

О. Д. ХУЦИШВИЛИ

**ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКСКОГО
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ВЫСТУПА**

«МЕЦНИЕРЕБА»

1978

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

გეოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 60

ო. ხუციშვილი

ლოქის კრისტალური უპირილის
ტექტონიკა და ფორმირების
ისტორია

გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი

1978

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, нов. серия, вып. 60

О. Д. ХУЦИШВИЛИ

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКСКОГО
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ВЫСТУПА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»

ТБИЛИСИ

1978

552 (С41)
551.24 (47.922)
X 927
УДК 551.24 (479.22)

В работе детально охарактеризованы доюрские образования Локского выступа фундамента и высказаны соображения об их пространственных и возрастных взаимоотношениях. Основная часть работы посвящена тектонической характеристике доюрских образований.

В заключительном разделе работы дается представление о возрасте и условиях формирования складчатого фундамента Локского кристаллического сооружения и его структурной природе.

Книга рассчитана на самый широкий круг геологов.

Редактор И.П. Г а м к р е л и д з е

X $\frac{20802}{M 607(06)-78}$ 18-78

©

Издательство
"Мецниереба"
1978

ВВЕДЕНИЕ

Локский выступ кристаллического фундамента – один из трех выходов на поверхность древнего (доальпийского) гранито-метаморфитового основания Закавказского срединного массива в Грузии (не считая незначительных по величине выходов кристаллических пород, недавно открытых в Центральной Абхазии). Он подобно Дзирульскому и Храмовскому выступам обнажается в ядре одноименного поднятия. Все эти поднятия как самостоятельные единицы были обособлены на разных этапах альпийского цикла. Этим и обусловлены, очевидно, различия в их мезозойском развитии. Выступы, будучи частями одного и того же фундамента, весьма похожи как геологическим строением, так, очевидно, и общим ходом тектонической эволюции. Однако у каждого из них есть свои специфические черты, что выражается прежде всего в различной полноте слагающих их палеозойских образований. В этом отношении Локский выступ выглядит скуднее других. Слагающие его образования, испытав воздействие многократных тектонических "потрясений", происходивших по крайней мере с раннего палеозоя, подверглись неоднократным перестройкам. Разгадать последовательность и исследовать их чрезвычайно трудно, но и интересно. Картина усложняется еще и тем, что на это переплетение метаморфических, магматических и тектонических процессов, происшедших собственно в фундаменте Локского поднятия, накладываются еще последствия альпийских (мезозойских) движений, проявившихся здесь в несколько непривычных для Грузии оттенках.

Специальные исследования структурных особенностей образований фундамента до сих пор не проводились. В многочисленных работах, посвященных Дзирульскому, Храмовскому и Локскому выступам фундамента, приводятся лишь фрагментарные сведения о структуре и тектонической природе последних (Чихелидзе, 1948; П.Гамкрелидзе, 1949, 1965, 1966; Кожухаров, Боянов, 1971 и др.). Лишь в последние годы появилось несколько обобщающих работ (Адамия, 1968, 1972; И.Гамкрелидзе, 1973, 1976), в которых вопросы тектоники Закавказского срединного массива в

целом или отдельных его частей рассматриваются более обстоятельно.

Совсем недавно вышла работа автора о строении и тектонической эволюции Храмского выступа древнего фундамента (1977). В предлагаемой работе сделана попытка в свете новых данных и соображений проследить за ходом тектонического развития фундамента и юрского осадочного чехла Локского поднятия. С целью более полного представления тектонической природы и, по возможности, точного воспроизведения тектонической эволюции фундамента Локского поднятия автор считает необходимым показать в первую очередь пространственные, возрастные и генетические взаимоотношения слагающих его метаморфических и магматических образований.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЛОКСКОГО ВЫСТУПА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Локский выступ гранито-метаморфитового доальпийского фундамента расположен в восточной части Южной Грузии, в бассейнах рек Джандарчай и Локчай, на границе с Армянской ССР (рис. 1). В геотектоническом отношении он представляет собой глубокоразмытую часть горстообразного Локского поднятия Артвино-Болнисской глыбы (П. Гамкрелидзе, 1966) Закавказского срединного массива. Локское поднятие характеризуется ярко выраженным двухъярусным строением — на размытую поверхность фундамента (выступ) трансгрессивно налегают в общем слабодисцированные мезозойско-кайнозойские отложения (осадочный чехол).

Среди образований, слагающих Локский выступ фундамента, по возрастной последовательности выделяются следующие главнейшие комплексы (группы) пород: метаморфический (метаморфические сланцы и метабазиты), базитовый, гранитоидный, а также крупная гранитоид-

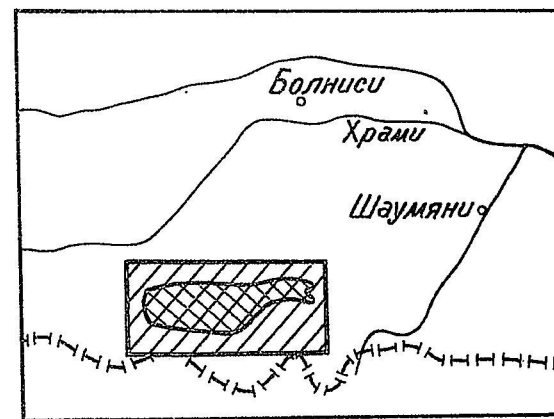


Рис. 1. Обзорная схема центральной части Юго-Восточной Грузии. Заштрихована исследованная территория; двусторонней штриховкой обозначен Локский выступ фундамента.

ная интрузия юрского возраста, занимающая крайнюю восточную часть выступа (рис.2).

ОБРАЗОВАНИЯ ЛОКСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ

Образования, слагающие Локский выступ кристаллического фундамента, представлены в основном породами гранитоидного ряда, характеризующимися большим разнообразием состава и структурно-тектонических особенностей. Помимо них в строении Локского выступа принимают участие также метаморфические сланцы и обширная группа различных по структуре, составу и условиям залегания основных пород, представленных главным образом амфиболитами в низах метаморфического комплекса, а также секущими телами небольшой мощности, внедрившимися, очевидно, в разное время.

М е т а м о р ф и ч е с к и й к о м п л е к с

Наиболее древние образования, слагающие Локский кристаллический выступ, представлены породами метаморфического комплекса, развитого в основном на западной периферии выступа в ущельях р. Мошевани и ее притоков, откуда он узкими полосами окаймляет Локский выступ с севера и юга.

Метаморфический комплекс Локского выступа состоит из сланцев различной степени метаморфизма (Казахавили, 1941; Заридзе, Тагришвили, 1953, 1959; Заридзе, 1961; Джавахишвили, 1958, 1965), среди которых можно выделить как кристаллические, так и сравнительно слабо метаморфизованные сланцы — от амфиболитов и биотитовых сланцев до графитовых сланцев включительно, со всеми промежуточными разновидностями, такими как хлоритовые, мусковитовые, двуслюдяные, биотитовые, андалузитовые и микроклиновые сланцы, а также из кварцитов и мраморов.

Амфиболиты развиты преимущественно в нижних горизонтах разреза метаморфического комплекса (ущ. р. Мошевани и ее правых притоков), хотя их небольшие пачки присутствуют и в более высоких частях разреза (верховья р. Джандарчай). Графитовые, серицитовые и хлоритовые сланцы слагают в основном верхние части метаморфического комплекса (северную и южную периферии Локского выступа), но отдельные их пачки встречаются и в его низах, среди амфиболитов и биотитовых сланцев.

Мусковитовые сланцы по степени метаморфизма занимают как бы переходное положение между кристаллическими и слабо метаморфизованными сланцами. Они совершенно постепенно переходят вниз по разрезу в биотитовые сланцы посредством двуслюдяных сланцев, а вверх по разрезу — в хлоритовые, посредством мусковит-хлоритовых сланцев.

В правом притоке р. Мошевани, впадающем в нее между реками Джандарчай и Гораскали, обнаружены линзы мраморизованных известняков серого цвета, не содержащих органических остатков. В составе комплекса отмечают также присутствие маломощных пачек кварцитов и микроклинсодержащих сланцев, встречающихся, однако, крайне редко.

В пределах развития метаморфического комплекса Локского выступа кристаллического фундамента встречается большое количество небольших интрузивных тел. Они различаются своими петрографическими особенностями и, видимо, объединяют разновозрастные образования. Они секут кристаллические и метаморфические сланцы, но метаморфизованы вместе с ними, т.е. рассланцованы согласно сланцеватости вмещающих пород, или же не носят следов метаморфизма и характеризуются массивной текстурой. Среди этих пород можно выделить габброиды, диабазы и порфириты, кварцевые альбитофиры и гнейсовидные кварцевые диориты.

Метагабброиды большей частью встречаются в ущельях рр. Гораскали и Камишпосхеви среди амфиболитов, от которых отличаются большей компактностью, но рассланцованы согласно сланцеватости последних. Рассланцован-

ные диабазы и порфиры встречаются чаще других магматических пород и преимущественно приурочены также к амфиболитам (все вышеназванные базитовые породы детальнее будут рассмотрены ниже). Еще реже в метаморфических сланцах присутствуют кварцевые альбитофиры (по р. Мюшевани), как правило, в виде внедрившихся согласно сланцеватости хорошо рассланцованных небольших тел.

В метаморфическом комплексе особенно интересны небольшие секущие тела кварцевых диоритов с хорошо выраженной гнейсовидной текстурой, совпадающей со сланцеватостью вмещающих сланцев. Эти породы интересны постольку, поскольку они, по-видимому, являются наиболее древними из всех известных нам гранитоидных пород Локского выступа. Во всяком случае, как по текстуре, так и по составу, они заметно отличаются от гранитоидов, слагающих основное сооружение выступа.

Что касается исходных для метаморфического комплекса пород, то и полевые наблюдения и микроскопические исследования говорят за осадочное происхождение их верхней (большей) части. Таково и общее мнение исследователей. Однако не следует игнорировать роль магматических, точнее вулканогенных пород в формировании метаморфического комплекса, особенно его амфиболитовой (нижней) части.

Думается, что такие породы как графитовые, серицитовые, мусковитовые, биотитовые, двуслюдяные, андалузитовые сланцы, кварциты и мраморы должны целиком относиться к метаосадочным образованиям.

Как уже отмечалось, метаморфический комплекс Локского выступа фундамента слагают образования, заметно различающиеся друг от друга по степени метаморфизма. К тому же более сильно метаморфизованные кристаллические сланцы встречаются в нижней части комплекса, тогда как относительно слабо метаморфизованными графитовыми и графит-серицитовыми сланцами представлены преимущественно его верхи. Такое пространственное распределение пород послужило основанием для сопоставления первых с кристаллическими сланцами Дзирульского выступа, а вторых с его же "филлитовой" свитой (Заридзе, Татришвили, 1953, 1959). Высказывалось также мнение об аналогичности в се-

го метаморфического комплекса Локского выступа кристаллического фундамента со свитой кристаллических сланцев Дзирульского выступа (Казахашвили, 1941), или же, наоборот, только с "филлитовой" свитой последнего (Габуния, П. Гамкрелидзе, 1942; П. Гамкрелидзе, 1949). В настоящее время большинство исследователей (Джавахишвили, 1958, 1965; Адамия, 1968) склонны думать, что по степени метаморфизма метаморфический комплекс Локского кристаллического выступа занимает как бы промежуточное положение между кристаллическими сланцами и филлитами Дзирульского выступа. Однако этот спорный вопрос не имеет принципиального значения, гораздо важнее согласиться с тем, что все члены метаморфического комплекса, как кристаллические, так и сравнительно слабо метаморфизованные сланцы, пространственно тесно взаимосвязаны, образуют единый неразделимый комплекс, и нет никаких оснований расчленять его на две самостоятельные свиты, несмотря на заметное различие нижней и верхней его частей по степени метаморфизма. Вся совокупность их особенностей (постепенные взаимопереходы, факты нахождения отдельных пачек метаморфических сланцев среди кристаллических и наоборот, а также единство структурного плана) скорее дает основание для следующего заключения: даже допустив, что исходные породы кристаллических и метаморфических сланцев действительно были разновозрастными образованиями, все равно это не может исключить возможности, что они приняли свой сегодняшний облик в результате одних и тех же тектонических, метаморфических и мигматических процессов. Различие же нижних и верхних горизонтов метаморфического комплекса по степени метаморфизма, по-видимому, обусловлено разной глубиной залегания материнских пород при проявлении процессов регионального метаморфизма. Соображения о возрасте исходных для метаморфического комплекса пород и о процессах, которым они подверглись (метаморфизм, магматизм, тектогенез) будут изложены в разделе о доюрской истории развития области.

Необходимо особо задержаться на метаморфических породах, слагающих крайнюю юго-западную часть выхода

метаморфитов Локского кристаллического сооружения. Они обычно, и не без основания, рассматриваются в качестве нижних частей единого метаморфического комплекса. Уже давно было высказано мнение, что они, вероятно, являются представителями того фундамента, на котором накопились осадки, превратившиеся затем в кристаллические и метаморфические сланцы (Заридзе и Татришвили, 1953; Заридзе, 1970). Наиболее полно эти породы представлены в разрезе по р. Горасцкали (правый приток р. Мошевани), где ими сложено все течение реки за исключением последних нескольких десятков метров у слияния с р. Мошевани. Это, главным образом, очень плотные амфиболиты, включающие несколько сравнительно крупных (30–40 м) тел габбро и секущиеся огромным количеством диабазовых даек, как правило согласно сланцеватости амфиболитов. местами диабазовые дайки представлены в таком количестве, что создается впечатление их чередования с маломощными амфиболитовыми пачками. Они сильно изменены, но легко отличаются от вмещающих амфиболитов явно секущими формами и структурой; многие из них изогнуты вместе с амфиболитами, на каждом шагу меняющимися здесь элементы залегания, часто разорваны и смещены по небольшим разрывам или же будинированы. Что касается крупных тел габбро, то природа их залегания окончательно не выяснена; они сидят в виде мощных смятых масс во вмещающих породах и выделяются своим явно древним обликом. Смятие и интенсивная плейчатость пород подчеркивается тончайшими лейкократовыми (кварц-плагиоклазовыми) полосками, придающими им полосчатый рассланцованный вид. Структура породы обычно гранобластовая, однако сохранились участки с реликтовыми структурами – габбровой или квази-офитовой.

Ниже по реке (последние 300–400 м разреза) габбровые тела уже не наблюдаются. Эта часть представлена упомянутым выше типичным чередованием пачек амфиболитов с сильно измененными рассланцованными диабазовыми дайками, нередко перешедшими в амфиболиты (рис. 3).

В верхах разреза, у слияния реки с р. Мошевани, т. е. ближе к слюдястым и метаморфическим сланцам, описанные габбро-амфиболитовые породы испытывают интенсивный

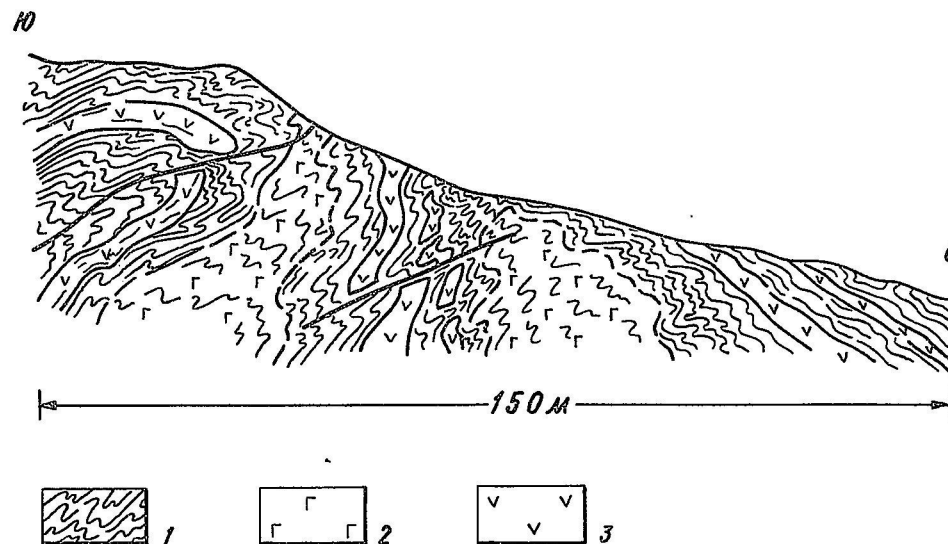


Рис. 3. Схематический разрез по ущелью р. Горасцкали (за-рисовка). 1 – амфиболиты, 2 – габбро, 3 – диабазы.

метаморфизм, выражающийся в пропитывании амфиболитов лейкократовым материалом с сопутствующими явлениями мигматизации, огнейсования, как бы "проваривания" среды лейкократовым материалом. Так что широко распространено мнение об отсутствии мигматитов в пределах Локского выступа неправоммерно. На описываемом участке мигматиты представлены, так называемыми, амфиболитовыми мигматитами, т. е. такими, в которых меланосома состоит из амфиболита, а лейкосома – из кварц-плагиоклазового материала. Однако следует все-таки признать, что все эти процессы (мигматизация, огнейсование) выражены здесь несравненно слабее нежели на Храмском выступе фундамента, где наблюдается картина как бы постепенного перехода габбро-амфиболитовой толщи посредством меланократовых микрогнейсов и мигматитов в слюдястые сланцы.

Следует отметить также, что в габбро-диабаз-амфиболитовой части разреза наблюдается заметно более интенсивная микроскладчатость и плейчатость пород по сравнению с верхними частями метаморфитовой толщи, т. е. чем в двуслюдяных, мусковит-хлоритовых, графит-серицитовых

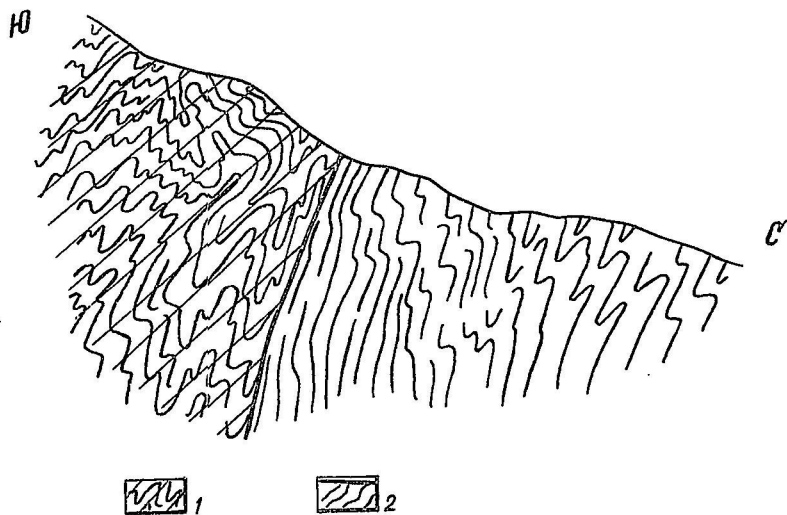


Рис. 4. Зарисовка зоны соприкосновения амфиболитов и кристаллических сланцев.

1 - амфиболиты, 2 - кристаллические сланцы.

и других сланцах метаморфитов (в низовьях речки и по р. Мошевани). Вопреки видимому согласию между этими двумя уровнями разреза метаморфитов, различие в них по степени деформированности, т.е. интенсивности складчатости позволяет нам с некоторой условностью говорить о тектоническом контакте между ними (рис. 4).

В связи со всем вышеизложенным относительно габбро-диабаз-амфиболитовой толщи хотелось бы отметить, что природа, пространственное размещение и взаимоотношения слагающих ее пород, даже при отсутствии в них гипербазитовых членов и даже при условии, что сложные взаимоотношения между ними полностью пока еще не расшифрованы, по-видимому, дают основание вслед за Г.М. Заридзе (1953, 1970) всю эту совокупность рассматривать в качестве меланократового фундамента эвгеосинклинали, а верхнюю "безгаббровую" часть амфиболитов и метаморфические сланцы - в качестве образований, исходные породы которых (туфогенные, песчано-глинистые и карбонатные) могли бы быть приняты за часть осадочного выполнения этой эвгеосинклинали.

При таком понимании природы габбро-диабаз-амфиболи-

товой толщи, ее следовало бы отделить от метаморфического комплекса как генетически, так и по времени формирования, признав в нем древнейшие образования, слагающие Локское кристаллическое сооружение, чего мы и придерживаемся условно как на схеме геологического строения, так и при дальнейшем изложении. Хотя следует признать, что без дополнительных данных (например о присутствии гипербазитов), принятая нами интерпретация носит лишь предположительный характер.

Б а з и т о в ы й к о м п л е к с

Из большой и разнообразной гаммы базитовых пород, представленной в Локском кристаллическом сооружении, можно выделить две обширные возрастные группы - догранитную и послегранитную. Особый интерес для нас представляет первая - более древняя группа, поскольку она тесно связана с наиболее древними образованиями фундамента и поэтому наблюдения над ними в значительной мере способствуют правильному пониманию пространственных, возрастных и генетических взаимоотношений пород метаморфического и гранитоидного комплексов Локского кристаллического выступа.

Группа основных пород догранитного возраста широко представлена вдоль шоссе по ущелью р. Пиназаури и в верховьях р. Джандарчай. Пространственно эти породы тоже связаны опять-таки с породами метаморфического комплекса, но в отличие от вышеописанных (габбро-диабазово-амфиболитовой толщи), они, очевидно, внедрились во вмещающие породы уже после превращения их в метаморфический комплекс. По структуре и формам залегания эти породы более четко обособлены в виде секущих тел, чем описанные выше рассланцованные полосчатые габброиды; представлены габбро-диабазами, габбро-порфиритами, чаще всего диабаз-порфиритами. Породы сильно изменены, но не рассланцованы и не обнаруживают полосчатой текстуры. Габбро-диабаз-порфириновые дайки секутся жилами и инъекциями гранитов, но в отличие от вышеописанных габброидов, гранитный материал проникает в них, как правило, по различно направленным трещинам, а не по сланцеватости вме-

щающих пород.

Главной отличительной чертой метаморфизованных габброидов (амфиболитов) от описываемых габбро-диабаз-порфиритовых даек является то, что первые пространственно связаны всегда с нижней амфиболитовой частью метаморфического комплекса и никогда не встречаются в его верхней части, т.е. в мусковитовых, хлоритовых и графитовых сланцах. Вторые же, в виде четко выраженных секущих даек наблюдаются как в амфиболитах (ущ. р. Гораскала), так и в слабометаморфизованных сланцах. Такая закономерность размещения, по нашему мнению, является еще одним подтверждением представления о том, что потосчатые габброиды и амфиболиты по возрасту самые древние, а по природе своей должны представлять ложе, на котором накопились материнские для кристаллических и метаморфических сланцев породы, в то время как габбро-диабаз-порфиритовые дайки, очевидно, внедрились в метаморфический комплекс уже после его окончательного становления (Заридзе, Татришвили, 1953; Заридзе, 1970).

Нельзя обойти вниманием также многочисленные останцы и ксенолиты основных пород, наблюдающихся в гранитоидах. В их пространственном размещении замечается следующая закономерность. В кварцевых диоритах главным образом встречаются сравнительно крупные неправильной формы тела и небольшие массивы (иногда до нескольких десятков м) основных пород, сильно измененных, ассимилированных и пропитанных гранитоидным материалом (рис. 5.). Эти образования представлены габбро-амфиболитами, очень близкими по составу и текстурно-структурным особенностям к породам нижней части метаморфического комплекса.

Группа послегранитных (имеются в виду палеозойские гранитоиды) основных даек и других секущих тел более обширна. Эти породы легко отличимы от всех вышеописанных своим более свежим обликом и компактностью (рис. 6). Они представлены разными порфиритами (авгитовыми, роговообманковыми, кварцевыми), диабазо-порфиритами и диабазами. Большая их часть безусловно должна быть связана с байосской вулканической деятельностью, но, очевидно,



Рис. 5. Останец габброида в кварцевом диорите; и останец, вмещающий кварцевый диорит секутся более молодой диабазовой дайкой. Левый приток р. Джандарчай.



Рис. 6. Диабазовая дайка, секущая граниты. Ущелье р. Джандарчай.

здесь присутствуют и верхнемеловые и среднеэоценовые секущие тела (первые в северной, а последние преимущественно в юго-западной части выступа).

Предполагается также (Заридзе, Татришвили, 1953) наличие здесь доюрских, но секущих гранитоиды даек основного состава. Такое предположение основывается на том факте, что секущих даек, пространственно связанных с гранитоидами, несравненно больше, нежели приуроченных к лейасовым отложениям. Среди таковых следует отметить несколько крупных (от 50 до 150 м) секущих тел калишпатового габбро, в верхнем течении р. Локчай. Подобные породы не отмечаются ни в среднеюрской вулканогенной толще, ни в среднеэоценовых образованиях.

П а л е о з о й с к и й г р а н и т о и д н ы й к о м п л е к с

В сложении Локского выступа кристаллического фундамента ведущее место принадлежит гранитоидным породам палеозойского возраста. Эти породы характеризуются чрезвычайной пестротой состава, что отмечалось всеми исследователями, изучающими петрографию Локского выступа. Разными авторами здесь выделяются следующие типы пород: кварцевые диориты, гранодиориты, граниты (роговообманковые, роговообманково-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, аляскитовые), а также большое количество разнообразных дайковых и жильных тел кислого состава (альбитофиров, альбититов, кварцпорфиров, аплитов).

Прежде чем коснуться возрастных взаимоотношений и условий формирования всей этой гаммы пород, отметим, что среди них можно выделить две большие и важнейшие группы: в первую войдут породы, характеризующиеся полным отсутствием или малым содержанием калиевого полевого шпата, главным образом кварцевые диориты и гранодиориты и банатиты, а во вторую — породы, которые по содержанию в них калишпата можно отнести уже к нормальным гранитам.

Кварцевые диориты развиты главным образом в нижних течениях рек Джандарчай и Локчай и их притоков. Это

породы разных оттенков серого цвета с значительным содержанием темноцветных минералов. Они равномернозернистые, чаще средне- и крупнокристаллические. Текстура пород большей частью массивная, местами неявно выраженная гнейсовидная. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Минеральный состав кварцевых диоритов определяется присутствием кварца, плагиоклаза (андезинового ряда), роговой обманки, биотита и редко небольшого количества калишпата. Из аксессуаров встречаются апатит, циркон и рудный минерал. В качестве вторичных минералов присутствуют хлорит, карбонат, минералы группы эпидота-цоизита, серицит.

Калишпат для кварцевых диоритов не характерен, но участками породы обогащаются калишпатом и кремнием и превращаются в богатые темноцветными компонентами гранодиориты или банатиты. Хотя в последних калишпат содержится уже в заметном количестве, они все же более близки к кварцевым диоритам, чем гранитам (по составу плагиоклазов и количеству темноцветных минералов), и мы их рассматриваем в одной группе.

Среди гранитоидных пород собственно граниты в Локском выступе кристаллического фундамента наиболее развиты и характеризуются большим разнообразием. Среди них можно выделить биотитовые, мусковитовые, аляскитовые и другие разновидности, обособленность которых определяется главным образом различным содержанием в них калишпата и темноцветных минералов, а иногда и структурными особенностями.

Все эти разновидности гранитов представлены массивными, большей частью крупнокристаллическими породами. Структура их гипидиоморфнозернистая, иногда порфиroidная.

Главными пороодообразующими минералами гранитов являются калишпат, кварц, плагиоклаз, биотит, роговая обманка (редко); из аксессуаров присутствуют апатит, циркон, рудный минерал и сфен. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, карбонатом и др. Все разновидности гранитов переходят друг в друга совершенно постепенно. Впрочем, постепенными переходами связаны они и с описанными выше кварцевыми диоритами и банатитами, по мере

обогащения последних калишпатом. Все перечисленные породы секутся жилами и разной мощности дайками альбитофиоров, альбититов, кварцпорфиоров и аплитов. Последние наиболее широко развиты и связываются с конечными фазами гранитного магматизма.

Относительно возрастных взаимоотношений всей этой гаммы пород существует несколько различных представлений, которые можно свести к двум основным. Первое из них высказано самыми ранними исследователями Локского выступа (Барканов, 1936; Устиев, 1936; Грушевой, 1941) и предполагает присутствие в пределах последнего (как и складчатого фундамента Кавказа в целом) двух разновозрастных типов гранитоидов; серых – более древних и розовых – более молодых. Т.Г.Казахашвили в гранитоидах Локского выступа выделяет несколько совершенно обособленных фаз, среди которых наиболее древние кварцевые диориты, а граниты она относит к более поздней и более кислой фазе той же магмы (Казахашвили, 1941).

Согласно второму представлению, все разновидности доюрских гранитоидов Локского выступа относятся к одному магматическому циклу, т.е. фактически являются разновозрастными образованиями, имеющими, однако, свою постумную аплитовую фазу (Заридзе, Татришвили, 1953, 1959; Джавахишвили, 1958). Это мнение, основанное главным образом на фактах постепенных взаимопереходов между различными типами гранитоидных пород (в основном кварцевых диоритов и гранитов), разделяется большинством исследователей, и до самого последнего времени считалось господствующим.

Однако недавно опять было высказано предположение (хотя и с некоторой долей условности), что кварцевые диориты можно считать "наиболее древними гранитоидами магматической кристаллизации Локского массива" и что "геологические данные четко указывают на домезозойский возраст гранитоидов и, возможно, на более молодой их возраст, чем возраст кварцевых диоритов" (Иваницкий, Мгелиашвили, 1971, стр. 53).

По нашему мнению, на территории Локского выступа кристаллического фундамента имеется достаточное количе-

ство фактов, свидетельствующих в пользу необходимости возрастного обособления кварцевых диоритов от гранитов.

Рассмотрим этот вопрос подробнее. Все без исключения исследователи, работавшие на Локском выступе, отмечали, что породы группы кварцевых диоритов занимают гипсометрически наиболее низкие уровни кристаллического сооружения, обнажаясь главным образом в нижних течениях рек Локчай и Джандарчай и их притоков. Типичные кварцевые диориты совершенно лишены калишпата, но участками гипсометрически выше наблюдается их постепенное обогащение и переход в богатые темноцветными минералами (роговая обманка, биотит) гранодиориты, или банатиты. Что же касается богатых калишпатом пород гранитного ряда, то они, как правило, располагаются гипсометрически выше кварцевых диоритов, слагая наиболее высокие участки. Локского выступа фундамента в средних течениях и истоках всех рек района. Такая закономерность пространственного размещения гранитоидных пород Локского выступа впервые была подмечена Т.Г.Казахашвили и нашла отражение на геологической карте, сопровождавшей ее работу (Казахашвили, 1941). В дальнейшем эту точку зрения разделили все авторы, занимавшиеся изучением древних образований Локского кристаллического выступа, вне зависимости от своих взглядов на возрастные взаимоотношения различных типов гранитоидных пород (Джавахишвили, 1958; Адамия, Джавахишвили, Зесашвили, 1959). Указанная выше закономерность пространственных взаимоотношений кварцевых диоритов и пород гранитоидного ряда на Локском выступе фундамента действительно существует и выражена достаточно четко.

Чем же можно объяснить указанную особенность залегания гранитоидных пород или к какому выводу можно прийти на ее основании?

Наблюдающаяся картина вряд ли может быть следствием гравитационной дифференциации, происходящей во внедрившемся магматическом расплаве. О недостаточной обоснованности и малоубедительности такого допущения (Казахашвили, 1941) уже не раз высказывал свое мнение Ш.И. Джавахишвили (1958, 1961, 1962). Следует только добавить, что такие идеальные условия гравитационной диффе-

ренциации возможны разве только в собственно магматических очагах в условиях очень длительной (даже в геологическом смысле) кристаллизации магмы.

Пространственное расположение кварцевых диоритов гипсометрически ниже пород гранитного ряда, по нашему мнению, не может удовлетворительно объясняться также и допущением происхождения последних путем метасоматической гранитизации исходных пород метаморфического комплекса, т.к., во-первых, в таком случае под воздействием поступающих из глубины гранитизирующих растворов на Локском выступе должна была бы наблюдаться обратная картина размещения пород, т.е. на более низких уровнях должны были бы располагаться типичные граниты, а выше — породы чехла этого гранитного "купола". И во-вторых (и это самое главное), как будет показано ниже, несмотря на широкое развитие метасоматических процессов в породах Локского кристаллического выступа можно с уверенностью сказать, что и кварцевые диориты и все разновидности гранитов являются породами первично магматического происхождения, а процессы кремнивого, натриевого и калиевого метасоматоза на них наложены (Иваницкий, Мгелиашвили, 1971; Кекелия, Чхетия, 1977).

Единственным удовлетворительным объяснением наблюдающегося пространственного размещения и взаимоотношения пород кварцево-диоритового и гранитного составов, по нашему мнению, можно считать представление о межформационном внедрении крупной пластообразной гранитной интрузии (или интрузий) вдоль поверхности контакта кварцево-диоритового тела с метаморфическим комплексом. По нашему глубокому убеждению только так и следует представлять и изображать на разрезах ту геологическую ситуацию, которая наблюдается в природе и приводится на картах.

Так что пластовая, т.е. межформационная природа залегания гранитоидного тела Локского кристаллического сооружения, по нашему мнению, не может вызывать сомнения. А такое заключение, со своей стороны ставит нас перед необходимостью допустить также, что кварцевые диориты и породы гранитного ряда в Локском выступе фундамента являются разновозрастными палеозойскими образованиями

и что кварцевые диориты по времени формирования древнее всех разновидностей гранитов,

Впрочем такое заключение как-будто хорошо подтверждается фактом сечения кварцевых диоритов калишпатовыми гранитами, наблюдающимися в ущелье р.Джандарчай (рис. 7).

Придя к такому заключению, мы сталкиваемся с другим не менее важным вопросом, касающимся интервала времени, разделявшего формирование одной группы пород от другой и органически связанным с вопросом времени и условий возникновения кварцевых диоритов. Геологических фактов, однозначно отвечающих на эти вопросы, нет. Однако в силу излагаемых ниже соображений мы склонны думать, что формирование кварцево-диоритовой группы пород значительно оторвано во времени от внедрения гранитных интрузий.



Рис. 7. Картина сечения микроклиновыми гранитами кварцевых диоритов; в последних наблюдаются многочисленные прожилки гранитного материала. Ущелье р.Джандарчай.

Детальными петрологическими исследованиями гранитоидных пород Локского выступа установлено, что метасоматические процессы в них широко развиты (Заридзе, Тагаришвили, 1953, 1959, 1961, 1964; Иваницкий, Мгелиашвили, 1971). Этим процессам подвержены как кварцевые диориты, так и породы гранитной группы. В породах удается различить первичную минеральную ассоциацию исходных пород и ассоциацию, возникшую после проявления метасоматических процессов (Иваницкий, Мгелиашвили, 1971). В кварцевых диоритах присутствует первичный плагиоклаз андезинового ряда, после натриевого метасоматоза в них появляется альбит. Калишпат в кварцевых диоритах представлен редко и в небольшом количестве, к тому же лишь одной генерацией (т.е. в гранодиоритах и банатитах), из чего можно заключить, что в исходной породе его не было и он возник лишь после проявления калиевого метасоматоза.

В породах же гранитной группы присутствует и первичный калишпат, и метасоматический, а две генерации плагиоклаза представлены первичным (магматическим), часто зональным олигоклазом и альбитом (метасоматическим). Из этого можно заключить, что породы гранитного ряда и до проявления процессов калиевого и натриевого метасоматоза по своему минеральному составу соответствовали гранитам. Эти процессы придали им лишь определенный вид и структурную обособленность с возникновением порфировидных, микропегматитовых и графических структур (Иваницкий, Мгелиашвили, 1971).

То же самое можно сказать, очевидно, и о кварцевых диоритах, с той лишь разницей, что метасоматические процессы (альбитизация и калишпатизация) местами превратили их в гранодиориты и банатиты.

Что же касается постепенных переходов между породами группы кварцевых диоритов и нормальными гранитами, то они должны быть приписаны сильному метасоматическому воздействию постмагматических растворов, поступающих и циркулирующих обычно по ослабленным зонам.

Таковыми зонами в нашем случае безусловно были нижний и верхний контакты пластообразной гранитной интрузии с кварцеводиоритовой подошвой, с одной стороны, и с ме-

таморфитовой кровлей – с другой. В первом случае связанные с постмагматическими растворами последовательные натриевый, калиевый и кремниевый метасоматоз способствовали образованию банатитов и калишпатсодержащих кварцевых диоритов. С этим же процессом было, должно быть, связано и образование пород типа калишпатовых габбро (правый приток р. Локчай, к северо-востоку от с. Лок-Джандари), а также микроклинизация ксенолитов основных пород в зоне соприкосновения кварцевых диоритов с гранитами. Здесь же следует отметить, что ксенолиты основных пород, заключенные в кварцевые диориты или граниты в некотором удалении от зоны их контакта не обнаруживают следов проникновения гранитного материала и характеризуются резкими очертаниями. Очевидно, метасоматизирующий материал гораздо легче проникал в приконтактовую зону кварцевых диоритов, раздробленную внедрением гранитной межформационной интрузии, чем внутри них. Отсюда и постепенные переходы гранитов в кварцевые диориты посредством микроклинизированных кварцевых диоритов и банатитов, возникших в зоне контакта под воздействием постмагматических растворов (рис. 8).

Другой "поток" метасоматизирующего кремниевощелочного материала проникал, видимо, вдоль верхнего контакта гранитной интрузии с кровлей из пород метаморфического комплекса. В верхних горизонтах гранитного тела наблюдается сильная альбитизация, калишпатизация и окварцевание пород, проявившиеся в образовании порфировидных гранитов, возникновении графических структур, пертитизации калишпата и др.

Такому представлению как будто противоречит тот факт, что в породах кровли (метаморфических сланцах) не отмечены ни следы сильного интрузивного воздействия гранитов (за исключением окварцевания), ни интенсивное пропитывание метаморфических сланцев метасоматизирующим материалом с образованием мигматитовых полей и ореолов. Однако это не совсем так. Не следует забывать, что большая часть метаморфической кровли на Локском выступе уничтожена последующими размывами, так же как и некоторая верхняя часть гранитов. Так что в настоящее время контакт интрузии и кровли наблюдается лишь на ограничен-

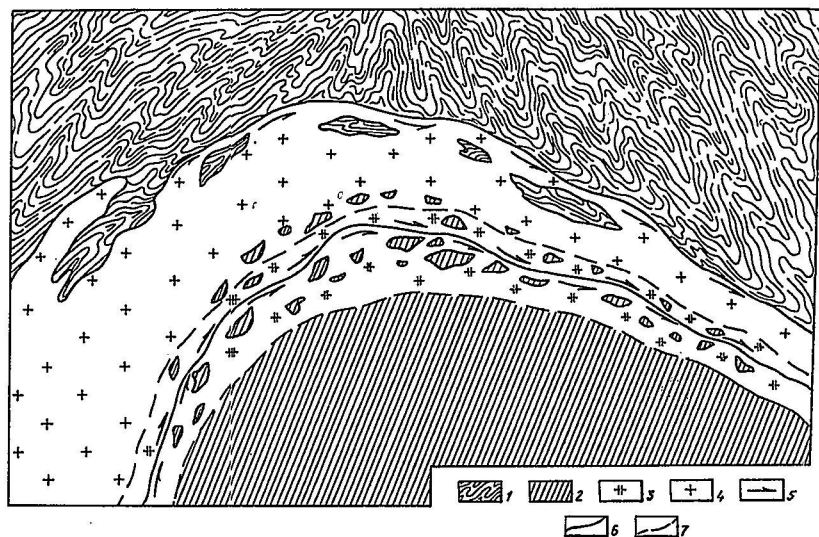


Рис. 8. Схема возникновения и взаимоотношения метаморфитов, гранитов и пород группы кварцевых диоритов Локского выступа фундамента.
 1 - метаморфический комплекс, 2 - интрузия кварцевого диорита, 3 - породы, возникшие путем метасоматической переработки кварцевых диоритов (микроклинизированные кварцевые диориты, гранодиориты, банатиты), 4 - гранитная межформационная интрузия (односторонний лакколит), 5 - пути проникновения аутометасоматизирующих растворов, 6 - границы гранитной интрузии, 7 - границы новообразованных пород кварцево-диоритовой группы.

ных периферических участках Локского кристаллического выступа. Несмотря на это, в ряде мест все же хорошо устанавливается весьма сильное интрузивное воздействие на метаморфические сланцы кровли и их пропитывание гранитоидным материалом. В этом отношении наиболее примечательна северная окраина с. Камышло, где породы метаморфического комплекса в контакте с гранитами сильно раздроблены, очевидно, под сильным механическим воздействием интрузии и как бы сцементированы затем гранитным материалом, так что вся контактовая зона, мощностью около 50 м, представляет собой агматовое поле с палеосомой из огромных глыб метаморфических сланцев и неосомой из гранитного материала.

Еще одним доводом в пользу существования в Локском выступе фундамента независимого кварцево-диоритового магматического проявления может служить также наличие даек кварцевых диоритов в нижней, амфиболитовой части метаморфического комплекса, не пропитанной гранитоидным материалом.

Исходя из вышеизложенного фактического материала и учитывая общую закономерность двуцикличности палеозойского гранитоидного магматизма на Большом Кавказе и Закавказском срединном массиве, можно с уверенностью заключить, что Локский выступ кристаллического фундамента в этом отношении тоже не исключение. Здесь гранитоидный комплекс, являющийся основным слагаемым "массива", так же представлен двумя различными по возрасту и по своей природе группами: более древней, представленной кварцевыми диоритами и банатитами и более молодой, объединяющей граниты -биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, аляскитовые и др. Эти две группы отвечают двум различным по времени магматическим циклам и не могут рассматриваться в качестве двух фаз одного и того же цикла.

Жильная фация палеозойских гранитоидов Локского кристаллического выступа представлена, главным образом, дайками и небольшими секущими телами кварцпорфиров, альбитофиров, аплитов и реже пегматитов. Все эти породы генетически связываются с конечными фазами палеозойского гранитоидного магматизма. Среди них наиболее распространены дайки (иногда довольно крупные) аплитов, простран-

ственно связанные преимущественно с разновидностями гранитов, богатых темноцветными минералами и ксенолитами основных пород. По сравнению с вмещающими гранитами аплиты представляют собой породы более мелкозернистые и лейкократовые. Структура их большей частью паналлотриоморфная с широким развитием графических структур сростаний кварца с калишпатом и плагиоклазом. В аплитах хорошо выражен процесс натриевого метасоматоза, благодаря которому типичные на вид аплиты в действительности оказываются вторичными метасоматическими породами — альбититами (Иваницкий, Мгелиашвили, 1971).

Пегматиты, в виде маломощных жил (до 30 см), небольших гнезд и неправильной формы раздувов, встречаются в небольшом количестве. Они представлены крупнозернистыми агрегатами кварца, калишпата, плагиоклаза и мусковита, в небольшом количестве содержат акцессории — циркон, апатит, гранат. Локским пегматитам не присущи макрографические структуры сростаний кварц-полевошпатовых агрегатов, мусковит часто образует крупнокристаллические обособленные участки.

ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО И ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА

При решении вопроса о возрасте метаморфитов выступов кристаллического фундамента Закавказского срединного массива, даже за пределами Грузии (Арзаканский и Апаранский "массивы" отправной точкой всегда была свита "филлитов" Дзиркульского кристаллического сооружения, нижнекембрийский возраст которой определен фаунистически. В случае локских метаморфитов, во многом схожих с дзиркульскими, совершенно справедливо, всегда придерживались того же правила. Следовательно, возраст исходных для Локских метаморфитов вулканогенно-осадочных пород следует считать раннепалеозойским. Однако, как указывалось выше, предполагая, что самая нижняя часть метаморфитов, сложенная габбро-диабаз-амфиболитовой сложной совокупностью по-

род, представляет фрагмент древнего меланократового фундамента дна бассейна (эвгеосинклинали), в котором отлагались материнские породы метаморфического комплекса (сланцевых, графит-серицитовых сланцев, филлитов, мраморов), мы допускаем ее более древний возраст; во всяком случае, никак не моложе верхов рифея.

Что же касается возраста Локского гранитоидного комплекса, то для него геологические данные дают весьма обширный промежуток времени. Обе группы гранитоидов — и кварцевые диориты и микроклиновые граниты — внедрены последовательно в предположительно нижнепалеозойский метаморфический комплекс и трансгрессивно перекрываются нижним лейасом.

Для определения возраста группы кварцевых диоритов, гранодиоритов и банатитов никаких прямых данных нет; известно только, что они моложе нижнего палеозоя и секутся микроклиновыми гранитами. В этом случае никакие аналогии с Дзиркульским или Храмским выступами уже не могут быть правомерными, т.к. в последних эта группа гранитоидов представлена гнейсовидными разностями, а большая часть этих пород, будучи парагнейсами (во всяком случае в Храмском кристаллическом выступе; Кекелия, Хуцишвили, 1977; Хуцишвили, 1977) никак не может рассматриваться моложе процесса испытанного материнскими породами метаморфизма, вероятно, раннекаледонского. Так что определение возраста кварцевых диоритов Локского кристаллического выступа всецело зависит от возраста секущих их микроклиновых гранитов.

Измерения абсолютного возраста пород гранитной группы Локского выступа дают цифры 319 и 332 млн. лет (Рубинштейн, 1967; Иваницкий, Мгелиашвили, 1971), соответствующие раннему-среднему карбону. Однако учитывая, что эти значения получены для мусковита из пегматита, а пегматиты по времени образования связываются обычно с конечными фазами гранитного магматизма, можно с достаточной уверенностью утверждать, что внедрение основной части палеозойских микроклиновых гранитов и все связанные с ним магматические и метасоматические процессы имели место не позднее раннего визе. Если же учесть теперь, что доюрская история развития Локского и Храмского кристаллических сооружений как выступов единого палеозойского

фундамента, протекала несомненно в одинаковых условиях и что на Храмском выступе со времени образования гранитного комплекса до начала накопления вулканогенно-осадочной толщи¹, т.е. до среднего визе должно было пройти значительное время (необходимое для размыва гнейсово-мигматитовой кровли гранитов мощностью, равной глубине образования гранитов и еще определенной верхней части последних), то верхи девона-низы карбона, по нашему мнению, самый вероятный интервал времени для формирования палеозойских микроклиновых гранитов как на Локском, так и на Храмском выступах фундамента.

Этот промежуток, как известно, является временем проявления бретонской фазы герцинского тектоно-магматического цикла.

Таким образом, для формирования пород группы кварцевых диоритов остается отрезок времени от раннекаледонской складчатости до бретонской фазы орогенеза. Хотя следует признать, что вопрос о возрасте обеих групп гранитоидов нельзя считать окончательно решенным и для подтверждения правомерности или несостоятельности предположения автора необходимы дополнительные радиологические данные.

Однако здесь нельзя не учесть новейшие сведения относительно возраста гранитоидов Локского кристаллического сооружения. Дело в том, что совсем недавно в Институте геохимии и физической минералогии АН УССР свинцовым методом были получены цифры, которые превзошли все ожидания. В частности для цирконов (самых устойчивых к радиоактивному "утечкам" минералов) из лейкократовых гранитов были получены цифры 1200 ± 100 млн.лет, а для мусковитового гранита 1600 ± 200 млн.лет (Собатовия и др., 1975; Вардзелашвили, 1976). По мнению авторов, столь древние значения возраста на общем фоне герцинского тектогенеза следует объяснить тем, что отдельные участки пород в целом и многие

¹ Имеется ввиду предположение, что на Храмском выступе фундамента микроклиновые граниты древнее верхневизейско-башкирской вулканогенно-осадочной толщи кварцпорфирового состава и последние должны располагаться на гранитах трансгрессивно (Хуцишвили, 1977).

минералы, в частности, сохранили свинцово-цинковые отношения, присущие материнскому субстрату. Развивая свою мысль дальше, авторы приходят к заключению, что полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что преобразование древнего субстрата в гранитную магму имело место задолго до проявления кавказской складчатости и, следовательно, граниты могут представлять собой породы реоморфного типа (Собатович и др., 1975; Вардзелашвили, 1976). С таким заключением авторов трудно согласиться, так как реоморфные и любые другие граниты должны обнаруживать абсолютный возраст, соответствующий не времени палингенеза, а скорее времени внедрения и застывания в той или иной среде. Так что, если можно положиться на эти цифры, то их скорее всего следует объяснить присутствием в гранитоидах Локского выступа отдельных реликтовых глыб непереработанного древнего фундамента. И все-таки очень настораживает то, что авторы не дают ни одну палеозойскую цифру, т.е. цифру той среды, в которую включены непереработанные глыбы. Если же допустить, что получены абсолютные значения лишь для тугоплавкого циркона, то это, само собой, конечно факт весьма немаловажный, так как он дает нам представление о возрасте коры, подвергшейся палингенезу, но ничего не говорит о времени внедрения магмы, что несомненно не менее важно.

Как бы то ни было, эти новые данные очень важны и заслуживают внимательного анализа хотя бы потому, что ставят перед нами новые проблемы, для решения которых необходимо искать новый фактический материал. В частности, соображение о непереработанных реликтовых глыбах, включенных в Локский выступ фундамента в какой-то мере противоречат представлению о накоплении материнских пород метаморфического комплекса на океанической коре, если не допустить отторжения отдельных крупных "кусков" континентальных плит при их раннекаледонской коллизии. Впоследствии эти отторженцы могли бы быть захвачены герцинскими гранитоидными интрузиями. В таком допущении хотя и нет ничего невозможного, однако без достаточно веских доказательств безоговорочно придерживаться его конечно нельзя.

Ю р с к и е г р а н и т о и д ы

О наличии на территории Локского кристаллического выступа послепалеозойских гранитоидов уже давно изве-

стно (Казахашвили, 1941; Габуния, Гамкрелидзе, 1942). В 1958 г. Ш.И. Джавахишвили высказал мнение о их среднеюрском, точнее батском возрасте, на основании того, что они секут лейасовые и байосские отложения, а каких-либо следов их интрузивного воздействия на сеноманские образования не замечено. Он установил границы площади их развития и детально изучил вопросы генезиса, петрологические особенности и пространственные взаимоотношения с другими породами. Поэтому ограничимся лишь общей характеристикой Поладаурской интрузии. В последние годы несколько уточнен возраст интрузии, но мы остановимся на нем в разделе о геологическом развитии области, пока же будем ее называть послепалеозойской или юрской.

Послепалеозойские гранитоиды распространены в основном в восточной части Локского выступа, обнажаясь по ущельям рек Ахсу, Перпенджан, Баритисхеви и в окрестностях г. Карадаг.

В сложении интрузии отмечается участие двух разновидностей гранитоидов: крупно- и среднезернистых пород с гипидиоморфной структурой и мелкозернистых аплитовых пород, обладающих паналлотриоморфной или микропегматитовой структурами. В крупнозернистых гранитоидах почти всегда отмечается различное содержание биотита, реже мусковита. Аплитовидные граниты в малом количестве содержат мусковит. Переходы между этими породами совершенно постепенные. Было высказано также мнение, что значительная часть Поладаурской интрузии, по крайней мере на левобережье р. Поладаури, образована в результате гранитизации кварцевых песчаников лейаса и что на маленьком отрезке у "моста Тамары" (Ит-Керпи) кварцевые песчаники постепенно переходят в граниты (Джавахишвили, 1958). Отмеченные выше основные положения по послепалеозойским гранитоидам были приняты всеми исследователями, работавшими впоследствии в этой области (Заридзе, Татришвили, Хмаладзе, Дудаури, 1965).

Однако Т.В. Иваницкий и Т.Н. Мгелиашвили, работавшие в последние годы на территории Локского кристаллического сооружения, высказали серьезные сомнения по поводу обоснованности некоторых из приведенных выше соображений. В частности, согласно этим авторам, в восточной части Локского кристаллического выступа развиты в основном

палеозойские гранитоиды, в которых наблюдаются небольшие штоки и секущие тела мелкозернистых аплитовидных молодых гранитоидов. Они не разделяют также мнения о широком развитии процессов гранитизации, в частности — у "моста Тамары" представлены лишь крупнозернистые, сильно катаклазированные и раздробленные гранитоиды палеозойского возраста, подвергшиеся впоследствии сильным гидротермальным изменениям (Иваницкий, Мгелиашвили, 1971).

Не задаваясь целью решить перечисленные спорные вопросы однозначно, считаю все-таки нужным изложить результаты своих наблюдений и свои соображения по этому поводу.

По нашим наблюдениям, восточную часть Локского кристаллического сооружения в основном составляют все же послепалеозойские гранитоиды, но они вмещают в себя большое количество крупных останцев палеозойских гранитоидов. Последние занимают значительные по площади участки (иногда в несколько сот кв. м) внутри пределов развития юрских гранитоидов. Такие останцы были встречены, например, в долине р. Ахкерпичай на правом берегу, в 1,5 км выше "моста Тамары". Видимая площадь, занятая этим останцем палеозойских гранитоидов, около 800 кв. м., он со всех сторон покрыт аллювиальными образованиями и галечником поймы р. Ахкерпичай, так что взаимоотношения со среднеюрскими гранитоидами здесь не устанавливаются. Выходы последних из-под четвертичного покрытия появляются лишь на некотором отдалении на склонах ущелья. Другой крупный останец палеозойских гранитоидов обнажается в первом правом притоке р. Ахкерпичай, выше ее слияния с р. Гюль-Магометчай. Древние гранитоиды здесь обнажаются лишь в русле речки, соприкасаясь вниз по течению с юрскими аплитовидными гранитоидами; переход между ними нечеткий, но зона контакта несет следы сильного интрузивного воздействия — ороговикования и окварцевания. С другой стороны, вверх по течению речки на древние гранитоиды налегают базальные конгломератовые слои лейаса (рис. 9). Этот контакт тоже сильно раздроблен и гидротермально изменен до такой степени, что нелегко отличить граниты от конгломератов. Обнажение здесь ограничено узкой полосой русла реки, склоны которой сплошь покрыты лесом и задернова-

ны, так что наблюдающаяся здесь картина не прослеживается. В соседних притоках р.Ахкерпичай обнажаются уже юрские мелкозернистые гранитоиды, но их контакт с лейасовыми отложениями не улавливается.

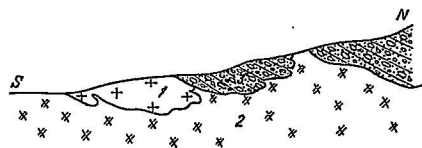


Рис. 9. Зарисовка взаимоотношения пород в правом притоке р.Ахкерпичай.

1 - палеозойские гранитоиды, 2 - среднеюрские гранитоиды, 3 - лейасовые конгломераты.

Особенно много останцев палеозойских гранитоидов наблюдается в бассейнах рек Карасу и Баритисхеви и в районе горы Карадаг. Здесь даже трудно сказать, какие гранитоиды преобладают, но условия обнаженности не позволяют установить точные границы этих останцев, хотя нет сомнения, что некоторые наиболее крупные останцы следовало бы выделить на карте. О наличии небольших выходов древних гранитоидов с залегающими на них базальными слоями лейаса на водоразделе рек Карасу и Баритисхеви указывал и Ш.И.Джавахишвили. Вместе с тем, он подчеркивал, что везде, где только наблюдаются контакты гранитоидов с отложениями лейаса, последние прорваны гранитоидами и обнаруживают следы сильного интрузивного воздействия. Все участки крупнозернистых гранитоидов, встречающихся среди мелкозернистых пород, Ш.И.Джавахишвили относит также к среднеюрским образованиям, считая их лишь разновидностями последних. По нашему же мнению, большая часть крупнозернистых гранитоидов в восточной части Локского выступа фундамента должна рассматриваться в качестве останцев палеозойских пород. Это относится в первую очередь к крупнозернистым биотитовым гранодиоритам, встречающимся в центральной части выхода гранитоидов по ущ.р.Баритисхеви, и крупнозернистым породам на северо-западных склонах г.Карадаг. По нашим наблюдениям кру-

позернистые разновидности пород никогда не селят непосредственно лейасовые слои или среднеюрскую порфиритовую свиту,

они сначала сменяются мелкозернистыми породами, которые уже активно интрузивно контактируют с осадочными образованиями. Такое взаимоотношение мелкозернистых гранодиоритов с вмещающими юрскими отложениями хорошо устанавливается в западной части подадаурской интрузии, в бассейне р.Ахсу. Здесь юрские мелкозернистые аплитовидные гранитоиды почти совершенно лишены останцев палеозойских гранитоидов. На этом участке последние, очевидно, были расположены на большей глубине, чем на правом берегу р.Перпенджан (Поладаури). Зато по левому берегу реки, в 80-100 м ниже "моста Тамары" в гранитоидах сидит довольно крупный (около 30 м) останец или ксенолит лейасовых кварцевых песчаников. Он сильно обогащен гранитоидным материалом, окрашен в розовый цвет, испещрен жилами кварца и совершенно незаметно переходит в аплитовидный гранит у "моста Тамары". В 500 м выше этого моста, на левом берегу р.Гюльмагаметчай, мелкозернистые граниты контактируют уже с основным выходом лейасовых песчаников и байосских вулканогенных пород, слагающих северное крыло крупной широкой синклинали. И вулканогенные породы и особенно песчаники испещрены кварцполевошпатовыми жилами, ороговикованы и обогащены розовым материалом. Не исключена возможность проявления на этом участке последующих гидротермальных процессов, т.к. сильно инъецированные гранитоидным материалом песчаники лейаса пиритизированы.

Суммируя все вышеизложенное, думаем, что для восточной части Локского выступа фундамента не оправдано умаление роли послепалеозойского гранитоидного магматизма, но и отрицание фактов присутствия значительных по размерам и количеству реликтов палеозойских гранитоидов в пределах развития юрской гранитоидной интрузии, также не будет соответствовать действительности.

Общее представление о геологическом строении этой области много выиграет, если в результате дальнейших работ среди пород послепалеозойской подадаурской интрузии будут выделены участки, сложенные наиболее крупными останцами палеозойских гранитоидов. Это тем более необходимо, что различие указанных пород более или менее хорошо удается даже в полевых условиях по общему их габиту-

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В тектоническом отношении Локский выступ древнего складчатого фундамента представляет собой наиболее высоко приподнятую и глубокоразмытую часть Локского поднятия, входящего в состав Локско-Карабахской слабоскладчатой зоны Малого Кавказа.

По своей тектонической природе Локское поднятие весьма близко с расположенным чуть севернее Храмским. Оба эти сооружения обладают четко выраженным двухъярусным строением, т.е. состоят из древнего складчатого фундамента, обнажающегося соответственно в виде Локского и Храмского выступов и сравнительно слабодислоцированного чехла мезозойских отложений, расположенного на них с большим угловым несогласием. Выступы фундамента Локского и Храмского поднятий как в структурно-формационном отношении, так и по возрасту становления, обнаруживают большое сходство, что несомненно говорит о их генетическом единстве и тождественности домезозойского их развития.

Что же касается послепалеозойских отложений, покрывающих Локский и Храмский выступы, то по своему формационному характеру они существенно различны. Эти различия особенно хорошо подчеркнуты ниже- и среднеюрскими образованиями и несомненно обусловлены тем, что геотектоническое развитие сопоставляемых областей в послепалеозойское время, точнее на раннем этапе альпийского цикла (в широком смысле), протекало по совершенно различным направлениям. Храмское поднятие после палеозоя подверглось лишь кратковременной лейасовой трансгрессии (начавшейся в среднем лейасе), затем в течение всей средней юры представляло область устойчивого воздымания и размыва и до повсеместной сенюманской трансгрессии покрылось морем еще дважды — и опять урывками — в верхней юре и в нижнем мелу (Хуцишвили, 1977). А область Локского поднятия с самого же начала лейасового времени подверглась

все нарастающей трансгрессии, начала интенсивно погружаться и в средней юре превратилась в ярко выраженный прогиб, если и не типично эвгеосинклинальный, то по мощи вулканизма ему близкий. Горообразовательные движения проявились здесь лишь после средней юры, вероятнее всего в позднеюрское время. К этому же времени следует отнести и гранитоидный магматизм (Поладаурский и Бардадзорский интрузии) и вообще обособление области как независимой геоструктурной единицы. Так как характер складчатости последней по степени напряженности не соответствует типично геосинклинальной, т.е. не является полной и линейной, Локско-Карабахская зона названа слабоскладчатой (П.Гамкрелидзе, 1966), хотя по своему поведению на стадии погружения, т.е. необыкновенно мощному проявлению вулканизма в средней юре, она обнаруживала некоторое сходство с прогибами эвгеосинклинального типа. Учитывая все эти особенности, Локское поднятие, как наиболее приподнятую часть складчатой системы, следует рассматривать скорее всего в качестве поднятия геантиклинального типа. Поэтому в структурном и генетическом отношении оно никак не может сопоставляться с Храмским поднятием, которое по всем своим признакам представляет собой горстообразно приподнятую часть нерегенерированной жесткой единицы Артвино-Болнисской глыбы, характеризующейся неполнотой разреза лейасовых, верхнеюрских и нижнемеловых отложений и полным отсутствием вулканогенной средней юры.

Локское поднятие, как геотектонически хорошо выраженная единица, помимо собственно выступа древнего складчатого фундамента, охватывает также прилегающие к нему участки, покрытые мезозойскими отложениями.

Западную границу Локского поднятия образуют два кулисообразно замещающих друг друга сброса меридионального направления, в обоих сбросах опущены западные крылья. Более крупный южный сброс проходит в 1 км западнее от с.Гора. Его амплитуда не более 400 м. Вдоль этого нарушения метаморфический комплекс фундамента, обнажающийся в приподнятом восточном крыле, упирается

1. Хотя следует отметить, что по последним данным большая часть среднеюрских вулканогенных образований отвечает андезитовому вулканизму (Малкасян, 1975; Отчет Поладаурской ГПП ГПУ, 1976).

в разные горизонты лейасовых отложений западного крыла. Амплитуда северного сброса, зарождающегося чуть западнее первого и проходящего через с.Сафарло, не превышает 100 м. Хотя конфигурация поверхности фундамента, погружающегося в западном направлении, сильно нарушена южным сбросом, все же в северной части западной периферии Локского поднятия устанавливается, что на запад фундамент уходит под лейасовые, байосские, верхнемеловые и среднеэоценовые отложения с падением не более $25-30^{\circ}$. Резкое увеличение углов падения осадочного покрова замечается лишь в близлежащих к тектоническим нарушениям зонах. На западной периферии поднятия следует отметить также два небольших разрыва, проходящих в широтном направлении чуть севернее с.Гора. В обоих нарушениях приподняты северные крылья. Наиболее интересным является северный разрыв, приводящий впритык верхнелейасовые и байосские образования южного крыла с нижними горизонтами лейаса-северного (амплитуда 150-200 м). Это нарушение интересно тем, что в западном направлении оно скрывается под среднеэоценовыми вулканогенными образованиями (т.е. является досреднеэоценовым) и в то же время с востока срезается описанным выше южным меридиональным сбросом.

Вопрос южной границы Локского поднятия более спорный, т.к. здесь эта граница не совпадает с таковой выступа фундамента, т.е. не проходит по крайним южным выходам пород субстрата. Последний в южном направлении скрывается под лейасовыми, байосскими и среднеэоценовыми отложениями, не испытывая при этом резкого погружения. Скорее наоборот, весьма пологие южные падения (не более $10-15^{\circ}$) среднеэоценовых вулканогенных образований, непосредственно обрамляющих с юга западную часть выступа фундамента, несомненно свидетельствуют о таком же пологом залегании поверхности фундамента и совершенно постепенном погружении последнего в южном направлении. То же самое можно сказать и о восточной части выступа, с той лишь разницей, что здесь (восточнее меридиональной линии, проходящей через с.Локджандари) пологие южные падения ($15-20^{\circ}$) замеряются уже в конгломератах и кварцевых песчаниках базальных слоев лейаса, перекрывающих

горы древнего складчатого основания на водоразделе истоков рек Локчай и Гюль-Магометчай. Так что, судя по элементам залегания, наблюдающимся в южном осадочном обрамлении Локского поднятия, фундамент с незначительным южным уклоном уходит на юг, скрываясь под мезогайнозойскими отложениями Сомхитского хребта. Однако указанные выше небольшие углы падения, присущи отложениям, развитым лишь в близконтактной с фундаментом полосе. В 3-4 км южнее картина резко меняется. Уже на южных склонах Сомхитского хребта, в районе между селениями Муганло-Сариар в туфогенных слоях среднего эоцена наблюдается резкий коленчатый перегиб, скорее перелом. Слои, падающие под углом в 10° , приобретают падения $60-70^{\circ}$, иногда до 80° . Примечательно, что здесь фиксируются и крутые северные падения, так что в вулканогенной толще устанавливается несколько мелких крутых складок. Затем южнее с.Саатло слои выполаживаются и приобретают уже северное падение под углом 15° .

Такое резкое изменение характера тектоники среднеэоценовых отложений в полосе шириной не более 1,5 км, очевидно, отвечает конфигурации поверхности фундамента, погребенного под ними. А резкий перелом поверхности фундамента, т.е. его подземного рельефа, должен быть обусловлен наличием в породах субстрата, под вулканогенно-осадочными образованиями, крупного нарушения взбросового характера, вдоль поверхности которого северный блок значительно приподнят (см. разрез II-II к схеме геологического строения). Судя по простиранию полосы с крутым падением слоев и направлению сжатых мелких складок, нарушение фундамента должно иметь запад-северо-западное направление и проходить по линии Сариар-Муганло и далее по руслу р.Мошевани. Интересно, что наличие здесь глубинного разлома субширотного направления предполагается и Ш.И.Джавахишвили, отметившим, что в этой полосе эоценовые вулканогенные образования обнаруживают следы сильного гидротермального изменения - окварцевания, сульфидизации, пропитывания окислами железа (Джавахишвили, 1959). Западнее меридионального течения р.Мошевани круто падающие эоценовые слои выполаживаются и пе-

региб в них уже не замечается.

В восточном направлении перегиб слоев в мезозойско — кайнозойских отложениях также не улавливается. Возможно, к востоку происходит постепенное затухание разлома фундамента, но не исключено также, что ступенчатое расположение последнего в значительной мере сглаживается и не отражается в вулканогенном среднем эоцене в силу наличия между ним и поверхностью фундамента лейасовых и мощных среднеюрских вулканогенных образований (см. разрез III—III).

На южной периферии Локского выступа хотелось бы отметить еще долейасовый разрыв субмеридионального направления, проходящий чуть севернее с Локджандари и хорошо устанавливающийся по значительному смещению полосы выхода метаморфических сланцев на юг в восточном приподнятом крыле нарушения, обнаруживающего сбросо-сдвиговую природу (левый сдвиг). К сожалению, амплитуда нарушения точно не устанавливается, т.е. не устанавливается амплитуда сброса; что же касается сдвиговой составляющей, то, судя по смещению полосы метаморфических сланцев, ее величина должна определяться примерно в 1 км. Следует отметить, что следы нарушения в виде небольшой зоны дробления и минерализации наблюдаются и в лейасовых отложениях, но так как лейасовые слои не смещены относительно друг друга, то можно предположить, что возраст нарушения долейасовый; после же лейаса имели место, очевидно, лишь незначительные подвижки.

Южный контур восточной части Локского выступа фундамента в плане образует резкий ступенчатый перелом; северная часть выступа заметно удлинена к востоку. Эта "ступень" хорошо выражена полосой выхода лейасовых конгломератов и кварцевых песчаников, обрамляющих выступ фундамента с юга и с востока в бассейне левых притоков р. Гюль-Магометчай. Южные падения слоев на южной периферии резко сменяются восточными — на восточной периферии. Затем опять наблюдаются южные падения лейасовых слоев, облекающих удлиненный на восток выход фундамента в северной части. Элементы залегания слоев среднеюрской вулка-

ногенной толщи, трансгрессивно перекрывающей лейас и развитой вдоль всего течения р. Гюль-Магометчай, не совпадают с таковыми лейаса. Байосские слои, начиная с самых верховьев реки, имеют в общем меридиональные простирания и образуют узкие довольно крутые антиклинали (с падением крыльев 50–70°) и широкие раскрытые синклинали. При этом как на южной, так и восточной перифериях выступа в прилегающей к нему полосе все же заметно господствуют восточные падения, так что, поверхность фундамента и в восточной части южной периферии и в южной части восточной должна иметь в общем восточный наклон. На ней мезозойские отложения собраны в складки покровного характера, иногда с довольно крутыми крыльями. При таких условиях об установлении более или менее точной южной границы Локского поднятия говорить не приходится. Можно лишь предполагать, что фундамент в юго-восточной части поднятия плавно, но в то же время круто опускается под юрскими образованиями, обнаруживающими тенденцию периклинального облекания Локского антиклинального поднятия с востока. В некотором отдалении от выступа, судя по падениям байосских отложений, подземный рельеф фундамента, очевидно, несколько выглаживается. И все-таки эта обширная площадь, почти полностью сложенная среднеюрскими вулканогенными образованиями на южной периферии Локского поднятия в бассейнах рек Гюль-Магометчай и Ажкерпичай, представляет собой весьма своеобразную структурную картину. В разрезе почти по всему протяжению р. Гюль-Магометчай до "моста Тамары" азимуты простирания, измеряемые в туфогенных слоях, за редким исключением, — субмеридиональные с падением на восток. Остается впечатление пологопадающей слабоволнистой моноклинали, погружающейся в восточном направлении. Однако легко заметить, что с такими элементами залегания вулканогенные слои средней юры в северном направлении непременно должны упираться в лейасовые конгломерато-песчаники, облекающие Локское кристаллическое сооружение с юга и имеющее в общем широтное простирание с пологим падением на юг. А в таком случае не может быть речи о нормальном залегании байоса на лейасе и контакт между ними должен быть тектоническим, к примеру в виде

надвигания широким фронтом вулканогенных пород на север. Подобное представление заманчиво и тем, что таким надвигом легко можно было бы объяснить факты перекрывания байосом разных горизонтов лейаса вплоть до его базальных слоев, что обычно принято объяснять байосской трансгрессией (после донецкой фазы складчатости и регрессии) и угловым несогласием. К сожалению, из-за труднопроходимой лесистой местности и неудовлетворительной обнаженности нам не удалось проследить ниже-среднеюрский контакт на всем его протяжении и установить его природу.

Но некоторыми данными мы располагаем: в верховьях р.Гюль-Магометчай, где сливаются три его главных истока, в начале левого из них можно увидеть налегание туфогенных слоев непосредственно на базальные конгломераты лейаса с азимутом падения ЮЗ 110° , угол 40° ; вулканогены падают в том же направлении под углом в 25° ; каких-либо следов тектоники не обнаруживается, самое обыкновенное угловое несогласие. Если заметны кое-какие нарушения, то лишь в виде незначительного межформационного движения, выражающегося в мелкой складчатости тонкой пачки лейасовых сланцев, зажатых при этом между мощными слоями конгломератов, с одной стороны, и вулканогенных пород с другой (рис.10).

В широтном истоке Гюль-Магометчая падения в чередовании туфобрекчий и туфов опять все время восточные. Однако в сторону водораздела с р.Локчай слои постепенно поворачиваются и уже у самой перевальной линии, где выходят лейасовые сланцы, азимут падения вулканогенов становится ЮВ 150° , угол -30° ; совершенно согласно подстилается сланцами лейаса с теми же элементами, дальше сразу по другую сторону хребта ниже следуют базальные конгломераты лейаса, из-под которых выходит узкая полоса кристаллических сланцев; в истоках р.Локчай лейас трансгрессивно залегает уже на породах кристаллического основания (рис.11). И еще: совсем недавно, совместно с Ш.А.Адамия нам удалось осмотреть левобережье р.Гюль-Магометчай в окрестностях "моста Тамары" (Ит-Керпи). Здесь на левом склоне реки чередование дацитовых туфов, туфобрекчий и лав на небольшом расстоянии меняет свое

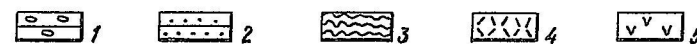
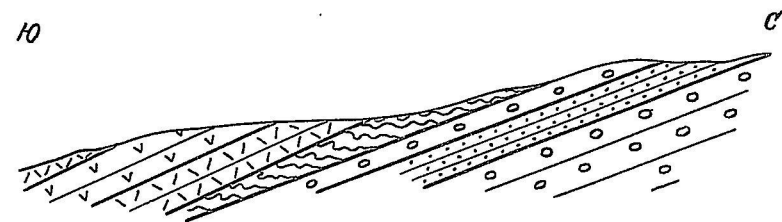


Рис. 10. Схематический разрез в левом истоке р.Гюльмагометчай. Лейас: 1 - конгломераты, 2 - песчаники, 3 - перемятые сланцы; байос, 4 - туфы, 5 - порфириновые лавы.

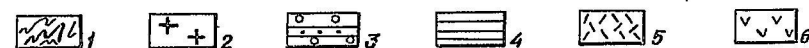
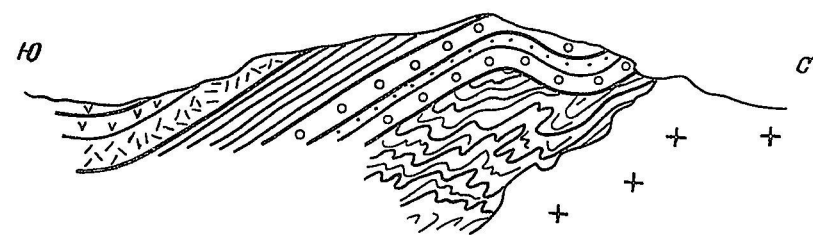


Рис. 11. Схематический разрез через водораздел рр.Гюльмагометчай и Локчай в их истоках. 1 - метаморфические сланцы, 2 - микроклиновые граниты; лейас, 3 - базальтовые слои, 4 - глинистые сланцы; байос, 5 - туфы, 6 - порфириновые лавы.

падение с СВ на СЗ и затем на ЮЗ, к северу, т.е. выше по склону, постепенно приближаясь к элементам залегания лейасовых отложений.

Выше по реке, в ее первом, сравнительно большом левом притоке туфогенные слои средней юры действительно упираются в лейасовые сланцы, языкообразно выступающие здесь далеко на восток, так что наличие здесь субмеридионального разрыва небольшой амплитуды очевидно. Однако это не дает основания предполагать тектоническое сопряжение нижней и средней юры вдоль всего извилистого их контакта на южной периферии Локского кристаллического сооружения. Вопрос этот, видимо, требует дальнейших исследований.

На юго-восточном окончании Локского выступа кристаллического фундамента необходимо отметить также несколько разрывов СЗ-ЮВ простирания. Первый из них и самый крупный начинается приблизительно в ущелье р.Локчай, затем в ЮВ направлении проходит через истоки первого левого крупного притока р.Гюль-Магометчай и вдоль крупного его правого притока доходит до с.Ах-Керпи. Это нарушение сбросо-сдвигового характера в своей СЗ части смещает базальные слои и глинистые сланцы лейаса опущенного ЮЗ крыла к северо-западу приблизительно на 0,5 км. Амплитуда сбросовой составляющей здесь приблизительно того же порядка, но юго-восточнее, в междуречье Гюльмагометчай и Ажкеричай размах сброса очевидно больше, т.к. имеет место повторение разреза в последовательности мощных толщ слоистых туфогенных пород и массивных или грубослоистых туфо- и лавовых брекчий и лав порфиритового состава. Другой небольшой сброс проходит восточнее и срезает часть глинистых сланцев лейаса, образующих здесь языкообразный выступ. Опущено опять СВ крыло. Третье нарушение неопределенной природы проходит чуть ниже слияния рек Ажкерпичай и Гюльмагометчай; оно приводит в тектоническое сопряжение вулканогенные слои с небольшим выходом лейасовых сланцев, сохранившихся после интрузии гранитоидов; юго-восточнее, уже на правом берегу р.Ажкерпичай оно же срезает южный край широкого выхода лейасовых конгломератов и сланцев.

Северная часть восточной периферии Локского выступа сильно выдвинута к востоку, что еще более подчеркнуто выходом здесь вытянутой в широтном направлении Поладаурской интрузии. Но судя по большому количеству в последней крупных останцев древних гранитоидов, можно предположить, что на этом участке выступ древнего фундамента не погружен, а находится на том же гипсометрическом уровне, что и западнее.

Восточное переклиналиное замыкание мезозойских отложений и, очевидно, геоантиклинальной структуры Локского поднятия в целом хорошо устанавливается по лейасовым отложениям правобережий рек Ажкерпичай и Перпенджанчай. Здесь фиксируются юго-восточные, восточные и северо-восточные довольно крутые ($35-45^{\circ}$) падения лейасовых слоев, соответственно в южной (ущ. р.Карасу), центральной (окрестности г.Карадаг) и северной (нижнее течение р.Баритисхеви) частях.

Указанное переклиналиное замыкание лейасовых слоев обусловлено, очевидно, довольно крутым погружением антиклинальной структуры близширотного простирания. Поперечный изгиб оси антиклинали хорошо подчеркнут выходом верхних горизонтов лейаса. Но восточнее повторением разреза лейаса (появление низов свиты конгломератов и песчаников) вырисовывается ядро еще одной довольно сжатой антиклинали северо-запад - юго-восточного простирания, а затем, после повторного появления верхнего лейаса, юрские отложения с наклоном в 40° примерно на меридиане с.Чанахчи окончательно скрываются в восточном направлении под трансгрессивным верхним мелом. Нет сомнения, что в описанных выше поперечных осложнениях участвуют породы фундамента, непосредственно располагающиеся под лейасовыми отложениями восточнее Поладаурской интрузии (см. разрез У-V схемы геологического строения).

Таким образом, на основании вышеизложенных фактов, восточную границу Локского поднятия с некоторой условностью следует проводить по меридиональной линии, проходящей через с.Чанахчи и вдоль ущ. р.Кызылкайчай.

Наиболее четко выраженной и вместе с тем сложно построенной и интересной в структурном отношении является северная граница Локского поднятия. Особая ее важность

состоит в том, что она отделяет друг от друга две геотектонические единицы Грузии – Артвино–Болнисскую глыбу на севере от Локско–Карабахской слабоскладчатой системы – на юге. Поэтому северная граница Локского поднятия на всем протяжении выражена на поверхности сложной совокупностью продольных и поперечных разрывных нарушений, носящих на разных участках различный характер. Эти нарушения уже давно детально охарактеризованы в ряде работ (Габуния, П. Гамкредидзе, 1942; Джавахишвили, 1958; П. Гамкредидзе, 1965), поэтому ниже будут приведены лишь некоторые соображения относительно общей тектонической природы северной границы Локского поднятия в целом.

Первое и основное, что существенно отличает северную периферию поднятия от всех остальных и сразу же обращает на себя внимание, это очень крутые (до 60°) северные падения всех отложений, непосредственно налегающих на фундамент; при этом, верхнемеловые образования, как правило, падают круче других ($70-80^\circ$). На этом основании здесь было установлено **надвижение** сеноманских отложений на байосские вулканогенные образования с направлением движения с севера на юг (Габуния, П. Гамкредидзе, 1942). Было высказано также мнение, что это нарушение по своему характеру напоминает краевой надвиг. Существование нарушения в основании сеноманских отложений здесь сомнения не вызывает. Оно хорошо устанавливается почти повсеместно в восточной части северной периферии кристаллического выступа (ущ. р. Портпорт, левый приток р. Локчай). В одном из небольших левых притоков р. Дамблудки на байосские туфогенные слои, крутопадающие на север под углом в 70° , налегают сеноманские известняки, имеющие уже южное, т.е. обратное падение, что, как известно, является прекрасным доказательством и обязательным последствием структуры типа краевого надвига или краевой складчатости (рис. 12). И хотя подобные явления в большей или меньшей степени четко выражены и в других местах, они не могут иметь решающего значения в определении общей тектонической природы северной границы структуры Локского поднятия. Краевая складчатость и связанные с ней межформационные движения в условиях размытых замковых частей, т.е. краевые надвиги (Джанелидзе, 1940), являются очень интерес-

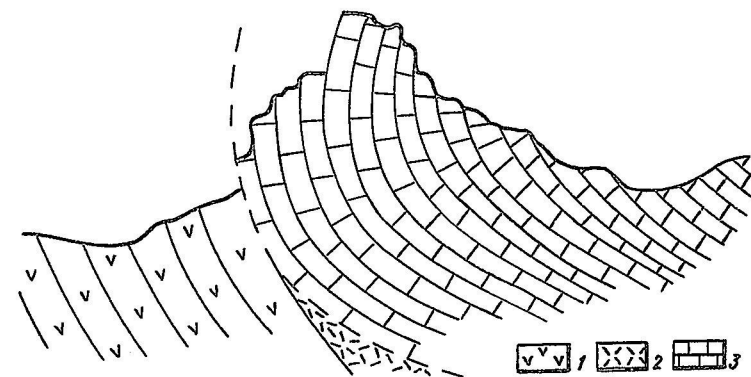


Рис. 12. Краевая складчатость или обратное загибание свободных концов сеноманских слоев.

1 – среднеюрские вулканогенные образования, сеноманские отложения, 2 – туфогенные, 3 – известняки.

ными и своеобразными структурными проявлениями. Однако не следует забывать, что явления краевой тектоники всегда являются вторичными и связаны с проявлением более важного и решающего для данной области тектонического процесса (тангенциальное сжатие, складкообразование и возникновение крупных разломов). Поэтому думается, что роль краевой складчатости или краевого надвига в формировании общей тектонической природы крупной структурной единицы не решающая и ее не следует переоценивать. В частности, для Локского поднятия главным фактором, определяющим все структурные особенности и направляющим все структурные элементы, безусловно является глубинный разлом, проходящий в фундаменте и обуславливающий крутое залегание лейасовых и байосских отложений и быстрое погружение поверхности фундамента.

Этот глубинный разлом зародился не позднее начала лейаса, когда началось обособление Локско–Карабахского прогиба. Движения по нему происходили неоднократно с изменением знака перемещения в разное время. Прогибание Локско–Карабахского трога осуществлялось, очевидно, в условиях растяжения земной коры на всей территории Закавказского срединного массива. В это время глубинный разлом выступал в роли крупного нормального сброса. А затем, во время верхнеюрской (см. ниже) складчатости, в свя-

зи с общим тангенциальным сжатием, движение блоков по разлому уже происходило в обратном направлении и Локско-Карабахская зона приобрела тенденцию к воздыманию. В этом случае глубинный разлом выступал уже в качестве взброса. При проявлении каждой последующей орофазы Локско-Карабахский блок должен был испытывать воздымание разной амплитуды. Поэтому думается, что надвиг сеноманских пород есть результат одного из поздних движений в процессе длительного воздымания Локского поднятия и должен рассматриваться как следствие межформационного скольжения известняковых пачек на поверхности массивной и компактной толщи вулканогенных образований и их опрокидывания на север в результате общего сжатия и, связанного с ним выпирания ядра Локского кристаллического сооружения по крутой поверхности взброса.

Как уже указывалось, неоднократные движения по глубинному разлому на поверхности проявлялись различно на разных участках.

В крайней западной части северной периферической полосы Локского поднятия глубинный разлом кристаллического фундамента на поверхности выражен в виде крупного взброса с приподнятым южным крылом. Вдоль этого нарушения, проходящего чуть севернее с. Сафарло в юго-восточном направлении и пересекающего р. Мошевани у впадения в нее левого притока Карасу, разные горизонты верхнемеловых отложений опущенного северного крыла приходят впри-тык по простиранию с верхнемеловыми, юрскими и палеозойскими образованиями южного крыла, которые, в свою очередь, нарушены несколькими незначительными сбросами меридионального и северо-восточного направлений.

Амплитуда взброса оценивается приблизительно в 500-600 м. В западном направлении взброс скрывается под вулканогенными образованиями среднего эоцена, что хорошо определяет его досреднеэоценовый возраст. Особенность описанного нарушения заключается в том, что срезая по падению или несколько косо мезозойские отложения и обуславливая при-тык разных их горизонтов по простиранию, нарушение это на поверхности выражено взбросом, т.е. воспроизводит в миниатюре обусловивший его глубинный разлом.

Восточнее ущелья р. Мошевани, вдоль всей северной пе-

риферии Локского поднятия, глубинный разлом, будучи северной границей последнего, на поверхности выражается надвигом сеноманских отложений на вулканогенные образования байоса.

Следует отметить также, что в западной части северной периферии Локского поднятия (в бассейне р. Дамблуджа) указанный взброс-надвиг осложнен несколькими небольшими нарушениями меридионального направления взбросо-сдвигового характера.

В отличие от Храмского выступа кристаллического фундамента, Локский — не предоставляет нам возможности подразделить слагающие его образования на отдельные структурные ярусы. Главная тому причина — отсутствие на территории последнего аналогов верхнепалеозойских вулканогенно-осадочного и кварцпорфир-гранитопорфирового интрузивного комплексов, образующих на Храмском выступе единый и хорошо обособленный позднепалеозойский структурный этаж. Однако здесь необходимо отметить, что, по мнению ряда исследователей (Зесашвили, 1955; Джавахишвили, 1958) и по нашим данным по изучению галечного материала базальных слоев лейаса, верхнепалеозойские образования, подобные Храмским, должны были быть развиты и в пределах Локского поднятия, но к настоящему времени они полностью размыты или сохранились лишь за пределами выхода кристаллических пород под мезозойским осадочным чехлом. На этом мы задержимся детальнее в заключительном разделе работы, а здесь отметим только, что на современном уровне наших знаний по выступу фундамента Локского поднятия здесь целесообразнее выделить один доюрский структурный ярус, сложенный метаморфическим и гранитоидным комплексами и большой группой базитовых пород палеозойского возраста. Из них наиболее интересен в структурном отношении метаморфический комплекс.

Кристаллические и метаморфические сланцы и амфиболиты, образующие метаморфический комплекс Локского выступа фундамента, очень интенсивно и довольно сложно дислоцированы. Это выражается в напряженной мелкой складчатости и пloyчатости сланцев, устанавливаемых благодаря идеальной сланцеватости метаморфического комплекса. Судя

по присутствию в метаморфитах **немногочисленных** линз мраморизованных известняков, залегающих согласно сланцеватости, а также по чередованию в сланцах пачек явно различного состава, сланцеватость развита в комплексе в общем согласно первичной слоистости исходных вулканогенно-осадочных образований. По этим текстурным элементам в метаморфическом комплексе не удается установить четко выраженных складчатых структур, так как элементы залегания поверхностей сланцеватости меняются буквально на каждом шагу. Поэтому целесообразнее говорить лишь о общем структурном плане кристаллических и метаморфических сланцев. На западной периферии Локского выступа фундамента, где метаморфический комплекс развит наиболее полно, простирания поверхностей сланцеватости ориентированы в общем близмеридионально, точнее в северо-западном направлении с небольшими отклонениями местного характера. Так что структурный план сланцеватости совпадает с западной границей выступа. На северной периферии, восточнее ущелья р. Мошевани простирания сланцеватости резко меняются на близширотные, сперва на **восточно-юго-восточные**, затем на **восточно-северо-восточные**; азимуты падения не выходят за пределы северных румбов. (Кстати сказать, для детальных структурных исследований условия здесь очень неблагоприятные).

В юго-западной части Локского выступа, на водоразделе рек Мошевани и Джандарчай простирание поверхностей сланцеватости все еще меридиональное, но, судя по падениям, они здесь образуют, очевидно, две маленькие синклинали и одну антиклиналь с падением крыльев в $30-40^\circ$. Оси складок погружаются на север и синклинали быстро замыкаются центриклинально на юге. Дальше к западу, между селениями Камышлю и Локджандари и далее хорошо выдерживаются падения поверхности сланцеватости на юго-восток $130-160^\circ$, под углом в $50-70^\circ$.

Таким образом, ввиду ограниченного развития метаморфического комплекса в пределах Локского кристаллического сооружения, в нем не удается выделить отдельные складчатые структуры. Что же касается наиболее древнего общего структурного плана Локского выступа или основных структурных направлений, устанавливаемых по сланце-

ватости его метаморфического комплекса, то они в основном совпадают с очертаниями границ выступа фундамента (особенно на западной периферии). Судя по сланцеватым текстурам пород, развитых на северной и южной перифериях выступа, и, особенно, по элементам, фиксируемым в останках метаморфических сланцев в гранитоидах, можно заключить, что в метаморфическом комплексе преобладают близширотные, точнее восточно-северо-восточные простирания структур. С некоторой условностью можно допустить, что нижепалеозойский деформационный план Локского кристаллического выступа близок к Антикавказскому.

Описанные текстурные и структурные элементы присущи только породам метаморфического комплекса, в других породах кристаллического фундамента они не фиксируются. Из этого можно заключить, что они являются наиболее древними из всех структурных форм, устанавливаемых в породах Локского поднятия, и их возникновение по времени связано с проявлением тех же тектонических и метаморфических процессов, которые превратили исходные вулканогенно-осадочные породы в метаморфический комплекс и несомненно имели место до внедрения гранитоидов.

В заключение несколько слов о самом главном — о структуре Локского поднятия в целом. В тектоническом отношении она представляет собой крупную антиклинальную структуру, которая хорошо вырисовывается благодаря мезозойским и кайнозойским отложениям, развитым по ее перифериям. Судя по тектонической природе этого осадочного обрамления, Локское поднятие является геоантиклинальной структурой близширотного простирания (с некоторым отклонением к северо-востоку), ось которой довольно быстро погружается и в западном и в восточном направлениях, обуславливая периклинальное замыкание послепалеозойских осадочных образований и эллипсоидальную, чуть вытянутую в широтном направлении форму выступа кристаллического фундамента в качестве ядра антиклинали.

Падения юрских, меловых и эоценовых отложений крутые ($50-80^\circ$) на северной периферии и пологие ($15-30^\circ$) на южной свидетельствуют о резко асимметричном строении антиклинальной структуры Локского поднятия, которое особенно четко выражено в восточной его части (см. раз-

резы II-II, III-III). Южное крыло и восточная периклинал Локской антиклинальной структуры весьма пологого падения, осложнены складками второго и третьего порядков, хорошо фиксирующимися в юрских осадках. Западная периклинал и северное крыло Локской антиклинали, как более круто залегающие элементы складки, осложнены главным образом разрывными нарушениями.

Что же касается ядра Локского геоантиклинального поднятия, т.е. собственно выступа его фундамента, то он представляет собой обнаженную сводовую часть антиклинальной структуры. О характере этой сводовой части, или о наличии в ней более мелких структур, нельзя сказать что-либо определенное из-за отсутствия в ее строении слоистых пород или образований с ярко выраженными план-параллельными или линейными текстурами. Такими образованиями являются лишь породы метаморфического комплекса, представляющего собой кровлю гранитов. Эта кровля от долейасового размыва сохранилась лишь по перифериям выступа в виде узкой прерывистой полосы и то лишь на западной его половине. Долейасовый размыв был настолько значительным, что нижний лейас с базальными слоями в основании, в большинстве случаев, расположен непосредственно на породах гранитоидного комплекса.

Не менее интенсивными были, очевидно, и послелейасовые денудационные процессы, проявлявшиеся неоднократно. В силу интенсивных послелейасовых размывов лейасовые отложения также сохранились лишь по краям выступа фундамента. Но в ряде случаев останцы лейасовых отложений в виде небольших эрозионных шапок сохранились и в центральных частях кристаллического сооружения. Иногда эти эрозионные шапки расположены в непосредственной близости от останцев кровли метаморфического комплекса. Такая картина наблюдается, например, в истоках левых притоков р. Локчай, где в 0,5 и 1,5 км северо-западнее с. Локджандари в палеозойских гранитоидах (лейкокатовых) нами совместно с М.А. Кекелия и Т.Н. Мгелиашвили были обнаружены два довольно крупных (300х150 и 500х200м) останца кристаллических сланцев, а чуть восточнее от них — небольшая шапка базальной свиты лейаса налегающая на те же граниты. Этот факт позволяет нам сделать весьма

важные палеогеографические выводы, и на основании последних высказать некоторые соображения о палеотектонической природе Локского выступа кристаллического фундамента.

В частности, упомянутый выше факт несомненно свидетельствует, что наряду с интенсивным — долейасовым размывом кристаллического фундамента в промежутке времени от внедрения палеозойского гранитоидного комплекса, т.е. становления древнего основания, до наступления лейасовой трансгрессии на территории Локского выступа проявились сильные складкообразовательные движения, связанные, видимо, с позднегерцинскими орофазам.

Как известно, останцы, или ксенолиты кровли в гранитоидном комплексе обычно должны быть приурочены к наиболее верхним горизонтам гранитоидной интрузии, прилегающим к кровле вмещающих пород, в нашем случае — метаморфического комплекса. Поэтому обнаружив ксенолиты кровли в гранитоидном массиве, подвергшемся переработке последующими тектоническими движениями, можно с достаточной уверенностью заключить, что на этом участке гранитоидного массива должны быть представлены его наиболее высокие уровни, которые обычно сохраняются в синклиналильных структурах фундамента. Нахождение же среди пород гранитоидного комплекса наряду с останцами кровли метаморфических сланцев также и эрозионной шапки лейасовых отложений, непосредственно налегающей на гранитоиды, а не на останцы кровли, позволяют установить здесь следы проявления как долейасовых, так и послелейасовых движений, а самое главное, движений складкообразовательных, а не таких, которые бы обусловили общее воздымание области. Более того, с достаточной уверенностью можно говорить еще, что послелейасовые структуры развивались здесь по плану, унаследованному от позднегерцинского этапа развития и выражались, видимо, в дальнейшем развитии существующих уже складчатых структур (см. разрез II-II к схеме геологического строения).

В частности, синклиналильная структура, зародившаяся в Локском кристаллическом сооружении после проявления гранитоидного магматизма и фиксируемая по наличию в палеозойских гранитоидах останцев или ксенолитов кровли метаморфического комплекса севернее с. Локджандари, продол-

жала развиваться и впоследствии через весьма значительный промежуток времени, охватывающий раннюю и среднюю юру.

Таким образом, крупный свод широтной антиклинальной структуры Локского поднятия, выраженной Локским выступом пород фундамента, осложнен синклиналией складкой, очевидно того же направления, проходящей в 1 км севернее с.Локджандари. Эта синклиналией структура делит на две неравные части единую антиклиналь; на более крупную – северную и меньшую – южную. За первой должно быть сохранено название Локской антиклинали, вторая же антиклиналь может быть названа Джандарской. Очень возможно, что отражением такой раздвоенной антиклинальной структуры Локского поднятия в целом и является резко выраженная ступенчатая форма обнаженного ядра или выступа на его восточной периферии. Северная – сильно выдвинутая к востоку – часть восточной периферии выступа соответствует, очевидно, выходу ядра основной северной антиклинали. Этим подтверждается близость палеозойских гранитоидов от дневной поверхности в крайне восточной части Локского поднятия как на площади развития Поладаурской интрузии, так и восточнее за ее пределами, о чем свидетельствует обилие их останцев и крупных массивов в среднеюрских гранитоидах.

Учитывая вышеизложенные соображения по структурным особенностям выступа Локского поднятия, нам кажется необоснованным предположение, что ось последнего проходит через с.Локджандари в юго-запад – северо-восточном направлении (Зесашвили, 1965). Ось основной Локской антиклинали (северной) совпадает с субширотной линией, проходящей приблизительно по центральной части Поладаурской интрузии, вдоль самого крупного широтного левого притока р.Локчай, через истоки р.Дамблудки и вдоль правого широтного притока р.Джандарчай. Следует заметить, что ось единой антиклинальной структуры Локского поднятия, если бы она и не была осложнена указанной выше синклиналией, все равно не проходила бы по широтной линии через с.Локджандари и даже – не в центральной части выступа. Ось общей антиклинальной структуры во всех случаях следовало бы провести ближе к северной периферии в силу резко асимметричного строения последней (см. разрез III-III).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ЛОКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Историю геологического развития области выхода на поверхность Локского выступа кристаллического фундамента несомненно следует начать со времени образования древнейших из слагающих его комплексов – метаморфического комплекса, вернее, со времени накопления тех первичных пород, многократные переработки и изменения которых привели к формированию метаморфического комплекса Локского выступа.

Для точного определения возраста материнских пород Локских метаморфитов никакими прямыми данными мы не располагаем. Обычно их возраст, по аналогии с нижнекембрийскими метаморфитами Дзирульского выступа фундамента, также считается нижнекембрийским, или более широко, относится к промежутку времени, охватывающему конец рифея – начало палеозоя.

Таким образом, в конце рифея – начале палеозоя на территории нынешнего Локского сооружения (как очевидно и всего Закавказского срединного массива) в эвгеосинклинальном (?) бассейне с корой океанического типа накопились вулканогенно-терригенно-карбонатные осадки. Относительно времени проявления здесь тектогенеза и связанных с ним процессов, вызвавших консолидацию области, существует несколько соображений (П. Гамкрелидзе, 1964, 1965; Муратов, 1966, 1969; Хаин, 1967, 1968, 1970; Адамия, 1968, 1972; Белов, 1968, 1969; И. Гамкрелидзе, 1973, 1976) и они сводятся к проблеме времени формирования фундамента Закавказского срединного массива.

Разбор всех этих представлений и позиция автора по отношению к этому вопросу детально изложены в работе по Храмскому кристаллическому сооружению (Хуцишвили, 1977). Здесь же отметим, что консолидация области, по нашему мнению, вызвана раннекаледонским тектогенезом, проявившимся в конце кембрия или нижнего палеозоя. К этому же времени относятся, видимо, процессы метаморфизма и бескалийшпатового гранитного магматизма. При таком решении вопроса мы основываемся на нескольких хорошо известных фактах:

- 1) возраст метаморфической серии ("филлитов") Дзиркульского кристаллического сооружения раннекембрийский;
- 2) датированные среднепалеозойские отложения как в пределах Локского поднятия, так и Дзиркульского и Храмского массивов отсутствуют;
- 3) план деформации выступов фундамента Закавказского срединного массива (и в частности Локского выступа) резко отличается от плана диастрофизма палеозойских толщ Главного хребта Большого Кавказа;
- 4) Байкальский орогенез следует строго ограничить сверху концом рифея (Зайцев, 1964; Постельников, 1973), а кембрийские движения отнести уже к раннекаледонскому или салаирскому циклу тектогенеза (Алтухов и др., 1973; Кудрявцев, 1973).

Следовательно, к концу кембрия (или нижнего палеозоя?) территория Локского поднятия в составе Закавказского срединного массива представляла вышедшую из позднерифейско-раннепалеозойской геосинклинальной стадии развития единицу раннекаледонской (салаирской, И.Гамкрелидзе, 1974) консолидации.

Средне-верхнепалеозойский, а также триасовый отрезки времени остаются неразгаданными, в силу отсутствия на территории выступа соответствующих образований. Однако о верхнепалеозойском отрезке можно составить все же кое-какое представление по косвенным данным. Дело в том, что базальные слои лейаса, несогласно перекрывающие образование субстрата, переполнены гальками кварцпорфиров и гранитпорфиров, а также кремнистыми образованиями, совершенно аналогичными с породами верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщи или, так называемой, свиты "нижних туффитов" Храмского кристаллического сооружения. Этот факт отмечался и раньше (Зесавили, 1955) и стал причиной предположения, что до наступления лейасовой трансгрессии в юго-западной части Локского кристаллического выступа (т.к. данными о других частях выступа автор не располагал), очевидно, были развиты образования, тождественные Храмским "нижним туффитам". Однако наши наблюдения позволяют сделать гораздо более определенные выводы. На всех перифериях выступа, где только были обнаружены базальные слои лейаса (в истоках рек Камышпосхеви, Джан-

дарчай, Локчай, в левых притоках р.Гюль-Магометчай - на юге выступа; по рекам Мошевани, Дамблудка, Локчай - на северной периферии, а также в небольших эрозионных "шапках" конгломератов, сохранившихся от размыва на самом выступе (чуть севернее с.Локджандари), в их гальках присутствуют кварцпорфиры и гранитпорфиры. В большинстве случаев они резко преобладают над другими компонентами (приблизительно с пропорцией 9:1). Такая картина дает нам полное основание заключить, что источник этого галечного материала не мог развиваться локально. Если вспомнить при этом, что тождественные Храмским "нижним туффитам" образования широко развиты и на Дзиркульском "массиве" в виде Чиатурской "кварцпорфировой свиты", то нам кажется не будет излишней смелостью утверждать, что в верхнем палеозое (точнее в отрезке времени визе-башкирский век) на всей территории Закавказского срединного массива господствовал режим, благоприятный для накопления образований типа нижних туффитов, т.е. были континентально-лагуно-мелководные условия с соответствующим осадконакоплением на фоне весьма мощного кислого наземного вулканизма.

Дальнейший ход развития области в промежутке времени с конца позднего палеозоя до наступления лейаса нам совершенно неизвестен. Впрочем, этот триасовый отрезок является загадочным для всей территории Закавказского срединного массива; ни на одном из его выступов нет и следа этого времени.

Начало лейаса знаменуется обширной трансгрессией моря, наступавшего, видимо, с юга, т.к. отлагая на Локском выступе все свои отделы, начиная с гетанга, Храмский выступ, расположенный севернее, оно затопляет лишь в домерском веке. В гетанге море мелководное, в нем накапливаются конгломераты и кварцаркозовые песчаники, но оно несомненно покрывало всю территорию выступа, о чем свидетельствуют небольшие выходы конгломератов в его центральной части в виде эрозионных шапок. В синемюр-нижнем аалене отмечается постепенное углубление моря, сопровождающееся песчано-глинистым осадконакоплением. Среднюю юру можно именовать эпохой бурной и бесперебойной подводно-вулканической деятельности области, кото-

рая началась, возможно, уже в верхнем аалене (на северной периферии кристаллического выступа отмечается согласный и постепенный переход фаунистически охарактеризованных нижнеааленских слюдистых сланцев в туфогенные слои). В байосе вулканическая активность и вместе с ним, видимо, и погружение моря достигают максимума (мощность байосских вулканогенных образований до 3 - 3,5 км).

Здесь следует отметить, что недавно на южной периферии Локского поднятия на обширной площади развития вулканогенных образований были обнаружены туфогенные слои с богатой нижнебатской фауной (Д.И. Папава; определения Т.А. Пайчадзе); предполагается присутствие и верхнего бата, представленного также андезито-базальтовыми лавами и их пирокластолитами (отчет Поладаурской ГПП ГПУ, 1976); по предварительным подсчетам мощность батских вулканогенных образований приблизительно того же порядка, что и байосских. По этим новым данным суммарная мощность среднеюрских вулканогенных образований не должна быть меньше 6 тыс. м (отчет Поладаурской ГПП ГПУ, 1976).

Эти новые данные существенно меняют наши представления о ходе мезозойского, точнее юрского развития области. В частности, считалось, что эта часть Артвино-Болнисской глыбы начала регенерироваться с начала юры, достигнув в байосском веке максимума прогибания с проявлением мощной вулканической активности, в батском веке подверглась горообразовательным движениям, гранитоидному магматизму (Поладаурская интрузия) и обособилась как слабо-складчатая Локско-Карабахская зона со своей характерной единицей - Локским поднятием. Однако в свете новых данных такая схема развития для этой зоны уже неприемлема. Последняя не могла быть подвержена батской орофазе, так как интенсивно прогибалась в это время с сопровождением мощного геосинклинального (субгеосинклинального?) вулканизма. По той же причине Поладаурская интрузия не может считаться батской. Как для проявления движений, так и для гранитоидного магматизма следует допустить уже более молодой возраст, вернее всего позднюю юру (или ранний мел?).

Работы по уточнению районов развития батских вулканогенных образований, их обособлению от вулканогенного

же байоса и оконтуриванию являются задачей дальнейших детальных лито-стратиграфических и структурных исследований. Поэтому на прилагаемой схеме геологического строения области и разрезах батский ярус фигурирует вместе с верхним байосом.

Подводя итоги всем имеющимся на сегодняшний день данным можно предположить, что в последний раз территорию собственно кристаллического фундамента современного Локского поднятия море покрывало в лейасе (т.е. и впервые, после долгого послепалеозойского (?) отсутствия); область непосредственно прилегающая к ней с юга, с начала же байосского века испытывает интенсивное погружение, придерживаясь этой тенденции и в течение батского века с общей амплитудой опускания не менее 6 км. Мы не предполагаем никакими данными о поведении в это время, т.е. в средней юре, территории нынешнего выступа. Никаких следов вулканогенных образований на нем в настоящее время нет. Можно было бы допустить, что среднеюрское погружение не распространялось на эту область и подводное вулканогенное осадконакопление на нем не имело места. Однако трудно представить, чтобы столь грандиозное опускание, фиксируемое в 2-3 км южнее от современного выступа кристаллического фундамента, хоть в какой-то мере не коснулось и его самого. Надо думать, что и область выступа не избежала некоторого погружения, и море, покрывавшее его территорию в лейасе, не покидало ее в течение всей средней юры; но, по всей вероятности, погружение последней носило умеренный характер, и территория выступа в качестве квазистойчивой единицы с незначительным по мощности осадконакоплением. Об этом может, очевидно, свидетельствовать присутствие туфогенных отложений на северной периферии выступа, намного уступающих по мощности вулканогенным толщам южной периферии. На территории выступа эти маломощные вулканогенные образования средней юры впоследствии были, по-видимому, полностью уничтожены продолжительной эрозией, последовавшей за воздыманием и обособлением Локского поднятия. Так или иначе нет сомнения в том, что с начала средней юры на южной периферии Локского поднятия функционирует глубинный разлом, возмож-

но тот самый, о котором говорилось выше, и который должен проходить в субширотном направлении, приблизительно на широте с.Норашен.

Начиная с поздней юры, в связи с позднеюрской или преднеокомской орогенией (позднекимерийская складчатость) Локское поднятие начинает воздыматься и продолжает эту тенденцию до настоящего времени, все больше обособляясь в виде независимой геоантиклинальной или горстан-тиклинальной структуры с проявлением каждой из последую-щих фаз альпийского тектогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- А д а м и я Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, нов.сер., вып.16. Изд-во "Мецниереба", Тбилиси, 1968.
- ✓ В а р д з е л а ш в и л и Н.С. Некоторые вопросы геохимии урана, тория и продуктов их распада в гранитоидах (на примерах Локского массива, Малый Кавказ). Авт. дисс. на соиск. уч.ст.канд. геол. - минерал. наук, Ин-т геох. и физ. мине-рал. АН УССР, Киев, 1976.

А л т у ж о в Е.Н., С м и р н о в А.Д., К р а с и л ь-
н и к о в Б.Н. О байкальской складчатости Цен-
тральной Азии. "Геотектоника", № 4, 1973.

Вопросы геологии Северо-западной части Абхазии. "Мецниереба",
Тбилиси, 1972.

Г а б у н и я К.Е., Г а м к р е л и д з е П.Д. Геология южной части
Борчалинского района (на груз.яз.). Тр. Геол. ин-та
АН СССР, сер. геол., т. 1/VI /, 1942.

Г а м к р е л и д з е И.П. Механизм формирования тек-
тонических структур (на примере Аджаро-Триа-
летской зоны) и некоторые общие проблемы тек-
тогенеза. Тр. Геол. ин-та АН СССР, нов.сер.,
вып.52. Изд-во "Мецниереба", Тбилиси, 1976.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. ГИН АН СССР, Монографии, №2, 1949.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Тектоническое строение. В кн.:
"Геологическое строение и металлогения Юго-
Восточной Грузии". Тр. Геол. ин-та АН СССР,
нов. сер., вып. 1, 1965.

Г а м к р е л и д з е П.Д. Основные черты тектоническо-
го строения Кавказа. "Геотектоника", № 3, 1966.

✓ Д ж а в а х и ш в и л и Ш.И. Петрография и геологиче-
ское строение восточной части Локского массива
(на груз.яз.). Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. ми-
нералог. и петрогр., т.1У, 1958. С. 348-359

✓ Д ж а в а х и ш в и л и Ш.И. Нижний палеозой. В кн.:
"Геологическое строение и металлогения Юго-
Восточной Грузии". Тр. ГИН АН СССР, нов.сер.,
вып. 1, 1965.

Д ж а н е л и д з е А.И. Геологические наблюдения в Ок-
рибе. Груз. филиал АН СССР, т. III, № 1-2, 1940.

- З а й ц е в Н.С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн.: "Складчатые области Евразии". Изд. "Наука", 1964.
- ✓ З а р и д з е Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- З а р и д з е Г.М. О базальтовом субстрате древнейшего геосинклинального пояса Кавказа. Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7. Изд-во "Наука", М., 1970.
- ✓ З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива. "Вопросы петрол. и минерал.", т.1, М., 1953. С. 312-318.
- ✓ З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.
- ✓ З а р и д з е Г.М., Т а т р и ш в и л и Н.Ф. Палеозойские интрузии. "Геология СССР, т.Х, Грузинская ССР". "Недра", М., 1964.
- З е с а ш в и л и В.И. Геология части бассейна р.Поладаури (на груз.яз.). Тр.Геол. ин-та АН ГССР, сер.геол., т.1X (X1Y), вып.1, 1955.
- ✓ И в а н и ц к и й Т.В., М г е л и а ш в и л и Т.Н. Геохимия свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива в связи с вопросом металлогенической специализации пород. Тр.Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып.27. Изд-во "Мецниереба", Тбилиси, 1971. 195 с.
- К а з а х а ш в и л и Т.Г. Геолого-петрографический очерк Джандарского кристаллического массива (западная часть). ТГУ, Тбилиси, 1941.
- ✓ К е к е л и я М.А., Ч х е т и я Н.Н. Геохимические особенности (редкоземельные и некоторые редкие элементы) гранитоидных пород Локского

массива. В сб.: Геохимия Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 55, 1977. С. 51-76

- К о ж у х а р о в Д., Б о я н о в И. Состав и возраст метаморфических сланцев восточной части Дзирульского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1971.
- К у д р я в ц е в Г.А. О складчатости позднего докембрия и кембрия. "Геотектоника", № 4, 1973.
- М а л х а с я н Э.Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Изв. АН Арм. ССР, Ереван, 1975.
- М у р а т о в М.В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ. Изв. ВУЗ, геол. и ряз., № 3, 1966.
- М у р а т о в М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. "Геотектоника", № 2, 1969.
- П е й в е А.В. Разломы и тектонические движения. "Геотектоника", № 5, 1967.
- Р а д у г и н К.В. Некоторые фазы тектогенеза в позднем докембрии Восточного Саяна. В кн.: "Складчатые области Евразии", Изд. "Наука", М., 1964.
- С о б о т о в и ч Э.В., В а р д з о л а ш в и л и И.С., Ц ъ о н О.В., С л у п и ц к и й Ю.А. Связцово-изохронный возраст гранитоидов Локского массива (Малый Кавказ). Тезисы XIX сесс. Комисс. по опр. абс. возр. геол. формаций, М., 1975.
- Х а и н В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинимической интерпретации. "Геотектоника", № 1, 1975.
- Х у ц и ш в и л и О.Д. Тектоника и история формирования Храмского кристаллического выступа. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 56, 1977.
- Ч и х е л и д з е С.С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива (на груз. яз.). Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., 1У (1X) в. 1948.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 5

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЛОКСКОГО ВЫСТУПА
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА 7

Образования Локского выступа фундамента и
их взаимоотношения 8

 Метаморфический комплекс 8

 Базитовый комплекс 15

 Палеозойский гранитоидный комплекс . . . 18

 Возраст метаморфического и гранитоидного
 комплексов 29

 Юрские гранитоиды 32

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ 36

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ФУНДАМЕНТА ЛОКСКОГО ПОДНЯТИЯ 55

ЛИТЕРАТУРА 61

Омар Давыдович Хуцишвили

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ЛОКСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ВЫСТУПА

ИБ 596

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

Редактор издательства Т.П.Б о к у ч а в а

Техредактор Э.Б.Б о к е р и я

Корректор Л.Ш.Д ж а ш и

Сдано в набор 3.3.1978; Подписано к печати 16.3.1978;
Формат бумаги 60x90¹/16; Бумага офсетная; Печатных л. 4.2; Уч.-издат. л. 4

УЭ 01035; Тираж 500; Заказ 804;

Цена 60 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство „Мециереба“, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19



- | | | | |
|--|----|-------------------------------|----|
| Q | 1 | J ₁ h | 16 |
| APN ₁ ³ Q ₂ | 2 | P ₂ | 17 |
| P ₂ ^{2d} | 3 | P ₂ ₁ | 18 |
| P ₂ ^{2c} | 4 | δmP ₂ ² | 19 |
| P ₂ ^{2b} | 5 | δφK ₂ | 20 |
| P ₂ ^{2a} | 6 | δmK ₂ | 21 |
| K ₂ t ₂ -st | 7 | γJ ₂ | 22 |
| K ₂ t ₁ | 8 | δmJ ₂ | 23 |
| K ₂ cm ₂ | 9 | γ ₁ P ₂ | 24 |
| K ₂ cm ₁ ^c | 10 | γ ₀ P ₂ | 25 |
| K ₂ cm ₁ ^b | 11 | | 26 |
| K ₂ cm ₁ ^a | 12 | | 27 |
| J ₂ δj ₃ +δt | 13 | | 28 |
| J ₂ δj ₁₊₂ | 14 | γ x | 29 |
| J ₁ s+al ₁ | 15 | | |

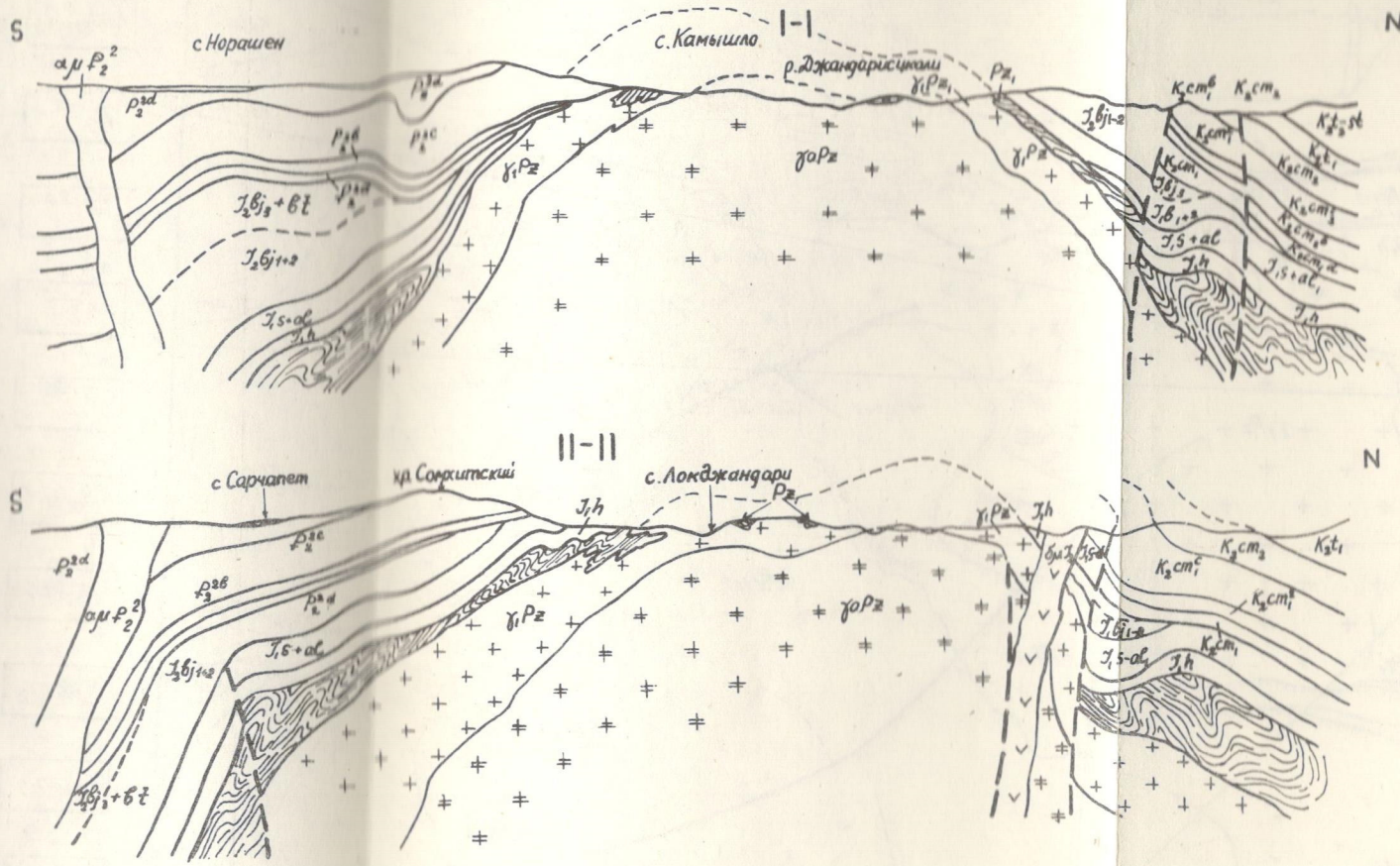


Схема геологического строения выступа кристаллического фундамента и осадочного чехла Локского поднятия (по материалам Ш.А.Адамия, В.И.Зесашивили и Ш.И.Джавахишвили и собственным наблюдениям, составил О.Д.Хуцишвили) и разрезы.

1 - четвертичные аллювиально-делювиальные и пролювиальные образования; 2 - верхнемиоценово-нижнечетвертичные лавы: дациты, андезиты, базальты долериты и их пирокластиты; средний эоцен, 3 - слоистые песчаники, туфопесчаники, туфы и лавы андезито-дацитового состава, 4 - массивные туфы, туфобрекчии и лавы андезитового состава, 5 - андезитовые туфы и туфопесчаники, 6 - песчаники, конгломераты, известняки, 7 - верхний турон-сантон, альбитофировые пирокластиты с редкими прослоями зоогенных известняков, 8 - нижний турон, вулканогенные породы альбитофирового состава с прослоями карбонатных пород, 9 - верхний сеноман туфы и туфобрекчии порфиритового состава с прослоями карбонатных пород; нижний сеноман 10 - чередование мергелей и пирокластитов порфиритового состава, 11 - массивные известняки с прослоями туфобрекчий, 12 - чередование плагиоклазовых порфиритовых пирокластитов, мергелей известняков 13 - верхний байос-бат, слоистые туфогены среднего и кислого состава, андезитовые туфы и туфобрекчии, 14-нижний и средний байос, порфириновые лавы и их пирокластиты, 15- синемюр-нижний аален, песчано-сланцевая свита, 16 - геттанг, свита кварцевых песчаников, и конгломератов метаморфический комплекс, 17 - нижний палеозой, слюдястые, серицитовые, графитовые сланцы, 18-конец рифея (?) - венд (?), габбро-диабаз-амфиболитовая формация (океаническая кора?), 19-среднеэоценовые андезиты; 20 - верхнемеловые кварцевые альбитофиры, 21 - верхнемеловые диабаз-порфиры, 22 - верхнеюрские гранитоиды, 23-среднеюрские кварцево-амфиболовые порфиры, гранитоидный комплекс, 24 - микроклиновые граниты, 25- кварцевые диориты, 26 - нормальная и условная границы между свитами, 27 - разрывные нарушения, 28- разрывные нарушения всех видов, 29 - наклонное и опрокинутое залегание слоев.