризованные выходы северных гранитов прослеживаются на протяжении 240 км вдоль Кавказа. Отрывочность выходов объясняется не тем, что здесь мы имеем дело с отдельными мелкими штоками, а тем, что современная эрозия лишь местами достигла обширных интрузий, подвергавшихся сильным тектоническим нарушениям и эрозии в дотриасовое и донижнеюрское время и затем закрытых осадками трансгрессивных серий триаса и юры. Несомненно, что эти интрузии в виде ряда массивов продолжаются под мезозойскими осадками и к северо-западу и к юго-востоку. С северо-запада они вместе с вмещающими древними породами оборваны сбросом еще в докелловейское время и скрыты здесь, повидимому, на значительной глубине, под мезозоем. На юго-востоке они также скрыты под осадками юры. К северу интрузии все более и более погружаются вместе с комплексом мезозоя, но затем в районе Кисловодска в одной из зон, испытавшей поднятие и подвергшейся эрозии в конце юрского времени, граниты снова подходят близко к поверхности и местами вскрыты эрозией. Здесь по рч. Эшкакон к юго-западу от Кисловодска выступают граниты, контактирующие с древнепалеозойскими метаморфическими сланцами.

Ближе к Кисловодску, на дне р. Аликоновки, из-под титонских отложений выступают на коротком протяжении несколько рассланцованные граниты.

Изложенные фактические данные указывают на дотриасовый возраст северных гранитов. Трансгрессивное налегание нижнего триаса на граниты Шибабинского выхода было отмечено в литературе впервые в 1928 г., а данные о доюрском возрасте малкинских гранитов были опубликованы в 1924 г. (Паффенгольц, 1924). А. П. Герасимов (1916), исследовавший малкинские граниты, вначале принимал их за послеюрские, но затем, после более тщательного изучения материалов своих полевых наблюдений, пришел к выводу о доюрском их возрасте, что и нашло свое отражение в работе К. Н. Паффенгольца (1924). Тогда же Д. С. Белянкин (1927₁) кратко обосновал доюрский возраст кубанских гранитов и, учитывая опубликованные А. П. Герасимовым в предварительных отчетах данные, высказал сомнение в послеюрском возрасте гранитов р. Малки. Не отличая в то же время гранитов Главного хребта от северных гранитов, Д. С. Белянкин сопоставлял последние с гранитами Кабарды, Дарьяла и т. д. Исходя из представления о карбоновом возрасте глинистых сланцев Дарьяла, он отнес дарьяльские и вместе с ними северные граниты к каледонской складчатости.

Если учесть, что северные граниты имеют нормальные интрузивные контакты только с верхним докембрием и нижним палеозоем и трансгрессивно перекрываются нижним триасом, то можно говорить определенно лишь об их палеозойском возрасте.

Это заключение 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 ранневарисской или с каледонской складчатостью.

Чиликские граниты и кварцевые диориты

В верховьях р. Кяфара среди палеозойских отложений обнажена интрузия гранитоидов, несколько отличающихся от северных гранитов. Они обнаруживают значительные колебания в своем составе и представлены роговообманковыми и биотито-роговообманковыми гранитами и роговообманковыми кварцевыми диоритами и диоритами.

Вмещающими породами являются различные кварцитовые сланцы верхней свиты нижнего палеозоя, возраст которой определяется в пределах верхнего кембрия — нижнего силура. Интрузия оказала на сланцы метаморфизирующее воздействие, сказавшееся в появлении в них биотита, граната, апатита и других минералов.

Связанные с интрузией гидротермальные процессы обусловили образование в тех же породах множества жил, прожилков и линз кварца. Эта особенность отличает метаморфические сланцы данного района (Г. Е. Пилюченко).

Вмещающие интрузию сланцы к востоку от нее пересечены крупным меридиональным сбросом. В опущенном восточном крыле широкое развитие приобретают породы среднего палеозоя — девона и нижнего карбона. Из-за указанного тектонического нарушения первоначальное соотношение между рассматриваемой интрузией и средним палеозоем остается неизвестным.

Развитые к северу от интрузии отложения среднего карбона трансгрессивно налегают на размытую поверхность интрузии и перекрывают сброс и отложения среднего палеозоя восточного крыла, вмещающие мощные интрузии гипербазитов и базитов.

На основании приведенных данных можно наметить такую схему процессов, определивших современные геологические условия в районе интрузии:

1. Формирование интрузии в толще нижнего палеозоя.
2. В нижнем карбоне высокое поднятие по сбросу части интрузии вместе с вмещающими породами западного крыла.
3. Сформирование в опущенном восточном крыле сложных интрузий габбро-диоритовой магмы.
4. В конце нижнего — начале среднего карбона, когда происходило общее восходящее движение земной коры на Северном Кавказе, удаление эрозией значительных толщ пород и апикальных частей кислой и ультраосновных интрузий в обоих крыльях. Размыв был особенно интенсивным в западном крыле, где среднепалеозойские отложения громадной мощности (несколько километров) оказались целиком уничтоженными.
5. Новое погружение всей области в начале среднего карбона, обусловившее трансгрессивное наложение среднего карбона (C_2^3) на средний и нижний палеозой и на размытые граниты и серпентиниты.

Сопоставление чиликских гранитоидов и кяфарских интрузивов (к востоку от сброса) габбро-перидотитового ряда в химико-минералогическом

отношении указывает на независимость и, повидимому, на разновозрастность этих интрузий. Кяфарские интрузии — нижекарбонового возраста, чиликская интрузия гранитоидов, вероятнее всего, — докарбоновая, т. е. каледонская или ранневарисская. С северными гранитами чиликская интрузия не может быть сопоставляема.

Нижедевонская интрузия кварцевых порфиров

По правому притоку р. Малой Лабы, в верхних горизонтах свиты серых филлитовых сланцев, по данным В. Н. Робинсона, обнажается мощная интрузивная залежь белого кварцевого порфира. Восточнее названная свита сланцев подстилает согласно мощную толщу кварцево-хлоритовых сланцев, переслаивающихся с рассланцованными зелеными кислыми эффузивами и туфами. Среди последних имеются прослои конгломератов. В конгломератах содержатся гальки и валуны кварцевого порфира, похожего на кварцевые порфиры упомянутой интрузивной залежи из нижней свиты серых сланцев. По стратиграфическим построениям В. Н. Робинсона, последняя относится к нижнему девону, а вышележащая свита с эффузивами и конгломератами — к нижнему и низам среднего девона. Приведенные данные указывают на нижедевонский возраст интрузивной залежи кварцевых порфиров. Вероятно, она, как гипабиссальная интрузия, образовалась одновременно и в связи с эффузиями кварцевых порфиров, характеризующих вышележащую свиту.

Нижекарбоновые (турнейские?) габбро-диабазы

В бассейне верховьев Кубани в пределах развития палеозойских отложений, на участке от верховьев р. Кяфара и до р. Теберды наблюдаются, по данным В. Н. Робинсона, пластовые интрузии габбро-диабазов и порфиритов; они подчинены преимущественно отложениям верхнего девона и нижнего отдела карбона. Дайки таких же пород, представляющие, повидимому, заполнение подводящих каналов, пересекают и более древние отложения среднего палеозоя. По форме залегания и структурам эти породы представляют типичные гипабиссальные образования. По представлениям В. Н. Робинсона, с ними связаны и эффузии миндалекаменных порфиритов, подчиненных свите сланцев, повидимому, турнейского яруса. Можно полагать, что так же, как и в верхнем лейасе Северного Кавказа, формирование гипабиссальных интрузий (интрузивных залежей и даек) средней и основной магмы происходило в общем одновременно с накоплением осадочно-вулканогенной свиты турнейского яруса. Кроме габбро-диабазов и порфиритов, в комплексе этих мелких интрузий имеют некоторое развитие и альбитофиры.

Гипербазиты

Нижепалеозойские (каледонские) интрузии гипербазитов. К нижепалеозойским, каледонским или к ранне-среднепалеозойским (ранневарисским) гипербазитам в настоящее время с достаточным основанием можно относить серпентиниты Уруштена, Армовки, Малой Лабы, Маркопиджа, Блыба и Большой Лабы. Это один значительный ареал, который, весьма вероятно, продолжается и далее к северо-западу, будучи покрыт там отложениями триаса. В массивах гор Тхач и Ачешбок он снова вскрыт эрозией из-под нижнего триаса. Того же, повидимому, возраста серпентиниты самой северной полосы, где обнажены массивы Малки, горы Беден в бассейне р. Большой Лабы и по р. Белой.

Серпентиниты района Малой Лабы. Серпентиниты района Малой Лабы — Маркопиджа были описаны в 1913 г. Н. И. Безбородько. Геологическое положение их освещено частично И. В. Поповым в 1929 г., более подробно — В. Н. Робинсоном в 1932 г. Последнее по времени (1936 г.) и вместе с тем наиболее детальное петрографическое описание сделал Н. А. Игнатьев (1936).

Серпентиниты рассматриваемого ареала залегают среди кристаллических сланцев докембрия. Они образуют значительное количество согласно со сланцами залегающих линзовидных интрузий, вытянутых в западно-северо-западном направлении; размеры интрузий колеблются от самых незначительных до нескольких (5 и более) километров в длину, при ширине от 100 до 1000 м и более. Иначе ориентирована интрузия серпентинитов, притом самая большая, на правобережье р. Малой Лабы. Она вытянута по меридиану.

Второй особенностью ультраосновных интрузий Малой Лабы является теснейшая их связь с кислыми — кварцдиоритовыми интрузиями: во многих случаях, судя по описанию Н. А. Игнатьева, серпентиниты и кварцевые диориты слагают соответственно как бы две половинки одной и той же линзы, или две линзы, несколько смещенные одна относительно другой по длинной оси. Кроме того, во многих случаях кварцевые диориты образуют внутри интрузий серпентинитов совсем мелкие, большей частью также линзовидные интрузии. Третьей их отличительной чертой является то, что они, равно как и прорывающие их кварцевые диориты, рассланцованы, а последние обычно также огнейсованы.

Серпентиниты (и кварцевые диориты) перекрываются трансгрессивно отложениями нижнего триаса. Трансгрессивного налегания на серпентиниты нижнепермских напластований наблюдать не удастся: контакты между теми и другими тектонические.

Надо отметить еще, что в то время как кристаллические сланцы докембрия изобилуют интрузиями гипербазитов, развитые тут же к северу метаморфические сланцы нижнего палеозоя лишены их. Только восточнее, на водоразделе между р. Большой Лабой и ее притоком рч. Большой Блыб, В. Н. Робинсон наблюдал дайку серпентинитов в известняковой свите нижнего палеозоя (средний кембрий). Сказанное относится только к району р. Малой Лабы и левобережья р. Большой Лабы, так как восточнее р. Большой Лабы серпентиниты залегают не только в нижне-, но и в среднепалеозойских отложениях. Но те серпентиниты, по моим представлениям, составляют особую геологическую формацию, не зависимую от рассматриваемой.

Серпентиниты района Малой Лабы состоят в основном из антигорита и хризотила с незначительными остатками первичных минералов — бронзита, диопсида, оливина. В том или ином количестве содержатся также магнетит, хлорит, тальк, амфиболы (обыкновенная роговая обманка, актинолит, тремолит) и некоторые другие минералы. Последние из названных минералов местами развиты настолько, что здесь образуются преимущественно тальково-хлоритовые породы типа горшечного камня. Судя по реликтовым минералам, первоначальные породы представляли ультраосновные разности габбро-перидотито-пироксенитовой магмы — пироксениты (бронзититы, вебстериты) и перидотиты (гарцбургит). По мнению Н. А. Игнатьева, именно бронзититы, повидимому, играли доминирующую роль, тогда как И. В. Попов допускал некоторое участие также и горнблендитов.

Геологические условия и петрографические особенности интрузивного комплекса района р. Малой Лабы позволили Н. А. Игнатьеву наметить два типа метаморфизации первичных пироксенитов и перидотитов.

1. Воздействие на ультраосновные породы протопневматолитических процессов или постмагматических водных растворов, обогащенных CO_2 и SiO_2 , выразившееся в серпентинизации гипербазитов. К этому времени относится и образование в серпентинитах кварцево-карбонатных жил.

2. Метаморфизующее воздействие на серпентиниты пневматолитовых и гидротермальных растворов, связанных с интрузией кислой магмы и формированием кварцевых диоритов. Эта магма вследствие ослабления тектонических участков внедрилась между серпентинитовыми линзами и вмещающими их породами, частично прорвав и самые серпентиниты. Вторая стадия метаморфизации представляет процесс стеатитизации серпентинитов. В экзоконтактных зонах в это время образуются апатит, альбит, обыкновенная роговая обманка, актинолит, эпидот, хлорит, тальк, карбонаты.

Принимая во внимание приведенные выше геологические условия, резко отличные от тех, которые характеризуют заводом нижнекарбонатные (см. ниже) серпентиниты, я, в согласии с В. Н. Робинсоном, считаю интрузии серпентинитов района р. Малой Лабы, включая сюда и верховья рч. Блыба, докарбонатными, вероятнее всего относящимися к концу нижнего и началу среднего палеозоя. В. Н. Робинсон еще в 1932 г. указывал на то, что на всем протяжении от Тхача до Лабы змеевиковые массивы залегают только среди пород докембрийского возраста.

В тектоническом отношении рассмотренные серпентиниты относятся к западной части зоны Передового хребта и к ее южной подзоне (промежуточной, по В. Н. Робинсону). Эта подзона протягивается в виде узенькой полоски вдоль южного края зоны палеозойских отложений Передового хребта до правобережья р. Баксана. Приуроченные к ней мелкие выходы серпентинитов между рр. Даут и Кубань, затем в верховьях Кубани, также предположительно можно отнести к рассмотренной формации.

Северные серпентиниты. Под таким названием я предлагаю выделить три выхода серпентинитов на Северном Кавказе: Малкинский, Беденский и Белореченский. Геологическое их положение определяется прежде всего приуроченностью их к тектонической зоне, расположенной севернее зоны Передового хребта, т. е. севернее полосы широкого развития среднего и верхнего палеозоя. Наибольшее количество геологических данных, допускающих решение вопроса о возрасте ультраосновной интрузии, имеется для Беденского массива.

Беденский массив серпентинитов на р. Большая Лаба ограничен с юга разрывом, по которому он приведен в соприкосновение с среднепалеозойскими метаморфическими сланцами. С севера с серпентинитами контактируют, согласно данным некоторых исследователей (В. Н. Робинсон, П. М. Татаринов, Д. П. Сердюченко и др.), более молодые граниты. Последние прорывают серпентинитовый массив, имеют с ним зубцеобразную форму контакта, включают в себя ксенолиты и впавления серпентинита. Кроме того, лампрофиры и пегматито-аплитовые жилы этих гранитов прорывают змеевиковые породы и дают ряд контактов-метаморфизующих образований. Внедрение гранитов и упомянутых дериватов их обусловило образование в серпентинитах лиственитов. Серпентиниты, граниты и среднепалеозойские сланцы перекрыты трансгрессивно нижнеюрскими отложениями.

Из сказанного пока следует, что серпентиниты Беденского массива — доюрского возраста. Дальнейшее уточнение вопроса об их возрасте зависит от возможности установить возраст прорывающих их гранитов. Совокупность имеющихся данных, приводимых при рассмотрении северных гранитов, позволяющая с наибольшей вероятностью отнести время интрузии последних к концу нижнего — началу среднего палеозоя. Соответственно

представляется возможным считать каледонскими (или ранневарисскими) и беденские серпентиниты.

Малкинский массив серпентинитов (Герасимов, 1940₂; Сердюченко, 1935_{1,2}), самый крупный и лучше других изученный на Северном Кавказе, расположен по среднему течению р. Малки при выходе ее в область предгорий. С юго-запада по разрыву он приведен в соприкосновение со свитой филлитов, которой подчинены известняки с верхнесилурийской фауной. В других местах он трансгрессивно перекрыт юрскими отложениями — от лейаса до кимериджа включительно. К северо-востоку массив в соответствии с падением лежащего на нем мезозоя полого погружается под дно долины р. Малки. Как далеко распространяется он под мезозоем в параллельном Кавказскому хребту направлении, а также по направлению к равнине, неизвестно.

Повидимому, вследствие крупных размеров массива слагающие его породы не рассланцованы. Это однородно массивные с правильно развитыми системами трещин серпентиниты. Они зеленовато-черного, реже зеленого цвета, порфировидной структуры, вследствие наличия равномерно распределенных спайных пластинчатых зерен бастита и их скоплений (3—10 мм) в плотной основной массе, состоящей из спутанно-волокнуистого с сетчатой структурой хризотила. Судя по реликтам первичных минералов (Герасимов, 1940₂; Сердюченко, 1935₁), исходной породой были, вероятно, перидотиты типа гарцбургита.

На поверхности массива под юрскими осадками сохранились на значительной площади мощные континентальные отложения, накопление которых происходило на плоском побережье в течение длительного периода постепенного захвата юрским морем суши данного района. Эти отложения представлены красноземами.

Совсем небольшой выход сильно рассланцованных серпентинитов установил А. П. Герасимов северо-западнее, среди метаморфических сланцев нижнего и среднего палеозоя.

Самый западный из рассматриваемых выходов серпентинитов на Северном Кавказе располагается по р. Белой. Здесь на коротком протяжении из-под нижней юры выступают граниты и непосредственно с ними граничащие на севере серпентиниты. Появление отрывочных выходов (в условиях плохой обнаженности) амфиболитов указывает или на контактное воздействие на серпентиниты гранитов, которые в этом случае окажутся более молодыми, или же на то, что упомянутые интрузии подчинены докембрийскому кристаллическому комплексу.

Среднепалеозойские (и верхнепалеозойские?) серпентиниты. В зоне Передового хребта почти на всем протяжении от правобережья р. Баксана на востоке и до р. Большой Лабы на западе — широко распространены большей частью мелкие интрузии ультраосновных пород, метаморфизованных в серпентиниты. Они установлены здесь в количестве многих десятков. Серпентиниты слагают в подавляющем большинстве случаев линзообразные тела типа крутопадающих интрузивных залежей, а также дайки, приуроченные к зонам разлома, весьма многочисленным здесь.

Вмещающими породами являются в редких случаях нижнепалеозойские сланцы, а обычно девонские и нижнекарбоновые, в той или иной мере метаморфизованные, осадочные, вулканогенные и эффузивные образования. В немногих случаях серпентиниты обнаружены среди верхнепалеозойских (верхнекарбоновых и нижнепермских) отложений. Однако отношение серпентинитовых выходов к этим последним пока еще не может считаться окончательно выясненным.

Кроме того, серпентиниты распространены по Кубани и ее притокам севернее основной полосы зоны палеозойских отложений Передового

хребта. Здесь вмещающими породами являются как кристаллические сланцы, так и среднепалеозойские отложения. В низовьях Худеса в пределах этой зоны отмечены выходы и пород верхнего палеозоя.

Серпентиниты двух названных зон рассматриваются мною одновременно, так как конкретных данных для установления между ними каких-либо различий (возрастных, химико-минералогических и других) не имеется.

Крайние восточные выходы серпентинитов, подчиненные полосе палеозоя, установлены по правым притокам р. Баксана. Серпентиниты слагают небольшие линзовидные интрузивные тела среди нижнепалеозойских метаморфических сланцев. Микроскопическое исследование показывает, что первоначальные породы были перидотитами. Другой выход серпентинита подчинен метаморфизованным отложениям нижнего карбона.

Значительное количество выходов серпентинита установлено на левобережье р. Баксана. Здесь одна дайка метаморфизованных гипербазитов залегает по сбросу между докембрийскими гранитами и нижнекарбонowymi отложениями, превращенными в роговики под влиянием более поздней — мезо-кайнозойской интрузии. Другая аналогичная дайка также подчинена сбросу, движения по которому происходили и в карбонное и в послекорское время; теперь эта дайка залегает между нижнекарбонowymi отложениями и докембрийскими мигматитами.

Дайки серпентинизированных гипербазитов залегает то в центральной, то в тырныузской свитах нижнего карбона. Большинство даек тяготеет к линиям разрывов, а некоторые из них совпадают с разрывами.

Западнее, в той же полосе палеозоя, в верховьях притоков Баксана и Малки установлено значительное количество мелких выходов серпентинитов. Все выходы подчинены отложениям не моложе нижнего карбона. По расположению выходов создается представление о том, что здесь мы имеем дело с системой линзовидных тел. В некоторых случаях устанавливается, что широко развитые здесь кварцево-карбонатные породы представляют результат метаморфизации гипербазитов под влиянием гидротермальных процессов. Местами среди кварцево-карбонатных пород сохранились остатки серпентинитов.

В бассейне Кубани серпентиниты выходят во многих местах зоны Передового хребта. В большинстве случаев они слагают не крупные или даже совсем мелкие тела, и только в верховьях р. Кяфара образуют массивы значительных размеров. Серпентиниты изучали здесь многие геологи (Г. П. Агалин, П. И. Лебедев, В. Н. Робинсон, И. В. Попов, А. П. Колодяжный, П. М. Татарин, Н. Е. Ефремов, Г. Е. Пилюченко и др.).

По имеющимся литературным данным, серпентиниты залегают здесь среди кристаллических сланцев верхнего докембрия, в той или иной мере метаморфизованных, или совсем нормальных отложений девона, нижнего карбона, верхнего карбона и нижней перми.

Как уже было указано, по Кубани и в нижнем течении ее верхних притоков серпентиниты установлены не только в зоне Передового хребта, но и в смежной к северу зоне, где частично палеозойские, а главным образом протерозойские отложения вскрыты из-под нижнеюрских отложений.

По Кубани, к северу от Передового хребта, в полосе развития протерозойских кристаллических сланцев серпентиниты залегают среди этих последних, образуя обычно согласные с вмещающими их сланцами интрузии, мощность которых колеблется от нескольких десятков до нескольких сот (400—500) метров. Весьма характерной, подчеркиваемой всеми геологами, особенностью серпентинитов Кубани является то, что они смяты или даже настолько рассланцованы, что в обнажении их трудно

иногда отличить от кристаллических сланцев. Они то черного цвета и плотного однородного сложения, то светлого зеленого и сине-зеленого цвета со значительной примесью рудных минералов и, кроме того, вторичных — талька, хлорита, карбоната и прочих минералов. В большинстве случаев исходные ультраосновные породы нацело серпентинизированы, но в некоторых случаях, по описаниям И. В. Попова (1928), сохраняются отчасти такие первичные минералы, как ромбический пироксен, моноклинный пироксен, амфиболы. Это дало И. В. Попову основание заключить, что на Кубани вместе с серпентинитами имеются вебстериты, диаллагиты, горнблендиты и иногда даже габбро и габбро-диориты. По заключению упомянутого автора, подчиненные тем же сланцам диориты и сиениты якобы пересекаются серпентинитами. По сведениям некоторых геологов (Г. П. Агалин, С. И. Талдыкин и др.), весь комплекс перечисленных пород, а также развитые тут же отложения красноцветной свиты ($C_3—P_1$) пересекаются кварцевыми кератофирами.

Нижнеюрские осадки залегают трансгрессивно на размытой поверхности всего охарактеризованного комплекса, в том числе и на кварцевых кератофирах.

Таковы условия залегания более 10 мелких интрузий серпентинитов, сконцентрированных в бассейне р. Кубани.

Г. П. Агалин отмечает маленький выход серпентинитов среди красноцветной свиты, которая теперь относится к нижней перми.

П. И. Лебедев описал один выход серпентинита на р. Теберде, среди отложений, которые по существенному развитию там красноцветных пород уже после исследований П. И. Лебедева отнеслись обычно к верхнему у карбону, а затем к нижней перми.

Южнее, в самой зоне Передового хребта, серпентиниты также широко распространены. Здесь два небольших выхода известны на площади распространения отложений верхнего карбона.

Вдоль южной границы зоны Передового хребта, по наблюдениям И. Г. Кузнецова, мелкие выходы серпентинитов подчинены полосе нижнепалеозойских метаморфических сланцев. По данным Г. П. Агалина и по последующим наблюдениям некоторых геологов (В. Н. Робинсон, Н. Д. Соболев и др.), два выхода серпентинитов подчинены, повидимому, протерозойским метаморфическим породам.

Далее к западу серпентиниты слагают массивы, образующие в совокупности самый крупный ареал в пределах левобережья р. Зеленчука и верховьев бассейна р. Кяфара. Характерной особенностью проявления здесь гипербазитов является теснейший их парагенезис с габбро и габбро-диоритами. Область распространения тех и других пород в совокупности занимает обширную площадь. Серпентиниты и породы габбро-диоритового ряда прорывают здесь девонские отложения до верхних их горизонтов включительно. На размытой поверхности одного из самых крупных массивов залегают отложения среднего карбона (C_2). В базальных конгломератах последних содержатся гальки и валуны серпентинитов (и габбро-диоритов).

Весь рассматриваемый ареал развития гипербазитов (и габбро-диоритов) разбит сложной системой разрывов на глыбы, что обуславливает осложнение взаимоотношений не только между магматическими и вмещающими их породами, но и между различными фациями первых. Вместе с тем весь рассматриваемый геологический комплекс ограничен с запада меридиональным сбросом, по которому он приведен в соприкосновение с поднятым относительно него более древним комплексом, представленным метаморфической толщей нижнего палеозоя и подчиненными ей интрузиями гранитоидов (чиликская интрузия гранодиоритов).

Надо еще указать, что один крупный интрузивный массив в этом районе устроен таким образом, что центральная его часть сложена гипербазиитами (серпентинитами), а вся периферическая — габбро-диоритами. В одном из более мелких массивов того же ареала наблюдается такое же соотношение между указанными породами: породы габбро-диоритового ряда как бы окаймляют ядро, сложенное серпентинитами.

Массив серпентинитов в верховьях Урупа и небольшой выход по левому его притоку, повидимому, являются самыми западными выходами рассматриваемой формации. Они подчинены девону и, вероятно, нижнему палеозою. Рассмотренные выше серпентиниты, широко распространенные в массивах Тхача и Ачешбока, относятся, по моим, уже изложенным представлениям, к иной формации, как образования иного возраста, подчиненные вместе с тем и другому геологическому комплексу. Следует также указать, что в базальных конгломератах продуктивной толщи среднего карбона в верховьях р. Урупа установлено (Бочкарев, Лузин и др.) обилие галек серпентинитов.

Из приведенных кратких сведений о геологических условиях залегания серпентинитов зоны палеозойских отложений следует, что в западной части рассмотренной полосы серпентиниты определенно древнее среднего карбона и вместе с тем моложе девона. Иначе говоря, возраст серпентинитов устанавливается достаточно точно как нижекарбонный. Вместе с тем приведенные литературные данные указывают на значительно более молодой, посленижнепермский возраст серпентинитов бассейна Кубани. Сделанный Г. П. Агалиным вывод о послекарбонном, вероятнее всего пермском, возрасте серпентинитов Кубани был перенесен названным геологом и на остальные серпентиниты северо-западного Кавказа в предположении об одновременности инъекции ультраосновной магмы. Налегание отложений среднего карбона на размытую поверхность серпентинитов в верховьях Кяфара и наличие галек серпентинита в конгломератах среднего карбона было установлено значительно позже работы Г. П. Агалина.

Накопившиеся новые данные о серпентинитах Кавказа привели к постановке вопроса, с одной стороны, о неоднородности серпентинитов и вообще гипербазитов Большого Кавказа (Сердюченко, 1936, 1935₂; И. Г. Кузнецов, 1939₂, 1940₂), а с другой — о необходимости более точных исследований взаимоотношений серпентинитов и верхнепалеозойских отложений в бассейне Кубани. В кратком очерке истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе мною (И. Г. Кузнецов, 1940₂) приведены данные и соображения, указывающие, что в течение геологической истории многократно происходило внедрение ультраосновной (и основной) магмы и формирование соответствующих интрузивов. В моей схеме нашли себе место и верхнепалеозойские серпентиниты.

Предпринятый В. Н. Робинсоном критический пересмотр литературных данных, касающихся взаимоотношений серпентинитов и верхнего палеозоя на Кубани, дал интересные результаты. Оказалось, что среди преобладающего развития нижепермской красноцветной толщи несколько развита и свита, относящаяся к верхнему горизонту нижнего карбона (C_1^3). Выходы серпентинитов подчинены в указанном районе именно этой свите, а не красноцветной пермской толще (Н. Е. Ефремов, 1939₂).

Геологическое положение серпентинитов верховьев бассейна Кубани, выходы которых полностью (?) или частично расположены в поле развития верхнекарбонных отложений, не изучено в надлежащей степени. Указание Н. Е. Ефремова, что в конгломератах верхнего карбона им найдены гальки серпентинитов, коренные выходы которых располо-

жены по близости и притом также в поле развития верхнего карбона, требует дальнейшей проверки, особенно с точки зрения происхождения галек.

Приведенные данные, как видно, не подтверждают наличия верхнепалеозойских (или нижнемезозойских) серпентинитов, а уточняют возраст нижнекарбоновых ультраосновных интрузий. В самом деле, снимая вопрос о верхнепалеозойских серпентинитах и исходя из предположения, получающего вместе с тем как будто большую обоснованность, об одновозрастности серпентинитов зоны Передового хребта, можно прийти к выводу, что время их образования должно быть отнесено к самому концу нижнего карбона. Серпентиниты прорывают верхнюю свиту, относимую В. Н. Робинсоном к верхнему ярусу нижнего карбона (C_1^3), и покрываются трансгрессивной толщей среднего карбона (C_2^3). Так в последнее время наметил В. Н. Робинсон решение вопроса о возрасте серпентинитов зоны Передового хребта.

Н. Е. Ефремов, используя приведенные данные и исходя из предположения об однотипности вещественного состава серпентинитовых интрузий в своих более поздних работах (1939₂, стр. 408) приходит к выводу, что «интрузия ультрабазитов Кавказа, давшая ряд основных, наиболее крупных теперь нацело серпентинизированных массивов (Кяфар-Зеленчукский, Загеданский, Тебердинский, Гидамский, Худесский, так же как Беденский, Малкинский и Тхачский и др.) была приурочена к нижнему карбону». На этом выводе необходимо остановить внимание. На основании многочисленных анализов Н. Е. Ефремов считает, что перечисленные массивы представляют типичные интрузии ультрамафической (безглиноземной) магмы, весьма близко отвечающей по своему составу формуле серпентинита: $H_4Mg_3Si_2O_9$. Он пишет: «Если бы мы попытались сравнить эти анализы с анализами типичных ультрамафических интрузий различных стран мира, можно было бы убедиться в удивительном единообразии рассматриваемых пород» (Н. Е. Ефремов, 1940₂, стр. 112). Значит, «однотипный вещественный состав серпентинитовых интрузий» отнюдь не может быть принят как критерий одновозрастности интрузий; в противном случае все серпентинитовые (ультрамафические) интрузии различных стран мира оказались бы одновозрастными.

Если мы подойдем к рассматриваемому вопросу с геологической точки зрения, то увидим, что в приведенном Н. Е. Ефремовым списке «одновозрастных» (нижнекарбоновых) интрузий смешаны образования из разных тектонических зон, отличающихся одна от другой в отношении истории геологического развития, образования, представляющие резко отличающиеся друг от друга петрографические комплексы. Беденский массив и прорывающие его рассланцованные граниты представляют комплекс, который не трудно отличить от комплекса верховьев Кяфара, в котором серпентиниты находятся в теснейшей ассоциации с породами габбро-диоритового ряда и который, не обнаруживая рассланцевания, подчинен среднему палеозою. Н. Е. Ефремов включил в приведенный список интрузию массива Тхача и исключил из него интрузии Маркопиджа, тогда как и первая и последние находятся в одной и той же своеобразной тектонической подзоне и по вмещающим их породам (кристаллические сланцы докембрия) и по сопровождающим кислым интрузиям (огнейсованные граниты или кварцевые диориты) представляют единую формацию, вместе с тем резко отличающуюся от формации северной подзоны зоны Передового хребта.

Сделав приведенный выше вывод о нижнекарбоновом возрасте главных (и других) массивов серпентинитов, Н. Е. Ефремов далее пишет: «Уместно сказать, что серпентиниты на Кавказе являются вообще

разновозрастными образованиями» (Н. Е. Ефремов, 1939₂, стр. 408); в качестве примера указываются выходы «на р. Даут, по р. Маркопиджу и др.», рассматриваемые как типичные представители докембрийских интрузий.

Ставя вопрос, есть ли вообще на Кавказе серпентиниты более молодые, чем досреднекарбоновые, т. е. в частности, верхнекарбоновые или пермские, Н. Е. Ефремов указывает, что для положительного ответа на него «имеется менее данных, чем для отрицательного». Одновременно он отмечает наличие мезозойских («неинтрузивных») серпентинитов (Айбга, Клиат-ком и др.).

Из приведенных выводов Н. Е. Ефремова следует, что вопрос о возрасте серпентинитов Северного Кавказа все еще не разрешен. Можно определенно сказать, что химико-петрографическим методом этот вопрос не может быть выяснен. В основу его решения должен быть положен историко-геологический анализ структур, вмещающих интрузии серпентинитов, при одновременном использовании химико-петрографических особенностей тех комплексов, составными частями которых являются гипербазиты. Геологические условия нахождения серпентинитов в каждом отдельном случае недостаточны для установления их возраста. Только по совокупности данных и вместе с тем с некоторыми предпосылками можно дать более или менее вероятное решение вопроса. Так, из многих десятков выходов серпентинитов только в одном случае прорванной оказалась верхняя свита нижнего карбона, хотя последняя развита весьма широко к востоку от Теберды. Есть ли уверенность в том, что все интрузии досреднекарбоновых серпентинитов моложе этой свиты? Равным образом широкое распространение галек серпентинитов в конгломератах среднего карбона не исключает наличия на Северном Кавказе и более молодых, верхнепалеозойских — нижнемезозойских, интрузий ультраосновных пород вообще и серпентинитов, в частности.

Надо также отметить, что иногда серпентиниты слагают линзообразные тела по сбросам, приводящим в соприкосновение верхнепалеозойские отложения с какими-либо более древними. Представляют ли подобного рода линзы тектонические клинья более древних, чем сброс, образований, или это — типичные для серпентинитов линзообразные интрузии, внедрившиеся по зонам разломов и, следовательно, более молодые, чем самые молодые из боковых пород? В последнем случае мы имели бы достаточно примеров послеверхнекарбоновых интрузий серпентинитов. Во многих случаях (верховья р. Кубани, бассейн верховьев р. Малки) упомянутые линзовидные выходы по сбросам сложены кварцево-карбонатными породами, какие обычно представляют продукт гидротермальных изменений серпентинитов. Но имеются указания, что иногда подобного рода породы представляют и независимые от серпентинитов гидротермальные образования.

Из сказанного можно заключить, что новейшие исследования поставили под сомнение вопрос о существовании верхнепалеозойских (нижнемезозойских) серпентинитов на Северном Кавказе, но не привели к отрицательному ответу на него. Результаты наблюдений легче всего могут быть истолкованы в предположении, что на Северном Кавказе, кроме досреднекарбоновых, имеются и послекарбоновые или даже посленижнепермские серпентиниты.

В. Н. Робинсон, судя по его личному сообщению, в настоящее время воздерживается от безоговорочного исключения серпентинитов протерозойской подзоны — от Нижней Теберды до Баксана — из состава верхнепалеозойских образований, а также от их отождествления с серпентинитами Кяфара.

В зоне Передового хребта весьма широко распространены интрузии габбро, габбро-диоритов и отчасти диоритов, нередко находящихся в ассоциации с серпентинитами. Подобного рода интрузии встречаются и в зоне Главного хребта. В первой из названных зон во многих случаях с большой точностью удается установить возраст основных интрузий. Они прорывают средний палеозой, а нижние горизонты верхнего палеозоя залегают трансгрессивно на их размытой поверхности. В зоне Главного хребта того же состава интрузии внедрены в наиболее молодые из докембрийского комплекса граниты, будучи в то же время древнее нижней юры. Породы габбро-диоритового ряда более развиты на участке от р. Большой Лабы до правобережья Кубани. Они сконцентрированы не только в зоне Передового хребта, но имеются и в следующей к северу зоне. К востоку от Кубани они встречаются спорадически в виде мелких тел.

Наиболее крупные выходы этих пород располагаются на площади, охватывающей верховья р. Кяфара и левобережье р. Большого Зеленчука. Здесь они то образуют самостоятельные массивы, то находятся в тесной ассоциации с серпентинитами, слагая, как уже указывалось выше, периферические части сложных интрузий с серпентинитами в центральной части. Такое соотношение особенно отчетливо наблюдается в крупнейшей из здешних — Кызылчукской — интрузии. Породы габбро-диоритового ряда как бы повторили структуру апонеридотитового ядра, уступая все же ему в объемном отношении. Чаше наблюдаются обратные количественные соотношения.

Внедрение габбровых пород в ультрабазитовые массивы — обычное явление. Вмещающими породами на упомянутой площади являются девонские отложения. Так же как и на серпентинитах, на размытой поверхности габбро-диоритов залегают среднекарбонные отложения.

Крупный массив диоритов на правобережье р. Теберды описан А. А. Медведюком (1939). Здесь интрузия подчинена отложениям нижнего карбона (турнейского яруса). С севера массив диоритов обрезан крупным сбросом. По составу породы массив относится к роговообманковым диоритам. Они сильно катаклазированы и обнаруживают вторичную минерализацию.

В той же зоне Передового хребта, вплоть до гребневых частей, среди отложений среднего палеозоя встречаются дайки, иногда мощные, аналогичных диоритов. На левом склоне Теберды наблюдается ряд крупных даек и отдельных выходов, принадлежащих, повидимому, одному штокву кварцевых диоритов, содержащих, кроме плагиоклаза и роговой обманки, также пироксен. Породы варьируют по составу и обнаруживают резко выраженные автометаморфические явления.

Мелкие выходы пород габбро-диоритового ряда известны по р. Кубани и ее притокам среди протерозойских сланцев к югу от устья Индыша.

По р. Малке А. П. Герасимов описал габбро среди метаморфических сланцев протерозоя и на северном склоне Кызылкольской гряды в зоне разлома между нижним карбоном и верхним(?) палеозоем.

Повидимому, к рассматриваемой формации относятся и те измененные воздействием мезокайнозойских кислых интрузивов породы диоритового семейства, которые залегают в районе хр. Тырнауза среди визейских отложений и относятся в настоящее время к трондземитам.

Из основных и средних интрузий, развитых в зоне Главного хребта, надо отметить выходы габбровых пород в бассейне рр. Малого и Большого Зеленчука, описанные И. И. Бессоновым (1938₁). Наиболее крупные выходы расположены среди докембрийских гнейсов и отчасти мраморов. Многочисленные дайки схизолитовых пород встречены здесь в тех же условиях. Кроме того, в двух случаях габбро встречены в северной

подзоне Главного хребта, сложенной докембрийскими гранитами. В контакте Аксаутской интрузии с докембрийскими кристаллическими сланцами образуются биотито-актинолитовые сланцы, а в контакте с мраморами — гранато-пироксеново-эпидотовые скарны с метасоматическими скоплениями магнетита. Эндоконтактовые изменения сказываются в возникновении в габбро эпидото-гиперстеновых образований. В Аксаутском массиве габбро — пироксеновые (оливиновые и безоливиновые) и амфиболовые, а в большинстве остальных выходов — амфиболовые. В общем породы довольно однообразны, что объясняется слабой препарировкой массивов эрозией. Все же и на данном срезе частично появляются перидотиты. Схизолиты представлены габбро-порфиритами, диоритовыми и диабазовыми порфирами, спессартитами, образующими дайки размером от 1 до 25 м. Наблюдается некоторый катаклиз пород (габбро) и вторичное их окварцевание.

В Горной Кабарде и Северной Осетии в зоне Главного хребта среди докембрийских кристаллических сланцев и гранитов Главного хребта габбро, которые можно было бы сопоставить с рассматриваемой формацией, неизвестны, но роговообманковые диориты, которые с некоторой долей вероятности могут быть сопоставлены с аналогичными породами тебердинской интрузии, здесь развиты. Можно указать на выход роговообманковых диоритов на левом склоне истоков р. Сукач, затем по правому склону р. Уруха. Биотито-роговообманковые кварцевые диориты образуют дайки и штоки среди древних гранитов в Северной Осетии и крупный массив в верховьях р. Цейдон.

В перечисленных выходах диориты и кварцевые диориты имеют интрузивные контакты с гранитами Главного хребта. Во многих случаях можно наблюдать, как они сами прорываются дайками интрузивных (мезо-кайнозойских) пород. Данных для более точного установления их возраста не имеется, так как в районе их развития все осадочные палеозойские и мезозойские породы удалены эрозией с докембрийского кристаллического комплекса.

Сиенито-диориты и сиениты

В зоне Передового хребта, а отчасти севернее и южнее, развит еще один комплекс интрузивных пород, средний состав которых отвечает, повидимому, сиенито-диориту; крайними членами этого комплекса являются габбро-сиениты и граносиениты.

В бассейнах рр. Большой Лабы и Малой Лабы сиенитовые породы залегают среди докембрийских кристаллических сланцев Промежуточной зоны, где развит и комплекс Ятыргварты (см. ниже), породы которого моложе сиенитов и прорывают их. Восточнее небольшие выходы этих пород имеются в верховьях рр. Урупа, Кяфар-Агура, где они приурочены к ареалу габбро-диоритов и серпентинитов.

Незначительный и вместе с тем обособленный массив сиенито-диоритов имеется по р. Маруху. На размытой поверхности этой интрузии залегают конгломераты среднего карбона, которые содержат глыбы тех же сиенито-диоритов (Робинсон, 1938).

По р. Теберде установлены мелкие интрузии (штоки), по составу от сиенитов до кварцевых сиенито-диоритов и гранитов (Медведюк, 1939). Сиениты и близкие им породы в бассейне Теберды прорывают отложения среднего палеозоя до этренских известняков (C_1^1) включительно. В некоторых случаях контакты между ними и вмещающими породами тектонические. Сами сиениты нередко катаклазированы.

Значительный массив сиенитов выходит на Кубани уже в зоне, расположенной к северу от Передового хребта, и подчинен метаморфическим сланцам протерозоя.

Перечисленные интрузии по возрасту должны быть отнесены к нижнему карбону, так как для некоторых из них такой возраст точно устанавливается по вмещающим и покрывающим породам. По данным В. Н. Робинсона и других геологов, сиенито-диориты, находящиеся в ассоциации с серпентинитами, оказываются моложе последних. Такое соотношение с серпентинитами дает основание отнести время образования сиенито-диоритов к небольшому периоду — от конца нижнего до начала среднего карбона. Соотношения между сиенито-диоритами и габбро-диоритами не наблюдались. По представлениям Н. Е. Ефремова (1939₂), обе эти группы пород генетически связаны между собой, а следовательно, и с гипербазитами. В северо-западной части зоны Передового хребта сиенит-диориты, по данным В. А. Затоковенко, прорываются резко отличающимися от них по петрографической характеристике породами интрузивного комплекса массива Ятыргварты. Более старые литературные данные о том, что по Кубани габбро, диориты и сиениты прорываются серпентинитами, по мнению Н. Е. Ефремова, ошибочны. Если же учитывать эти данные, то мы будем иметь лишнее указание на наличие и более молодых — верхнепалеозойских серпентинитов.

Верхнепалеозойские кварцевые порфиры.

По данным В. Н. Робинсона, по р. Кубани нижний карбон, а поблизости и породы среднего карбона прорываются дайками кварцевых порфиров. В верховьях р. Худеса наблюдаются довольно крупные интрузивные тела кварцевых порфиров в толще глинистых сланцев нижнего карбона.

В конгломератах верхней части красноцветной толщи нижней перми (P_1^2), залегающей тут же (по р. Кубани) несогласно на верхней свите нижнего карбона, в большом количестве содержатся гальки кварцевых порфиров, совершенно тождественных кварцевым порфирам из даек в этой свите. Возрастные пределы этих кварцевых порфиров — конец среднего карбона — начало перми. В. Н. Робинсон полагает, что рассматриваемые здесь дайки представляют среднекарбоновые проявления вулканизма. В среднем карбоне установлены играющие там существенную роль прослой кварц-порфировых туфов и местами излияния кварцевых порфиров. Эти эффузивы и гипабиссальные интрузии кварцевых порфиров являются одновозрастными, но разными фациями одного магматического цикла. В стратиграфическом разрезе верхнего палеозоя выше вулканогенных образований, похожих на них по составу, нет.

Верхнепалеозойский интрузивный комплекс массива Ятыргварты

В южной подзоне зоны Передового хребта по левобережью р. Малой Лабы развиты довольно разнообразные по своему составу интрузивные породы, относящиеся к одному интрузивному циклу и объединяемые под названием комплекса Ятыргварты (Робинсон, 1932; Варданянц, 1935₂; Г. М. Ефремов, 1938). Они внедрены в толщу докембрийских кристаллических сланцев, которые являются вмещающими породами для рассматриваемого комплекса. Такую же роль играют и развитые здесь нижнекарбоновые сиенито-диориты. Нижнетриасовые отложения перекрывают трансгрессивно породы комплекса Ятыргварты; галька последних содержится в конгломератах нижнего триаса. Эти породы являются, следовательно, несомненно дотриасовыми.

Петрографические исследования пород рассматриваемого комплекса приводят к заключению о резком их отличии от пород габбро-перидотитовой формации конца нижнего карбона, с которой, как указывалось

выше, связаны генетически и только что упомянутые сиенито-диориты, прорываемые породами комплекса Ятыргварты. У последних, кроме того, обнаруживаются признаки, сближающие их с мезо-кайнозойскими (неоинтрузивными) породами, к которым они одно время и относились (Варданянц, 1935₂). По исследованиям В. А. Затоковенко, в состав комплекса входят амфиболовые эвкриты, лейкократовые габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, лейкократовые гранодиориты (граниты), представляющие собой продукты дифференциации магмы в процессе длительного формирования комплекса в целом.

Породы имеют гипабиссальный характер, что выражается в порфировидной структуре, в развитии зонального плагиоклаза, в широком распространении, даже в основных разностях, анортклаза. Породы имеют свежий вид; явления катаклаза или совсем не выражены, или приурочены лишь к определенным тектоническим зонам.

На основании всего сказанного можно с большей уверенностью отнести комплекс Ятыргварты к верхнему палеозою и связывать его формирование с поздневарисскими тектоническими движениями. Для более точного определения возраста этих пород пока не имеется данных.

Аналоги комплекса Ятыргварты имеются еще в хребте Магишо, в других же местах Северного Кавказа они пока неизвестны.

Кварцевые кератофиры верховьев р. Кубани

В верховьях бассейна Кубани прослеживается значительное количество даек кварцевых кератофиров, слагающих мощный пояс, падающий в целом к северу и простирающийся более или менее согласно с вмещающими их протерозойскими метаморфическими сланцами. Некоторые ответвляющиеся от пояса дайки имеют меридиональное простирание и секут протерозойские сланцы вкрест простирания. Подчиненные последним выходы серпентинитов также пересекаются кератофирами. На размытой поверхности всего комплекса, в том числе и на головах кератофировых даек, лежит трансгрессивная нижнеюрская песчаниково-сланцевая толща, содержащая в базальных конгломератах гальки кератофиров (Г. П. Агалин, И. Г. Кузнецов). Последние, по данным Г. П. Агалина, прорывают несколько южнее и красноцветную толщу нижней перми.

На основании приведенных данных кварцевые кератофиры относились к доюрскому, а затем более точно к предтоарскому (Кузнецов, 1940₂) времени. Имеются новые наблюдения А. А. Медведюка, указывающие, что кератофиры в месте их контакта с красноцветной толщей не прорывают последние, а находятся с ними в тектоническом взаимоотношении и что галька кератофиров встречается в нижнепермских конгломератах. Эти, хотя и требующие дополнительной проверки данные, отодвигают время формирования пояса кератофировых даек к концу палеозоя. По моим наблюдениям (1940), кварцевые кератофиры этого типа прорывают на левом берегу Кубани кварцевые конгломераты среднего и верхнего карбона. В общем, пока возраст кварцевых кератофиров района верховьев Кубани может быть определен лишь в пределах от начала перми до начала юрского периода. Они, вероятно, близки по возрасту с интрузивным комплексом Ятыргварты¹.

¹ Следует отметить, что оценка возраста домезозойских интрузий Центрального Кавказа и распределение их по комплексам, приводимые И. Г. Кузнецовым, во многом отличаются от выводов, к которым пришли другие исследователи за последние годы. Так, Г. Д. Афанасьев в своей монографии 1950 г. (Труды ИГН, вып. 69) выделяет на северо-западном Кавказе четыре палеозойских комплекса интрузий: 1) каледонский Уруштеньский комплекс и послекаледонские, но дотриасовые комплексы, 2) гранитоидов Главного хребта, 3) интрузий Промежуточной зоны (гранитоиды Челепсы и Даховский массив) и 4) малых интрузий (Ятыргварты, хребта Ахцархва и другие).—*Ред.*

ТРИАСОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Как следует из диаграммы на фиг. 10 (стр. 96), мы ничего не знаем о проявлениях вулканизма на Кубани в триасовом периоде. На площади развития триасовых отложений никаких проявлений вулканизма не наблюдается. Но из этого еще нельзя заключить, что в других тектонических зонах, где в настоящее время триас не сохранился, тоже не было магматических проявлений.

ЮРА***Эффузивные породы***

Как известно по литературным данным, в Северной Осетии юрские отложения начинаются вулканогенной толщей, относимой к нижнему лейасу; внизу она имеет чисто континентальный характер, а выше представляет переслаивание наземных и морских отложений. Местами эта толща достигает мощности в несколько сот метров. Эффузивы преимущественно кислые — кератофиры и их туфы, отчасти порфириты. Как изложено выше, я сопоставляю их с среднелейасовой — нижнетоарской свитой Кабарды. На юге, во флишевой зоне, трансгрессивная серия нижнего лейаса (конгломераты, песчаники, сланцы) содержит туффиты.

В течение среднего лейаса — нижнего тоара на Северном Кавказе накапливаются в общем мощные толщи эффузивов, переслаивающихся с терригенными осадками. Таковы циклаурская свита Военно-Грузинской дороги, так называемая свита с эффузивами Северной Осетии, вулканогенная свита Садоно-Дигорского района, свита глинистых сланцев с кератофирами и порфиритами Кабарды, свита с порфиритами (андезитами) Кубани, верховьев Подкумка. Верхний лейас (кроме нижнего тоара) на Северном Кавказе не имеет вулканогенного характера. Только в западной части Главного хребта, повидимому, верхнелейасовые и частично среднеюрские отложения содержат эффузивы. Здесь песчаниково-сланцевой серии гойтх подчинены покровы кварцевых порфиров, туфы, туффиты свиты горы Индюк (О. С. Вялов).

Одно из крупнейших проявлений вулканизма на Кавказе относится к байосу. Оно сказалось главным образом к югу от Главного хребта. Юрская порфиритовая серия играет важную роль в строении поверхности Закавказья. В Западной Грузии мощность порфиритовой серии достигает местами 2000—3000 м. Эта серия представлена порфиритовыми туфами, частично покровными порфиритами, реже альбитофирами; существенную роль играют грубообломочные вулканогенные образования — туфобрекчии, туфоконгломераты. Чисто континентальные образования переслаиваются в некоторых горизонтах серии с морскими осадками — песчаниками и сланцами, в той или иной мере обогащенными вулканическим материалом. Вместе с тем здесь же имеются и мелкие интрузивные тела, образование которых, как это понятно, является неизбежным в длительном процессе формирования столь мощной вулканогенной серии.

Таким образом, начавшиеся в нижнем лейасе вулканические извержения заканчиваются здесь в конце лейаса — в самом начале доггера. Верхняя же часть среднеюрских и все верхнеюрские отложения лишены вулканогенных продуктов.

Интрузивные породы

В юрский период вулканизм проявился и в интрузивной форме. При этом надо сказать, что в Большом Кавказе имеются и заведомо юрские

интрузивы, и такие, формирование которых лишь предположительно можно относить к юрскому периоду.

Эльжуртинские граниты Баксана. С тоарскими тектоническими движениями можно связывать эльжуртинские граниты, которые выходят на поверхность в зоне, сложенной палеозоем и граничащей с севера и юга с зонами, сложенными докембрием, перекрытым трансгрессивно нижней юрой. Граниты прорывают и метаморфизуют не только карбоновые отложения, но и так называемую мукуланскую свиту, относящуюся, судя по найденной в 1939 г. фауне, к нижней юре. По некоторым соображениям можно заключить, что она древнее тоара.¹ У геологов, занимавшихся изучением этого района (С. П. Соловьев, В. Н. Орлов, Л. А. Варданянц и др.), создалось представление о молодом — третичном — возрасте рассматриваемой интрузии, которое основывалось отчасти на петрографических особенностях гранитов (содержат анортоклаз), а главным образом — на представлении о том, что эльжуртинская интрузия якобы залечивает молодые, послекюрские сбросы. В качестве довода в пользу третичного возраста эльжуртинских гранитов приводилось (С. П. Соловьев) и такое соображение. Развитые здесь делениты — дериваты эльжуртинских гранитов; делениты же в Приэльбрусском районе являются послекюрскими. Значит, и эльжуртинские граниты — послекюрские, т. е. третичные.

Мне представляется достаточно очевидным, что приведенные предположения и доводы сами требуют обоснований и доказательств и могут быть истолкованы иначе, чем это вытекает из приведенных положений. Что же касается залечивания гранитами сбросов, то выясняется, что сама гранитная интрузия с юга и севера обрезается разрывами с амплитудой, равной по меньшей мере многим сотням метров. Кроме того, и в центральной, поднятой по упомянутым разрывам, части интрузии имеются секущие ее продольные и поперечные разрывы. Следовательно, не может быть и речи о залечивании древних доюрских и нижнеюрских разрывов. Затруднения, возникающие при определении возраста разрывов, вызывают еще большие затруднения при определении этим методом возраста интрузии.

Мною (1940₂) был предложен метод решения вопроса о возрасте интрузий по гидротермальным, связанным с интрузией процессам. В упомянутом очерке я защищал предтоарский возраст эльжуртинских гранитов. В самом деле, рассматриваемая интрузия не только оказала весьма интенсивное контактное воздействие на вмещающие породы, но и вызвала к жизни многочисленные и разнообразные по составу гидротермальные проявления. Достаточно указать, что количество установленных минералов, образовавшихся в связи с этой интрузией, достигает 150. Кварцевые и кварцево-карбонатные жилы и прожилки приурочены здесь к докембрийским и палеозойским формациям, до нижнепермской красной толщ включительно. Верхнетоарские же отложения, трансгрессивно и несогласно перекрывающие все более древние формации, оказываются лишенными признаков циркуляции гидротермальных растворов. Эти доводы, которые приводились мною раньше в пользу дотоарского возраста эльжуртинских гранитов, сохраняют свою силу и в настоящее время.

Породы диорито-диабазового ряда. С тоарскими и отчасти, может быть, с предкембрийскими движениями надо связывать те дайки и штоки средней кислотности пород, которые насыщают

¹ Автору не было известно, что Д. С. Кизевальтер нашел в 1946 г. в мукуланской свите аммониты среднелайасового (по определению Г. Я. Крымгольца) возраста, и таким образом, эта свита действительно должна быть отнесена к дотоарским образованиям. — *Ред.*

сланцевые свиты Главного хребта, относимые обычно к среднему лейасу. Таковы, например, малые интрузивы в циклаурской свите Военно-Грузинской дороги (Ренгартен, 1932); таковы и дайки среди сланцев среднего лейаса Казбекского диабазового пояса (Варданянц, 1937). Обычно верхнелейасовые песчаниково-сланцевые отложения этих районов Кавказа не содержат интрузивов, и лишь очень редко ааленские отложения пересекаются дайками пород, близких к порфиритам. Таковы дайка близ Садона (С. С. Кузнецов, устное сообщение), дайка в бассейне Череха Безингиевского (Белянкин, 1915; Левинсон-Лессинг, 1904; И. Г. Кузнецов, 1924, и др.).

Вышедшие в 1940 г. статьи Л. А. Варданянца (1940₂) и В. П. Ренгартена (1940) специально касаются природы и возраста малых интрузий в юрских сланцевых свитах района Военно-Грузинской дороги. В них наблюдается множество даек пород, объединенных Л. А. Варданянцем под названием пород диоритово-диабазового ряда. Дайки насыщают две древнейшие юрские свиты — кистинскую и циклаурскую — и выступающие среди них в антиклинальной структуре древние дарьяльские граниты.

Исходя из наблюдения, что дайки сохраняют в общем однообразное залегание в разных частях Дарьяльской коробчатой антиклинали, Л. А. Варданянц приходит к выводу, что образование даек «происходило тогда, когда Дарьяльская антиклиналь была сформирована уже окончательно». В. П. Ренгартен также обращает внимание на то, что рассматриваемые дайки внедрялись в сильно дислоцированные сланцы. Оба автора считают, что та веерообразная структура, в пределах которой наблюдаются дайки, формировалась в предкелловейскую (по Варданянцу) орогеническую фазу, а магма, давшая дайки, внедрялась в после-келловейское время.

Мне представляется возможным сделать и иные выводы. Прежде всего следует указать, что развитие севернее верхнелейасовые (ааленские, по С. С. Кузнецову) песчаниково-сланцевые отложения лишены этих даек. Далее, В. П. Ренгартен в своей статье приводит много данных, указывающих, что дайки подверглись чрезвычайно сильным тектоническим нарушениям. В сланцах нередко диабазовые жилы принимают четко-видную форму, а иногда рисуются в обнажениях в виде совершенно изолированных линз, вмятых в сланцы. Наблюдаются случаи, когда пластовые жилы диабазов принимают участие в складчатости вместе с вмещающими осадочными породами циклаурской свиты. Громадное большинство образцов этих пород из коллекции Ренгартена определены Варданянцем как «милонитизированные диабазы», или как «милониты диабазов» (Л. А. Варданянц не упоминает почему-то об этом в своей статье). Сказанное относится как к жилам в гранитах, так и к жилам среди юрских сланцев. В сильно измятом Гвилетском гранитном массиве почти не осталось правильных диабазовых жил. Возникает вопрос, какой смысл содержит в себе вывод Л. А. Варданянца о том, что образование рассматриваемых даек «происходило тогда, когда Дарьяльская антиклиналь была сформирована уже окончательно» (разрядка моя.—И. К.).

Я склонен считать, что внедрение магмы, давшей рассматриваемые дайки, происходило не после тех тектонических движений, которые оформили (лишь в основном) сложную структуру Центрального Кавказа, а в связи с этими движениями. В таком случае, если не все, то некоторые группы пород, представленных в дайках Дарьяла и его окрестностей, могут быть связаны с предкелловейскими (и келловейскими) тектоническими движениями. Тогда естественными становятся последующие нарушения даек; они могли произойти в связи с миоплиоценовыми тектоническими движениями; промежуточные движения тектонической фазы

между келловеем и миоценом, по данным В. П. Ренгартена, не были достаточно интенсивными.

Можно пойти еще дальше. Оба автора без каких бы то ни было обоснований отбрасывают мысль о возможном формировании Дарьяльской антиклинали в предтоарскую и предааленскую фазы. А движения в эти фазы имели на Кавказе весьма напряженный характер, в частности первая из них по интенсивности превосходила предкелловейскую. Поэтому отнюдь не исключена возможность, что основы Дарьяльской структуры были заложены уже в конце лейаса и что некоторые породы из нескольких изученных Ренгартеном и Варданянцем групп пород могут быть связаны именно с этими движениями. Отсутствие даек магматических пород в аалене Военно-Грузинской дороги согласуется с таким предположением.

Вторичные альбитофиды. Южнее полосы диоритово-диабазовых пород по Тереку намечена вторая, более узкая полоса развития даек (секущих и пластовых) и штокообразных мелких интрузий сильно измененных (автометаморфизованных) пород, первоначальный состав и строение которых пока еще не могут быть определены достаточно точно и которые Л. А. Варданянц временно объединил под названием вторичных альбитофидов. Эти породы секут циклаурскую свиту среднего лейаса. Еще южнее аналогичные породы встречены в гудашаурской свите верхнего лейаса. Отношение их к диорит-диабазовым породам неясно. В. П. Ренгартен считает их моложе последних, но древнее кислых интрузий. Вторичные альбитофиды также несут следы интенсивного тектонического воздействия; разрывы, изгибы даек наподобие стулообразных складок и явления милонитизации здесь широко распространены.

Группу вторичных альбитофидов Л. А. Варданянц (1940₂) склонен сопоставлять по ряду признаков с гранито-порфирами, альбитовыми гранитами, плагиогранитами и диоритами Северной Кахетии, которые он рассматривает как дериваты залегающей на глубине кислой или средней по составу интрузии. Аналогичные же породы (гранит-порфиры) описаны из Дагестана (Н. К. Русанов). Л. А. Варданянц склонен считать эти породы мезозойскими.

Гранитоиды и габброиды Абхазии. Интрузии Абхазии разбиваются на два типа, находящиеся в одних и тех же геологических условиях. Гранитоиды образуют здесь крупные интрузивные тела, им сопутствуют более мелкие или совсем мелкие выходы габброидов. Те и другие породы прорывают песчаниково-сланцевую свиту верхнего лейаса и порфиритовую свиту, относимую к байосу. Таким образом, они имеют, по видимому, предверхнеюрский (батский) возраст. Вместе с тем на размытой поверхности таких интрузий, как Келасури, Гораб, Зима, залегают меловые известняки.

Хевская интрузия. К верхней юре относят и Хевскую интрузию (Заридзе, 1938) в пределах древнего Дзирульского массива. Здесь неограниты прорывают докембрий и среднюю юру; взаимоотношения их с нижним мелом дают основание принимать верхнеюрский или батский возраст интрузии.

Верхнеюрские интрузии Большого Кавказа могут быть связаны с предкелловейскими, или с предтитонскими (андийскими) тектоническими движениями, но с какой именно из этих фаз — определенно сказать трудно. Можно предполагать, что Келасурская и другие интрузии Абхазии предкелловейские; анортотлазовые граниты молодого типа встречены там в титонских гальках; все же для полного обоснования такого предположения у нас не хватает данных¹. Б. В. Залесский и С. С. Кузнецов, а также Д. С. Белянкин и В. П. Петров связывают абхазские интрузии

¹ По новейшим данным, галька келасурских гранитов встречается в келловее.

зии с андийской орогенической фазой, но недостаточно обосновывают это положение. Весьма возможно, что и многие другие неоинтрузивные породы, для которых устанавливается послелейасовый или послебайосский возраст, являются верхнеюрскими, но доказать это пока невозможно. Так, например, к югу от флишевой зоны среди порфиритовой юрской серии встречаются мелкие интрузивные тела диоритов, габбро-диабазов, дайки кислых пород, отсутствующие в широко развитых тут же титано-неокомских известняках. Здесь это скорее указывает на предкелловейские проявления вулканизма.

МЕЛ

Эффузивные породы

В меловой период проявление вулканизма в эффузивной форме в Большом Кавказе значительно ослабевает. В западной части Кавказского хребта, и притом только по южному склону, вулканогенный характер имеют отложения сеномана. В районе Туапсе — это песчано-глинистые отложения с большим количеством окремненных и туфогенных пород, туффитов и туфов авгитовых порфиритов (Вялов). Туфогенный характер имеют и нижнесеноманские мергели в районе Гагр, и относимые к сеноману полимиктовые песчаники, залегающие среди сланцев под ананурским горизонтом на Арагве. Относящаяся к альбу свита Нафтис-Хеви флишевой (чаурской) зоны центральной части южного склона Кавказа содержит прослои вулканических пеплов (Вассоевич, 1940).

Интрузивные породы

По всему южному склону Главного хребта и особенно в более южных зонах Кавказа резко выражен вулканогенный характер нижнего турона. В наиболее типичном виде эта фация турона представлена свитой Мтавари Западной Грузии, сложенной существенно порфиритами и порфиритовыми туфами. Во флишевой зоне почти всюду отмечается присутствие туфогенных продуктов в слоях турона.

Следует отметить, что на Северном Кавказе, и во флишевой зоне, и в более южных зонах Большого Кавказа отмечаются тектонические движения в конце альба — начале сеномана, а также в начале турона. Они выражаются или перерывами в отложении осадков или грубообломочным характером отложений сеномана, содержащих огромные оторженцы верхнеюрских известняков, глыбу пород юрской порфиритовой серии (Иора) и т. д. Возможно, что с этими движениями связано внедрение интрузии монцонитов района оз. Кардывач на южном склоне Главного хребта.

Более кислые гранитоиды прорывают здесь сланцы лейаса и относятся к проявлениям интрузии, точный возраст которой пока неизвестен. Монцониты же, а также основные породы — диабазовые порфириты, известные в бассейне Мзымты, будучи доверхнемеловыми, прорывают медовеевскую свиту, возраст которой определяется в пределах баррема-альба (Муратов, 1940).

КАЙНОЗОЙ

В третичный период, если и не завершается, то подходит к концу тот геологический цикл первого порядка, который развивался с начала юры. Третичные отложения изучены детальнее других, но они только окаймляют горную область Большого Кавказа, а в этой последней

преимущественно и сосредоточиваются проявления вулканизма. Поэтому при решении вопросов, касающихся возраста изверженных пород, прорывающих различные мезозойские образования, но удаленные от области развития третичных отложений, приходится пользоваться косвенными данными и прибегать к соображениям, которые часто могут привести к ошибкам. Тектонические движения в течение третичного периода, охватывающего значительную часть второй половины цикла, проявляются с нарастающей интенсивностью. Это облегчает установление хронологии эффузивов, но затрудняет увязку интрузий с теми или иными тектоническими фазами.

Эффузивные породы

В противоположность Малому Кавказу, палеогеновые отложения Большого Кавказа не имеют вулканогенного характера. Тонкие прослои и линзообразные скопления продуктов вулканических выбросов в верхнем эоцене северо-западного Кавказа (Н. Б. Вассоевич), в нижнем (нальчикины) и верхнем эоцене (Ренгартен, 1930₂) на Северном Кавказе остаются необъясненными, — они могут представлять продукты вулканических извержений в Главном хребте, или лишь отзвуки извержений вулканов Малого Кавказа.

Ничего больше нельзя сказать и о происхождении тех прослоев вулканического пепла, который имеется в эоценовой свите Квакуеврисхеви Восточной Грузии (Вассоевич, 1937₁). Равным образом, мы не можем с достоверностью отнести к палеогену ни одну из известных нам в Большом Кавказе интрузий.

В неогене, когда Кавказский остров начинает все более и более разрастаться и превращаться в горную страну, происходят бурные извержения вулканов. По Баксану, Чегему и в ближайших окрестностях Нальчика на Северном Кавказе накапливаются громадные толщи липаритовых туфов. Начало их извержения относится к апшеронскому веку. Туфы налегают на речные, повидимому, акчагыльские, галечники и на все более древние отложения, до докембрия включительно. Одновременно происходит накопление вулканических пеплов в апшеронских водоемах, прилегающих к Кавказскому хребту.

К тому же апшеронскому веку надо отнести и начало деятельности таких вулканов, как Казбек и Эльбрус (Герасимов, 1910; Ренгартен, 1932). Извержения их продолжались до рисской ледниковой эпохи включительно. Накопление вулканических продуктов в вюрмскую ледниковую эпоху уже прекратилось. Извержения Эльбруса, Казбека и смежных с ними вулканов дали большие массы андезитов, андезито-дацитов и андезито-базальтов. В то же время в более южных зонах Большого Кавказа мелкие моногенные вулканы дали кое-где небольшие массы базальтов и частично андезитов. Таковы Никорцминда по Рнону, базальты Чиатури и Горадзири по Квириле, базальты по Большой Лиахе в районе Сталинира и др. Все это — последний акт в развитии вулканизма на Кавказе.

Интрузивные породы

К предапшеронскому времени или к несколько более раннему относится и формирование Бештаугорских лакколлитов, сложенных главным образом трахилипаритами. Возраст этих интрузий устанавливается довольно точно. Они прорывают майкопскую толщу верхнего олигоцена и нижнего миоцена. В одном случае, близ горы Лысой, они обуславливают нарушение в чокракских отложениях. Таким образом, в данном и вместе с тем единственном для Большого Кавказа случае с несомнен-

ностью устанавливается третичный, даже еще более точно — послечок-
ракский возраст интрузий. А. П. Герасимов, сопоставляя трещины, раз-
витые в третичных отложениях и лакколитах Бештаугорья приходит
к выводу о предапшеронском возрасте рассматриваемых интрузий, свя-
зывая тем самым процесс внедрения трахилипаритовой магмы с ронскими
(роданскими) тектоническими движениями. Последние отмечены на Кавка-
зе местными несогласиями в залегании акчагыльских и апшеронских толщ.

Обычно к третичному возрасту, к концу миоцена или плиоцену, отно-
сят многочисленные выходы «неинтрузивных» пород, развитых в Глав-
ном Кавказском хребте. При этом исходят из предпосылки, что излияния
андезитов и дацитов, происходившие в Главном хребте, судя по галькам
этих пород и по вулканическим туфам в континентальных предгорных
отложениях, начиная с апшеронского века, являлись завершающим
актом в проявлениях плиоценового вулканизма, и что, следовательно,
начало формирования интрузий можно относить к несколько более ран-
нему времени и связывать этот процесс с предтектоническими и последую-
щими тектоническими движениями. В этом имеется значительная доля
вероятности. Однако вероятным является и предположение, что не все
известные в Главном хребте интрузии являются миоценовыми и плиоце-
новыми, что там могут быть и палеогеновые и более древние, до верхне-
юрских включительно. Исходя из геотектонического положения тех или
иных выходов неинтрузивных пород, можно объединить их в группы
и в пределах последних считать их разновозрастными. Так, неинтрузии
гранитоидов Кароби, Чорохи (верховьев Цхенис-цхали), Цурунгала,
Айлама, Уллучирана можно с большей долей вероятности считать моло-
дыми — миоценовыми или плиоценовыми. Они рвут линии крупных
разрывов, к которым приурочены, а слагающие их породы не обнаружи-
вают никаких признаков раздробления или катаклаза. Вероятно, что
того же или близкого возраста интрузии, находящиеся в той же зоне
(Тепли, Сангути-дон, Тана-дон).

Меньше данных имеется для того, чтобы приписывать тот же миоцено-
во-плиоценовый возраст интрузиям Верхней Сванетии. Здесь группа
выходов гранитоидов и габброидов прорывает нижний карбон и лейас
и подчинена антиклинальной структуре, расположенной косо к той линии
надвига Главного хребта, который прорывается упомянутыми выше
интрузиями, принимаемыми за наиболее молодые. Возможно, что в группе
верхнесванетских интрузий (Утур, Абакур, Деси и др.) мы имеем палео-
геновые или даже более древние проявления вулканизма. Многие кав-
казские геологи принимают предтитонский возраст сванетских молодых
интрузий, относя их, таким образом, к одному интрузивному периоду
с абхазскими.

По данным И. А. Маркозия, кислые интрузии в районе Эцери обре-
заны линией надвига Главного хребта. Эти, равно как и только что упо-
мянутые интрузии, Маркозия считает верхнеюрскими.

Глава III

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПО ПЛОЩАДИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Рассматривая геологическую карту, можно заметить, что определен-
ные группы охарактеризованных формаций распределяются полосами.
При этом оказывается, что каждая такая полоса отличается от других
и по характеру тектоники. Данные особенности являются следствием

исторически развивавшихся геологических процессов. Они определяют в целом структуру Кавказа и потому могут быть положены в основу деления его на тектонические зоны.

В направлении с севера на юг выделяются следующие полосы, которые мы будем называть тектоническими зонами (фиг. 1).

1. Зона Скалистого хребта, сложенная верхнеюрскими и меловыми осадочными породами. Эти породы полого наклонены на северо-восток, образуя в западной части рассматриваемого участка едва уловимую мелкую волнистость, а в восточной более отчетливую складчатость, в общем спокойную, но местами, особенно восточнее р. Ардона, осложненную продольными разрывами. В центральной части зоны Скалистого хребта (между р. Баксаном и Черекон) несколько развиты верхнетретичные — четвертичные эффузивы. Никакие интрузивные проявления мезозойского или кайнозойского периодов здесь неизвестны.

В центральном секторе эрозией вскрыты из-под верхнеюрских отложений древние кристаллические породы: серпентиниты среднего течения Малки, граниты Аликоновки и Эшкакана. В Кисловодске под верхнеюрскими отложениями обнаружены кристаллические сланцы докембрия. В районе вершины Ваза-хох в Дигории верхнеюрские отложения налегают непосредственно на докембрийские кристаллические сланцы и древние граниты. В остальных, доступных наблюдению местах верхнеюрские отложения подстилаются разными горизонтами средне- и нижнеюрских осадочных формаций.

Выделяя верхнеюрские и более молодые формации Скалистого хребта в отдельную зону и мысленно снимая их с геологической карты, мы вскрываем различные более древние структуры. Это облегчает установление закономерностей в развитии доверхнеюрских структур и позволяет, таким образом, восстанавливать с большей точностью геологическую историю Кавказа.

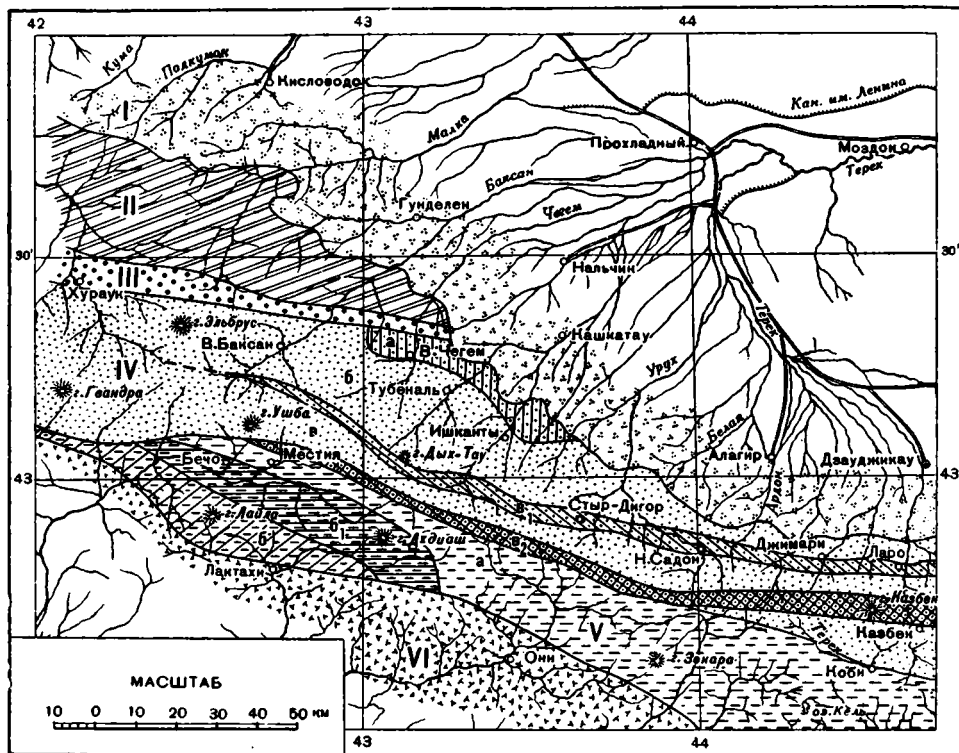
2. Зона сложно дислоцированного верхнего докембрия и нижнего палеозоя и слабо нарушенных нижне- и среднеюрских формаций.

К югу от Скалистого хребта располагается зона, характерной особенностью которой является широкое развитие сложно дислоцированных кристаллических сланцев верхнего докембрия, нижнего палеозоя и более спокойно залегающего верхнего силура. Они покрыты слабо дислоцированными, нематаморфизованными отложениями нижней и средней юры. Эта зона ограничена на севере южным подножьем Скалистого хребта, а на юге — системой разломов, за которыми следует полоса среднепалеозойских отложений. Зона прослеживается вдоль Кавказа только на запад от долины р. Чегема; к востоку от этой долины она скрыта под юрскими и более молодыми отложениями. Наибольшей ширины она достигает по рр. Малке и Кубани.

Слагающие основание этой зоны протерозойские и нижнепалеозойские кристаллические сланцы образуют сложную систему складок, осложненных мелкой складчатостью и разрывами. В структурах погружения (синклиналях и грабенах) среди протерозойских сланцев обнажаются кембрийские отложения (бассейн р. Баксана, среднее течение р. Малки) и частично верхнепалеозойские осадки (верхняя Кубань), тоже интенсивно дислоцированные.

На пенецплензированной поверхности всего дислоцированного комплекса протерозоя и палеозоя залегает трансгрессивно серия нижнеюрских, весьма слабо дислоцированных отложений. Они, будучи полого наклонены к северу, постепенно скрывают под собой в этом направлении древние образования вместе с подчиненными им интрузивами. По направлению же к югу нижнеюрские отложения сохраняются лишь отрывочно, между поперечными долинами Северного Кавказа.

3. Зона палеозойских отложений Передового хребта. Эта зона представляет собой узкую полосу, сложенную в основном отложениями среднего и частично верхнего палеозоя. Морфологически она совпадает с Передовым высокогорным хребтом, название которого В. Н. Робинсон присвоил и самой зоне. Ее ширина не превышает на востоке и в центральном секторе (в районе Эльбруса) 3—5 км; в бассейне р. Кубани зона значительно расширяется.



Фиг. 1. Схема тектонических зон Центрального Кавказа.

I — зона Скалистого хребта и северных предгорий; II — зона сложно дислоцированного протерозоя и слабо нарушенных нижне- и среднеюрских песчаниково-сланцевых отложений; III — зона палеозойских отложений Передового хребта; IV — зона Главного хребта; а — Северная юрская депрессия; б — Баксано-Дигоро-Садонское антиклинально-гребневое поднятие; в — главный Кавказский антиклинорий (в₁ — Штулу-Харесская депрессия; в₂ — южное крыло антиклинория); V — зона южного склона: а — флишевый синклиниорий; б — Сванетский антиклинорий; в₁ — его палеозойское ядро; VI — Абхазско-Рачинская зона

Кроме среднего и верхнего палеозоя, здесь сохранились в виде тектонических клиньев нижнепалеозойские метаморфические сланцы, а в исключительных случаях — также нижнеюрские осадки. Эти последние, в противоположность предшествующей зоне, интенсивно дислоцированы, будучи зажаты в виде тектонических клиньев среди палеозойских и докембрийских метаморфизованных пород по южной окраине зоны.

Тектонически — это одна из наиболее сложно построенных зон на Кавказе и во всяком случае самая сложная на Северном Кавказе. Слагающие ее формации обнаруживают крутые углы падения, разделены продольными сбросами и слагают обособленные полосы линзобразной формы, разбитые поперечными сбросами. Амплитуды сбросов варьируют от самых ничтожных до многих сот метров. Весьма разнообразны здесь, как по возрасту, так по фациям и составу, изверженные породы.

4. Зона Главного хребта. Эта зона отличается от остальных зон развитием здесь древнего кристаллического комплекса кристаллических сланцев нижнего докембрия и гранитов Главного хребта. Второй ее особенностью является отсутствие в разрезе палеозоя и налегание нижнеюрских осадочных формаций непосредственно на докембрий. Только к востоку от р. Ардона в доюрских депрессиях частично сохранились палеозойские отложения.

Зона располагается к югу от полосы палеозойских отложений на всем протяжении западнее р. Чегема, а восточнее этой долины вследствие перекрытия верхнеюрскими породами двух предыдущих зон она граничит с зоной Скалистого хребта.

К востоку от Чегема зона Главного хребта охватывает четыре геоморфологические единицы, совпадающие, как будет видно из дальнейшего, с более мелкими тектоническими единицами; это: 1) Северная юрская депрессия, 2) Баксано-Дигорский хребет, состоящий из отдельных вершин, разделенных глубокими поперечными долинами; 3) Штулу-Харесская юрская депрессия и 4) Главный водораздельный хребет в узком смысле.

К западу от р. Чегема всю зону занимает Главный хребет с его отрогами, так как продолжение сюда Штулу-Харесской депрессии не выражено, вследствие чего Главный и Баксано-Дигорский хребты, как морфологические единицы, сливаются. Северная юрская депрессия к западу от Чегема тотчас же замыкается.

5. Зона южного склона. Чтобы оттенить уже наметившийся контраст между зонами, остановимся кратко на следующей к югу зоне, выходящей за пределы Северного Кавказа. Она располагается по южную сторону Главного хребта и называется зоной Южного склона (Ренгартен, 1930₁).

Характерной ее особенностью является широкое развитие нижнеюрских сланцевых, а также верхнеюрских и меловых флишевых отложений большой мощности, сильно дислоцированных.

Судя по тому, что в западной части этой зоны (антиклинорий хребта Лейала в Сванетии) из-под названных отложений выступают среднепалеозойские формации, можно полагать, что и в части доюрского основания стратиграфическая колонка здесь резко отличается от колонки зоны Главного хребта.

По характеру дислокаций зона южного склона представляет, можно сказать, противоположность зоне Главного хребта. В то время как последняя является в основе жесткой массой, распавшейся по разломам на сложную систему глыб, зона южного склона характеризуется интенсивной складчатостью. Флишевый комплекс верхней юры — нижнего мела и подстилающие его юрские сланцевые свиты слагают опрокинутый к югу синклинорий, северное крыло которого осложнено складками второго порядка и более мелкими, до гофрировки включительно. Южнее отложения среднего палеозоя и покрывающие их песчаниково-сланцевые свиты лейаса слагают антиклинорий Лейлы.

Не останавливаясь на этой зоне и на окаймляющей ее с юга Абхазско-Рачинской зоне, перейдем к рассмотрению внутренней структуры тектонических зон Северного Кавказа.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

В приведенной краткой характеристике тектонических зон было подчеркнуто резкое различие в их строении и различие в стратиграфических колонках.

Граниты почти между всеми зонами определяются разрывами; это — линии крупных дизъюнктивных нарушений. Только при выделении зоны Скалистого хребта за ее границу был принят край области распростра-

нения верхнеюрских и меловых отложений. Так как залегающий в основании толщи верхнеюрских известняков келловей трансгрессивно перекрывает по направлению к юго-востоку последовательно более южные зоны, то в современной структуре Кавказа необходимо рассматривать отдельно докелловейские структуры и особо выделять зону Скалистого хребта как более молодую структуру, включающую келловейские и все более молодые отложения.

Само собой понятно, что упомянутые докелловейские структуры подверглись последующим тектоническим деформациям, но все испытанные ими послекелловейские движения определили собой лишь дальнейшее развитие и осложнение ранее заложенных и в той или иной мере сформированных структур.

Анализ конечного результата исторически развивавшихся движений земной коры и связанных с ними магматических явлений представляет основную задачу настоящей работы. Она может быть решена в результате рассмотрения внутренней структуры каждой из выделенных тектонических зон и разбора данных о времени и способах ее формирования.

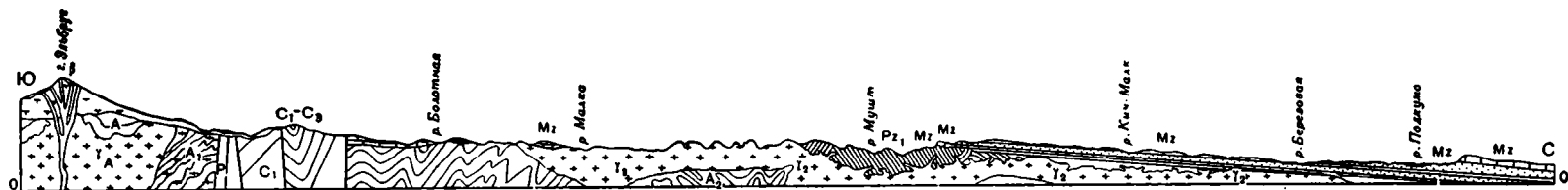
Зона Скалистого хребта и северных предгорий

Строение этой зоны проще, чем всех остальных зон на Северном Кавказе. Она представляет собой моноклинали, являющуюся северным крылом асимметричной грандиозной антиклинальной структуры (мегаантиклинали), сводовая часть которой соответствует трем следующим к югу зонам, а южное крыло представлено карбонатными и сланцевыми толщами флишевого комплекса на южном склоне Главного хребта. Детали этой структуры содержат ряд осложнений, сказывающихся как в появлении здесь складчатых и дизъюнктивных нарушений, так и в стратиграфических соотношениях.

Наиболее типичная моноклиналичная структура наблюдается в западной части рассматриваемого сектора Центрального Кавказа — по рр. Кубани, Малке и отчасти по Баксану (фиг. 2 и 3). В среднем эта структура простирается здесь на северо-запад 295° . Верхнеюрские и меловые отложения падают на северо-восток под углом в $6-8^\circ$. Третичные отложения в зоне предгорий нарушены еще слабее; при указанном простирании они наклонены на северо-восток под углом $1-2^\circ$.

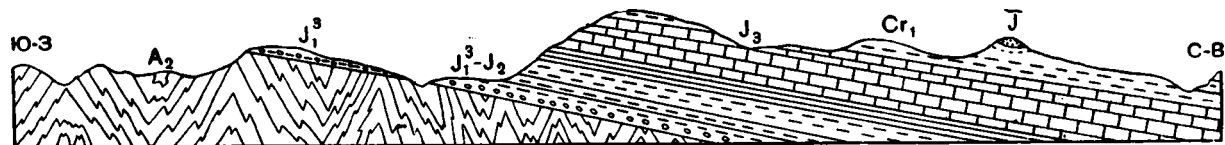
По направлению к юго-востоку простирание постепенно изменяется, сначала на юго-восточное, а затем на широтное. Угол наклона верхнемезозойских отложений быстро увеличивается; в центральной Кабарде он достигает уже $15-20^\circ$, в западной части Осетии $40-45^\circ$, а восточнее доходит до $50-60^\circ$. Одновременно верхнеюрские и меловые отложения обнаруживают все более отчетливо выраженную, хотя и простую складчатость (фиг. 4), увеличивается роль разрывов, что особенно резко сказывается в восточной части Осетии и по р. Терек. Третичные отложения по направлению к востоку имеют более крутые углы падения, а по Терек, у границы с предгорной впадиной (Ренгартен, 1932), слой миоцена стоят на головах и даже опрокинуты на север, обнаруживая наклон к югу под углом $82-85^\circ$. В смежных частях между Кабардинской АССР и Осетией они собраны в несколько широких пологих складок.

Для предгорной области характерны дислокации верхнемезозойских и третичных отложений, проявляющиеся в резком увеличении угла наклона третичных отложений по сравнению с мезозойскими, в опрокидывании первых и в появлении системы продольных разрывов. Все эти явления наблюдаются на грани двух структур — южной, или собственно моноклинали, представлявшей в начале четвертичного времени область поднятия, и северной, или предгорной впадины, представлявшей



Фиг. 2. Схематический геологический профиль от Эльбруса к Кисловодску. (По данным А. П. Герасимова, И. Г. Кузнецова, Н. А. Цыбовского.)

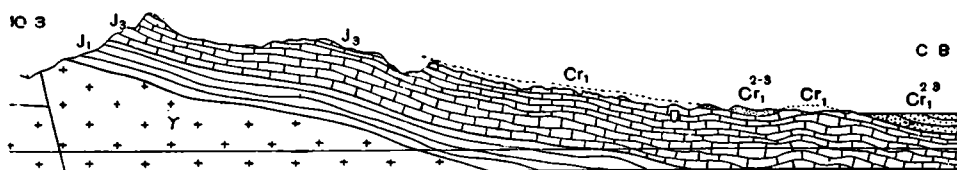
А — докембрийские кристаллические сланцы, А — нижний докембрий; А₂ — верхний докембрий; Pz₁ — нижний палеозой; C₁ — нижний карбон; C₁—C₂ — нижний и верхний карбон; P — пермь; Mz — мезозой; γ_А — древние граниты («граниты Главного хребта»); γ_с — граниты «северные», каледонские или ранневарисские; β — андезиты.



Фиг. 3. Взаимоотношения протерозоя и мезозойских формаций в бассейне р. Баксан.

А₂ — верхний докембрий; J₁³ — верхний лейас, J₁¹ — J₂ — верхний лейас — доггер; J₃ — верхняя юра; Cr₁ — нижний мел, τ — липаритовые туфы.

область погружения. Достаточно указать, что стоящие на головах третичные отложения выходят на высоте около 600 м. Здесь же, севернее, они погружаются на большую глубину, будучи прикрыты конгломератами верхнего плиоцена и постплиоцена общей мощностью свыше 2000 м. Относительная амплитуда поднятия по сравнению с соседним опусканием, если судить по верхней поверхности известняковой свиты валанжина, достигает по крайней мере 8 км на расстоянии 10—12 км вкрест простирания. Такого рода противоположно направленные одновременные движения были благоприятны для образования разрыва в жесткой толще известняков верхней юры — валанжина в полосе растяжения. При дальнейшем движении по разрыву в пластических, существенно глинистых толщах палеогена и миоцена поднимавшегося южного крыла создались благоприятные условия для гравитационного тектогенеза: началось скольжение палеогеновых и миоценовых глинистых масс по наклону на север и нагромождение их в предгорную впадину. По северному краю зоны поднятий в условиях растяжения возникли разломы, что и наблюдается в настоящее время в виде системы сбросов.



Фиг. 4. Схематический профиль Скалистого хребта, показывающий пологую складчатость верхнеюрских и меловых отложений. (По И. Г. Кузнецову.)

J₁ — нижний лейас (?), кистинская свита; J₂ — верхняя юра; Cr₁ — нижний мел; Cr₁¹⁻³ — готерив и баррем; γ — древние граниты («граниты Главного хребта»).

Наиболее крупный сброс с опущенным южным крылом обуславливает повторение в разрезе по Тереку мощной пачки верхнеюрских — нижнемеловых отложений. Серия описанных Л. А. Варданянцем крутопадающих сбросов в верхнеюрских известняках в бассейне Ардона была истолкована им как серия надвигов с севера на юг. По его сообщению, количество изображенных им сбросов в действительности должно быть уменьшено, остальные же, по моему мнению, могут быть логичнее объяснены гравитационным тектогенезом, т. е. движением отдельных пакетов известняков на север вниз по склону.

Опущенная предгорная впадина, вытянутая вдоль зоны Скалистого хребта, на севере заполнена плиоценовой толщей галечников лысогогорской свиты громадной мощности. По южному краю предгорной впадины эта толща несогласно залегает на палеогене и миоцене.

Предгорная впадина прослеживается вдоль северных предгорий от Дзауджикау на запад до Нальчика и затем постепенно сходит на-нет. Вместе с тем исчезает различие в степени дислоцированности верхнего мезозоя и кайнозоя, — последний сохраняет почти горизонтальное залегание. Одновременно уменьшается мощность плиоценовой обломочной свиты. В районе Георгиевска и Минеральных Вод плиоцен представлен уже маломощными песчаными и ракушечниковыми осадками.

Таким образом, взаимосвязанные противоположные движения зоны Скалистого хребта и предгорной впадины характеризуют основную тектонику на востоке рассматриваемого участка. Они объясняют и мощность и литологические особенности третичных отложений района Минеральных Вод, с одной стороны, и района Нальчика — Дзауджикау, с другой.

Зона сложно дислоцированного протерозоя и нижнего палеозоя и слабо нарушенных ниже- и среднеюрских отложений

Эта зона в своей основе сложена протерозойскими кристаллическими сланцами, покрытыми песчаниково-сланцевыми отложениями лейаса, т. е. она имеет как бы двухъярусное строение.

Строение юрского покрова. На участке между Чегемом и Малкой юрские отложения начинаются верхним тоаром. Юрские отложения древнее верхнего тоара здесь не сохранились. Но далее к северо-западу, по р. Кубани в районе г. Клухори и южнее развита песчаниково-алевритовая толща с вулканогенными образованиями, эффузивами и гипабиссальными интрузивами, вероятнее всего нижнетоарского — среднелейасового, возраста. Об условиях ее залегания будет сказано ниже.

Тоарские отложения лучше всего изучены по долине Баксана. Имеющиеся фаунистические данные указывают, что они относятся к верхнему тоару.

Фауна, найденная в нижних горизонтах песчаниково-сланцевой свиты по Чегему и Малке, позволяет установить только вообще тоарский возраст этих слоев.

Ааленские отложения по Чегему, Баксану и Малке доказаны находками фауны. Трансгрессивного залегания аалена по двум первым долинам не наблюдается, что же касается бассейна р. Малки, то там, в полосе к югу от Хасаута, имеются основания предполагать трансгрессивное залегание аалена на более древних нижеюрских отложениях.

Тоарские отложения трансгрессивно и резко несогласно покрывают дислоцированный древний метаморфический комплекс. Поверхность последнего в основном ровная, хорошо абрадированная. Изучением ее установлено наличие незначительных (с точки зрения структуры) неровностей непепленизированной поверхности метаморфического комплекса, а также наличие некоторого размыва самого нижнего горизонта и последующее перекрывание последнего горизонтом конгломерата. Все эти детали свидетельствуют лишь о колебательных движениях земной коры в начале длительного периода погружения данного участка, выражающегося сменой аккумулятивных процессов процессами размывания.

Непепленизированная предтоарская поверхность и вместе с нею нижеюрские отложения в общем полого наклонены на северо-восток.

По левобережью Баксана угол наклона в среднем равен $10-11^{\circ}$ (С. П. Соловьев, 1938), по правобережью той же реки он достигает 14° . По левобережью р. Малки намечается одна пологая антиклинальная складка (Герасимов, 1936), северное крыло которой наклонено под углами в пределах от 5 до 15° , а по направлению к северу еще больше выполаживается; южное крыло несколько более крутое, но в нем углы наклона колеблются всего от 6 до 20° , чаще всего — в пределах $10-16^{\circ}$.

Пликативные дислокации нижеюрского покрова становятся несколько более интенсивными вдоль границы рассматриваемой зоны с зоной, следующей к югу. По левобережью Баксана в указанной полосе лейас удален эрозией и только одно незначительное его пятно сохранилось по р. Джуарген. По р. Кестанты песчаниково-сланцевая свита образует несколько мелких и крутых складок, а вдоль самого контакта поставлена на голову. По Чегему нижеюрские отложения вблизи контакта с зоной палеозойских пород образуют крупную полную складку (синклиналь и антиклиналь). Складки осложнены продольными разрывами. По Малке юрские отложения вблизи самого контакта с палеозоем падают спокойно на север, а несколько в стороне от контакта образуют в пределах узкой зоны несколько мелких складок.

Приведенные наблюдения позволяют установить весьма спокойное залегание юры на пенепленизированной поверхности древнего складчатого фундамента, и только вдоль контакта второй зоны с третьей юрские отложения оказываются более или менее интенсивно смятыми, мелко-складчатыми, что приходится ставить в связь с движениями по системе разрывов между указанными зонами.

Более существенные осложнения внутренней структуры зоны представляют дизъюнктивные нарушения. Остановимся сначала на разрывах, затрагивающих юрский осадочный покров. Повидимому, сбросы в юрских отложениях играют значительно большую роль, чем то представлялось после первых общегеологических исследований области. На участках, где проводились детальные исследования, установлено большое количество различно ориентированных сбросов; амплитуда их часто измеряется метрами или десятками метров, но в отдельных случаях достигает и сотен или даже многих сотен метров. Так, по Чегему антиклиналь в лейасовых отложениях сопровождается двумя более или менее крупными и несколькими более мелкими продольными сбросами. В результате выступающие в ядре антиклинали кристаллические сланцы разбиты на несколько выступов, разделенных выходами юрских отложений. Сочетание продольных разрывов с поперечными разбивает тоарскую свиту на целую систему блоков.

Сбросы более крупного масштаба характеризуют южную часть зоны по р. Кестанты, где отмеченная выше интенсивная складчатость нижнеюрских отложений сопровождается разрывами. Наиболее крупный разрыв находится на расстоянии примерно 3 км от южного края зоны, в южном поднятом крыле он вызывает появление на поверхность кристаллических сланцев протерозоя. Продолжение этого разрыва прослеживается и в бассейне р. Чегема. Еще более крупный разрыв, сопровождаемый более мелкими, можно наблюдать южнее, где заметно дислоцированные юрские сланцы приведены впритык к протерозою.

Участки нижнеюрских отложений вдоль южного края зоны объясняются также сбросовым нарушением, обусловившим возникновение местной зоны погружения вдоль южной окраины зоны. Поднятое северное крыло представляет в настоящее время высокую гряду Шаукамны-сырт.

Приведенные сбросовые нарушения установлены по смещению нижних горизонтов юрских отложений относительно подстилающих их кристаллических сланцев. Они, следовательно, моложе верхнего тоара, а верхний возрастной предел их не может быть установлен.

В более благоприятных для установления возраста условиях находится сброс по Кубани. К северу от Клухори по сбросу приведены в соприкосновение две толщи нижнеюрских осадков: северная — хумаринская свита без признаков эффузивов и интрузивов, и южная — маринская, характеризующаяся таким же литологическим составом осадков, но содержащая горизонты вулканогенных образований и гипабиссальных интрузивов. Поверхность сброса падает круто к югу. Породы южного крыла интенсивно смяты, образуют ряд мелких складок. В стороне от линии сброса маринская свита скоро приобретает спокойное залегание. Оба крыла перекрываются спокойно залегающими отложениями ааленского яруса, не испытывающими никаких смещений по линии сброса. В основании аалена имеется горизонт конгломератов, содержащих гальки эффузивных пород маринской свиты. Приведенные данные указывают на предааленский возраст сброса. Поднятым по нему оказывается южное крыло.

В северном крыле аален подстилается тоаром (хумаринская свита). Мощность его измеряется во всяком случае многими сотнями метров. Учитывая, что аален в южном крыле залегает на размытой маринской

свите, с которой, кроме того, уничтожена эрозией перед ааленом вся хумаринская свита, мы приходим к выводу о большой, во много сот метров, амплитуде рассматриваемого сброса.

Характерные для маринской свиты фации (присутствие изверженных пород и вулканогенных отложений), судя по литературным данным и моим рекогносцировочным наблюдениям, прослеживаются вдоль Кубани в верховьях Подкумка, по Эшкакону и в верховьях Хасаута. Южнее по Кубани, а также в верховьях Малки они отсутствуют, — там на докембрии, как уже неоднократно мною подчеркивалось, залегает свита верхнего тоара. Все это указывает на то, что в рассматриваемой зоне маринская (или нижнетоарская — среднелейасовая) свита сохранилась только в определенной полосе, представляющей зону предверхнетоарского погружения. К северу от кубранского упомянутого сброса эта свита если не полностью, то в той или иной степени была уничтожена эрозией, и верхнетоарские осадки отлагались там на древнем комплексе. Подтверждение этому предположению можно видеть в стратиграфических соотношениях по Эшкакону, где на древние (северные), вероятно, каледонские граниты, трансгрессивно налегает песчаниково-сланцевая свита без изверженных пород. Эту последнюю можно считать не древнее верхнего тоара.

В. В. Мокринский считает, что в юрских отложениях бассейна Кубани преобладают сбросы северо-западного простирания и притом чаще с опущенными южными крыльями. Амплитуды таких сбросов измеряются то многими десятками метров, то несколькими метрами. К востоку от Кубани существенную роль играют, кроме того, сбросы меридионального или близкого к нему направления. Углы падения сбрасывателей обычно крутые. Сводка наблюдений показывает, что наиболее крупные нарушения образовались до отложения осадков ааленского трансгрессивного горизонта. Сбросы небольшой амплитуды секут ааленский горизонт, разбивая его на ряд ступеней или вызывая в нем флексуобразные перегибы.

Подводя итоги сказанному, сформулируем некоторые выводы.

1. Линия кубранского сброса на Кубани ограничивает два участка: северный, поднятый перед верхним тоаром и сильно размытый до кристаллического основания, и южный — опущенный, в котором сохранилась от предверхнетоарской эрозии маринская свита нижнего тоара — среднего лейаса.

2. На юге, вероятнее всего по линии разрыва, проходящей вдоль южного края описываемой зоны, наблюдается аналогичная картина. На поднятом перед верхним тоаром южном крыле маринская свита была смыта и тоарские осадки вслед затем отлагались непосредственно на докембрии. Все это дает основание выделять среди рассматриваемой зоны широтную подзону предверхнетоарского грабенообразного погружения и две подзоны горстообразного поднятия.

3. Выделенные подзоны отличаются своими стратиграфическими колонками.

Чтобы закончить описание роли мезозойских движений, отразившихся на структуре зоны, надо отметить, что в настоящее время вся зона в целом резко погружается на запад-северо-запад. На водораздельном пространстве между рр. Баксаном и Малкой древнепалеозойские кристаллические сланцы поднимаются до большой высоты. По простиранию по левому берегу Малки они сменяются залегающими на них трансгрессивно тоарскими отложениями. На юго-восток, по направлению к Баксану, снова наблюдается погружение всей зоны (южной ее части). По правобережью Баксана поверхность налегания юры на палеозой наклонена в отдельных участках до 6° . Таким образом, на участке между Малкой

и Баксаном резко выражено поперечное поднятие зоны, имеющее характер вздутия. Оно сказывается и далеко на север, обуславливая, в частности, выходы на поверхность по Малке серпентинитового массива и исключительно близкое залегание древнего комплекса под поверхностью у Кисловодска.

Формирование этого поднятия надо относить во всяком случае еще к юрскому времени, когда на нем действие эрозии преобладало над отложением осадков, в результате чего по Малке на древние формации налегают свиты от лузитана до кимериджа включительно, а в районе Кисловодска — титонские отложения.

Структура домезозойского основания, как это понятно, несравненно сложнее внутренней структуры юрского покрова. Вместе с тем некоторые ее стороны не поддаются наблюдению и потому не могут быть изучены с желательной полнотой.

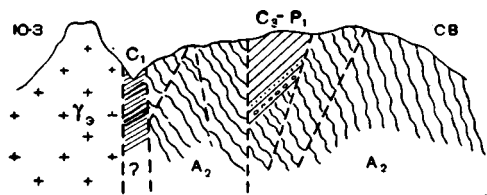
Останавливаясь сначала на крупных чертах строения доюрского основания, мы обращаем внимание на распределение полосами различных геологических формаций. Кристаллические сланцы протерозоя обнажаются только в южной части зоны: по Малке они прослеживаются вдоль подножья Кызылкольской гряды. Севернее они сменяются палеозойскими образованиями — кембро-силурийскими метаморфическими свитами и подчиненными им интрузиями гранитов и серпентинитов. По Кубани они к северу сменяются гранитами малкинского типа. По Баксану они погружаются под юрские осадки, но несколько севернее по р. Тызыл вскрываются те же палеозойские метаморфические сланцы и граниты малкинского типа. По Чегему обнажена только самая южная часть зоны, основание которой и здесь сложено протерозойскими сланцами. По Большой Лабе крайние северные выходы домезозойского субстрата снова представлены ниже-палеозойскими метаморфическими сланцами и подчиненными им гранитами и серпентинитами. Таким образом, зональное распространение древних геологических формаций выступает достаточно отчетливо. В дальнейшем мы будем говорить о южной протерозойской и ниже-палеозойской северной подзонах рассматриваемой зоны.

Кристаллические сланцы протерозоя в тектоническом отношении представляют сложноскладчатый комплекс. Об этом прежде всего можно судить по тому, что падение их, оставаясь крутым на всем протяжении их выходов, многократно изменяется с северных румбов на южные. Однако дать соответствующее действительности изображение этой складчатости не представляется пока возможным, так как разобраться в смене и повторяемости каких-либо горизонтов в мощной свите кристаллических сланцев еще труднее, чем в однообразных глинистых сланцах юры. Приведенный в работе С. П. Соловьева разрез, показывающий многочисленные антиклинали и синклинали, осложненные еще более мелкими складками, нельзя рассматривать даже как схему; это — скорее всего совершенно условное обозначение складчатой структуры вообще (см. фиг. 3).

На Баксане породы круто и однообразно падают на север. Иногда они образуют мелкие, нормальные, более или менее симметричные складки; иногда они собраны в мелкие опрокинутые к югу складки или мелко сгофрированы. Если пренебречь мелкой вторичной складчатостью, местными зонами смятия и гофрировки, то можно сказать, что протерозойские кристаллические сланцы по Баксану образуют несколько крупных складок, простирание которых выдерживается в направлении примерно на северо-запад 290° . В среднем углы падения крыльев колеблются от 45° до 75° , хотя нередко слои стоят на головах или наклонены под углами меньше 30° . Южные крылья антиклиналей в общем несколько круче северных (фиг. 5).

Такое же, северо-западное (общекавказское) простирание складчатости установил А. П. Герасимов для кристаллических сланцев Малки, слагающих там южную часть рассматриваемой зоны. К югу от северных гранитов отмечено однообразное падение в южные стороны с колебаниями в азимуте не более 15—20° и с углами наклона, колеблющимися в подавляющем большинстве случаев от 40 до 50°. Южнее Уллу-Таллу-кольского разрыва отмечаются падения слоев на запад или западо-юго-запад. Равным образом, однообразное, близкое к широтному простирание протерозойских кристаллических сланцев устанавливается по Кестанты и по Чегему.

Несравненно большие трудности возникают перед нами при попытках



Фиг. 5. Взаимоотношения протерозоя и палеозойских формаций в бассейне р. Баксан. (По И. Г. Кузнецову.)

C₁ — нижний карбон; C₂ — P₁ — верхний карбон — нижняя пермь; γ₃ — юрские эльзбуртинские граниты; A₂ — верхний докембрий

установить роль дизъюнктивных нарушений в полосе развития кристаллических сланцев. Такие нарушения легко улавливаются по смещениям поверхности налегания юры на протерозой; о них мы уже говорили. Но как только мы оказываемся в поле сплошного развития кристаллических сланцев, так сразу же теряем возможность наблюдать разрывы с упомянутой легкостью. Только этим можно объяснить несоответствующий действительности вывод, сделанный

С. П. Соловьевым (1938) в отношении тектоники интересующего нас района. Он пишет: «Итак, главным моментом в тектонической истории исследованного района были тектонические нарушения послеюрского возраста. Весьма возможно, что наблюдаемые в настоящее время линии разрыва в течение кайнозоя не однажды оживлялись, тем более, что в четвертичное время этот район был также выведен из равновесия».

Интересные данные получил А. П. Герасимов, изучавший Уллу-Таллу-кольский разрыв. Производя незначительное смещение нижнеюрских осадков, он обуславливает соприкосновение двух различно метаморфизованных толщ протерозоя, что могло быть возможным только при значительной амплитуде сброса, т. е. смещение должно было произойти до отложения тоарских осадков. Все же непосредственных данных о разрывах в полосе протерозоя у нас имеется очень мало.

О большой амплитуде разрывов карбонового времени дают нам представления соотношения между протерозоем, нижним карбоном и верхним палеозоем в пограничной полосе между рассматриваемой зоной и зоной палеозойских осадков Передового хребта. О них мы будем говорить ниже.

Некоторое представление о роли мелких нарушений во внутренней структуре доюрского основания можно получить при рассмотрении кварцевых, кварцево-хлоритовых и кварцево-карбонатных жил, изобилующих в кристаллических сланцах и расположенных преимущественно по сланцеватости последних. Иногда жилы кварца повторяют мелкую складчатость сланцев, создавая впечатление, что они дислоцированы вместе с последними. Имеются и другого рода наблюдения: часто можно видеть уже не жилы кварца, а обрубки жил. Они достигают 0,5—0,8 м мощности, прослеживаются на 3—4 м и тупо обрываются, что можно объяснить только нарушениями, произошедшими после образования жил.

Наконец, можно упомянуть о микроразрывах, устанавливаемых в кристаллических сланцах по кристалликам турмалина, изобилующего

в породах южной зоны; эти кристаллики часто оказываются разломанными и части их смещены одна относительно другой.

Итак, разрывы в доюрском основании представляют широко распространенное явление: от микроразрывов, через разрывы, измеряемые амплитудой в доли метра, метры, десятки до сотен и тысяч метров.

О внутренней структуре доюрского основания в пределах северной зоны можно сказать кратко, основываясь на исследованиях А. П. Герасимова. Южная граница малкинской интрузии гранитов с кристаллическими сланцами совпадает с зоной более древних, чем граниты, нарушений дизъюнктивного характера. Вместе с тем граниты дают интрузивные контакты со сланцами, образуя в них апофизы и обуславливая их мигматизацию. Северный контакт гранитов интрузивный, причем здесь видна и постель из слабо волнистых сланцев контактно метаморфизованного нижнего палеозоя (?). Нижнепалеозойские сланцы к северу от гранитов интенсивно дислоцированы; по представлениям А. П. Герасимова, они образуют здесь антиклиналь с осью северо-восточного простирания¹. Севернее протягиваются стоящие на головах верхнесилурийские отложения, обнаруживающие простирание на северо-запад в общекавказском направлении. С юга они ограничены крупным разрывом (в сотни метров), не затрагивающим юрских отложений. Между верхним силуром и массивом серпентинитов тоже наблюдается крупный разрыв, возможно совпадающий в основном с зоной первоначального интрузивного контакта. По наблюдениям Н. Д. Соболева, здесь местами сохраняются участки интрузивного контакта.

Весьма сложные мелкие нарушения наблюдались А. П. Герасимовым и мною на правом берегу р. Малки и на склоне Чегет-Лахрана. Здесь сохранились остатки тектонического покрова верхнесилурийских известняков на круто стоящих кварцитовидных, повидимому нижнепалеозойских, песчаниках. Все это указывает на чрезвычайно сложную картину внутренней структуры доюрского основания, тогда как послеюрские движения по своей сути были гораздо более простыми.

Верхнеюрские отложения перекрывают совершенно спокойно все упомянутые структуры².

К числу явлений, связанных с тектоническими движениями, нужно отнести и внедрение магматических пород. Здесь можно только перечислить те группы магматических пород, которые характеризуют зону в целом.

Среди кристаллических сланцев устанавливаются метаморфизованные породы типа диоритов и дабазов. Последние принимают участие в складчатости и обнаруживают рассланцованность. Повидимому, это древнейшие породы, близкие по возрасту к вмещающим их. Северные (красные) граниты и малкинские серпентиниты представляют собой, вероятно, древневарисские проявления глубинного вулканизма. Основные породы (габбро) по правобережью Малки сопоставляются с нижекарбовыми породами более западных районов Северного Кавказа. Сюда же, повидимому, должны быть отнесены и близкие к диоритам гипабиссальные интрузивы левобережья Баксана.

Кварцевые и бескварцевые порфиры по Баксану выше устья Кестанты и по Кестанте образуют мощные, выдерживающиеся на километры дайки, резко секущие складки протерозоя и перекрываемые трансгрессивно

¹ В действительности восточного или даже восточно-юго-восточного простирания. — *Ред.*

² Тектонику юрского покрова, а также строение палеозойского основания этого района с использованием более новых данных, чем приводимые А. П. Герасимовым, описал М. В. Муратов (1948). — *Ред.*

верхним тоаром. Это, вероятно, ниже- или среднелейасовые — ниже-тоарские проявления вулканизма в гипабиссальной фации.

Совершенно свежие, не диагенезированные андезиты слагают мелкие дайки в кристаллических сланцах Кестанты, частично прорывая и верхне-тоарские отложения. Это скорее всего новейшие образования конца третичного — начала четвертичного периода.

Наконец, в бассейне р. Тызыл имеются эффузивы, представленные андезито-базальтами и липаритами (или трахитами) четвертичного периода. Сюда же, повидимому, относятся и андезиты Кубано-Худесского водораздела.

Итак, сложная и длинная история развития зоны протерозойских сланцев отразилась на сложной внутренней структуре зоны: интенсивная складчатость и раздробленность доюрского основания, слабо выраженная складчатость и мелкая (мозаичная) раздробленность юрской осадочной толщи, обилие магматических пород от древнейших до новейших по возрасту, от абиссальных интрузий до эффузий по фациям, от ультраосновных до кислых по составу, — таковы характерные черты зоны протерозоя.

Зона палеозойских отложений Передового хребта

Палеозойская зона особо замечательна своей внутренней структурой. Она распадается на множество глыб линзовидной в плане формы и разделенных разрывами. Последние в основном близки по своему простиранию к общему простиранию зоны (западно-северо-западному). Более крупные линзы (глыбы) в свою очередь разбиты продольными и поперечными разрывами на системы более мелких глыб. В итоге внутри этой зоны можно наблюдать разрывы с амплитудой от долей метра до многих сотен метров. Еще несколько лет назад рассматриваемая зона трактовалась мною как предтоарский грабен, в котором сохранились уничтоженные к северу и к югу от него палеозойские осадки, и как послеюрский горст, с которого смыты все юрские и более молодые осадки, сохранившиеся от эрозии в смежных зонах — в большей мере на севере и в меньшей — на юге.

Наблюдения 1940 г. позволили точно установить, что подобного рода движения (смена грабена горстом и обратно) происходили также в течение верхнего палеозоя. В то время как в южной и центральной частях зоны сохраняются нижнекарбоновые осадки, в северной ее части непосредственно на верхнем докембрии трансгрессивно залегают переходные горизонты от карбона к перми. Выходы верхнего палеозоя с севера и с юга ограничены разрывами. Отложения верхнего палеозоя богаты конгломератами, в которых содержатся гальки пород среднего палеозоя. При прослеживании зоны к востоку и западу от Баксана свиты нижнего палеозоя, нижнего и среднего карбона и верхнего палеозоя кулисообразно сменяют одна другую, будучи ограничены, как уже упомянуто, разрывами. По некоторым разрывам, и продольным и поперечным, наблюдаются дайки магматических пород — гипербазитов, кварцевых порфиров, витрофиров. Названные породы не одновозрастны, что опять-таки дает основание говорить о движении по разрывам в различные геологические времена.

Приведу несколько примеров. По южному разрыву, т. е. по тому, который ограничивает всю зону с юга, в районе Мукулана (левобережье Баксана) проходит дайка гипербазитов. По соображениям регионального характера можно с большей долей вероятности считать эти гипербазиты предсреднекарбоновыми; соответствующий возраст устанавливается и для

движений по этому разрыву. Такие же гипербазиты оказываются приуроченными и ко второму с юга (южно-эльжуртинскому) разрыву. Вместе с тем этот последний обрывает с юга интрузию эльжуртинских, предверхнетоарских гранитов. Это указывает на то, что в данном случае движения по разрыву происходили и в предсреднекарбовое и в послетоарское время. Еще интереснее, что по тому же южно-эльжуртинскому разрыву проходит тонкая дайка совершенно свежих витрофиров, повидимому, четвертичного возраста.

Возвращаясь к южному разрыву, мы можем, таким образом, наметить по крайней мере трехкратное движение: перед средним карбоном (направление неизвестно), перед тоаром опускание северного крыла и формирование грабена и в послекурское время поднятие северного крыла (образование горста). Имеются основания полагать, что перечисленные движения представляют лишь некоторые из крупных этапов в истории развития структуры зоны и что последовательное развитие всех тектонических движений по всей своей сложности пока не поддается восстановлению.

К таким же крупным этапам надо отнести движения в конце палеозоя, обусловившие в итоге налегание в северной части зоны верхних горизонтов карбона — низов перми — непосредственно на докембрий.

Все сказанное свидетельствует, во-первых, о том, что при формировании зоны происходили повторные вообще и повторно-встречные, в частности, движения по разрывам в различные геологические периоды, во-вторых, о тесной связи глыбовых движений с проявлениями вулканизма и, в-третьих, о глубинном характере разломов (проникновение по разрывам ультраосновной магмы). Аналогичные приведенным выше обоснования такого характера тектонических движений в связи с их магматическими явлениями могут быть приведены почти из каждого участка рассматриваемой зоны.

Вместе с тем все сказанное свидетельствует и о том, что палеозойскую зону, представляющую особый интерес, следует рассматривать как особо мобильную зону второго или даже третьего порядка в структуре Большого Кавказа. Имея в восточной своей части ширину всего 3—4 км, она представляет своего рода шов или стык между смежными к северу и к югу менее подвижными зонами, распадающимися на несравнимо более крупные глыбы. Многократные вертикальные движения, которые испытывала зона Передового хребта в целом, имели в свою очередь дифференцированный характер, что и обусловило распадение ее по близким к широтному направлению разрывам на множество мелких линзообразных глыб. Кроме того, здесь устанавливаются и поперечные разрывы: один из них заслуживает быть особо отмеченным. Он пересекает вкрест простирающиеся ороговикованные отложения нижнего карбона. Геологи Н. А. Хрущов и В. В. Орлов обратили мое внимание на следующее обнаруженное ими явление: по одной из поперечных трещин скольжения в зоне разрыва в метаморфизованных нижнекарбовых отложениях в глинке перетирания включены мелкие обломки эльжуртинских (юрских) гранитов настолько округлой формы, что их можно принять за гальку. По другой трещине в той же зоне разрыва проходит дайка витрофира, повидимому, четвертичного возраста. Н. А. Хрущов определяет глубину залегания эльжуртинской интрузии в данном месте не менее чем в 300 м. Надо полагать, что амплитуда перемещения по данному поперечному разрыву значительно превышает указанную величину.

Охарактеризованная приведенными данными особая мобильность центральной зоны, по всей вероятности, и объясняет весьма многократные проявления здесь вулканизма. Лишь для короткого участка этой зоны удастся обосновать шесть или семь интрузивных периодов, начиная

с докембрия. Продуктами интрузивной деятельности явились: серые докембрийские граниты, палеозойские (повидимому, ранневарисские) красные граниты (верховья Исламчата), нижнекарбоновые гипербазиты, карбоновые диориты, верхнепалеозойские или нижнемезозойские кератофиры, юрские граниты и гранит-порфиры, третичные (?) липариты, четвертичные (?) витрофиры.

Если учесть еще громадную роль кислых и основных среднепалеозойских эффузивов, то можно сказать, что, пожалуй, ни в какой другой зоне Большого Кавказа мы не знаем столь многократных магматических проявлений.

Одним из важных вопросов внутренней структуры зоны Передового хребта является вопрос об отношении крупных сбросов к эльжуртинской гранитной интрузии.

Так называемый центральный сброс обрезаает, как это было уже ранее известно, Эльжуртинский гранитный массив с севера. Он приводит его в соприкосновение с неметаморфизованной (нижнекарбоновой) свитой. Южно-эльжуртинский сброс ограничивает массив с юга и приводит его в соприкосновение с ороговикованными им же самими отложениями карбона. Более же сложный сброс приводит в соприкосновение древний докембрий зоны Главного хребта с упомянутыми роговиками, т. е. с бывшей кровлей эльжуртинских гранитов; следовательно, на глубине он также обрезает гранитный массив. Таким образом, в процессе образования послетоарского горста на место бывшего глубокого дотоарского грабена Эльжуртинский гранитный массив как блок, вырезанный из интрузии упомянутыми разрывами, вынесен в верхние горизонты земной коры. При этом он был разбит более мелкими продольными и поперечными разрывами на систему второго и более высокого порядка блоков; наиболее высокие из последних, объединяемые под названием Эльжуртинского массива, были вскрыты эрозией в поздне третичное и четвертичное времена.

Из изложенного вместе с тем вытекает, что наметившееся уже давно представление геологов (С. П. Соловьев, В. В. Орлов) о том, что эльжуртинская интрузия не пересекается сбросами, секущими верхний лейас, а сама их сечет, должно быть признано ошибочным. Только такой анализ структуры, который исходит из представления о повторном характере движения по разрывам, может в данном случае больше приблизить нас к пониманию существующих здесь взаимоотношений различных геологических формаций, объяснить различную степень метаморфизации последних и более точно воссоздать геологическую историю.

Зона Главного хребта

Основной особенностью зоны Главного хребта является исключительно широкое распространение древнего кристаллического комплекса и непосредственное налегание на него нижнеюрских отложений. Появление обрывков палеозоя на докембрии по Ардону и Гизельдону характеризует лишь некоторые детали истории формирования зоны и не противоречит основному представлению о том, что зона Главного хребта в целом, в противоположность другим зонам, представляла в предюрское время область поднятия или область с резко выраженными геоантиклинальными тенденциями. Сказанного достаточно, чтобы заранее отметить, что геологическая история зоны Главного хребта для палеозойской эры не может быть восстановлена. В дальнейшем придется рассматривать преимущественно мезо-кайнозойские движения и структуры. Анализ же докембрийских движений и обусловленных ими структур представляет большие трудности.

Восточнее, кератофиры и порфириды выходят под верхнеюрскими известняками. Последние однообразно спокойно падают на север. Севернее и северо-восточнее под верхней юрой залегает мощная толща песчано-глинистых отложений свиты без эффузивов. Такие соотношения можно объяснить только тем, что верхняя юра с келловеем в основании перекрывает здесь сброс и оба его крыла: на севере мощную толщу без эффузивов, а на юге — размытую толщу с эффузивами. Здесь мы имеем прямое указание на докелловейский (предкелловейский) возраст сброса, вытянутого вдоль северной границы депрессии.

Далее к востоку рассматриваемый сброс скрыт под верхнеюрскими известняками зоны Скалистого хребта.

С юга депрессия также ограничена системой заходящих один за другой разрывов. На западе сброс хорошо выражен в долине Чегема, где юрские отложения обрезаны и приведены впритык к докембрию, слагающему северный склон Баксано-дигорского выступа. Еще западнее, в долине р. Кестанты С. П. Соловьев описал такое же соотношение между юрой и докембрием, которое указывает на то, что здесь продолжается описанная зона разлома (Ренгартен, 1930).

Восточнее, ближе к долине Череха наблюдается целая система ступенчатых сбросов; амплитуды южных из этих сбросов не поддаются определению, а наиболее северный сброс имеет амплитуду около 70 м.

Южный из них (Тюбенельский) разрыв с левого берега Череха на правый не прослеживается.

На правом склоне Череха Безингиевского Северная депрессия сужается, так как северная ее часть перекрыта выступающими к югу верхнеюрскими отложениями. Южный ее край ограничен разрывом, линия которого имеет неправильную, как бы ломаную форму. Разрыв прослеживается через водораздел между обоими Череками. Здесь, кроме ограничивающего депрессию разрыва, намечается ряд дополнительных разрывов. На этом участке юрские песчано-глинистые слои то подходят впритык к древнему комплексу, то соприкасаются с ним нижним песчанниковым горизонтом, поставленным на голову и даже опрокинутым на север. В древние кристаллические породы по трещинам вмяты глинистые сланцы юры, образующие местами жилородоподобные тела.

К востоку южная граница депрессии имеет тот же характер, но амплитуда определяющего ее разрыва, повидимому, уменьшается. Разрыв, имеющий характер сброса с южным поднятым крылом, прослеживается до правобережья р. Хызы-су (левый приток Уруха), где он уходит под верхнеюрские отложения, не производя в них смещения.

Прослеженная зона разлома, как видно из сказанного, имеет предкелловейский возраст. Она представляет ответвление от северной зоны разрывов, прослеживающихся западнее Череха Безингиевского.

Следовательно, Северная депрессия представляет в целом грабенообразное погружение между зоной палеозойских отложений Передового хребта и Баксано-Дигорским поднятием.

Внутренняя структура рассматриваемой депрессии характеризуется многими осложнениями, обусловленными пликативными и дизъюнктивными нарушениями. Являясь одним из незначительных структурных элементов Центрального Кавказа, она обнаруживает чрезвычайно типичные для всего Кавказа черты и ее следует описать несколько подробнее. Это типичная глыбово-складчатая структура. Системой продольных и поперечных разрывов она разбита на множество глыб. Амплитуды разрывов — от нескольких метров до многих сотен и даже свыше 1000 м. Если всю северную депрессию рассматривать как третьестепенную глыбу в структуре Центрального Кавказа, то составляющие ее глыбы должны

рассматриваться как явления четвертого и более высоких порядков, до микроявлений включительно.

Структура северной депрессии заслуживает подробного описания еще и потому, что благодаря сочетанию двух резко разнящихся геологических комплексов — древнего кристаллического и юрского осадочного — во многих случаях удастся улавливать крупные детали, имеющие притом принципиально важное значение для понимания механизма движений земной коры.

Все эти детали, да и гораздо более крупные явления, совершенно ускользают от наблюдения в других зонах, где сплошное развитие имеют или древние кристаллические породы или однообразные глинисто-сланцевые толщи мезозоя.

Рассмотрение внутренней структуры депрессии удобнее вести по отдельным участкам.

Участок между рр. Черекон Безингиевским и Кестанты. Участок между рр. Черекон Безингиевским и Кестанты представляет грабенообразное погружение, в котором сохранились остатки нижнего или среднего лейаса, мощная толща с эффузивами (средний лейас — нижний тоар), возможно также более высокие горизонты верхнего лейаса, а в западной части — мощная толща верхнеюрских пород, перекрытых новейшими эффузивами. То обстоятельство, что левобережье Черка Безингиевского сложено толщей с эффузивами, не увязывается с правобережьем, сложенным древним кристаллическим комплексом с остатками верхнего лейаса, заставляет предполагать наличие вдоль долины крупной зоны разлома, поперечной по отношению ко всем выделяемым здесь структурам. Так как в верхнеюрской толще разлома не обнаруживается на продолжении разрыва, то возможно сделать заключение о предкелловейском возрасте зоны разлома.

По направлению на ЗСЗ от долины Черка депрессия погружается. Здесь появляются верхние горизонты отложений лейаса, а по Чегему не только не выступают древние, доюрские формации, но развиты верхнеюрские отложения. Последние слагают крупную синклиналь.

В промежутке между Чегемом и Кестанты погружение вновь сменяется поднятием. По Кестанты и даже еще раньше, основание верхнеюрских известняков лежит гипсометрически много выше, чем на Чегеме.

Синклиналичная структура верхнеюрских известняков и подстилающих отложений нижней юры на правобережье Кестанты обнаруживает погружение к востоку-юго-востоку. А по левому берегу Кестанты разрыв ССВ простирания обрезает с запада юрские отложения. В поднятом западном крыле сплошное развитие приобретают древние граниты. Далее к западу никаких признаков юрских отложений не имеется. Этот разрыв по Кестанты ограничивает с запада северную депрессию. Нужно отметить, что непосредственно наблюдать линию упомянутого разрыва невозможно, но существование его здесь несомненно. При допущении плавного погружения на восток поверхности налегания юры на докембрий угол наклона по простиранию, по моим вычислениям, должен быть около 40°. Продолжение рассмотренного меридионального нарушения по Кестанты к северу не установлено, а к югу в области сплошного развития гранитов и не может быть прослежено.

Итак, участок продольной депрессии между Черекон Безингиевским и Кестанты представляет глыбу, ограниченную не только с севера и юга, но, вероятно, и с запада и востока крупными разрывами. Глыба погружена относительно западного и восточного ее ограничения по меньшей мере на 1500 м. Края этой глыбы при погружении оказались загнутыми, так что получилась как бы крупная синклиналичная структура по простиранию депрессии (фиг. 7).

В восточной части описываемого участка на левобережье Череха Безингиевского соотношения между кристаллическими сланцами, древними гранитами и нижнеюрскими отложениями можно схематически представить в виде ступенчатой системы продольных сбросов, обособляющих южный (Тюбенельский) грабен, центральный (Мыстикамский) горст и северное погружение. Система поперечных сбросов осложняет эти структуры.

Тюбенельский грабен ограничен с юга системой ступенчатых сбросов; северной границей грабена служит Южно-Мыстикамский сброс, ограничивающий с юга Мыстикамский гранитный массив. Характерной особенностью Тюбенельского грабена является то, что в его пределах нижнеюрские отложения подстилаются кристаллическими сланцами. Особенностью Мыстикамского горста является полное отсутствие кристаллических сланцев и непосредственное налегание лейаса на древние граниты, появление которых под лейасом характеризует более глубокий срез на данном участке земной коры. Таким образом, разделяющий две названные структурные единицы сброс имеет гораздо более существенное значение,



Фиг. 7. Схематический профиль от Главного до Скалистого хребта.

A_1 — амфиболиты лабарданской свиты; A — докембрийские кристаллические сланцы; P_1 — нижняя пермь; J_1 — нижний лейас (?), кистинская свита; $J_1^2 - J_1^3$ — средний лейас — нижний тоар, свита с эффузивами; J_1^4 — верхний лейас; $J_1^5 - J_1^6$ — верхний лейас — доггер; J_2 — верхняя юра; A_2 — кристаллические сланцы верхнего докембрия; γ — древние граниты («граниты Главного хребта»).

чем о том можно было бы судить по относительно небольшому смещению основания нижней юры.

В южном опущенном крыле Южно-Мыстикамского сброса с гранитами соприкасаются кристаллические сланцы и налегающие на них нижнеюрские отложения (свита с эффузивами). В северном крыле граниты подняты и покрываются также нижнеюрскими породами.

Амплитуда сброса, если считать по смещению юрских отложений, равна 200 м. В южном крыле имеется еще осложнение в виде небольшого выхода кристаллических сланцев среди юрских осадков, который обусловлен, вероятно, дополнительным меридиональным сбросом.

Из приведенного соотношения кристаллических сланцев, гранитов и юрской свиты с эффузивами видно, что движения по Южно-Мыстикамскому сбросу происходили после отложения среднелейасовых — нижне-тоарских осадков. Верхнего предела этих движений мы установить не можем.

Больше оснований имеется для установления доюрских движений по сбросу. В самом деле, если возвратить юрские отложения в их исходное положение соответствующим поднятием южного крыла, то мы будем иметь в северном крыле граниты с размытой поверхностью, а в южном — кристаллические сланцы. Можно ли рассматривать такое соотношение как нормальный интрузивный контакт глубинной (абиссальной) интрузии гранитов с более древними сланцами? Мне представляется единственно правильным отрицательный ответ на такой вопрос.

При интрузивном секущем контакте гранитов с вмещающими породами последние неизбежно обнаруживали бы мигматизацию и контакто-

вые изменения и были бы в той или иной мере пересечены апофизами гранитов и дайками их дериватов. Надо учесть также, что над мыстикямскими гранитами не сохранилось никаких признаков кристаллических сланцев, — кровля гранитной интрузии была уничтожена эрозией в доюрское время и сама интрузия оказалась глубоко размытой. Значит, вскрытые современной эрозией граниты относятся к глубокому срезу земной коры, если рассматривать соотношения, имевшиеся во время формирования интрузии.

Кристаллические сланцы не обнаруживают тех признаков изменения, которые должны были бы характеризовать их в том случае, если бы граниты имели здесь интрузивный контакт. Все это убеждает нас, что до отложения осадков среднего лейаса на месте нынешнего Мыстикямского сброса тоже был сброс с глубоко опущенным южным крылом. После предсреднелейасовой эрозии и пенепленизации и после отложения осадков среднего лейаса — нижнего тоара движения по сбросу возобновились. Суммарный результат посленижнетоарских движений выразился в опускании южного крыла приблизительно на 200 м (фиг. 8).

Имеющиеся вдоль сброса брекчии трения представляют результат только послесреднелейасовых перемещений.

В северной половине Тюбенельского грабена по смещению нижних горизонтов юрской толщи устанавливаются еще два дополнительных сброса с опущенными южными крыльями; амплитуда их измеряется немногими десятками метров. Простирание сбросов близко к широтному. Таким образом, намечаются две ступенчатых системы сбросов, ограничивающие с двух сторон грабенообразную депрессию Тюбенельского грабена. Наиболее глубокое погружение находится в районе Тюбенеля, где нижнеюрские отложения спускаются ниже дна долин.

Мыстикямский горст имеет ширину около 3 км. Хотя это — совсем мелкая тектоническая единица, тем не менее в ее пределах можно наблюдать множество сбросов, расчленяющих ее на систему еще более мелких глыб. Вместе с ограничивающими ее с юга и с севера разрывами, мною зафиксировано здесь 17 сбросов, и это, несомненно, еще не все имеющиеся здесь.

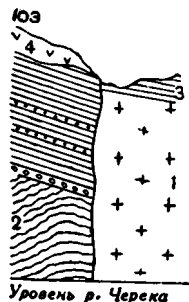
Южная граница горста уже описана. За северную границу мы принимаем тот сброс, который ограничивает выходы гранитов.

Севернее этого сброса граниты не выступают и сплошное развитие получают нижнеюрские отложения с эффузивами.

Ряд дополнительных продольных сбросов с различной амплитудой осложняет строение внутренней части горста. По одному из них опущено северное крыло, так что он вместе с Южно-Мыстикямским сбросом обособляет от главного горста у южного его края еще более мелкое горстообразное поднятие. Аналогичный сброс имеется и вблизи северного крыла горста; по нему опущено южное крыло. В результате центральная часть горста оказывается не наиболее поднятой, а несколько опущенной. Несколько более мелких продольных сбросов установлено и внутри центральной части.

Весьма серьезные осложнения вносят поперечные и диагональные сбросы.

Не останавливаясь на подробностях, можно отметить, что Мыстикямский горст, представляющий лишь одну из деталей в зоне Главного хребта, дает, по условиям соотношения двух формаций, возможность заключить о мозаичной внутренней структуре зоны. Он перебит крупными и мелкими



Фиг. 8. Южно-Мыстикямский сброс: 1 — граниты докембрия; 2 — кристаллические сланцы докембрия; 3 — лейасовые породы; 4 — диабазы.

сбросами, которые наблюдаются в гранитах и в нижних горизонтах покрывающих их юрских отложений. Ниже контакта этих двух формаций, т. е. в гранитах, о разрывах свидетельствуют полосы брекчий, зеркала скольжения и другие образования.

Кроме двух поперечных нарушений, ограничивающих с двух сторон описанный участок депрессии, имеется еще одно, накладывающее резкий отпечаток на внутреннюю структуру ее западной части. Это — меридиональный сброс Ачи на правобережье Чегема. В восточном крыле подняты амфиболиты докембрия, слагающие в данном случае ядро антиклинали. Амфиболиты перекрываются трансгрессивной свитой тоарского яруса (без эффузивов). В западном опущенном крыле развиты среднеюрские породы, падающие преимущественно в западные румбы и перекрытые келловейскими и вышележащими карбонатными породами верхней юры. Известняки, слагающие ядро крупной синклинали структуры, круто падают на запад. Собственно сброс Ачи является непосредственной причиной появления верхнеюрских пород за пределами Скалистого хребта и объясняет притом их низкое положение.

В южном крыле синклинали, вблизи сброса, верхнеюрские породы круто падают к западу, — погружение синклинали достигает 30° и более. Но очень быстро выполаживаясь это падение к западу измеряется углами в несколько градусов.

Если слои известняков и обнаруживают дизъюнктивные нарушения, то видимые их амплитуды незначительны. Гораздо резче выражена в них складчатость. Синклиналь осложнена антиклинальной складкой с почти вертикальными крыльями; северное крыло всей синклинали поставлено на голову, тогда как южное спокойно и полого наклонено.

Сброс Ачи моложе верхнеюрских отложений.

Вертикальное, а местами даже несколько опрокинутое северное крыло синклинали известняков является, возможно, следствием существования вдоль него сброса, доказать наличие или отсутствие которого весьма затруднительно.

Участок между Черком Безингиевским и левобережьем Уруха. Второй, более восточный участок Северной депрессии, между Черком Безингиевским и ограничением Скалистого хребта является более узким.

По правобережью Черка Безингиевского юрская депрессия прослеживается до водораздела с Черком (восточным), где на некотором протяжении она сходит на-нет, так как перекрывается верхнеюрскими отложениями.

Восточнее депрессия снова расширяется и обнаруживает сложное строение. Центральная и северная части ее представляют антиклинальную структуру, в ядре которой обнажается древний кристаллический комплекс, — кристаллические сланцы и подчиненные им граниты. Южную часть можно рассматривать как синклиналь коробчатой формы, — с крутым или вертикальным южным крылом, пологим и широким основанием и крутым, а местами и опрокинутым северным крылом. Антиклиналь и синклиналь сочленяются по разрыву, круто наклоненному к северу, вследствие чего древний комплекс антиклинали несколько надвинут на опрокинутое промежуточное крыло. Сводовая часть антиклинали пологая, северное крыло ее более крутое. На северном крыле можно наблюдать продольные разрывы с опущенными северными крыльями; амплитуда их измеряется десятками метров.

Таким образом, эту антиклинальную структуру можно рассматривать двояко: как асимметричную антиклиналь с высоко поднятым и разорванным южным крылом и несколько осложненным ступенчатыми сбросами северным крылом или как асимметричный горст, ограниченный с юга крупным взбросом, а с севера ступенчатой системой сбросов малой ампли-

туды, вследствие чего весь горст наклонен к северу. По существу, оба толкования не находятся в противоречии. Для более глубоких срезов, в пределах доюрского кристаллического фундамента определяющую роль играют разрывы, которые и обуславливают образование горста. В осадочной крышке юрских отложений отчетливо проявляются пластические движения, создающие отчетливую антиклиналь, доступная же наблюдению часть структуры, где мы имеем верхние части одной формации и низы другой, обнаруживает характерные черты и горста и антиклинали.

Надо подчеркнуть асимметрию этой структуры: короткое, крутое и разорванное южное крыло, длинное и пологое северное. Указанная особенность повторяется затем в более крупном масштабе в Баксано-Дигорском антиклинальном поднятии и в главном антиклинории. Это как бы своего рода вторичные затухающие волны на северном крыле Кавказского мегаантиклинория.

В пределах антиклинальной структуры Куспарты устанавливается, кроме того, дотоарский продольный сброс, приводящий полого падающие кристаллические сланцы южного опущенного крыла впритык к гранитам массива Зилги. В покрывающих тоарских отложениях сброс не прослеживается. Поверхность налегания юры на древний комплекс не обнаруживает смещения. По сбросу можно наблюдать брекчии трения и кварцевую жилу.

Кроме того, в пределах той же структуры у крайних западных выходов пород кристаллического комплекса наблюдается ряд поперечных разрывов, затрагивающих одновременно и нижнеюрские отложения. Эти разрывы, вероятнее всего, предверхнеоарского возраста: в полосе их развития имеются тоарские конгломераты, состоящие существенно из сферосидеритов и содержащие одновременно глыбы гранитов и кристаллических сланцев до 5 м в поперечнике. Аналогичные конгломераты, но с более мелкими обломками и галькой гранитов, кристаллических сланцев, порфиритов и кварцевых порфиров наблюдаются у северной зоны разломов.

Надо еще указать, что по левому берегу Черека выходят апикальные части интрузии, над которой сохранилась кровля — кристаллические сланцы: граниты здесь биотитовые, мелко- и равномерно-зернистые. Восточнее Черека граниты средне- и крупнозернистые, порфировидные. На размытой поверхности интрузива залегает свита тоара, в основании которой наблюдаются грубые конгломераты. Надо полагать, что здесь мы имеем дело с разными фациями интрузий, приведенными в соприкосновение тектонически. Это предположение позволяет построить вдоль Черека поперечный сброс с опущенным западным крылом.

Впрочем, надо отметить, что погружение кристаллических пород с востока на запад может быть обусловлено не одним сбросом, а ступенчатой системой мелких сбросов, создающих переходные условия к плавному погружению.

Расположенная южнее синклинали, как уже указано, имеет коробчатое строение, широкое плоское дно и крутые, несколько даже запрокинутые крылья. Восточнее внутри нее из-под юры появляются древние граниты. Общая синклиналиная структура осложнена антиклинальной и синклиналиной складками, разделенными сбросом с амплитудой порядка 400 м.

В восточной депрессии развиты только песчаниково-сланцевые отложения.

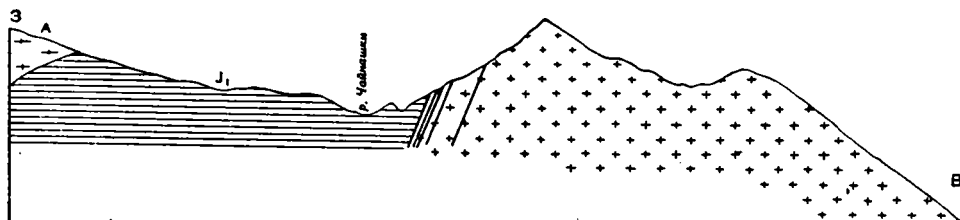
Массив Чегет-Джора. Западный участок депрессии Кестанты — Чегемский, и только что описанный восточный, разделены упомянутым коротким промежутком, где депрессия в междуречьи Черекон сужена и перекрыта верхней юрой. Массив Чегет-Джора служит как бы поднятием,

разделяющим южные части обеих, более опущенных участков депрессии. Массив сложен породами древнего кристаллического комплекса с остатками отложений верхнего лейаса.

Южнее его на древние граниты (и кристаллические сланцы) Баксано-Дигорского антиклинория с пологим падением к северу залегают породы верхнего лейаса, охарактеризованные богатой фауной головоногих, гастропод и пластинчатожаберных. В одном месте, очевидно в местной доверхнейлейасовой тектонической депрессии, установлены остатки среднего лейаса: В. П. Ренгартен нашел там еще в 1909 г. *Amaltheus margaritatus Montf.* (определение А. А. Борисяка) и пластинчатожаберных домерского яруса (определение В. Ф. Пчелинцева).

С востока отложения лейаса обрезаны сбросом и приведены по простиранию впритык к древним гранитам (фиг. 9).

На севере отложения лейаса уходят под кристаллические сланцы и отчасти под граниты массива Чегет-Джора. Вдоль его края, на глини-



Фиг. 9. Взаимоотношения гранитов и нижнеюрских отложений в массиве Чегет-Джора.

А — граниты докембрия; J₁ — нижнеюрские отложения.

стых сланцах юры, залегают брекчии из гранитов и кристаллических сланцев, а выше — развальцованные граниты. Слои юры, полосы брекчий и поверхности развальцевания гранитов наклонены полого — под углом 8—12° на запад-северо-запад. Пачка юрских глинистых сланцев по направлению к северу утончается и затем выклинивается.

Горизонт брекчий достигает местами мощности в 40 м. Характерно, что в брекчиях отсутствуют граниты: они сложены обломками и глыбами по несколько метров в поперечнике кристаллических сланцев, мраморов, жильного кварца и, редко, гранит-аплита. Особый интерес представляет то, что глыбы упомянутых пород сцементированы плотным печеночно-бурого цвета известняком, не обнаруживающим кристаллизации и развальцевания. В известняке встречается микрофауна и обломки мелких ископаемых. Имеются основания полагать, что этот известняк — келловейского возраста и был еще в состоянии ила, когда цементировал брекчии, и таким образом брекчии являются отложениями основания верхней юры.

Указанная пологая поверхность налегания древнего кристаллического комплекса на юру доступна наблюдению на протяжении нескольких километров.

На востоке массива Чегет-Джоры контакт между кристаллическими сланцами и уходящими под них юрскими глинистыми сланцами пологий, западнее — крутой.

Налегание по пологой поверхности древних кристаллических пород на юрские глинистые сланцы не может быть объяснено надвиганием первых с северо-запада, так как в этом направлении развиты юрские отложения, опущенные по сбросу на значительную глубину. Имеется основание считать, что эти граниты и кристаллические сланцы, перекрывающие юрские породы, представляют тектонический покров, причем движение массы

кристаллических пород происходило под влиянием силы тяжести, в направлении с юго-востока на северо-запад, со стороны отрогов нынешнего массива Дых-тау. Покров возник в келловее, тотчас же после образования упомянутой глыбовой брекчии с известковым цементом¹. Массив Чегет-Джора, очевидно, в таком случае приходится рассматривать как аллохтонный.

Указанному движению благоприятствовали вертикальные глыбовые перемещения масс в келловейское время. В самом деле, к этому времени нужно отнести образование почти меридионального (северо-северо-восточного) сброса, обрезающего юрские отложения с опусканием западного крыла минимум на 1,5 км, а, вероятно, далее к северо-западу формировались в то же время еще две зоны разломов — вдоль края депрессии и поперечная. В обоих этих случаях опускались наружные, по отношению к нынешнему массиву Чегет-Джора, участки. Таким образом, создавались благоприятные условия для гравитационного тектогенеза. В той или иной мере это явление происходило на дне водоема, покрытом железисто-известковым илом, который цементировал брекчии и, кроме того, проник по зонам разлома на значительную глубину в доюрский фундамент и образовал затем в последнем своеобразные известняковые жилы (Кузнецов, 1940).

Получившаяся в результате предполагаемых явлений структура была осложнена в конечном результате более молодыми послекюрскими движениями, что создает весьма большие трудности при попытках восстановить историю формирования.

К сказанному нужно добавить, что граниты массива Чегет-Джора пересечены множеством полос тектонических брекчий мощностью от долей метра до многих десятков метров, различно ориентированных и залегающих то круто, то полого. Указания на эти брекчии имеются и в работе Г. М. Ефремова. Все указывает на исключительную раздробленность древнего кристаллического комплекса на рассматриваемом участке.

Явлениям гравитационного тектогенеза на Кавказе в последнее время начинают уделять значительное внимание и объясняют ими (Н. Б. Васюкович, И. Г. Кузнецов, А. В. Пейве) некоторые структуры покровного характера в осадочных сериях по южному склону Главного хребта. Участие в подобного рода структурах значительных масс древних кристаллических пород является новостью в кавказской геологии. Возможно, что расшифровка структуры массива Чегет-Джора даст ответы и на многие другие спорные и неясные вопросы структуры Кавказа и направит мысль наших геологов по новому руслу. Поэтому дальнейшее детальное исследование междуречья Черка (восточного) и Черка Безингиевского с целью уточнения вопроса о природе перекрытия древним кристаллическим комплексом юры представляет интересную задачу.

Подводя итоги сказанному о Северной юрской депрессии, можно отметить следующие ее черты:

1) депрессия в целом имеет характер синклинали или грабена; асимметричного строения;

2) системой продольных разрывов она расчленена на ряд более мелких тектонических структур антиклинально-горстового и синклиналично-грабенового характера;

3) поперечными разрывами по Кестанты, Черку Безингиевскому, Черку, и другими она расчленена на систему блоков поперечных, более или менее опущенных;

¹ Объяснение автора представляется весьма искусственным. Легче, повидимому, объяснить наблюдающиеся соотношения крутым надвигом гранитов и кристаллических сланцев с севера со стороны массива Чегет-Джора на юру. — *Ред.*

4) множеством второстепенных разломов разных направлений все указанные структурные единицы разбиты на сложную систему мелких глыб, определяющих, в общем, мозаичную структуру всей депрессии;

5) по времени образования устанавливаются разрывы досреднеплейасовые, предверхнетоарские, предкелловейские (и келловейские) и послеюрские.

Баксано-Дигорское антиклинально-горстовое поднятие. Баксано-Дигорское антиклинально-горстовое поднятие особенно отчетливо выражено на участке между Черекм Безингиевским и Ардоном. Эта структура сложена в основном древним кристаллическим комплексом, обрезанным с юга крупным разрывом, падающим круто на север и имеющим характер взброса. По разрыву докембрий слегка надвинут на нижнеюрские глинистые сланцы, слагающие Штулу-Харесскую депрессию. На севере, как уже говорилось выше, докембрий по системе меньшей амплитуды разрывов, типа нормальных сбросов, поднят над верхним лейасом Северной депрессии. Таким образом, докембрий Баксано-Дигорского антиклинория слагает асимметричный горст, наклоненный на север. На северном его крыле по Черекму сохранились в местных тектонических депрессиях верхне- и частично среднеплейасовые отложения. К востоку от бассейна р. Уруха Баксано-Дигорская структура трансгрессивно перекрывается с севера келловеем Скалистого хребта. К востоку от Уруха начинает резко проявляться погружение в этом направлении древнего кристаллического основания, вследствие чего восточнее на поверхность выходят только перекрывающие докембрий верхнеплейасовые песчано-сланцевые отложения. Древний кристаллический комплекс в зоне погружения выступает еще дважды — в Садонском массиве и по Фиаг-дону. Кроме этих двух поперечных поднятий, восточнее Фиаг-дона намечается еще ряд поднятий, устанавливаемых по выходам более низких горизонтов верхнего лейаса. Полученные С. С. Кузнецовым данные указывают на то, что от Фиаг-дона до Терека отложений древнее ааленских не сохранилось. Ааленская свита трансгрессивно залегает непосредственно на докембрии. В западной части отложения верхнего лейаса дислоцированы относительно спокойно, по мере же погружения подзоны к востоку, дислокации становятся более напряженными. По Тереку ааленская свита, будучи собрана в систему крутых, частично опрокинутых на север, складок, поставлена на голову. На западе, в верховьях бассейна Баксана, Баксано-Дигорское антиклинальное поднятие соприкасается непосредственно с палеозоем зоны передовых хребтов. Взброс, ограничивающий поднятие с юга, прослеживается к западу от Черка Безингиевского. Он установлен в верховьях бассейна Черема и в бассейне Баксана.

Кроме южного взброса, в бассейне Черка и Уруха отчетливо выражен второй крупный продольный разрыв в пределах древнего субстрата. По нему кристаллические сланцы надвинуты по крутой поверхности на граниты. Множество разрывов внутри древнего субстрата, устанавливаемых по зонам милонитов и полосам дробления и смятия, свидетельствуют о распадении подзоны на систему мелких глыб.

Баксано-Дигорский антиклинорий на некоторых участках обнаруживает насыщенность дайками диорито-диабазовых пород, вероятно юрского возраста (среднеплейасовый — нижнетоарский и, возможно, предкелловейский). Небольшое развитие имеют здесь и дайки неинтрузивных пород, преимущественно интрадацитов, интраандезитов и липаритов. Структура Баксано-Дигорского поднятия сформировалась как геоантиклиналь в предкелловейское время и в течение келловя. Такой возраст ее обосновывается тем, что южнее Баксано-Дигорского поднятия в Штулу-Харесской депрессии и севернее рассматриваемой структуры,

в основании Скалистого хребта, сохранились мощные толщи песчаниково-сланцевых отложений лейаса и на севере — частично доггера. В это же время келловейские отложения в наиболее южных выходах налегают непосредственно на древний кристаллический комплекс Баксано-Дигорского антиклинального поднятия.

Фациальный характер келловейских отложений, развитых севернее Баксано-Дигорской антиклинальной структуры, изменяется таким образом, что по направлению к югу последние приобретают не только все более терригенный, но и грубообломочный характер, обогащаясь конгломератами из галек древних кристаллических пород Баксано-Дигорского поднятия.

В наиболее южных областях развитых верхнеюрских отложений на северном крае Баксано-Дигорского поднятия трансгрессивный терригенный горизонт в основании верхней юры является, повидимому, аналогом келловей и оксфорда, так как отложения последнего в фации кремнистых известняков или редуцированы до минимума или же совершенно отсутствуют.

Следует также указать, что в нижнеюрское время, во всяком случае в начале отложения толщи с эффузивами, отмечается уже геоантиклинальная тенденция рассматриваемой Баксано-Дигорской зоны, что вытекает из фациальных особенностей указанных отложений Череха (Тюбенель и Хулам). Мощные конгломераты и грубые брекчии нижних горизонтов толщи по направлению к северу сменяются последовательно нормальными конгломератами и песчаниками, которые уже на расстоянии нескольких километров совершенно исчезают.

Равным образом, надо указать, что и погружение Баксано-Дигорского поднятия к востоку, начиная от долины Уруха, также оформилось уже в предкелловейское время, так как восточнее Уруха в осевой части Баксано-Дигорской структуры сохранились песчаниково-сланцевые отложения лейаса, увеличивающиеся в мощности при дальнейшем прослеживании их на восток.

Антиклинорий Главного хребта. Поднятие Главного хребта в узком смысле можно рассматривать как сложно построенный, погружающийся на юго-восток антиклинорий. В западной, особенно высоко поднятой и глубоко размытой его части древнейшие кристаллические породы слагают среднюю полосу в пределах антиклинория, морфологически выраженную Главным водораздельным хребтом. На обоих склонах последнего прослеживаются полосы метаморфизованных песчано-сланцевых отложений среднего и, может быть, нижнего лейаса.

По южному крылу антиклинория Главного хребта вдоль границы кристаллических пород и лейаса отрывочно прослеживается полоса песчаников и частично конгломератов, рассматриваемая как самый нижний горизонт в развитой здесь толще лейаса. Вдоль упомянутой границы устанавливается разрыв сплошности, поверхность которого обычно круто и, реже под средним углом, наклонена на север. Этот разрыв имеет характер взброса, по которому породы древнего комплекса надвинуты на лейасовые сланцы южного крыла антиклинория. В некоторых местах наблюдается не один, а два более или менее параллельных разрыва. По контакту кристаллических пород и лейаса наблюдается зона гранитных милонитов, сменяющихся широкой зоной дробления древних гранитов. На северном крыле антиклинория местами сохраняется нормальное стратиграфическое наложение лейаса на древний кристаллический комплекс; большей же частью и здесь наблюдается система разрывов, обуславливающих ступенчатое опускание северного, сложенного лейасом крыла. Упомянутые разрывы имеют характер нормальных сбросов. Кристаллическое ядро рассматриваемого антиклинория, как и в предыдущих

случаях, можно трактовать как асимметричный горст с высоко поднятым южным краем.

Таким образом, в западной части антиклинория Главного хребта веерообразная структура не устанавливается.

В области погружения антиклинория, т. е. к востоку, начиная от Ардона веерообразная структура отчетливо выражена. Здесь не только на южном склоне, но и на северном наблюдается опрокидывание лейаса в сторону от осевой части рассматриваемой структуры и частичное перекрытие его древними кристаллическими породами, где последние еще выступают на поверхность (Ардон, Дарьял). В свою очередь средний лейас северного крыла антиклинория по относительно пологой (?) поверхности надвинут на верхнелейасовые (ааленские) отложения Баксано-Дигорского поднятия. Вместе с тем центральная часть главного антиклинория как в области погружения, так и западнее, оказывается чрезвычайно осложненной множеством разрывов преобладающе широтного или близкого к нему направления. Это можно наблюдать во многих местах, но особенно наглядно — в Дарьяльском гранитном массиве, где нормальных гранитов и пересекающих их в форме даек нормальных диабазовых пород почти не удается обнаружить; здесь все раздроблено и милонитизировано.

Формирование главного антиклинория, по имеющимся здесь стратиграфическим соотношениям, началось еще в верхнем лейасе. В основном данный антиклинорий оформился уже в начале верхнеюрского времени (в начале келловоя), но процесс этот продолжался и позднее, до четвертичного периода включительно.

Имеются основания полагать, что формирование разрывов не представляет заключительного, самого молодого (совсем недавнего) акта в общем длительном процессе формирования всей структуры, а является составной частью этого единого процесса и происходило в течение всего времени формирования антиклинория, т. е. со времени верхнего лейаса. В связи с формированием одних трещин разрывов шло образование даек изверженных пород. Последние при новых подвижках и относительных перемещениях глыб подвергались раздроблению и милонитизации. По вновь образовавшимся или возобновленным разрывам формировались новые интрузивные тела. Такого рода явления повторялись неоднократно, например, в следующей последовательности: 1) сначала — диабазы главного антиклинория, как наиболее древние (среднелейасовые — нижне-тоарские) интрузивные образования мезозойской эпохи; 2) затем более молодые, но все еще юрские диабазово-диоритовые породы, интенсивно милонитизированные; 3) далее гранодиориты, приуроченные к разрывам по обоим склонам Главного хребта (не по надвигам среднего лейаса на верхний, а по сбросам северного крыла и взбросам южного крыла, проходящим по краям выступа древнего кристаллического субстрата); 4) еще позднее — дайки интрадацитов, андезитов, липаритов, не обнаруживающих никаких признаков динамического воздействия со стороны тектонических процессов. Погружение главного антиклинория с запада на восток происходит не равномерно, а с ундуляциями, вследствие чего в районе между верховьями Черема на севере и Риона и Цхенис-цхали на юге на коротком протяжении древние кристаллические породы скрываются под нижнеюрскими отложениями. Более глубокое погружение произошло к востоку от верховьев Ардона. К востоку от Дарьяльского массива, представляющего выступ древних кристаллических пород в ядре главного антиклинория, последние не выходят более на дневную поверхность.

Древние кристаллические породы антиклинория Главного хребта подвергались размыву еще в юрское время. Он интенсивно происходил в этой зоне наивысшего поднятия также и со второй половины третичного периода.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ПРОЯВЛЕНИЙ ВУЛКАНИЗМА

Сопоставляя данные, касающиеся петрографического состава, фаций, мощностей и стратиграфических взаимоотношений осадочных формаций, а также взаимоотношений между последними и изверженными породами, можно наметить основные этапы формирования структуры Центрального Кавказа и главнейших проявлений вулканизма.

Недостаточность фактических данных, которые удается получить на рассматриваемой территории, побудила нас обратиться к другим районам Кавказа, чтобы хотя частично восстановить историю Центрального Кавказа и в те периоды времени, для которых здесь не сохранилось геологических документов.

ДОКЕМБРИЙ

Хотя по своей длительности археозойская и протерозойская эры, объединяемые общим названием «докембрий», превышают все последующие геологические периоды вместе взятые, и хотя относимые к докембрию формации в Центральном Кавказе слагают большую территорию, все же мы еще мало знаем геологическую историю докембрия и все еще имеем много невыясненных и зачастую спорных вопросов. Больше того, существует мнение, что на Кавказе вообще нет формации, древнее палеозоя. В дальнейшем это мнение мною в расчет не принимается.

Различные докембрийские свиты сохранились лишь отрывочно; кроме того, в разных местах они по-разному метаморфизованы. Сопоставление их и установление хотя бы в самых грубых чертах стратиграфической последовательности встречает непреодолимые затруднения. Совокупность данных по геологической истории Центрального Кавказа дает возможность считать наиболее вероятной следующую схему развития геологических процессов в докембрийское время.

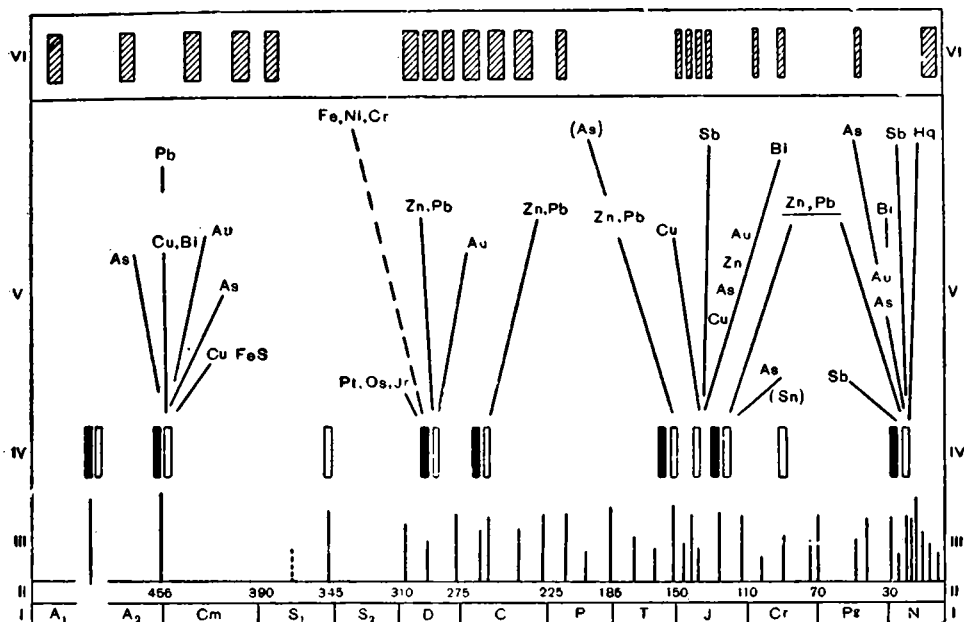
С древнейших времен и до начала палеозойской эры можно наметить два цикла, условно относимые нами соответственно к археозою и протерозою. В археозое на территории Кавказа накапливалась толща осадочных песчано-глинистых пород; подчиненную роль играли известняки. Большая мощность этих осадков (тысячи метров), последующая интенсивная складчатость, внедрение кислых интрузий позволяют предполагать геосинклинальный характер археозойского морского бассейна в Большом Кавказе.

В связи с тектоническими движениями и внедрением кислой магмы в конце первого цикла из первоначальных нормальных осадков образовались глубоко метаморфизованные кристаллические сланцы, представленные ныне древнейшими свитами гнейсов с мраморами, гранулитовых гнейсов, слюдяных сланцев с пачками амфиболитов. Все эти породы широко распространены в зоне Главного хребта. Значительно менее распространены древнейшие интрузии. К ним относятся основные породы, метаморфизованные впоследствии в амфиболиты, и гранитоиды, представленные ныне очковыми гнейсами, гранито-гнейсами и так называемыми лейкократовыми ортогнейсами. Наиболее крупные выходы тех и других пород приурочены к самой северной части зоны Главного хребта, в районе между Чегемом и Баксаном. Аналогичные образования имеются и в других районах Центрального Кавказа — в восточной Кабарде, в Северной Осетии (бассейн Уруха). На диаграмме фиг. 10 названные основные и кислые интрузивы условно отнесены к концу археозоя. Процесс форми-

рования этих интрузий завершает собой тот цикл, который мы считаем древнейшим из известных в пределах Большого Кавказа.

В протерозойскую эру геологические процессы развиваются в том же направлении. Об их характере создается следующее представление. Длительный период накопления морских осадков приводит к образованию весьма мощной толщи, среди которой известняки пока еще не обнаружены.

Мощное осадконакопление, приведшее к формированию толщи, относимой нами к протерозою, соответствует первой половине второго цикла.



Фиг. 10. Схема магматических явлений и металлогении Большого Кавказа. (Составил И. Г. Кузнецов.)

I — геологические периоды; II — миллионы лет по Холмсу; III — тектонические фазы; IV — интрузии (черные столбики — основные и ультраосновные интрузии, белые столбики — кислые интрузии); V — главные особенности минерализации; VI — аффузивы.

В той обширной депрессии, где происходил этот процесс, более древние осадочные и изверженные формации должны были оказаться на большой глубине в таких термодинамических условиях, при которых происходила дальнейшая их метаморфизация. Последний процесс должен был приобрести особенно напряженный характер под влиянием магмы, внедрившейся в эти, оказавшиеся глубоко под поверхностью, более древние формации и давшей здесь сначала мелкие интрузии габбро-перидотитового ряда, а затем мощную и сложной формы интрузию гранитоидов, объединяемых нами ныне под общим названием «гранитов Главного хребта».

Основные и ультраосновные породы рассматриваемого второго докембрийского цикла достаточно широко распространены в зоне Главного хребта (Сукаян, Туяла, Хызы-су, оба Черека, Кубань, Даут и др.). Они залегают среди кристаллических сланцев в кровле интрузии древних гранитов и пересекаются дайками гранитов и гранитных пегматитов. Древние гранитоиды играют весьма существенную роль в строении выступов Баксано-Дигорского и Главного антиклинориев и распространены от Дарьяла на востоке до верховьев р. Белой в северо-западном Кавказе.

Формирование интрузий древних гранитоидов надо рассматривать как длительный процесс, происходивший на больших глубинах. Он про-

текал в тесной связи с тектоническими движениями, которые на соответствующих глубинах обуславливали неоднократные изменения термодинамических условий. В этом можно видеть предпосылку к изменению фациальных условий образования гранитоидов в разные этапы всего упомянутого длительного процесса в целом. Приведенными соображениями можно объяснить причину разнообразия структурных разновидностей древних гранитоидов и интрузивные контакты одних из них с другими. Последующие тектонические движения (до четвертичного времени включительно) обусловили распадение сложной интрузии древних гранитоидов на глыбы, смещенные одна относительно другой, и этим усложнили картину пространственного соотношения различных фациальных разновидностей гранитоидов. Однако не исключена возможность, что среди древних, в основном докембрийских «гранитов Главного хребта», имеются и нижнепалеозойские гранитоиды, которые не поддаются резкому отчленению от докембрийских по геологическому положению и петрографическим особенностям. В зоне выходов «гранитов Главного хребта» и среди них самих достаточно широко распространены заведомо более молодые кислые интрузивы, — граниты и гранодиориты мезозойского и кайнозойского возраста («неинтрузии») и другие «палеозойские» интрузивы, более точное определение возраста которых пока невозможно. Все упомянутые более молодые интрузивы достаточно отчетливо обособляются геологически и в подавляющем большинстве случаев легко опознаются по петрографическим признакам. Таким образом, не возникает сомнений в их более молодом возрасте и при том более молодом не только относительно, но и геологически. Выделение же среди гранитов Главного хребта, кроме того, еще некоторых структурных вариететов, относительно более молодых по сравнению с другими вариететами, пока еще не может быть в должной мере обосновано, хотя, как уже сказано, не исключается.

Древние граниты оказали свое метаморфизирующее воздействие на уже метаморфизованные древнейшие формации и в гораздо меньшей мере изменили нижние горизонты протерозойских осадков, которые слагали приповерхностные части в то время мобильной зоны нынешнего Большого Кавказа.

Структуры, возникшие в результате всей совокупности процессов, протекавших в течение докембрия, не могут быть охарактеризованы. От них сохранились лишь обрывки, многократно изменившие взаимное относительное положение в течение последующих геологических периодов. Мы не можем с достоверностью восстановить даже направление основных структурных элементов нижнего докембрия. Остатки такого характерного горизонта как мраморы среди гнейсов верховьев Чегема и обоих Черек, намечают общекавказское западно-северо-западное направление, но подобный вывод не может еще считаться достаточно обоснованным. Тем более затруднительно и ненадежно определение направления древнейшей складчатости по отдельным, не прослеживающимся складкам или частям складок.

Более определенные данные получаются при прослеживании складчатой полосы протерозоя от Чегема до Малки. Как видно из ранее приведенных данных, эти складчатые структуры имеют западно-северо-западное простираение.

Интенсивно дислоцированные кристаллические сланцы докембрия и сковавшая их интрузия гранитов впоследствии стали играть роль жесткой массы, кристаллического фундамента для палеозойских и мезозойских осадков. Этот фундамент, под влиянием исходивших из глубин тектонических импульсов, образовывал разрывы и распадался на глыбы, обуславливая глыбовую тектонику, характерную для самого фундамента в пределах его доступной наблюдению части и в нижних горизонтах

покрывавших его осадочных толщ. В зонах погружения, например на ныне наблюдаемом погружении зоны Главного хребта к востоку от Ардона, а также и грабенообразных депрессиях среди фундамента (например, Штулу-харесская депрессия), покров осадочных пород реагировал на глыбовые движения фундамента в той или иной мере интенсивной складчатостью. В этом и состоит тектоническое значение древнего кристаллического комплекса и влияние его на ход дальнейших геологических процессов.

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Нижнепалеозойские отложения, сохранившиеся лишь отрывочно в виде тектонических клиньев в зоне Передового хребта по рр. Чегему, Кестанты и другим, аналогичны по литологическим и фаціальным признакам тем трем свитам, которые более полно сохранились в северо-западном Кавказе. Такого же типа отложения выходят в зоне верхнего докембрия по Малке, а также по низовьям Хасаута и Мушта. Они характеризуются большей мощностью, существенной ролью в них эффузивных и вулканогенных образований и весьма слабым по сравнению с верхним докембрием метаморфизмом. Все это вместе со сказанным о верхнем докембрии дает основание считать, что накоплением нижнепалеозойских отложений начался новый цикл, отделенный от протерозойской тектонической фазой (или фазами) и перерывом в накоплении осадков. Непосредственного налегания заведомо нижнего палеозоя на докембрий наблюдать до сих пор не удалось. Равным образом, не наблюдалось и стратиграфического соотношения между средним и нижним палеозоем, так что вопрос о каледонской складчатости остается открытым.

Можно лишь высказать предположение, что установленные среди протерозойских метаморфических сланцев рассланцованные интрузивные породы типа диоритов (Баксан, Кубань, Верхняя Малка) и среди нижнепалеозойских сланцев раздробленные гранитоиды (Кестанты) могут быть связаны с каледонскими движениями. Процесс их рассланцевания, вероятно, относится уже к ранним фазам герцинской складчатости.

На диаграмме фиг. 10 совершенно кислая интрузия отнесена к середине силура. Эффузивы, установленные выше и ниже свиты известняков, содержащих среднекембрийскую фауну в северо-западном Кавказе, также обозначены на диаграмме.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

ВЕРХНИЙ СИЛУР—ДЕВОН

О направлении и характере геологических процессов в течение первой половины среднего палеозоя судить по геологическим документам, сохранившимся на рассматриваемой территории, почти не представляется возможным. Только в одном месте по Малке из-под юрских отложений выходят дислоцированные верхнесилурийские кварциты, известняки и глинистые сланцы (филлиты). Девонские отложения между Терекон и Кубанью совсем отсутствуют.

Характер девонских отложений, развитых на Северном Кавказе западнее Кубани (мощная толща песчано-глинистых отложений с конгломератами из галек древних гранитов и кристаллических сланцев, эффузивы и вулканогенные образования, отчасти известняки), указывает на то, что нынешняя область Северного Кавказа, в том числе и рассматриваемая территория, вследствие тектонических движений дифференцировалась по крайней мере к среднему девону на зоны сноса и накопления. Следовательно, уже ранневарисские движения резко сказываются на

структуре области и находят себе выражение в фациальных особенностях средне- и верхнедевонских осадков. Стоявшие в связи с упомянутыми движениями проявления вулканизма привели к накоплению громадных толщ преимущественно кислых эффузивов и вулканогенных продуктов.

Условно с варисскими тектоническими движениями можно связывать интрузии ультраосновных пород (серпентиниты Малки) и так называемых северных гранитов (интрузии Тызыла, Малки и Мушта, Аликоновки, Эшакона, Кубани, Большой Лабы, Белой). Граниты Малки и Мушта прорывают нижнепалеозойские отложения и метаморфизуют их; на размытой их поверхности залегает нижняя юра, а в бассейне Большой Лабы — нижний триас. Галька этих гранитов встречена мною в нижнепермских конгломератах (рч. Кыртык), а Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1936) — в среднекаменноугольных конгломератах (северо-западный Кавказ). Таким образом, граниты могут быть или девонскими или нижнекарбонowymi.

Хорошо известные в Передовом хребте северо-западного Кавказа карбоновые (предсреднекарбоновые) интрузии представлены совсем иным комплексом пород, причем гранитов там нет. Высказанные в литературе соображения об одновозрастности северных гранитов с предсреднекарбонowymi интрузивами Передового хребта надо признать лишь соображениями, а не обоснованным выводом. Вероятнее всего, северные граниты окажутся более древними. На диаграмме фиг. 10 они показаны девонскими.

Ультраосновные породы — серпентиниты Малки — залегают среди слабо метаморфизованных пород, которые, кроме верхнесилурийских отложений, включают, повидимому, и самые нижние горизонты девона. Вместе с тем данные, полученные о взаимоотношениях северных гранитов и серпентинитов по Большой Лабе, указывают, что граниты моложе серпентинитов. В этом можно видеть некоторое основание связывать с девонскими тектоническими движениями и интрузию малкинских гипербазитов.

НИЖНИЙ КАРБОН

В самом конце девона или в начале карбона тектонические движения существенно усложнили внутреннюю структуру области и обусловили перераспределение зон сноса и накопления. Происходило ли в это время размывание девонских отложений в восточной части зоны Передового хребта, мы не знаем, так как основания нижнекарбонových отложений здесь не удается наблюдать. Можно полагать, что имевшая геосинклинальные тенденции зона оказалась все же в течение короткого времени поднятой и размытой. Девонские отложения могли сохраниться лишь частично в центральной (осевой) части зоны. В южной части зоны под роговиками, образовавшимися, повидимому, из карбоновых отложений, обнажается докембрий. Мелкие тектонические клинья по разрыву между центральной свитой нижнего карбона и мукуланской свитой нижней юры также представлены нижним докембрием. В северной части зоны под верхним карбоном залегают кристаллические сланцы верхнего докембрия.

К северу и к югу от зоны Передового хребта девонские отложения сохранялись частично или полностью до конца нижнего карбона, так как они в виде галек и крупных глыб сносились в зону Передового хребта во время отложения в ней верхней свиты нижнего карбона.

В начале каменноугольного периода зона Передового хребта приобретает характер депрессии с геосинклинальными тенденциями и накапливает мощную толщу осадков. Здесь отлагаются «центральная» и тырнаузская свиты, затем (после короткого перерыва?) — верхняя свита. Все

три свиты нижнего карбона содержат прослой конгломератов и изобилуют эффузивами и вулканогенными продуктами. Мощность последних только в верхней свите измеряется сотнями метров.

К концу нижнего карбона восходящие движения в рассматриваемой зоне обуславливают распадение ее на ряд глыб, из которых расположенные по краям зоны подвергаются размыву до полного уничтожения нижнекарбонových отложений. С движениями этого времени связаны и проявления вулканизма — формирование даек ультраосновных пород, формирование интрузий трондьемитов в центральной свите. В более западных районах зоны в это время формируется сложный комплекс гипербазитов, габбро-диоритов и сиенито-диоритов (Большой Зеленчук, Кяфар и др.). Вероятно, к этому времени должны быть отнесены роговообманковые гранодиориты Цей-дона, диориты верховьев Уруха, Сукана и другие в зоне Главного хребта, а также мелкие выходы габбро по Уллу-Таллу-кол и т. д. Возможно, что уже в это время происходит некоторая метаморфизация отложений нижнего карбона.

На диаграмме фиг. 10, кроме нижнекарбонových гипербазитов, показаны кислые интрузивы, причем под одним значком объединены трондьемиты, гранодиориты Цей-дона и др.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Так как среднекарбонových отложений к востоку от Эльбруса не сохранилось, то восстановить направление и характер движений в это время затруднительно. Западнее Кубани средний карбон широко распространен и залегает всюду трансгрессивно и несогласно на всех более древних формациях. Поднятие области, происходившее в конце нижнего и в начале среднего карбона, сопровождалось интенсивной эрозией. При последовавшем затем погружении начала формироваться мощная песчано-глинистая угленосная толща, соответствующая средним горизонтам карбона Донецкого бассейна (C_2^3) с горизонтами конгломератов и эффузивов (кислых). Эта толща ложится по Кубани и Дауту на разные свиты карачаевской серии, к западу от Теберды на древние и нижнепалеозойские формации; а в бассейне Малой Лабы — местами на докембрий. Условия залегания показывают, что перед средним карбоном область накопления палеозоя получила наклон с северо-запада на юго-восток.

Перед верхним карбоном устанавливаются новые восходящие движения, обусловившие размыв среднего и нижнего карбона и несогласное последующее отложение верхнекарбонových конгломератов и песчаников переходящих выше в глинистые сланцы. По северной окраине зоны Передового хребта верхний карбон, охарактеризованный флорой, содержит гальку пород карачаевской свиты и интрузивных пород нижнего карбона. Вместе с тем верхний карбон подстилается здесь докембрием.

Так же важно отметить, что по той же северной окраине зоны переходные слои от карбона к нижней перми тоже налегают непосредственно на докембрий. При этом оказывается, что упомянутые стратиграфические соотношения наблюдаются на отдельных блоках, ограниченных с севера и юга разрывами. Таким образом, определенно устанавливается, что в конце каменноугольного периода зона Передового хребта, по крайней мере в северной краевой своей части, распадалась по разрывам на блоки. Некоторые из них, более поднятые, подвергались интенсивной эрозии до полного уничтожения палеозойской осадочной покрывки. При последующей трансгрессии верхнепалеозойские осадки отлагались непосредственно на древнем кристаллическом фундаменте.

Движения отдельных блоков устанавливаются также для нижней перми, а для Северной Осетии и для верхнего отдела перми (P_2).

О проявлениях вулканизма в верхнем палеозое на территории от Эльбруса до Дарьяла данных не имеется. Показанные на диаграмме вулканические явления характеризуют более западные районы Северного Кавказа. Так, к верхнему палеозою относится интрузивный комплекс сложного состава горы Ятыргварты, аналоги которого в Центральном Кавказе еще не установлены.

МЕЗОЗОЙ

Геологических документов, относящихся к началу мезозоя, на рассматриваемой территории не сохранилось. По совокупности данных для других районов Кавказа известно, что конец пермского периода ознаменовался в Большом Кавказе тектоническими движениями, одним из конечных результатов которых было возникновение здесь обширной суши, подвергшейся интенсивному размыву. В начале триасового периода область современного Северного Кавказа в большей или меньшей своей части (сказать трудно) снова погрузилась под уровень моря. К концу же триасового — началу юрского периода опять и притом с повторившейся особой напряженностью, развились тектонические движения (древнекиммерийская фаза). На этот раз, повидимому, вся область Большого Кавказа, испытав сложнейшие нарушения внутренней структуры, освободилась от моря, превратилась в горную страну и снова подверглась интенсивному размыву. На территории Центрального Кавказа размыв проник глубоко. Триасовые отложения, если они вообще здесь были, были полностью удалены эрозией.

Поэтому невозможно установить, какие элементы структур возникли в предтриасовую тектоническую фазу и какие — в древнекиммерийскую. Известно лишь, что к началу юрского периода уже существовали два глубоких грабена, в которых сохранились от эрозии верхне- и среднепалеозойские отложения. Это, во-первых, узкий и глубокий грабен, представляющий зону Передового хребта, где наиболее полно представлен разрез среднего и верхнего палеозоя и вместе с тем сохраняются остатки нижнего палеозоя, и, во-вторых, грабенообразное погружение широтного простирания между Терекон и Ардоном, где сохранились сложно-дислоцированные верхнепалеозойские отложения. Последняя зона предюрского погружения теперь входит в состав Главного антиклинория, т. е. области последующего наибольшего поднятия.

Кроме того, имеются основания предполагать, что к югу от Главного хребта, в одной из зон между Главным хребтом и Дзирульским массивом, сохранились палеозойские отложения. Ныне они обнажаются в той сложной антиклинальной структуре хребта Ляйла, которая располагается южнее обширного синклинория флишевой зоны южного склона. Палеозойские отложения (десская свита) представлены верхнедевонскими — нижнекарбовыми известняками, глинисто-песчаными породами и конгломератами. Вследствие погружения к востоку упомянутого антиклинория палеозойские отложения, высоко вздымающиеся по Ингуру и в хребте Ляйла, скрываются под поверхностью по левобережью Цхенис-цхали. Восточнее они более не появляются на поверхности. Таким образом, палеозойские отложения, сохранившиеся севернее и южнее главного антиклинория, подчеркивают геоантиклинальный характер зоны Главного хребта уже в нижнекиммерийскую фазу диастрофизма. Вместе с тем эпизодическое появление палеозоя на крыльях главного антиклинория (бассейн Генал-дона — Терек на севере и р. Лопота на юге, в Кахетии) подчеркивает распадение антиклинория на систему глыб, испытывавших относительное перемещение на фоне общего преимущественно восходящего движения всей зоны Главного хребта.

На остальной, преобладающей площади Центрального Кавказа предъюрская эрозия нацело уничтожила все палеозойские осадки. Больше того, она глубоко затронула древний кристаллический комплекс. При этом была продолжена работа по разрушению и уничтожению кровли и верхней части интрузии древних гранитов и связанных с ними древнейших рудных месторождений, которую производила здесь эрозия уже неоднократно в палеозойскую эру, начиная, во всяком случае, с девона.

Едва ли можно сомневаться в том, что с упомянутыми тектоническими движениями самого конца палеозоя — начала мезозоя были связаны и проявления вулканизма в интрузивной фации. Но фактических данных для обоснования такого положения нехватает.

К указанному времени можно отнести некоторые изверженные породы, обнажающиеся за пределами рассматриваемой территории. Это — кератофиры Худеса, Кубани и Даута и, возможно, некоторые гипербазиты, прорывающие верхний карбон, а также лиственизированные гипербазиты (?), располагающиеся по разрыву между верхним карбоном и верхним докембрием в бассейне Кубани.

Кератофиры Худеса, Кубани и Даута и генетически связанные с ними гидротермальные жилы зоны сложно дислоцированного протерозоя оказываются древнее нижнего тоара — среднего лейаса, так как перекрыты трансгрессивной свитой с эффузивами. На диаграмме упомянутые изверженные породы поставлены в связь с древнекиммерийскими тектоническими движениями. Они могут оказаться и несколько более древними, что выражено на диаграмме стрелкой.

ЮРА

В течение юрского периода формируются все те тектонические зоны и основные структуры, которые мы выделяем в настоящее время. Их обособленность как тектонических единиц подчеркивается их относительными перемещениями при многократных, весьма напряженных тектонических движениях, характеризующих юрский период на Кавказе. В полном соответствии с напряженностью тектонических движений находятся и вулканические проявления. В течение юрского периода на Кавказе формируются мощные толщи эффузивов и вулканогенных образований, а также многочисленные интрузии, относящиеся к разным векам юрского периода и приуроченные к разным тектоническим зонам.

В течение нижнего лейаса накапливаются вулканогенные продукты и эффузии кислой и средней магмы, сохранившиеся преимущественно в зоне Главного хребта.

Накопление среднепалеозойских — нижнетоарских, преимущественно сланцевых толщ, имеющих большую мощность, также сопровождалось вулканическими извержениями, преимущественно средней магмы. По Кубани и в Кабарде эта толща, кроме различных туфов и туфогенных пород, насыщена дайками и другими мелкими интрузиями диабазов, габбро-диабазов, кератофиров и других пород преимущественно средней магмы.

Особенно мощные толщи среднелейасовых отложений характеризуют подзону собственно Главного хребта, имевшую в то время геосинклинальные тенденции.

В конце среднего лейаса, перед тоаром и затем повторно перед верхним тоаром особенно резко проявились движения земной коры на Кавказе. Дотоарские (юрские) и нижнетоарские отложения при этом оказались уничтоженными эрозией в зоне Скалистого хребта и в большей части области развития верхнего докембрия. Они сохранились только местами в зоне Главного хребта в Северной юрской депрессии и в Баксано-Дигор-

ском антиклинальном поднятии и более полно в Главном антиклинории. В верхнелейасовую эпоху весьма резко проявилось исходящее движение зоны Передового хребта и формирование на ее месте грабена. В это же время формировалась и Штулу-Харесская депрессия между Главным и Баксано-Дигорским антиклинориями, что связано с их образованием.

Сбросы, ограничивающие зону Передового хребта, образовались еще в палеозое. Перед верхним тоаром по ним происходили значительные перемещения. Такая существенная структурная линия, как разрыв по южному краю Баксано-Дигорского антиклинория, зародился, видимо, также в верхнем лейасе. В конце лейаса перед ааленом тектонические движения обусловили некоторое перераспределение областей сноса и накопления. Судя по большой роли и составу песчаников в нижней части ааленских отложений подзоны антиклинория Главного хребта, последняя приобрела в это время геантиклинальные тенденции и подверглась размыву. Интенсивному размыву подверглась и восточная часть Баксано-Дигорского поднятия, где аален залегает то на остатках тоара, то на среднем лейасе, а к востоку от Фиаг-дона — уже непосредственно на докембрии. В бассейне Кубани отчетливо устанавливается глыбовый характер движений в зоне к югу от Скалистого хребта. Там ааленские отложения перекрывают разрыв (кубанский сброс) и приведенные по нему в соприкосновение среднелейасовые — нижнетоарские отложения на юге и верхнетоарские — на севере.

На южном склоне Главного хребта ааленские отложения входят, вероятно, в состав песчаниково-сланцевой свиты, подстилающей порфиритовую серию. Возможно, что здесь уже в конце аалена начинаются на обширной площади вулканические извержения, продолжавшиеся и в течение значительной части байоса. Громадная мощность свиты верхнего лейаса и порфиритовой серии байоса свидетельствуют о происходившем в то же самое время большом погружении областей их накопления.

В конце доггера (перед келловеем) установившийся процесс осадконакопления прерывается восходящими движениями. Это — одна из важнейших фаз в истории формирования структуры Кавказа. В данное время антиклинорий Главного хребта, начавший формироваться в верхнем лейасе, приобретает свои основные черты. Точно так же к западу от Сангути-дона выступает и подвергается эрозии Баксано-Дигорское поднятие. Ограничивающий его с юга упоминавшийся сброс «оживает», движение по нему в предкелловейскую фазу имеет большой размах. В это время обособляется как часть Баксано-Дигорской подзоны в области ее погружения Садонская антиклинальная структура¹. Предкелловейские восходящие движения охватывают и выводят из-под уровня моря и северную часть Абхазо-Рачинской зоны.

Наступившая вслед затем келловейская трансгрессия обусловила перекрытие морем на Северном Кавказе различных тектонических зон, все более южных по направлению с запада на восток. С налеганием келловей на все более древние отложения до нижнего докембрия включительно.

Начавшееся в келловее погружение в Центральном Кавказе все же не влечет за собой захвата морским бассейном всей территории: подзоны Главного и Баксано-Дигорского антиклинориев с преобладающими геантиклинальными тенденциями к западу от Ардона продолжают служить еще областям сноса.

Наконец, в конце юрского периода, перед титонским веком и в начале его снова приобрели более интенсивный характер тектонические движения (андийская фаза). В это время к северу от Скалистого хребта

¹ По новым данным Г. Д. Ажгирея, Садонская антиклиналь была поднята и размыта перед верхним тоаром. — *Ред.*

намечается геоантиклинальная зона. Между нею и геоантиклинальной зоной Главного хребта продолжает развиваться северо-кавказская геосинклиналиная зона. Южнее геоантиклинали Главного хребта формируется южная флишевая геосинклинали.

Интрузивная форма проявления вулканизма в юрское время стала привлекать к себе внимание геологов только в самые последние годы. Теперь все больше и больше выясняется и широкое распространение юрских интрузий, и их весьма важная роль в создании гидротермальных жил. Наиболее широко, повидимому, распространены малые интрузии диабазов, габбро-диабазов и частью более кислых пород — кератофиров и дацитов, подчиненных среднему лейасу — нижнему тоару. Их надо трактовать как образования, по возрасту не выходящие за пределы возраста вмещающей их песчаниково-сланцевой толщи. Названные породы широко распространены в Северной Осетии (диабазовый пояс Варданянца), в Кабарде (Безингиевское и Чегемское ущелья), в верховья Подкумка и по Кубани в районе Клухори.

Вторая группа охватывает множество даек пород, изученных по Тереку В. П. Ренгартеном и описанных Л. А. Варданянцем под объединенным названием пород диоритово-диабазового ряда. Дайки насыщают развитые здесь две древнейшие юрские свиты — кистинскую и циклаурскую — и выступающие среди них в антиклинальной структуре древние Дарьяльские граниты. Этим дайкам в последнее время стали приписывать молодой послекелловейский возраст. Однако, как уже говорилось, если учесть чрезвычайную нарушенность этих даек и резко выраженную милонитизацию их и локализацию в отложениях не моложе лейаса, то формирование их с большой долей вероятности надо связывать с тектоническими движениями не позднее предкелловейской фазы. Аналогичные породы довольно широко распространены в зоне Главного хребта и далее к западу от Терека — в Осетии и Кабардинской АССР, где они подчинены преимущественно выступам древнего кристаллического комплекса.

На южном крыле Дарьяльской антиклинальной структуры в циклаурской свите среднего (?) лейаса изобилуют дайки и штокообразные мелкие интрузии сильно измененных (автометаморфизованных) пород, условно объединенных Л. А. Варданянцем под названием вторичных альбитофиров. Эти породы по ряду признаков сопоставляются с гранит-порфирами, альбитовыми гранитами, плагиогранитами и диоритами Северной Кахетии, которые рассматриваются как дериваты залегающей на глубине кислой или средней по составу интрузии мезозойского (юрского) возраста.

На диаграмме фиг. 10 показаны батские интрузии Абхазии (Келасури и др.) и батские или верхнеюрские интрузии Дзирульского массива. Соответствующих им интрузий в Центральном Кавказе неизвестно. Ближайшими к ним по возрасту являются эльжуртинские граниты Баксана.

Последние со времени их открытия принимались большинством геологов за очень молодые, третичные образования. В то же время высказывалось и другое мнение, по которому эти граниты считались предтоарскими. При обосновании большой молодости эльжуртинских гранитов указывалось на то, что эльжуртинская интрузия якобы прорывает и закупоривает наиболее молодые разрывы, затрагивающие нижнюю юру. При обосновании предтоарского возраста обращалось внимание на отсутствие в тоарских отложениях зоны Передового хребта каких бы то ни было признаков гидротермальных проявлений, в то время как последние имеются в верхнем палеозое. В настоящее время установлено, что эльжуртинские граниты оказывают метаморфизующее воздействие на нижнеюрские отложения, зажатые в виде тектонического клина среди докембрия и палеозоя. Возраст этих сланцев оказывается среднелейасовым. Эльжуртинская гранитная интрузия обрывается сбросами, амплитуда которых

измеряется по меньшей мере многими сотнями метров. Кроме того, она пересечена рядом продольных и поперечных сбросов, по которым испытывает соответствующие нарушения и смещения. По некоторым из них образовались дайки витрофиров и штокообразные интрузии делленитов. Повидимому, в начале верхнетоярского времени наметились восходящие движения зоны Передового хребта, — гальки слагающих ее пород нижнего карбона широко распространены в конгломератах верхнего тоара следующей к северу зоны.

Приведенные главнейшие данные позволяют считать эльжуртинскую интрузию не третичной, а юрской. Вероятнее всего, она является предверхнетоярской, хотя пока еще не исключена возможность, что она связана с более молодыми движениями юрского же периода, особенно с предкелловейскими.

В промежутке же между зоной Передового хребта и Главным хребтом располагается весьма ясно выраженный пояс гидротермальных жил, пространственно совпадающий с Баксано-Дигорской антиклинально-горстовой структурой. Гидротермальные жилы в нем проникают в песчаниково-сланцевую свиту нижней юры. Вместе с тем жилы не распространяются в верхнеюрские отложения, а срезаются и трансгрессивно перекрываются келловеем и оксфордом.

Формирование пояса можно ставить в связь с теми проявлениями вулканизма, которые в свою очередь были взаимосвязаны с формированием Баксано-Дигорской антиклинальной структуры, особенно резко сказавшейся в предкелловейское время. Судя по чрезвычайно широкому распространению в указанной подзоне гидротермальных жил средне- и особенно низкотемпературного типов, а также по широкому распространению тут же кварцево-анкеритовых жил, сохраняющих свой характер на многие сотни и даже более тысячи метров по вертикали, надо считать что вызвавшая их к жизни интрузия залегает на глубине и не вскрыта эрозией. Упомянутые ранее породы диоритово-диабазового ряда и вторичные альбитофиры по Тереку и в Главном антиклинории нельзя рассматривать как дериваты упомянутой, еще не вскрытой интрузии. Они по возрасту, вероятно, отличаются, хотя и являются юрскими.

МЕЛ

В течение мелового периода развитие структуры Центрального Кавказа происходило в основном в направлении, установившемся к концу юрского периода. Северо-кавказская и южно-кавказская геосинклинальные зоны продолжали прогибаться и накапливали в себе мощные толщи осадков. Временные перерывы в процессе осадконакопления, особенно на севере, не нарушали общего направления процесса.

О вулканических явлениях в меловое время ничего существенного нельзя сказать. Интрузии этого периода в Центральном Кавказе неизвестны; надо полагать, что вулканизм в это время не проявлялся в интрузивной форме. Показанная мной на первом варианте диаграммы (И. Г. Кузнецов, 1940₂) кислая интрузия предверхнемелового времени относится к району оз. Кардывач на южном склоне северо-западного Кавказа, и выделена там совершенно условно. Слабые проявления вулканизма в эффузивной форме в конце нижнего — начале верхнего мела относятся к южному склону Кавказа.

КАЙНОЗОЙ

В третичный период завершается тот геологический цикл первого порядка, который развивался еще с начала юры. Геосинклинальные зоны выполняются осадками; общее восходящее движение земной коры

обуславливает отступление морских бассейнов и формирование к концу третичного периода горной страны. Вулканические процессы проявляются в эффузивной и интрузивной форме. Прогрессирующая до настоящего времени эрозия создает расчлененный рельеф и вскрывает апикальные части интрузий.

Третичные отложения сохранились только по окраинам современного Кавказского хребта; в центральной части его они уничтожены эрозией. Поэтому о развитии тектонических движений в хребте невозможно получить достаточно полного представления.

Как видно из диаграммы фиг. 10, тектонические фазы в неогене по сравнению с предыдущими периодами быстро одна за другой повторяются и дают картину прерывисто-непрерывного движения земной коры. Является ли это особенностью неогенового времени или следствием лучшей изученности третичных отложений по сравнению с более древними, остается неясным. Можно еще раз отметить, что сохранившиеся только по окраинам горной страны третичные отложения не дают возможности воссоздать полную картину развития и нарастания движения в самом хребте. Устанавливаемые по третичным отложениям тектонические фазы позволяют лишь создать представление о крупных пульсациях земной коры, происходивших на фоне общего восходящего ее движения, обусловившего формирование Большого Кавказа как крупного, первого порядка антиклинория.

Появление кластических элементов, состоящих из обломков пород горной области в чокракских отложениях предгорий и затем нарастающая их роль в третичных осадках, особенно начиная с меотиса, указывает с полной определенностью, что к этому времени Кавказский хребет уже вступил в последнюю фазу своего формирования.

Восходящее движение земной коры было неравномерным; при этом формировалось не плавное куполообразное поднятие, а движения имели дифференциальный характер. В результате создались зоны относительного поднятия и относительного погружения. Об этом свидетельствует соотношение между различными геологическими формациями. Многие из ранее образовавшихся разрывов продолжали оставаться «живыми» и являлись основными структурными элементами окончательно формировавшегося горного сооружения.

По разрывам, ограничивающим зону Передового хребта, заложенным еще в среднем палеозое, происходило поднятие всей зоны и формирование горста на месте бывшего предтоарского грабена. При этом движения были подняты в более высокие горизонты земной коры части (блок) гранитной интрузии, сформировавшейся в юрское время на значительной глубине; вся зона подвергалась еще распадению на системы линзовидных глыб.

Кристаллические ядра Баксано-Дигорской и Главной горсто-антиклинальных структур оказались поднятыми по разрывам, и древние граниты этих структур были надвинуты на юрские и меловые осадки отставших в восходящем движении депрессий. Следовательно, такие структурные элементы как разрывы, ограничивающие выступы древнего кристаллического комплекса в Баксано-Дигорском и Главном поднятиях, являются не новообразованиями четвертичного времени, как это представляли себе некоторые ученые, а основными элементами, определявшими развитие структуры Кавказа по крайней мере с юрского периода и до наших дней включительно.

Во второй половине третичного периода формируются многочисленные мелкие интрузии гранитов и гранодиоритов, а частично и основных пород. Эти мелкие интрузивные тела рассматриваются как сателлиты от глубинной неинтрузии. Только в одном случае (на лакколитах Пятигорья) удается установить, что интрузии определенно послечокракского и, веро-

ятно, предапшеронского возраста. Другие кислые неинтрузии могут быть только сопоставляемы по возрасту с лакколитами Пятигорья. Имеются основания принимать для них несколько более древний, хотя все же неогеновый, возраст.

Большинство выходов неинтрузивных пород подчинено зонам Главного хребта и южного склона. При этом выходы гранодиоритов и близких к ним гипабиссальных образований обычно приурочены к разрывам по обоим склонам выступа Главного хребта; они рвут зоны разломов, а сами в основном не обнаруживают смещений и катаклаза. Это и позволяет говорить о большой молодости упомянутых интрузивов. Таково залегание гранодиоритов в массиве Тепли, по Сангути-дону, в хребтах Кароби и Цурунгал, в верховьях Череха Безингиевского и т. д.

Такие комагматы неинтрузий, как интрадациты, андезиты, липариты, трахиты, распространены в форме даек гораздо шире. Их выходы часто не находятся в видимой связи с зонами разломов.

Формирование неинтрузии в Центральном Кавказе сопровождается многочисленными гидротермальными жилами. Они концентрируются в пределах пояса, охватывающего Главный антиклинорий и зону Южного склона, залегают в породах докембрия, в юре, в мелу (южный склон Главного хребта), более или менее одинаково часто приурочены к апикальным частям вскрытых неинтрузий или находятся вне видимой связи с выходами неинтрузивных пород.

Наиболее молодые проявления вулканизма относятся к четвертичному периоду. Это липаритовые туфы Чегема и окрестностей Нальчика, андезиты Эльбруса, Чегет-Джора, Казбека, Кельского плато, Джавского района и другие, более мелкие. Распределение их в пространстве объясняет в некоторой части выходы минеральных источников и струй углекислого газа.

Глава V

ОБЩИЕ ИТОГИ

ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

1. На территории Большого Кавказа, в основном в центральной его части, развиты отложения геологических периодов от древнейших докембрийских до третичных и четвертичных включительно.

2. На Кавказе нет такого места, где бы эти отложения сохранились полностью, во всей их последовательности.

3. В процессе накопления осадков на Кавказе в течение всей геологической истории имелись перерывы, обусловленные тектоническими движениями. Не только для целых геологических периодов, но и для отдельных их веков, устанавливаются перерывы, охватывающие большие или меньшие площади обширной территории области, выражающиеся обычно в несогласном налегании тех или иных отложений на более древние, до древнейших включительно.

Такие перерывы в течение докембрийской эры устанавливают лишь предположительно, косвенными путями, исходя из общих соображений. Равным образом, предположительным является перерыв в отложении протерозойских и кембрийских осадков.

В бассейне р. Малки, по рр. Мушт и Хасаут, выше толщи метаморфических сланцев нижнего палеозоя устанавливается горизонт конгломератов, сменяющихся выше песчаниками. Свита, начинающаяся этим горизонтом, может быть отнесена к силуру. Здесь мы имеем пока единственное свидетельство проявлений на Кавказе каледонской (таконской) фазы тектогенеза.

Основание девонских отложений (широко развитых к западу от Кубани) недоступно наблюдению, что лишает возможности говорить о присутствии или отсутствии перерыва перед девоном. Начиная же со среднего девона перерывы в отложении осадков устанавливаются с очевидностью. Средний и верхний девон залегают несогласно на подстилающих слоях. В нижнем карбоне, повидимому, имелось три перерыва в отложениях осадков. Резко несогласно залегают средний карбон, затем верхний карбон, нижняя часть нижней перми, верхняя часть нижней перми, верхняя пермь, нижний триас, верхний триас, нижний лейас, средний лейас, нижний тоар, верхний тоар, аален, келловей, лузитан, титон, нижний мел, верхний мел, эоцен, олигоцен (майкопская свита), средний миоцен, верхний миоцен, нижний плиоцен, верхний плиоцен. Если учесть, что здесь не указаны некоторые перерывы, предполагаемые или наблюдавшиеся на ограниченной площади (например, в доггере, в верхах верхнего мела, внутри эоцена и других), то можно считать установленными свыше 30 перерывов, начиная с середины палеозойского времени.

В течение большинства из перечисленных перерывов интенсивность действия эрозии нашла свое выражение в размывании и удалении мощных более древних толщ и в последующем налегании более молодых толщ на значительно более древние. Все же на территории Большого Кавказа сохранились отложения не только всех геологических систем, но, можно сказать, и всех отделов и почти всех ярусов. Это находит единственное объяснение в локализации областей сноса и накопления осадков, в последовательной многократной смене первых вторыми и наоборот. К такому же заключению приводит и характер обломочных отложений разного возраста. Кластические породы содержат в основном элементы более древних изверженных и осадочных формаций Кавказа и образовались в значительной мере в результате их разрушения.

4. Геологические формации распределяются на Кавказе полосами западно-северо-западного (кавказского) направления, причем стратиграфические колонки таких полос отличаются одна от другой: формации, отсутствующие в одной полосе, имеются в другой или в нескольких других и наоборот. Это объясняется также поочередным действием эрозии то на одной, то на другой из отмеченных полос и разным масштабом действия эрозии на разных полосах.

Упомянутые полосы представляется возможным выделить под названием тектонических зон, которые в деталях повторяют одну и ту же картину в распределении осадочных формаций, распадаясь на подзоны, или более мелкие структурные единицы.

5. Некоторые из осадочных формаций Большого Кавказа оказываются в той или иной мере метаморфизованными. Как правило, древние формации метаморфизованы больше молодых. Нередко в разных тектонических зонах формации одного и того же возраста метаморфизованы по-разному.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

1. Формирование изверженных горных пород в пределах Большого Кавказа установлено для всех геологических периодов за исключением триаса. Вследствие ограниченности площади распространения триасовых отложений на Кавказе, не может быть ни опровергнуто, ни обосновано предположение о том, что в течение триаса происходили вулканические (в широком смысле) явления.

2. Интрузивная и эффузивная фации проявления вулканизма более или менее одинаково характерны для всех геологических периодов.

3. Эффузивы и вулканогенные образования всех геологических периодов представляют продукты извержения щелочно-земельной магмы,

варьируя по составу от кислых (липариты, кварцевые порфиры) до средних и основных (базальты, порфириды, оливиновые базальты, оливиновые диабазы).

4. Интрузивы разных возрастов (от докембрийских до мезо-кайнозойских) представлены в основном двумя группами пород: ультрабазитами и гранитоидами. Последние со всеми их дифференциатами (от гранитов до диоритов) являются продуктами кристаллизации также щелочно-земельной магмы. Ультрабазиты по химико-минералогическому составу распадаются на две группы, представляющие соответственно продукты кристаллизации ультрамафической (безглиноземной) и мафической (габброидной) магмы. Дифференциаты второй группы варьируют от перидотитов и дунитов до сиенито-диоритов.

ТЕКТОНИКА

1. Фактические данные показывают, что формирование структуры Кавказа происходило в течение всех геологических периодов, на протяжении всей доступной изучению геологической истории области. Движение земной коры в Центральном Кавказе проявилось при этом в образовании и складчатых форм и дизъюнктивных нарушений.

2. Основным фактором формирования структуры являлись вертикальные — восходящие и нисходящие — движения земной коры.

Данные, наиболее полно выраженные в Северо-Западном Кавказе для мезо-кайнозойского времени, а в Центральном Кавказе и для палеозойского, показывают, что колебательные движения коры, выразившиеся в вертикальных перемещениях одних участков ее относительно других, происходили непрерывно. Вместе с тем, в течение относительно кратких отрезков времени устанавливаются скачкообразные по напряженности и дифференцированные по относительному направлению тектонические движения, обозначаемые как фазы тектогенеза. С ними связаны и интенсивные, вообще же не затухающие проявления вулканизма, особенно в интрузивной фации.

3. Ведущая роль в формировании тех или иных форм тектогенеза в пределах доступных наблюдению глубин в Центральном Кавказе принадлежит в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя кристаллическому фундаменту из древнейших кристаллических сланцев и гранитам. Этот фундамент реагировал на вертикальные импульсы на указанных глубинах как жесткая масса. Отдельные части кристаллического основания перемещались относительно других по разрывам.

4. Тангенциальные движения масс, выразившиеся в формировании складчатых форм, представляли явление подчиненное, сопутствующее вертикальным движениям; разрывы продолжаются и в горизонтах пластических осадочных формаций, залегающих непосредственно на жестком основании. В более высоких горизонтах осадочной покрывки разрывы постепенно затухают, сменяясь сначала флексурообразными изгибами слоистых формаций, а затем и изгибанием слоев, т. е. складками.

При относительных движениях глыб жесткого основания вдоль разрывов всегда наблюдаются изменения горизонтального залегания слоев осадочной покрывки, тем большие, чем больше амплитуды сбросов, вплоть до образования мелкоскладчатых форм в прилегающих к ним участках.

5. При очень крупных относительных вертикальных перемещениях смежных глыб создавались на поверхности и вблизи от нее условия нарушения равновесия масс, влекшие за собой гравитационный тектогенез. Растрескивание и расширение в стороны высоко поднятой глыбы являлось первым следствием такого различия в уровнях смежных глыб. Движение крупных масс горных пород со стороны поднятой глыбы обуславливало

перекрытие более древними формациями более молодых (зона надвига Главного хребта, зона надвига Баксано-Дигорского хребта, покров Чегет-Джора) или формирование сложной системы опрокинутых в сторону депрессии складок в пластических формациях (третичные отложения к югу от города Дзауджикау, флишевая серия южного склона Главного хребта).

Веерообразную структуру главного антиклинория, особенно резко выраженную к востоку от Уруха, можно рассматривать как следствие того же гравитационного тектогенеза.

6. Основное западно-северо-западное направление кавказской мобильной зоны являлось определяющим элементом в направлении простирающихся крупных глыбовых единиц и складчатых форм Кавказа. Вместе с тем наблюдаются и поперечные к этому направлению поднятия и погружения, вызывающие ундуляции основных структурных форм Кавказа.

Поперечные структурные формы обусловлены теми же вертикальными восходящими и нисходящими движениями отдельных участков земной коры. При дифференцированном движении в осадочной покрывке формировались куполовидные и мульдообразные формы, имеющие характер поперечных антиклинальных вздутий и синклинальных чаш, а в кристаллическом фундаменте соответственно — характер ступенчатых горстов и грабен. Роль поперечных разрывов, притом часто очень крупного масштаба, весьма резко сказывается в структуре Центрального Кавказа. Такие разрывы во многих случаях прослеживаются из жесткого фундамента далеко вверх, в осадочные формации.

7. Сопоставление стратиграфических колонок смежных продольных и поперечных глыб показывает, что нередко по ограничивающим эти глыбы разрывам происходили повторные, притом нередко повторно-встречные перемещения. Анализ подобного рода повторных движений в каждом конкретном случае имеет большое практическое значение, так как позволяет делать прогнозы о присутствии или отсутствии на глубине тех или иных формаций, могущих представлять интерес в отношении их угленосности, нефтеносности, рудоносности, и решать вопросы о возрасте интрузивов и связанных с ними рудных месторождений.

СВЯЗЬ ТЕКТОНИКИ С ВУЛКАНИЗМОМ

1. Изверженные породы (интрузивные и эффузивные), аналогично осадочным, локализуются на площади Большого Кавказа полосами. Ни для одной из тектонических зон не наблюдается распространение магматических образований всех возрастов. Некоторые полосы характеризуются все же многократными проявлениями вулканизма в течение ряда геологических периодов; в других же проявления вулканизма во времени оказываются более ограниченными. На Кавказе нет ни одной тектонической зоны, лишенной магматических образований.

2. Распределение эффузивов поздне-третичного и четвертичного времен указывает на приуроченность их к зонам поднятий. Эффузивы более древних до древнейших периодов включительно подчинены соответствующим осадочным формациям, накопленным в зонах погружения. Во многих случаях характер этих эффузивов (их структурные и текстурные признаки, вулканогенные и часто обломочные образования и пр.) указывают, что вулканические извержения происходили также в периферических частях зон погружения, или в смежных зонах поднятия.

3. В отношении интрузий гранитоидов в большинстве случаев удается установить, что они связаны с зонами поднятия (антиклинальные и антиклинально-горстовые структуры). Гипабиссальные интрузивы (штоки, дайки и пр.) обычно концентрируются по краям структур поднятия,

будучи приурочены к зонам разломов, почти всегда ограничивающих последние.

4. В пределах антиклинальных (или горстовых) структур распределение интрузивов обнаруживает также достаточно четкую локализацию. Для многих случаев можно считать установленным, что интрузивы подчинены одновременно и поперечным поднятиям, локализуясь, следовательно, на вздутиях — в местах пересечения продольных и поперечных структур поднятия. Примерами этого являются: 1) эльжуртинская интрузия Баксана; 2) ареал неинтрузий, охватывающий участки верховьев Цхенис-цхали и верховья Черка Безингиевского; 3) ареал неинтрузий, охватывающий также оба склона Главного хребта между горой Эден и верховьями Чвешуры; 4) аналогичный ареал в Главном антиклинории от верховьев Сангути-дона до Ардона, сюда же следует отнести и 5) поперечное поднятие в Садонской антиклинальной структуре и др.

ЛИТЕРАТУРА

- А б и х Г. Vergleichende Grundzüge der Geologie des Kaukasus wie der Armenischen und Nordpersischen Gebirge. (Сравнительный очерк геологии Кавказа как Армянского и Североперсидского нагорья). СПб., 1858.
- А б и х Г. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus im Jahre 1873. III. (Геологические наблюдения в поездке по Кавказу в 1873 г. III). Bull. Soc. Nat. Mosc., 1874, 48, № 3.
- А ж г и р е й Г. Д. О возрасте кератофирового горизонта и геологической структуре Горной Осетии. Сов. геол., 1941, № 6.
- А л ф е р о в Б. А. Рекогносцировочные исследования полосы третичных отложений между реками Урух и Нальчик (Северный Кавказ). Тр. Нефть. геол.-разв. инст. сер. А, 1932, вып. 13.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. О вероятном возрасте нижних горизонтов третичных отложений Северного Кавказа. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1925, 3, № 3—4.
- Б а р а н о в И. Я. Гранодиориты верховьев Большой Лабы на Северном Кавказе. Учен. зап. Кавказ. ун-та, 1937, вып. 10 (специальн.), 69—109.
- Б а р с а н о в Г. П. Нижний кембрий в Закавказье. Изв. АН СССР, 1931, № 9.
- Б е з б о р о д ь к о Н. Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском отд. Кубанской области (Северный Кавказ). Изв. Донск. политехн. инст., 1913, 2.
- Б е л о у с о в В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. 1—3. Тр. ЦНИГРИ, 1938—1940, вып. 108.
- Б е л о у с о в В. В. О колебательных движениях земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 2.
- Б е л о у с о в В. В. Опыт геотектонического анализа истории развития Большого Кавказа. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., т. 2. М., ГОНТИ, 1939.
- Б е л я н к и н Д. С. О дарьяльском граните. Геологические исследования в области Перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. СПб., 1914.
- Б е л я н к и н Д. С. (1). Изв. Петрогр. политехн. инст., 1915, 23, вып. 2, То же, «Сборник научных работ, посвященный Ф. Ю. Левинсон-Лессингу». Пг., 1915.
- Б е л я н к и н Д. С. (2). Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-су в Центральном Кавказе. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1915, 23.
- Б е л я н к и н Д. С. (1). К исследованию кавказских гранитов. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1918, 27.
- Б е л я н к и н Д. С. (2). Новейшая кавказская интрузия в бассейнах рек Ардона и Уруха. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1918, 27.
- Б е л я н к и н Д. С. К петрографии перевала Штулу-взек в Центральном Кавказе. Изв. Рос. Акад. Наук, 1923, № 1—2.
- Б е л я н к и н Д. С. (1). К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. Изв. Геол. ком., 1927, 43, № 3.
- Б е л я н к и н Д. С. (2). Об «анортотеклазе» в кавказитах. Изв. АН СССР, 1927, 1115—1124.
- Б е с с о н о в И. И. (1). Геологическое строение области верховьев р. Б. Лабы. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, 1938, 2.
- Б е с с о н о в И. И. (2). Некоторые данные по петрографии семейства габбровых пород Северного Кавказа. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, 1938, 2.
- Б о г д а н о в и ч К. И. Два пересечения Главного Кавказского хребта. Тр. Геол. ком., 1902, 19, № 1.

- Б о г д а н о в и ч К. И. Система Дибрара в юго-восточном Кавказе. Тр. Геол. ком., 1906, вып. 26.
- В а р д а н я н ц Л. А. Геологический очерк Куртатинского и Джимаринского ущелий. Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 6.
- В а р д а н я н ц Л. А. О некоторых стратиграфических и тектонических соотношениях в Центральном Кавказе между Военно-Осетинской и Военно-Грузинской дорогами. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 4.
- В а р д а н я н ц Л. А. Материалы по тектонике Центрального Кавказа (Военно-Осетинская дорога). Зап. Рос. мин. общ., 1930, ч. 59, № 2.
- В а р д а н я н ц Л. А. (1). Геотектоника и геосейсмика Дарьяла, как основная причина катастрофических обвалов Девдаракского и Геналдонского ледников Казбекского массива. Изв. Гос. геогр. общ., 1932, 64, вып. 1.
- В а р д а н я н ц Л. А. Тектоническое строение Горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу. Зап. Всер. мин. общ., сер. 2, 1933, ч. 62, № 1.
- В а р д а н я н ц Л. А. (1). Опыт структурно-тектонического районирования Кавказа. Геол. на фронте индустр., 1934, № 7—8.
- В а р д а н я н ц Л. А. (2). О тектоническом развитии Кавказа. Геол. на фронте индустр., 1934, № 4—5.
- В а р д а н я н ц Л. А. (3). Схема тектонической истории Кавказа. Зап. Всер. мин. общ., 1934, ч. 63, № 2.
- В а р д а н я н ц Л. А. Материалы по петрографии северо-западного Кавказа (бассейн рек Белой, Сочи, Мзымты, Большой и Малой Лабы). Тр. Аз.-Черномор. геол. треста, 1935, 11.
- В а р д а н я н ц Л. А. Сейсмоструктура Кавказа. Тр. Сейсм. инст. АН СССР, 1935, № 64.
- В а р д а н я н ц Л. А. Характеристика неогинтрузий Главного Кавказа. Пробл. сов. геол., 1937, № 7.
- В а р д а н я н ц Л. А. (1). Геологические исследования в Цейском районе. Мат. Всес. геол. инст., общ. сер., 1940, сб. 5.
- В а р д а н я н ц Л. А. (2). О возрасте структуры Центрального Кавказа. Сов. геол., 1940, № 8.
- В а р д а н я н ц Л. А. (3). Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрестностей (Центр. Кавказ). Зап. Мин. общ., 1940, ч. 69, № 2—3.
- В а р д а н я н ц Л. А. (4). Интрузивы Северной Кахетии (Кавказ). Зап. Мин. общ., 1940, ч. 69, № 2—3.
- В а с с о е в и ч Н. Б. Геологические исследования в районе Джавской группы минеральных источников Юго-Осетии. Докл. АН СССР, 1930, № 5.
- В а с с о е в и ч Н. Б. (1). В горизонте слоев с *Lyrolepis caucasica* R o m. Тр. Нефть. геол.-разв. инст., сер. В, 1934, вып. 47.
- В а с с о е в и ч Н. Б. (2). О времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокаций. Тр. Азерб. нефть. геол.-разв. инст., 1934, вып. 10.
- В а с с о е в и ч Н. Б. О геотектонических комплексах Грузии. Изв. Гос. геогр. общ., 1937, 69, вып. 3.
- В а с с о е в и ч Н. Б. О крупных тектонических прорывах на Кавказе. Зап. Мин. общ., 1940, № 2—3.
- В о л ь к е н а у Б. Гранит Кассарского и Цейского ущелий. Изв. Петр. политехн. инст., 1914, 21, вып. 2.
- В я л о в О. С. Келловейская (адыгейская) тектоническая фаза на Кавказе. Зап. Всер. мин. общ., 1934, ч. 65, вып. 2.
- В я л о в О. С. и Н и к ш и ч И. И. Возраст Даховской и Шибабинской гранитной интрузий на Северном Кавказе. Вест. Геол. ком., 1928, № 9—10.
- Г е м б и ц к и й С. С. Геологическая экскурсия по Кавказу. От Алагир до Мамисонского перевала. Военно-Осетинская дорога. Южн. инженер, 1917.
- Г е р а с и м о в А. П. К вопросу о вероятном возрасте извержений Эльбруса. Изв. АН, 1910, № 8.
- Г е р а с и м о в А. П. Северо-восточное подножье Эльбруса. Изв. Геол. ком., 1911, 30, № 2.
- Г е р а с и м о в А. П. Контактные измененные юрские породы в долине р. Малки (Северный Кавказ). Изв. Геол. ком., 1916, 35, № 2.
- Г е р а с и м о в А. П. Кавказская складчатость и вулканизм. Природа, 1922, № 3—5.
- Г е р а с и м о в А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 7.
- Г е р а с и м о в А. П. Геологический очерк бассейна Верхней Малки. Северный Кавказ. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 62.
- Г е р а с и м о в А. П. Краткий очерк геологии Кавказа. В кн. «Математика и естествознание в СССР». Очерк развития математических и естественных наук за 20 лет. М.—Л., изд. АН СССР, 1938.
- Г е р а с и м о в А. П. (1). Главные успехи геологических исследований на Кавказе за двадцать лет Советской власти. Мат. Всес. геол. инст., общ. сер., 1940, вып. 5.

- Герасимов А. П. (2). Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рр. Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 123.
- Герасимов А. П. и Янишевский М. Э. О верхнеледниковых осадках в окрестностях Кисловодска на Кавказе. Изв. Геол. ком., 1916, 35, № 7.
- Дембо Т. М. К геологии и петрологии Главного Кавказского хребта и древних метаморфических пород в верховьях р. Кубани. Зап. Всес. мин. общ., 1937, ч. 66, № 4.
- Джанидзе А. И. Геологические наблюдения в Окриби (и смежных частях Рачи и Лечхума). Тбилиси, Изд. Груз. ФАН, 1940.
- Динник Н. Я. Поездка в Балкарию (в 1886 г.). Зап. Кавказ. отд. геогр. общ., 1890, кн. 14, вып. 1.
- Дубянский В. В. К геологии Центрального Кавказа. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., 1906, кн. 25, вып. 5.
- Дубянский В. В. Из летних поездок в 1911 и 1912 гг. Изв. Варш. политехн. инст., 1913, вып. 3.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. Петрографический очерк района развития красноцветной толщи по среднему течению Большой Лабы и верховьям Урупа на Северном Кавказе. Сб. «Северо-Кавказская петрографическая экспедиция 1933 г.», Изд. АН СССР. Сов. по изуч. произв. сил. и петрогр. инст., сер. северокавк., 1936, вып. 1.
- Ершов А. Д. О характере предкелловейских тектонических движений на Северном Кавказе. Сов. геол., 1940, № 2—3.
- Ефремов Г. М. К вопросу о возрасте некоторых неогинтрузий Северо-западного Кавказа. Материалы. Аз.-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., 1938, сб. 3.
- Ефремов Г. М. Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. Сов. геол., 1941, № 2.
- Ефремов Н. Е. Серпентиниты Азово-Черноморского края. Изв. Рост. на Дону научно-иссл. инст. прикл. химии, 1935, кн. 1.
- Ефремов Н. Е. Серпентиниты р. Белой. Изв. Рост. на Дону научно-иссл. инст. прикл. химии, 1937, кн. 2.
- Ефремов Н. Е. К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 1.
- Ефремов Н. Е. (1). О зональности в распространении ультрабазитов Кавказского хребта. Докл. АН СССР, 1939, 24, № 5.
- Ефремов Н. Е. (2). К вопросу о возрасте серпентинитов Кавказского хребта. Докл. АН СССР, 1939, 25, № 5.
- Ефремов Н. Е. (1). Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, 1940, вып. 8.
- Ефремов Н. Е. (2). Гипербазитовая формация Северного Кавказа. Сов. геол., 1940, № 10.
- Ефремов Н. Е. (3). О некоторых геохимических особенностях серпентинитов Сев. Кавказа. Докл. АН СССР, 28, 1940, № 4.
- Залесский Б. В. Об андезитовой лаве из окрестностей Чегет-Джора на Кавказе. Изв. Петр. политехн. инст., 1915, 24.
- Заридзе Г. Хевская неогинтрузия в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. инст. Грузии, 1938, 4, вып. 1.
- Затоковенко В. А. (1). Основные черты геологии интрузивного комплекса района г. Ятыргварт на Сев. Кавказе. Докл. АН СССР, 1941, 32, № 4.
- Затоковенко В. А. (2). Основные черты петрологии интрузивного комплекса Ятыргварта на Сев. Кавказе. Докл. АН СССР, 1941, 32, № 9.
- Затоковенко В. А. (3). К вопросу о геологическом возрасте серпентинитов р. Лабы (Северный Кавказ). Уч. Зап. Ленингр. гос. унив., сер. геол.-почв. наук, 1941, вып. 10.
- Игнатьев Н. А. Геолого-петрографический очерк района р. Малой Лабы и ее притоков Маркопиджа и Уруштена (Черной) на Северном Кавказе. Сб. Северо-Кавказская петрографич. экспедиция 1933 г., Изд. АН СССР, Совет по изуч. произв. сил и петрогр. инст., сер. северокавк., 1936, вып. 1.
- Ильин С. И. Некоторые представители рода *Macrocephalites* из келловей Северного Кавказа. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, 51, вып. 94.
- Иностранцев А. А. Через Главный Кавказский хребет. Геологич. исследования предполагаемого ж.-д. пути через Архотский перевал между Владикавказом и Тифлисом. СПб., 1895.
- Ицксон М. И. К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Северный Кавказ). Зап. Мин. общ., 1940, ч. 69, № 2—3.
- Ицксон М. И. Гранитоидные породы восточной Дигории (Центральный Кавказ). Тр. Всес. геол. инст., 1941, вып. 132.
- Каракаш Н. И. Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауны. СПб., 1897.
- Кобилев А. Г. Геолого-петрографический очерк верховьев Большой Лабы. Сб. Северо-Кавказская петрографическая экспедиция 1933 г. Совет по изуч. произв. сил и петрогр. инст., сер. северокавк., 1936, вып. 1.

- К о б и л е в А. Г. (1). Палеоинтрузии и неointрузии Азово-Черноморья. Материалы Аз.-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., 1938, сб. 3.
- К о б и л е в А. Г. (2). Амфиболиты р. Б. Лабы (Северный Кавказ). Материалы Аз.-Черном. геол. упр. по геол. и полезн. ископ., 1938, сб. 5.
- К о р о б к о в И. А. Фауна моллюсков хадумского горизонта окрестностей гор. Баталпаинска. Геол. служ. Грознефти, 1934, вып. 9.
- К о р о б к о в И. А. Зона *Varianus fallax* в палеогеновых отложениях центральной части Северного Кавказа. Тр. Геол. служ. Грознефти, 1937, вып. 9.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Растительные остатки из юрских сланцев на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., 1926, 45, № 5.
- К р ы м г о л ь ц Г. Я. Юрские белемниты Крыма и Кавказа. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1932, вып. 76.
- К у з н е ц о в И. Г. Некоторые соображения о тектоническом и стратиграфическом положении сланцев Главного хребта на Кавказе. Изв. Геол. ком., 1926, 45, № 3.
- К у з н е ц о в И. Г. (1). Об открытии в Закавказьи кембрийских отложений. Изд. Всес. геол.-разв. объедин., 1931, 50, вып. 100.
- К у з н е ц о в И. Г. (2). Геологическое строение района курорта Шамшови (бассейн Чанчахи) в Центральном Кавказе. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1931, вып. 151.
- К у з н е ц о в И. Г. (1). Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Пробл. сов. геол., 1933, № 7.
- К у з н е ц о в И. Г. (1). Геологическое строение части Западной Грузии в пределах Рачи, Лечхума и Имеретии. XVII Междунар. геол. конгресс. Экскурсия по Кавказу. Грузинская ССР, зап. часть, Л.—М., ОНТИ, 1937.
- К у з н е ц о в И. Г. (2). Описание маршрута (Шорапань — Чиагури — Они — Кутаиси). XVII Междунар. геол. конгресс. Экскурсия по Кавказу. Грузинская ССР, зап. часть. ОНТИ, 1937.
- К у з н е ц о в И. Г. (1). Докембрий Кавказа. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. 2. ГОНТИ, 1939.
- К у з н е ц о в И. Г. (2). О докембрийских и палеозойских метаморфических и интрузивных формациях Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол. 1939, № 2.
- К у з н е ц о в И. Г. Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. Зап. Мин. общ., 1940, ч. 69, № 2—3.
- К у з н е ц о в С. С. К геологической истории Центрального сектора Кавказа. Природа, 1939, № 10.
- К у з н е ц о в а Е. В. Схема классификации докембрийских гранитных пегматитов Центрального Кавказа. Зап. Мин. общ., 1936, ч. 65, № 2.
- К у л а н о в с к а я Н. П. Материалы для геологии Горной Осетии (Дигории). Тр. СПб., общ. естествоисп., 1912, 35, вып. 5.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных горных пород Центрального Кавказа. Тр. СПб. общ. естествоисп., 1898, 26, вып. 5.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Геологические исследования в массиве и отрогах Казбека. Материалы для геол. России, 1903, 21.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Петрографические исследования в Центральном Кавказе. Изв. СПб. политехн. инст., 1904, 2, вып. 1—2.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. Петр. политехн. инст., 1913, 20, вып. 1.
- М е д в е д ь к о в А. А. Геологический очерк области палеозоя в бассейне р. Теберды на Северном Кавказе. Изв. Новочерк. индустр. инст. им. С. Орджоникидзе, 1939, 5.
- М у р а т о в М. В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников Чвижепсе. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1940, № 2.
- М у р а т о в М. В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа в районе к югу от Кавказских Минеральных Вод. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1948, 23.
- Н и к ш и ч И. И. Пшекишская антиклиналь. Изв. Геол. ком., 1924, 40, вып. 2—6.
- О б р у ч е в В. А. О возрасте Садонского гранита. Геол. вестн., 1928, № 1—3.
- О б р у ч е в В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, вып. 1.
- О р л о в с к и й В. Г. Чегемское ущелье. Изв. Петр. политехн. инст., 1913, 20, вып. 1.
- П а з ю к Л. И. Материалы по петрографии метаморфических сланцев рек Мушта и Хасаута на Северном Кавказе. Уч. зап. Рост. на Дону гос. ун-в., 1937, вып. 10.
- П а ф ф е н г о л ь ц К. Н. Граниты Малки и Мушта. Изв. Геол. ком., 1924, 43, вып. 10.
- П е й в е А. В. О «законе» инверсии в геологии Кавказа. Сов. геол., 1941, № 4.
- П о п о в И. В. Геологические исследования в верховьях р. Б. Зеленчук на Северном Кавказе в 1915 году. Тр. Куб.-Черн. научно-иссл. инст., 1926, вып. 40.
- П о п о в И. В. Геолого-петрографический очерк месторождений асбеста в верховьях Кубани. Тр. Сев.-Кавк. промышл. научно-иссл. инст., 1928, вып. 61.

- Попов И. В. Die Faltung und gabbro-pyroxenitischen Intrusionen des herzynischen Kaukasus. (Складчатость и габбро-пироксенитовые интрузии герцинского Кавказа). Cbl. Min., Abt. A, 1928, № 6.
- Попов И. В. Заметка о связи линий герцинских дислокаций с выходами габбро-пироксенитовых пород на Северном Кавказе. Тр. Куб. сельскохозяйств. инст., 1929, 8.
- Пчелинцев В. Ф. Фауна юры и нижнего мела Крыма и Кавказа. Тр. Геол. ком., 1927, вып. 172.
- Пчелинцев В. Ф. Некоторые данные о фауне лужитанского яруса Кавказа. Изв. АН СССР, 1928.
- Пчелинцев В. Ф. Фауна лейаса Кавказа. Изв. Геол. ком., 1929, 46, № 9.
- Пчелинцев В. Ф. Материалы по изучению верхнеюрских отложений Кавказа. Тр. Всес. Геол.-развед. упр., 1931, вып. 91.
- Пчелинцев В. Ф. Фауна верхнего лейаса Кавказа. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 253.
- Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие и пластинчатожаберные лейаса и нижнего доггера тетиса в пределах СССР (Крым и Кавказ). Моногр. по палеонт. СССР, 1937, 48, вып. 1.
- Пятницкий П. П. Геологические исследования в Центральном Кавказе. I. Между Эльбрусом и Военно-Осетинской дорогой (включительно). Мат. для геол. России, 1904, 21.
- Пятницкий П. П. Геологические исследования в Центральном Кавказе. II. Между рр. Марухом и Баксаном (включ.). Мат. для геол. России, 1905, 22.
- Пятницкий П. П. Основные черты состава и строения Центрального Кавказа в связи с орудением его северного склона. Тр. Сев.-Кавк. ассоц. научно-иссл. инст., 1928, вып. 30.
- Ренгартен В. П. Вулканический пепел в окрестностях слободы Нальчик в связи с геологическим очерком прилегающей местности. Изв. Геол. ком., 1912, 31, № 6.
- Ренгартен В. П. Новые данные по тектонике Кавказа. Зап. Мин. об-ва, ч. 55, вып. 2, 1926.
- Ренгартен В. П. Die tektonische Charakteristik der Faltungsgebiete des Kaukasus. (Тектоническая характеристика складчатой области Кавказа). Geol. Rdsch., 20, № 6.
- Ренгартен В. П. (1). Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. 3-го Всес. съезда геологов, 1930, вып. 2.
- Ренгартен В. П. (2). Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 46, № 7.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 143.
- Ренгартен В. П. Военно-грузинская дорога. XVII Междунар. геол. конгр. Экскурсия по Кавказу. Ростов — Тбилиси. Л.—М., ОНТИ, 1937.
- Ренгартен В. П. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. Зап. Мин. общ., 1940, ч. 69, вып. 2—3.
- Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабь и Белой на Северном Кавказе. Тр. Всес. геол.-разв. объедин. 1932, вып. 226.
- Робинсон В. Н. Через Главный Кавказский хребет и Кавказский госзаповедник. XVII Междунар. геол. конгресс. Экскурсия по Кавказу. Главный хребет — Заповедник. Л.—М., ОНТИ, 1937.
- Розанов А. Н. Рекогносцировочные исследования на нефть в полосе третичных отложений по северному склону Кавказского хребта между рр. Ардоном и Камблеевской в 1925 г. Нефть. хоз., 1927, № 6.
- Савич-Заблоккий К. Н. Исследование Садонского гранита. Тр. общ. исп. природы при Харьк. ун-в., 1909, 42.
- Савич-Заблоккий К. Н. Петрографические исследования пород гранодиоритовой магмы Горной Осетии (бассейн истоков р. Урух). Зап. Мин. общ., 1927, ч. 56, вып. 1—2.
- Сердюченко Д. П. (1). Минералого-петрографический очерк серпентинитов реки Малки. Уч. зап. Рост. на Дону гос. ун-в., 1935, вып. 3.
- Сердюченко Д. П. (2). Геологический возраст гранитов и серпентинитов северо-западного Кавказа. Уч. зап. Рост. на Дону гос. ун-в. 1935, вып. 3.
- Сердюченко Д. П. Граниты Бескеса и Мощевой и их контакты со змеевиками. Сб. Северо-Кавказская петрографическая экспедиция 1933 г. Изд. АН СССР СОПС, сер. северокавк., 1936, вып. 1.
- Симонович С. Г. Геологические наблюдения в бассейне верхнего течения р. Рионы. Мат. для геол. Кавк., сер. 1, 1879, кн. 9.
- Соловьев В. Н. К вопросу о возрасте древних гранитов Кавказского хребта. Зап. Мин. общ., 1935, ч. 64, вып. 2.
- Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестанты и Сакашиль (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, 1938, вып. 103.

- Т а л д ы к и н С. И. Очередные задачи в изучении металлогении Северного Кавказа. Пробл. сов. геол., 1937, № 8.
- Т а л д ы к и н П. М. К вопросу о возрастных соотношениях между красными, розовыми и черными порфиroidными гранитами Дигорского ущелья в Северо-Осетинской АССР на Северном Кавказе. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавк., 1939, вып. 3.
- Т а т р и ш в и л и Н. Ф. Диабазы Верхней Рачи. Тр. Тбил. гос. унив. им. Сталина, 1940, 13.
- Т а т р и ш в и л и Н. Ф. (1). К петрографии южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Верхней Рачи. Тр. Груз. геол. упр., 1941, вып. 5.
- Т а т р и ш в и л и Н. Ф. (2). Неинтрузии Верхней Рачи. Сообщ. АН Груз. ССР, 1941, 2, № 7.
- Ч и р в и н с к и й П. Н. Сводный геологический и гидрогеологический очерк бассейнов рек Терека и Кумы. Тр. Сев.-Кавк. ассоц. научно-иссл. инст., 1929, вып. 55.
- Ч и х а ч е в П. К. Аммониты келловейских отложений Северного Кавказа. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 104.
- Щ а с т л и в ц е в. Отчет о занятиях поисковой партии в горах Дигории, Алагире Куртатии и Тагаура в 1855 г. Горн. журн., 1858, ч. 3.
- F a v r e E. Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase. Cèneve, 1875.
- F o u r n i e r E. Description géologique du Caucase centrale. Thèse. Marseille, 1896.
- M e r z b a c h e r G. Aus den Hochregionen des Kaukasus. Bd. 2. Leipzig, 1901.
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	1
Г л а в а I. Геологические формации как основа для построения структуры и истории развития области Центрального Кавказа	2
Докембрийские формации	2
Нижнепалеозойские формации	13
Среднепалеозойские формации	13
Верхнепалеозойские формации	16
Мезозойские формации	17
Триасовые отложения	17
Юрские отложения	17
Толща с эффузивами	18
Отложения среднего и верхнего тоара и ааленского яруса	20
Среднеюрские отложения	23
Верхнеюрские отложения	24
Формации юрских отложений	25
Г л а в а II. Изверженные породы Центрального Кавказа	28
Докембрий	28
Эффузивные породы	28
Интрузивные породы	29
Древнейшие основные породы	29
Древнейшие кислые интрузии	29
Протерозойские ультраосновные и основные породы	31
Граниты Главного хребта	33
Палеозой	40
Эффузивные породы	40
Нижний палеозой	41
Средний палеозой	41
Верхний палеозой	42
Интрузивные породы	42
Олигоклаз-альбитовые кварцевые диориты Уруштена, Малой Лабы и Маркопиджа	42
Северные граниты	43
Чиликские граниты и кварцевые диориты	47
Нижнедевовская интрузия кварцевых порфиров	48
Нижнекарбоновые (турнейские?) габбро-диабазы	48
Гипербазиты	48
Среднепалеозойские габбро-диоритовые интрузии	57
Сиенито-диориты и сиениты	58
Верхнепалеозойские кварцевые порфиры	59
Верхнепалеозойский интрузивный комплекс массива Ятыргварты	59
Кварцевые кератофиры верховьев р. Кубани	60

Мезозой	61
Триасовый вулканизм	61
Юра	61
Эффузивные породы	61
Интрузивные породы	61
Мел	65
Эффузивные породы	65
Интрузивные породы	65
Кайнозой	65
Эффузивные породы	66
Интрузивные породы	66
Глава III. Тектонические структуры Центрального Кавказа	67
Распределение геологических формаций по площади и тектонические зоны	67
Внутренняя структура тектонических зон	70
Зона Скалистого хребта и северных предгорий	71
Зона сложно дислоцированного протерозоя и нижнего палеозоя и слабо нарушенных ниже- и среднеюрских отложений	74
Зона палеозойских отложений Передового хребта	80
Зона Главного хребта	82
Глава IV. Этапы формирования тектонических структур и проявлений вулканизма	95
Докембрий	95
Нижний палеозой	98
Средний палеозой	98
Верхний силур — девон	98
Нижний карбон.	99
Верхний палеозой	100
Мезозой	101
Юра	102
Мел	105
Кайнозой	105
Глава V. Общие итоги	107
Осадочные образования	107
Изверженные породы	108
Тектоника	109
Связь тектоники с вулканизмом	110
Литература	111

